

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 2 (88)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2011

Главный редактор

д-р геогр. наук, профессор *Фролов И.Е.* (ААНИИ)

Редакционная коллегия

канд. физ.-мат. наук *Данилов А.И.* (зам. главного редактора)

канд. геогр. наук *Бузин И.В.*

(ученый секретарь, тел. (812) 337-3212, e-mail: buzin@aaari.nw.ru)

д-р геогр. наук *Алексеев Г.В.* (ААНИИ)

канд. физ.-мат. наук *Бобылев Л.П.* (Фонд Нансен-центр)

д-р геогр. наук *Вуглинский В.С.* (ГГИ)

канд. геол.-минерал. наук *Грикуров Г.Э.* (ВНИИОкеангеология)

д-р геогр. наук *Гудкович З.М.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Доронин Ю.П.* (РГГМУ)

д-р геогр. наук *Зубакин Г.К.* (ААНИИ)

д-р геол.-минерал. наук *Иванов В.Л.* (ВНИИОкеангеология)

д-р физ.-мат. наук *Катцов В.М.* (ГГО)

канд. геогр. наук *Липенков В.Я.* (ААНИИ)

канд. техн. наук *Лихоманов В.А.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Макшутас А.П.* (ААНИИ)

д-р геогр. наук *Никифоров Е.Г.* (ААНИИ)

канд. геогр. наук *Радионых В.Ф.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Рожков В.А.* (СПбГУ)

д-р геогр. наук *Саватюгин Л.М.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Тимохов Л.А.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Трошичев О.А.* (ААНИИ)

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 2 (88)

Подписной индекс издания 48657

в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

В соответствии с решением Президиума Высшей аттестационной комиссии Минобрнауки России от 19 февраля 2010 года №6/6 журнал включен в перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук

Редактор: Е.В.Миненко

Оригинал-макет: А.А.Меркулов

На обложке рисунок А.М.Козловского

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2011.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>А.А.Крылов, В.В.Шилов, И.А.Андреева, Е.С.Миролюбова.</i> Стратиграфия и условия накопления верхнечетвертичных осадков северной части поднятия Менделеева (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана).....	7
<i>В.В.Крупская, А.А.Крылов, В.Н.Соколов.</i> Глинистые минералы как индикаторы условий осадконакопления на рубежах мел–палеоцен–эоцен на хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан).....	23
<i>Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б.</i> Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея.....	36
<i>Е.А.Логвина, Т.В.Матвеева, В.А.Гладыш, А.А.Крылов.</i> Комплексные исследования покмарков на Чукотском плато	45
<i>Е.Б.Суворова.</i> Литологическая характеристика нефтеносных каменноугольных пород месторождения Медынское-море, шельф Печорского моря	55
<i>А.С.Жолондз, Т.Б.Яновская.</i> Новейшие данные о сейсмичности глубоководной части Северного Ледовитого океана.....	62
<i>Л.В.Варова, Г.Л.Лейченков Ю.Б.Гусева.</i> Тектоническое строение континентальной окраины Земли Адели – Земли Георга V и прилегающей абиссальной котловины (Восточная Антарктика)	69
<i>В.А.Маслов.</i> Роль плюм-литосферных процессов в формировании мезопротерозойской Фишерской вулкано-плутонической области (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида).....	81
<i>Е.В.Михальский, Е.Н.Каменев, А.С.Михальская.</i> Геологическое изучение Антарктиды: исторические аспекты и современное состояние	97
<i>М.В.Дорожкина, Л.М.Саватюгин.</i> Имена сотрудников ААНИИ на географических картах. Михаил Емельянович Острекин, Вячеслав Васильевич Фролов.....	113
Памяти Б.А.Крутских.....	117

CONTENTS

Preface	5
<i>A.A.Krylov, V.V.Shilov, I.A.Andreeva, E.S.Mirolubov.</i> Stratigraphy and accumulation of Upper Quaternary sediments in the northern part of the Mendeleev Rise (Amerasian Basin, Arctic Ocean).....	7
<i>V.V.Krupskaya, A.A.Krylov, V.N.Sokolov.</i> Clay minerals as indicators of sedimentary environment during the Cretaceous–Paleocene–Eocene time in the Lomonosov Ridge (Arctic Ocean)	23
<i>Gusev E.A., Arslanov H.A., Maksimov F.E., Molodkov A.N., Kuznetsov V.Yu., Smirnov S.B., Chernov S.B., Zhrebtsov I.E., Levchenko S.B.</i> New geochronological Data on neopleistocene-holocene Sediments from Lower Yenisey Areal	36
<i>E.A.Logvina, T.V.Matveeva, V.A.Gladysh, A.A.Krylov.</i> The comprehensive study of the pockmarks from the Chukchi plateau	45
<i>E.B.Suvorova.</i> Lithological characteristic of oil-bearing carboniferous rocks from Medyn-more oil-field, the Pechora sea offshore.	55
<i>Zholondz A.S., Yanovskaya T.B.</i> The newest data about seismicity of the deep-water part of Arctic ocean	62
<i>L.V.Varova, G.L.Leitchenkov, Y.B.Guseva.</i> Tectonic structure of Terra Adelie – George V margin and adjacent ocean basin (East Antarctic)	69
<i>V.A.Maslov.</i> Role of the plume-lithospheric Processes in the formation mezoproterozoic volcano-plutonic Fisher Terrain (Prince Charles mountains, East Antarctica)	81
<i>E.V.Mikhalsky, E.N.Kamenev, A.S.Mikhalskaya</i> Geological investigations in the Antarctic: historical aspects and on-going research	97
<i>L.M.Savatyugin, M.V.Dorozhkina.</i> Names of AARI scientists on geographical maps. Mikhail Emelyanovitch Ostrekin, Vyatcheslav Vasiljevitch Frolov	114
In memory of B.A.Krutskih	117

ПРЕДИСЛОВИЕ

Ровно два года назад, летом 2009 года, вышел в свет № 2 (82) журнала «Проблемы Арктики и Антарктики», подготовленный учеными ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга» и целиком посвященный вопросам геологии и минерагении полярных областей Земли. Сегодня вновь возникла потребность в создании очередного специализированного — полностью геологического — номера журнала. Дело в том, что по мере стабилизации экономического положения нашей страны геолого-геофизические исследования в Арктике и Антарктике, направленные на достижение важных природно-ресурсных, фундаментальных и геополитических целей, вновь начинают развиваться в нарастающих (хотя в целом, очевидно, еще недостаточных) объемах. Соответственно, нарастает и объем нового материала, ждущего своего читателя. Так, во время Второй международной конференции молодых ученых и специалистов «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана» (ВНИИОкеангеология, декабрь 2010 г.), где представителями геологических предприятий и учебных институтов Санкт-Петербурга, Москвы, Мурманска, а также Германии и Латвии было представлено более 30 докладов. Доклады, подготовленные совместно научной молодежью и ведущими учеными в соответствующих областях знаний, вызвали живой интерес, и было рекомендовано отобрать наиболее значимые работы для публикации в журнале «Проблемы Арктики и Антарктики».

Важно отметить, что предлагаемые вниманию читателя статьи написаны по результатам конкретных морских или наземных полярных экспедиций, выполненных, часто в рамках международного научного сотрудничества, во время Международного полярного года 2007/08 и в последующие годы. Таким образом, читатель имеет возможность познакомиться с новым, ранее нигде не опубликованным материалом натурных исследований и принять или оспорить научные выводы авторов.

В последние годы при геолого-геофизических исследованиях в Арктике центр тяжести последовательно смещается в сторону углубленного изучения процессов и явлений, связанных с новейшим этапом геологической истории региона. Эта общая тенденция, естественно, находит отражение и в статьях настоящего сборника. Так, статьи А.А.Крылова и др. по стратиграфии верхнечетвертичных осадков поднятия Менделеева и Е.А.Гусева и др. по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея посвящены обоснованию детального, послойного расчленения самых молодых осадков, венчающих разрез чехла океана и шельфа. Проблема имеет далеко не чисто академический интерес. Она входит составной частью в систему доказательств геосторического единства структур Американо-Азиатского суббассейна и прилегающего шельфа (важная геополитическая проблема внешней границы континентального шельфа России в Арктике). Одновременно детальное изучение кайнозойских осадков «работает» на познание общей эволюции природной среды Арктики, включая климат, оледенения и т.п.

Важным достоинством работ, входящих в настоящую подборку, является успешное использование авторами самых современных методов исследования, пока еще не получивших массового распространения. Разумеется, мы говорим не о компьютерных технологиях, которые сегодня применяются повсеместно, а о новых высокоточных методах натурных измерений и лабораторно-аналитических исследований и их оптимальном компенсировании. Только один пример: исклю-

чительное значение для реконструкции условий осадконакопления в Северном Ледовитом океане имеют результаты глубоководного бурения на хр. Ломоносова, выполненного в 2004 г. экспедицией ACEX-IODP. Однако разбуренный более чем 400-метровый разрез кайнозоя при визуальном описании представляется весьма однообразным, и для его расчленения необходимы специальные тонкие методы исследования. Авторами статьи В.В.Крупской и др. предложен оригинальный комплекс новейших методов изучения глинистых минералов — чувствительных индикаторов физико-химических параметров, что позволило наметить в изучаемом разрезе такие рубежи, как смена континентальных и морских условий, изменения глубины и солености бассейна, колебания климата.

В статье Е.Б.Суворовой на основе изучения литологического состава нефтеносных пород месторождения Медыньское-море обосновываются новые прогнозные критерии для морской части Тимано-Печорской провинции.

Не оставлена без внимания и одна из самых актуальных сегодня для Арктики проблема сохранения природной среды. В статье Е.А.Логвиной и др. анализируется природа покмарков Чукотского плато — своеобразных нарушений целостности донной поверхности, которые могут иметь различный генезис (в том числе и связанный с разгрузкой углеводородных флюидов) и представляют собой экзогенные риски для потенциальных сооружений. В статье А.С.Жолондза и Т.Б.Яновской приводятся новейшие данные о природной сейсмичности Северного Ледовитого океана.

Завершают номер статьи, посвященные южной полярной области Земли. В статье Л.В.Варовой анализируется рифтогенный механизм формирования антарктической окраины, ранее сопряженной с юго-восточной Австралией, и обосновывается положение границы континент—океан. Статья В.А.Маслова посвящена роли плюм-литосферных процессов в формировании протерозойских вулcano-плутонических структур Восточной Антарктиды. Таким образом, эти две статьи не только содержат богатый новый геолого-геофизический материал, но и демонстрируют стремление авторов подойти к фундаментальным закономерностям строения и эволюции литосферы, как это традиционно свойственно отечественным антарктическим исследованиям. Наконец, в статье Е.В.Михальского и др. дается развернутый исторический обзор геологического изучения Антарктиды, высоко оценивается вклад нашей страны в этот международный процесс во второй половине XX столетия и указывается на существующие сегодня проблемы.

*В.Л.ИВАНОВ,
научный редактор номера,
д-р геол.-минерал. наук, заслуженный деятель науки России*

**СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ
ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА
(АМЕРАЗИЙСКИЙ БАССЕЙН СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА)**

канд. геол.-минерал. наук А.А.КРЫЛОВ¹, канд. геол.-минерал. наук В.В.ШИЛОВ²,
канд. геол.-минерал. наук И.А.АНДРЕЕВА¹, вед. инженер Е.С.МИРОЛЮБОВА¹

¹ — ВНИИОкеангеология им. И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, akrylow@gmail.com

² — ФГУНПП «Полярная морская геолого-разведочная экспедиция», г. Ломоносов

В статье приводятся результаты комплексного литологического, палеомагнитного и палеонтологического изучения пяти колонок донных осадков, отобранных в северной части поднятия Менделеева. Обосновано стратиграфическое расчленение разрезов вплоть до 11-й морской изотопной стадии. Показана возможность корреляции осадочных слоев между поднятием Менделеева и хребтом Ломоносова на основании палеомагнитных и палеонтологических данных. Установлено, что скорости осадконакопления в пределах северной части поднятия Менделеева незначительны и составляют от 3,3 до 4,2 миллиметров в тысячу лет.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, Амеразийский бассейн, поднятие Менделеева, хребт Ломоносова, стратиграфия, верхнечетвертичные осадки.

ВВЕДЕНИЕ

Северный Ледовитый океан (СЛО) играет важнейшую роль в эволюции климатической системы Земли. История палеогеографических и палеоклиматических изменений «зашифрована» в осадочных разрезах и может быть восстановлена путем детальных литологических и микропалеонтологических исследований. Основой палеореконструкций должна служить надежная стратиграфия донных отложений, которая, однако, до сих пор остается слабо разработанной и противоречивой применительно к СЛО.

Недостаток знаний об осадках СЛО связан с трудностью проведения полевых исследований в регионе. Стратиграфическое расчленение донных отложений, разработанное в прошлом веке, базировалось на материалах, добытых грунтовыми и поршневыми пробоотборниками в экспедициях на дрейфующих ледовых станциях и в немногочисленных рейсах на научных судах. Абсолютные методы датирования позднекайнозойских отложений СЛО слабо разработаны, а надежная биостратиграфическая основа отсутствует до сих пор. В связи с этим определение возраста разрезов осуществлялось главным образом на основании данных палеомагнитных измерений [Steuerwald et al., 1968; Clark et al., 1980]. Смена положительных значений остаточной намагниченности отрицательными сопоставлялась с переходом Брюнес—Матуяма. В итоге был сделан вывод о крайне низких скоростях осадконакопления, составляющих в Амеразийском бассейне СЛО первые миллиметры в тысячу лет.

Результаты детальных исследований последнего десятилетия доказали возможность альтернативной интерпретации палеомагнитных данных. Было показано, что выделяемые ранее границы геомагнитных эпох могут являться относительно кратковременными экскурсами магнитного поля [Frederichs, 1995]. Вследствие

этого появилось мнение о более высоких скоростях осадконакопления в СЛО, достигающих на хребте Ломоносова величин в первые сантиметры в тысячу лет [Backman et al., 2004; Jakobsson et al., 2000]. Данный вывод был подтвержден результатами глубоководного бурения IODP-302 [Backman et al., 2006; Moran et al., 2006; O'Regan et al., 2008 и др.].

Настоящая работа посвящена обоснованию стратиграфического расчленения отложений, отобранных в пределах северной части поднятия Менделеева в экспедиции «Арктика-2000».

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Образцы донных осадков были подняты гравитационной трубкой в экспедиции «Арктика-2000» на НЭС «Академик Федоров» в 2000 г. (рис. 1). В статье приведены результаты детального изучения пяти колонок, отобранных в различных морфоструктурных зонах: котловине Подводников (АФ00-23, АФ00-28), вершинной части поднятия Менделеева (АФ00-07 и АФ00-08) и во впадине Менделеева (АФ00-02) (табл. 1).

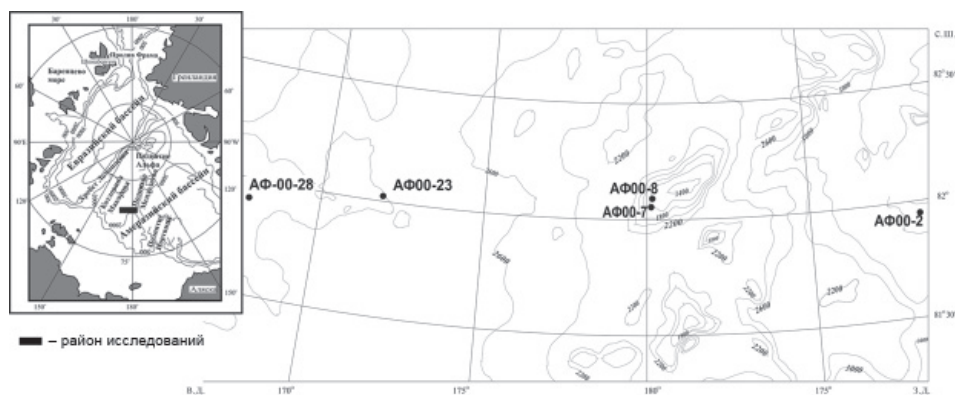


Рис. 1. Местоположение изученных станций. На врезке полигон обозначен черным прямоугольником

Таблица 1

Координаты изученных станций

Станция	Широта	Долгота	Глубина, м	Длина керна, см
АФ00-02	81° 56,86' с.ш.	171° 40,61' з.д.	3238	310
АФ00-07	82° 03,25' с.ш.	179° 56,18' з.д.	1555	245
АФ00-08	82° 05,22' с.ш.	179° 52,0' з.д.	1530	265
АФ00-23	82° 00,95' с.ш.	171° 53,89' в.д.	2780	330
АФ00-28	81° 54,90' с.ш.	167° 52,32' в.д.	2828	334

Во всех указанных колонках проведены палеомагнитные исследования под руководством А.Л.Пискарева. Естественная остаточная намагниченность измерена с шагом 2–2,5 см. Ее определение осуществлялось на спин-магнитометре JR-4 чешского производства с точностью измерения компонент вектора $1\% \pm 3$ рТ. Фактическая точность измерений на диапазоне 1 нТ составляет не более 10° по направлению вектора.

Для образцов из двух станций (АФ00-02 и АФ00-07) был определен абсолютный возраст U/Th и ^{14}C методами в лаборатории Санкт-Петербургского

государственного университета. Микроколичества урана и тория выделялись непосредственно из образцов донных отложений с использованием радиохимической методики [Кузнецов, 1993]. Радиоуглеродное датирование проводилось путем синтеза бензола из органогенных и карбонатсодержащих природных материалов с последующим измерением активности ^{14}C на сцинтилляционном счетчике.

13-фракционный гранулометрический анализ был выполнен в литолого-минералогической лаборатории ВНИИОкеангеология с использованием водно-ситовой методики В.П.Петелина, усовершенствованной Н.Н.Лапиной [Лапина, 1977]. Для станции АФ00-08 детальность исследования составила 1–3 см, для остальных – 2–15 см.

Бентосные фораминиферы были определены В.А.Басовым в валовой фракции в колонках АФ00-02, -07 и -23 [Андреева и др., 2007]. Планктонные фораминиферы изучены во фракции $>0,063$ мм во всех колонках.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЛО

Первое фундаментальное обобщение знаний о донных отложениях СЛО приведено в монографии Н.А.Белова и Н.Н.Лапиной [Белов, Лапина, 1961]. Авторы разработали литостратиграфическую схему, основанную на чередовании коричневых, обогащенных микрофауной, и серых (оливковых), обедненных микрофауной, слоев; первые из них сопоставлялись с межледниковьями, а вторые – с эпохами оледенений. Подобная интерпретация осадочного разреза сохранилась до настоящего времени [Левитан и др., 2007; Поляк, 1986; Clark et al., 1980; Jakobsson et al., 2000; 2001; Polyak et al., 2004; 2009; Stein et al., 2010 и др.].

И.Херман, исходя из литологических (структура, текстура, цвет, содержание Fe-Mn микроконкреций) и фаунистических критериев, разделяла осадки Амеразийского бассейна на три горизонта (I, II и III), границы между которыми примерно совпадали со сменами эпох Брюнес–Матуйама и Гаусс–Гилберт [Herman, 1974; Herman et al., 1989]. Однако широкого применения ее подход не получил.

Д.Кларк предложил универсальную литостратиграфическую схему для отложений Амеразийского бассейна [Clark et al., 1980; Clark et al., 1990; Clark, 1996], состоящую из нескольких «стандартных арктических литологических подразделений» («САЛП»), обозначенных латинскими буквами от А до М (от древнего к молодому, соответственно). Друг от друга они отличались по гранулометрическому составу, содержанию фораминифер и Fe-Mn-микроконкреций, степени биотурбации, количеству кварца и полевых шпатов. Схема разрабатывалась, главным образом, на материалах, собранных на хребтах Альфа и Менделеева в течение дрейфа ледового острова Т3 (1952–1974 гг). Возраст «САЛП» привязывался к палеомагнитным данным.

Последующие детальные литостратиграфические исследования показали, что осадки Амеразийского и Евразийского бассейнов отличаются друг от друга и их послонная корреляция, основанная на сравнении литологического состава, невозможна [Pak et al., 1992]. Даже в пределах Амеразийского бассейна «САЛП» в классическом виде не прослеживаются в отложениях глубоководной части Канадской котловины [Goldstein, 1983], на хребте Ломоносова и в котловине Макарова [Morris et al., 1985]. Таким образом, распространение подразделений Д.Кларка ограничивается лишь структурами Альфа и Менделеева, причем уже в восточной части хребта Альфа они начинают видоизменяться [Minicucci, Clark, 1983], что не позволяет говорить об их универсальности для Амеразийского бассейна. Неоднозначность и сложность стратификации осадков изучаемого региона подтверждается, в частности, тем, что границы «САЛП», выделенные в некоторых колонках из

поднятий Менделеева и Альфа [Поляк, 1986; Mudie, Blasco, 1985], были переинтерпретированы и смещены в последующих публикациях [Ishman et al., 1996; Clark et al., 1990]. Число «ключевых» розово-бежевых прослоев (w3, pw2, pw1), предложенных Кларком для корреляции [Clark et al., 1980], также непостоянно и увеличивается по направлению к хребту Нортунд. Вследствие этого, в последнее время «САЛП» практически перестали использоваться для стратиграфических целей, хотя и существуют попытки их ревизии [Stein et al., 2010].

Трудности распознавания подразделений Кларка отмечены и в изученных нами осадках. На станциях АФ00-07 и -08 более или менее уверенно определено только пять горизонтов в верхней половине вскрытого разреза (М, L, К, J и I). Здесь зафиксированы наиболее четкие границы между слоями и наилучшая корреляция колонок друг с другом. В нижней части разреза переходы между чередующимися алевропелитами оливкового (с коричневыми пятнами) и коричневого (с оливковыми пятнами) цветов постепенны и часто размыты. В осадках станций АФ00-02, -23 и -28, отобранных в окружающих поднятие Менделеева котловинах, «САЛП» не были идентифицированы.

Практически во всех работах 60–90-х годов прошлого века реконструкция возраста осадочных разрезов поднятий Альфа и Менделеева опиралась на магнитостратиграфию [Данилов и др., 1991; Кукина, 2001; Aksu, 1985a; Aksu, Mudie, 1985; Clark et al., 1980; Schneider et al., 1996; Scott et al., 1989; Witte, Kent, 1988 и др.]. Переход от нормальной к отрицательной полярности сопоставлялся с границей Брюнес–Матуяма [Steuerwald et al., 1968 и др.], а Гилберт считался самой древней палеомагнитной эпохой, вскрытой грунтовыми и поршневыми трубками [Clark, 1996] (хотя на склонах хребта Альфа единичными колонками поднимались и мезозойские отложения [Clark, 1988]). В соответствии с данной концепцией средние скорости осадконакопления на поднятиях центральной части Американо-Беринговского бассейна составляли для эпохи Брюнес около 1 мм/тыс. лет. Укоренившееся в прошлом веке представление о соответствии смены направлений остаточной намагниченности в арктических колонках изменениям геомагнитных эпох, а не экскурсам магнитного поля отражало уровень развития науки того времени [Backman et al., 2004]. Возможность использования экскурсов геомагнитного поля для хроностратиграфического расчленения морских осадков дискутировалась в течение десятилетий, и лишь относительно недавно был достигнут консенсус о корректности их применения [Backman et al., 2004; Gubbins, 1999 и др.].

Палеомагнитные данные не несут прямой информации о возрасте осадков, поэтому необходимо использование независимых методов датирования. Применение радиоуглерода, как известно, ограничено голоценом – поздним плейстоценом. Определение возраста отложений Американо-Беринговского бассейна с помощью изотопов ²³⁰Th [Huh et al., 1997; Somayajulu et al., 1989; Not, Hillaire-Marcel, 2010] и некоторые радиоуглеродные датировки [Scott et al., 1989] в целом подтверждают «древнюю» модель возраста. Использование изотопии кислорода фораминифер для выделения морских изотопных стадий (МИС) в арктических осадках ограничено по ряду причин. Во-первых, фаунистические остатки в большинстве колонок Центральной Арктики присутствуют фрагментарно. Во-вторых, распреснение поверхностных вод СЛО речным стоком, а также таяние льдов/айсбергов в периоды дегляциаций отражались на изотопном составе кислорода фораминифер. В результате выделяемые ранее в отложениях Американо-Беринговского бассейна МИС привязывались к реперным палеомагнитным событиям [Aksu, 1985b; Morris, 1988; Scott et al., 1989].

Альтернативная «молодая» модель возраста осадков разработана на основании детального изучения 722-сантиметровой колонки 96/12-1рс, отобранной в 1996 г. на хребте Ломоносова с борта шведского ледокола Оден [Jakobsson et al., 2000].

Первое устойчивое падение направления остаточной намагниченности было сопоставлено не с переходом Брюнес—Матуяма, а с экскурсом геомагнитного поля Бива II внутри эпохи Брюнес. Аргументами, подтверждающими эту концепцию, явились данные по биостратиграфии (распределение кокколитофорид и фораминифер), циклам марганца, датированию осадков термолюминисцентным (OSL) методом [Jakobsson et al., 2000; 2001; 2003] (рис. 2), а также результаты циклостратиграфических исследований [O'Regan et al., 2008].

СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вариант детального стратиграфического расчленения колонок АФ00-02 и -07 в рамках «старой» модели возраста с исчерпывающей характеристикой распределения фораминифер и остракод опубликован ранее [Андреева и др., 2007], поэтому мы не будем на нем останавливаться. Ниже приводится интерпретация возраста отложений, соответствующая «молодой» модели.

Время формирования наиболее молодых слоев наших колонок было установлено путем их корреляции с хорошо датированными радиоуглеродным методом разрезами поднятия Менделеева [Darby et al., 1997; Poore et al., 1999; Phillips, Grantz, 2001]. Согласно результатам предшествующих исследований, три верхних слоя (сверху вниз: коричневый, обогащенный микрофауной; оливково-серый, обедненный микрофауной, и, как минимум, верхняя часть второго коричневого обогащенного микрофауной) отложились в течение МИС 1–3 [Darby et al., 1997; Poore et al., 1999; Polyak et al., 2004]. При этом одни авторы сопоставляли МИС 2 с промежуточным оливково-серым слоем [Darby et al., 1997], а другие вообще не выделяли ее в явном виде и проводили границу между МИС 1 и МИС 3 приблизительно посередине оливково-серого слоя [Poore et al., 1999; Phillips, Grantz, 2001]. Кроме того, возраст образцов из тех же самых станций определялся ^{230}Th методом, и в результате были установлены низкие темпы седиментации, достигающие в верхних 16 см разреза поднятия Менделеева 0,132 см/тыс. лет [Huh et al., 1997], что примерно в четыре раза меньше оценок, полученных с помощью радиоуглеродного метода. Было предположено, что глинистые минералы, являющиеся основными переносчиками ^{230}Th , могут сноситься из разных источников («гранитных» или «карбонатных») в периоды оледенений/межледниковий и, как следствие, сорбировать различное количество ^{230}Th ; это является одной из возможных причин искажения возраста [Darby et al., 1997]. Кроме того, ошибочные значения могут быть получены в результате нарушения «закрытости» изотопной системы посредством биотурбации или иных причин.

Возраст более древних отложений наших колонок установлен путем их корреляции с хорошо датированными разрезами хребта Ломоносова. Поскольку литостратиграфия в данном случае «не работает», было предложено использование некоторых одновозрастных «биостратиграфических» и палеомагнитных реперов [Backman et al., 2004; Krylov et al., 2003; Polyak et al., 2004].

МИС 5 на хребте Ломоносова достаточно уверенно выделяется по присутствию кокколитофорид *Emiliania huxleyi* и *Gephyrocapsa muelleriae* [Gard, 1993]. В осадках, сопоставляемых с МИС 5а, также определены бентосные фораминиферы вида *Bulimina aculeata* [Jakobsson et al., 2001] (рис. 2). Кроме того, в пределах МИС 5е на хребте Ломоносова происходит сокращение численности вида *Oridorsalis tener* [Jakobsson et al., 2001]. Установлено, что указанные маркирующие виды бентосных фораминифер могут быть использованы для корреляции разрезов между поднятием Менделеева и хребтом Ломоносова [Polyak et al., 2004].

МИС 7 определяется по первому выдержанному уровню падения остаточной намагниченности, соответствующему, как указано выше, экскурсу Бива II [Jakobsson et al., 2000; 2001; 2003 и др.] (рис. 2). Этот магнитостратиграфический

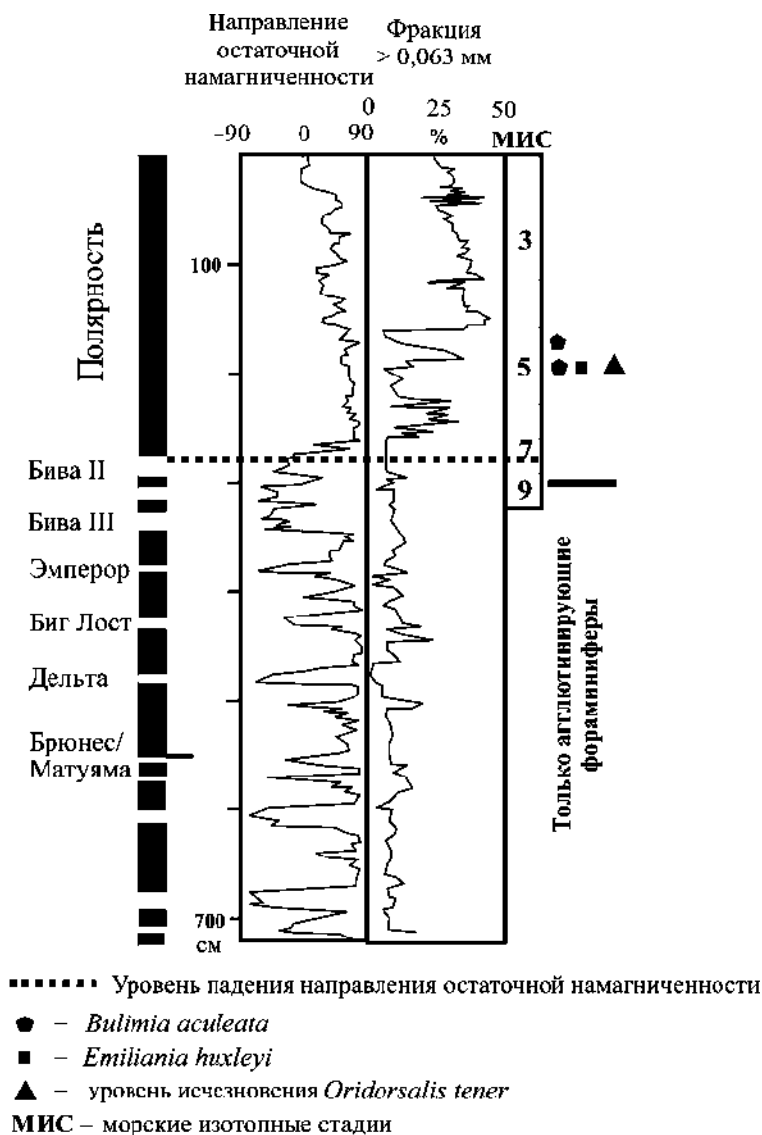


Рис. 2. Стратиграфическое расчленение колонки 96/12-1pc, хребт Ломоносова [Jakobsson et al., 2000; 2001]

репер уверенно фиксируется на хребтах Альфа, Менделеева и Ломоносова, что позволяет проводить их корреляцию друг с другом.

Таким образом, МИС 1–3, 5 и 7 устанавливаются в рамках «молодой» модели на основании приведенных выше характеристик. Определение остальных кислородно-изотопных стадий осуществляется условно по таким косвенным признакам, как наличие или отсутствие микрофауны, гранулометрии и по цвету осадка.

Колонки АФ00-07, АФ00-08 и АФ00-02 рассматриваются вместе из-за близких скоростей осадконакопления. Литологический состав станции АФ00-02 заметно отличается, что, очевидно, связано с различным геоморфологическим положением

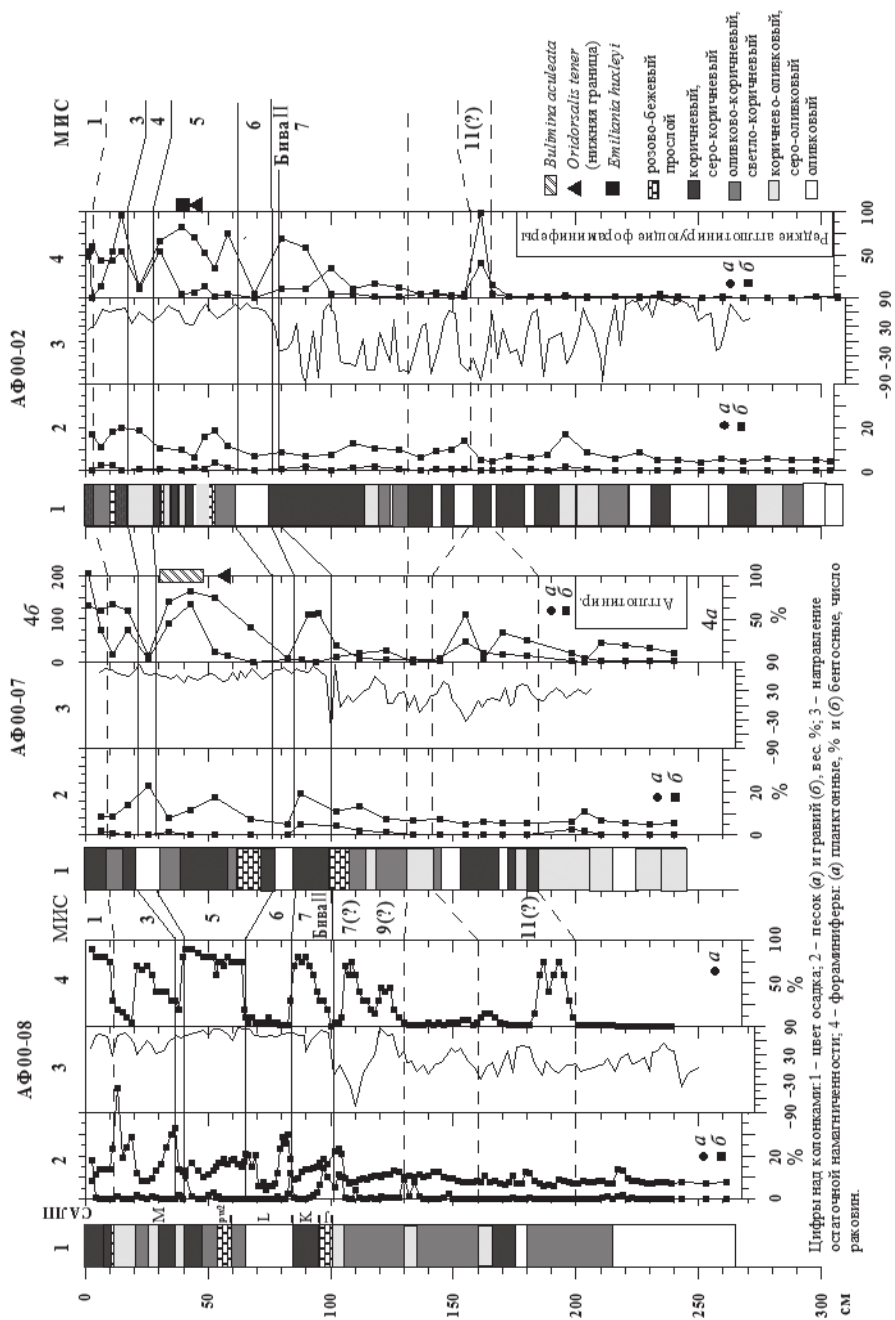


Рис. 3. Стратиграфическое расчленение осадков в колонках АФ00-07, АФ00-08 и АФ00-02

точек пробоотбора. Несмотря на дистанционную близость друг к другу колонок АФ00-07 и -08, они также имеют определенные несоответствия благодаря особенностям осадконакопления на локальных возвышенностях поднятия Менделеева. Стратиграфическое расчленение колонок показано на рис. 3.

Голоценовые осадки представлены коричневыми алевропелитами, обогащенными микрофауной (главным образом *Neogloboquadrina pachyderma*), мощностью от 3 см в колонке АФ00-02 до 8–12 см на станциях АФ00-07 и -08. Небольшая мощность голоценового слоя в колонке АФ00-02 подтверждена абсолютным датированием (^{14}C) – 16 тыс. лет на уровне 3,5 см. Близкие мощности (5–10 см) верхнего коричневого слоя в «боксе корерах», отобранных в северной части поднятия Менделеева, указывались в многочисленных публикациях, причем возраст его подошвы варьировал от 9610 до 11680 лет [Darby et al., 1997; Poore et al., 1999; Phillips, Grantz, 2001; Polyak et al., 2004 и др.].

Ниже расположен слой осадков оливково-коричневого (АФ00-02 и -07) и серо-оливкового (АФ00-08) цветов, пятнистый, с пониженным содержанием микрофоссилий. На станции АФ00-02 в основании указанного слоя присутствует двухсантиметровый светло-бежевый горизонт. Опубликованные ранее результаты радиоуглеродного датирования показали наличие перерыва в осадконакоплении в период последнего ледникового максимума (МИС 2), вероятно вызванного сплошным ледовым покровом [Polyak et al., 2004; 2009]. Таким образом, рассматриваемый слой, возможно, был сформирован во время предыдущего средневалдайского оледенения внутри МИС 3. Следует отметить также, что в колонках АФ00-07 и -02 на фоне резкого сокращения бентосных фораминифер количество планктонных практически не изменяется и остается высоким. Причины этого не вполне понятны, и одним из возможных объяснений может быть низкая детальность опробования в указанных интервалах. Мощность слоя меняется от 6 см (АФ00-07) до 9 см (АФ00-08).

Нижележащий интервал осадков с повышенным содержанием микрофауны мощностью от 5 см (АФ00-02) до 16,5 см (АФ00-08) был накоплен в теплую МИС 3. На станциях АФ00-07 и -02 отложения имеют коричневый цвет; в колонке АФ00-08 между светло-коричневым (сверху) и коричневым (снизу) интервалами расположен серо-оливковый прослой. В наиболее детально опробованной колонке АФ00-08 в основании МИС 3 выявлено повышенное содержание песчаной фракции. Следует отметить, что наличие слоя, обогащенного песком, на границе между МИС 3 и МИС 4 является одной из заметных черт осадков СЛО [Spielhagen et al., 2004].

Расположенный ниже слой темно-оливкового (АФ00-02 и -08) и оливкового (АФ00-07) цветов, пятнистый, с незначительным количеством микрофауны, был накоплен в холодную МИС 4. Здесь практически полностью исчезают теплолюбивые формы *N. pachyderma* dex. Мощность меняется от 2,5 (АФ00-08) до 10 см (АФ00-02).

В период теплой МИС 5 были отложены коричневые и оливково-коричневые пятнистые алевропелиты с «сухим» карбонатным розово-бежевым (pw2 по Кларку) прослоем. Для осадков станции АФ00-02 характерно чередование двух-пятисантиметровых серо-оливковых и коричневых слоев. Мощность варьирует от 25 (АФ00-08) до 48 см (АФ00-07). В данном интервале резко увеличивается количество микрофауны. Здесь снова появляются теплолюбивые формы *N. pachyderma* dex. На станции АФ00-07 в большом количестве обнаружена *B. aculeata*, характеризующая МИС 5a. Нижняя граница проведена с учетом общего уменьшения фораминифер, в том числе и *O. tener*, «выклинивание» которой обычно сопоставляется с МИС 5e. Кроме того, маркирующей для МИС 5 является *E. huxleyi*, определенная в колонке АФ00-02 с помощью оптического микроскопа. Прослой pw2, вероятно,

соответствует МИС 5d [Stein et al., 2010]. Осадки, накопленные в течение МИС 1–5 в колонках АФ00-07 и -08, соответствуют «САЛП» М в шкале Кларка.

МИС 6 является одной из наиболее холодных в четвертичной истории Арктики. В наших колонках ей соответствуют отложения оливкового цвета, пятнистые, с незначительным количеством микрофауны. На примере наиболее детально опробованной колонки АФ00-08 видно, что в подошве и кровле слоя содержание песка повышенное, тогда как в средней части — незначительное. Аналогичное уменьшение песчаной фракции в осадках, накопленных в срединной части МИС 6 (160–150 тыс. лет), отмечалось также для реперной колонки PS51/038 из хребта Альфа [Spielhagen et al., 2004]. В колонках АФ00-07 и -08 этот слой сопоставляется с «САЛП» L и имеет мощность 7 и 19 см соответственно, в колонке АФ00-02 — 14 см.

Расположенные ниже алевропелиты коричневого цвета, обогащенные микрофауной, относятся к теплой МИС 7. Ранее было показано, что в пределах именно этой стадии (внутри «САЛП» К [Clark et al., 1980]) происходит устойчивое падение значений остаточной намагниченности в отрицательную область — экскурс Бива II (рис. 2). В целом это верно для колонки АФ00-07, где указанный палеомагнитный репер зафиксирован на границе между «САЛП» J и К. Однако в колонке АФ00-08 он выявлен ниже — у подошвы J. Причины указанного противоречия не ясны. К сожалению, Кларк в своих работах не приводил графики направлений остаточной намагниченности, поэтому наши исходные данные не могут быть сопоставлены. Следует отметить, что в разрезах АФ00-07 и -08 «САЛП» J представлено в урезанном виде и полностью соответствует розово-бежевому карбонатному прослою pw1. «САЛП» J (включая pw1 в его основании) относят к МИС 8 [Stein et al., 2010], либо же pw1 сопоставляют с границей между МИС 8 и МИС 7 [Adler et al., 2009; Polyak et al., 2009]. Последний вариант интерпретации более приемлем для колонки АФ00-08. Отсюда следует, что два нижерасположенных пика планктонных фораминифер (104–110 см и 120–125 см) должны иметь возраст древнее МИС 8. Однако, если предположить, что розово-бежевый прослой относится не к pw 1, а соответствует карбонатному интервалу в кровле «САЛП» J, то более молодой (104–110 см) из двух фораминиферовых пиков может быть с известной долей условности сопоставлен с МИС 7. Это косвенно подтверждается результатами детального исследования колонок NWR5 на хребте Нортунд [Poore et al., 1993; Polyak et al., 2004], 96/12-1рс на хребте Ломоносова [Jakobsson et al., 2001] и HLY0503-8JPC на поднятии Менделеева [Adler et al., 2009], в которых уровень падения направлений остаточной намагниченности расположен между двумя фораминиферовыми пиками в пределах МИС 7. В таком случае следующий максимум планктонных фораминифер в колонке АФ00-08 (уровень 120–125 см), вероятно, соответствует МИС 9. Наличие пика планктонных фораминифер, коррелируемого с МИС 9, установлено, в частности, для отложений ACEX [Cronin et al., 2008].

Возраст описанных слоев вплоть до экскурса Бива II определяется достаточно уверенно благодаря присутствию био- и магнитостратиграфических маркеров, имеющих широкое региональное распространение. Средние скорости осадконакопления за период формирования этого интервала (последние 240 тыс. лет) составляют от 3,3 мм/тыс. лет (АФ00-02) до 4,2 мм/тыс. лет (АФ00-07 и -08). Ниже по разрезу границы между слоями становятся менее четкими и литостратиграфическая корреляция колонок друг с другом неоднозначной. В связи с отсутствием надежных возрастных реперов, выделение МИС выполнено условно.

Самый древний установленный нами теплый интервал характеризуется повышенным содержанием ювенильных форм *Globigerina bulloides* и уверенно прослеживается во всех трех колонках. Появление этого вида, возможно, не

связано с экспансией атлантических вод, так как в осадках хребта Ломоносова, расположенного ближе к проливу Фрама, аналогичный интервал не был описан. Естественно, данное предположение верно лишь в том случае, если фораминиферы в соответствующих слоях хребта Ломоносова не были растворены при диагенезе. Таким образом, *G. bulloides* могла быть привнесена из Тихого океана через Берингов пролив, водообмен через который усиливался в периоды межледниковий. Это косвенно подтверждается тем, что в отложениях северной Пацифики *G. bulloides* временами превалирует над *N. pachyderma* [Dowsett, Ishman, 1995]. Мы не можем надежно определить время данного события. Скорее всего, оно соответствует одному из самых длительных и теплых межледниковий — МИС 11. Следует отметить, что указанный интервал напоминает «САЛП» G, в котором, однако, преобладали ювенильные формы *Globigerina quinqueloba* [Clark et al., 1990].

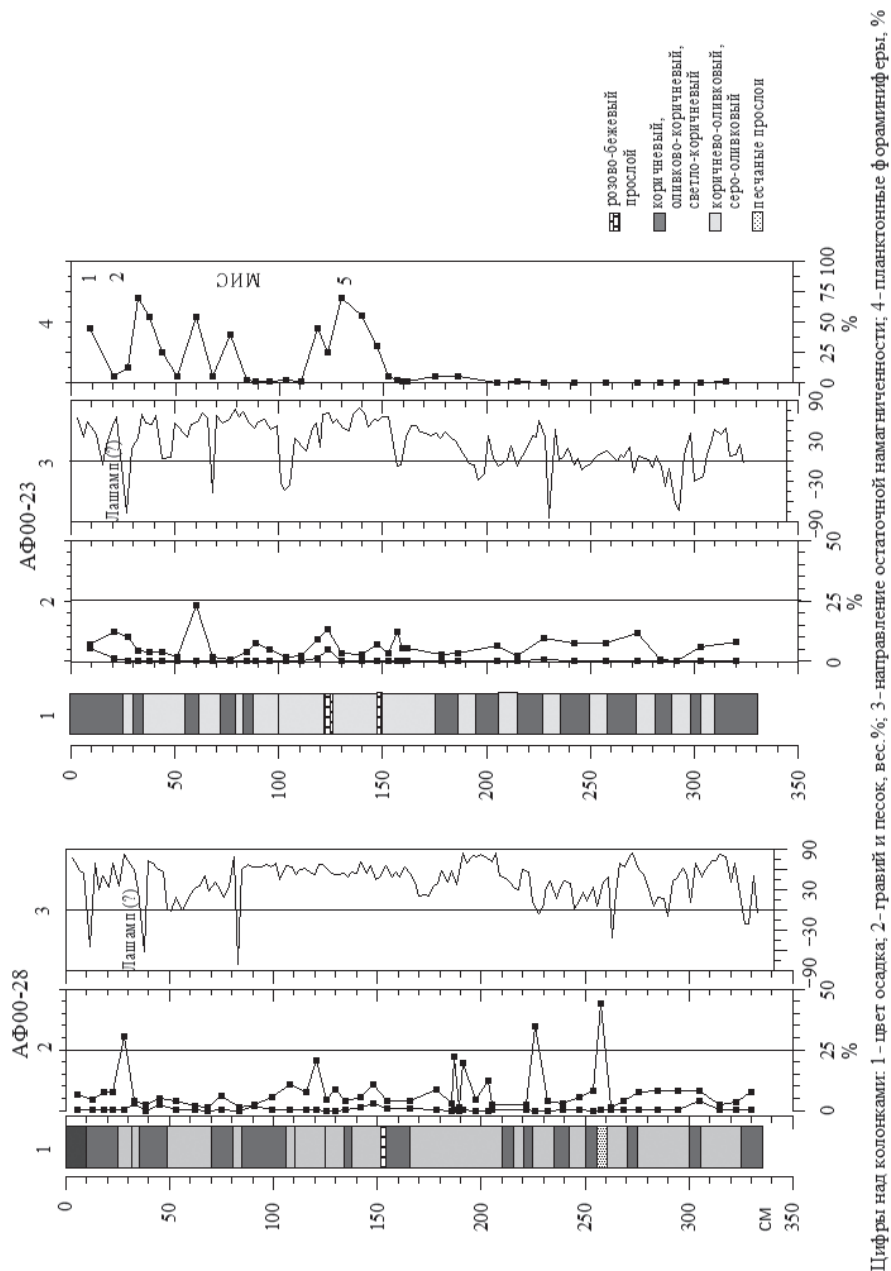
Непосредственно ниже интервала с *G. bulloides* планктонные фораминиферы отсутствуют и встречаются только агглютинирующие бентосные виды. Смена «песчаных» микрофоссилий карбонатными имеет региональное распространение, однако на хребте Ломоносова данный переход зафиксирован в более молодых отложениях — на границе МИС 7/8 (рис. 2) [Jakobsson et al., 2001].

Результаты ториевого датирования осадков противоречат представленной стратиграфической модели и поддерживают традиционную интерпретацию возраста, основанную на сопоставлении уровня устойчивого падения направления остаточной намагниченности с границей эпох Брюнес—Матуяма [Андреева и др., 2007]. О предполагаемых причинах указанного противоречия говорилось выше.

Станции АФ00-23 и АФ00-28. В котловине Подводников были изучены осадки, отобранные на станциях АФ00-23 и -28 (рис. 1). Их стратиграфическое расчленение затруднено в связи с отсутствием надежно датированных реперных слоев. Это объясняется тем, что в пределах указанной части акватории процессы нормальной пелагической седиментации осложнены гравитационными (турбидитными) потоками, спускающимися с поднятия Менделеева и Восточно-Арктического шельфа. Указанные факторы приводят к трудностям стратиграфического расчленения отложений и их палеоклиматической интерпретации.

Распределение направлений остаточной намагниченности в колонках АФ00-23 и -28 характеризуется отсутствием продолжительных переходов в область отрицательной полярности (рис. 4). Таким образом, на основании только палеомагнитных данных эти колонки не могут быть надежно скоррелированы с хорошо датированными разрезами хребта Ломоносова или поднятия Менделеева. Тем не менее кривые остаточной намагниченности в изученных нами колонках схожи с таковыми из примыкающего к хребту Ломоносова района котловины Макарова [Nowaczyk et al., 2001]. Различная мощность кернов (до 334 см в наших колонках и до 1372 см у Новака с соавторами) не позволяет провести надежную корреляцию данных, так как практически все «реперные» горизонты (за исключением самого молодого) находятся ниже 300 см [Nowaczyk et al., 2001]. Мы можем лишь предположить, следуя интерпретации Новака с соавторами, что экскурс, расположенный ниже первого песчаного пика, соответствует событию Лашамп, имеющему возраст около 42 тыс лет (МИС 3). Косвенно это подтверждается и распределением фораминифер, количество которых в соответствующих слоях повышенное.

Планктонные фораминиферы в колонках АФ00-23 и -28 исчезают на уровнях 95 и 74 см соответственно. Бентосные фораминиферы были рассмотрены в колонке АФ00-23, и последнее появление *O. tenerus* установлено на уровне 150 см. Таким образом, МИС 5 на станции АФ00-23 может быть соотнесена с осадками в интервале 115–150 см, содержащими повышенное количество фораминифер. Отсутствие фораминифер ниже по разрезу, вероятно, связано с их растворением.



Цифры над колонками: 1 - цвет осадка, 2 - гравий и песок, вес.%, 3 - направление остаточной намагниченности, 4 - планктонные фораминиферы, %

Рис. 4. Характеристика колонок АФ00-23 и АФ00-28

Маломощные розово-бежевые прослои расположены на уровнях 150 см (АФ00-28) и 125 и 150 см (АФ00-23). В колонке АФ00-23 эти прослои сопоставлены с МИС 5 и, вероятно, аналогичны одновозрастному розово-бежевому прослою на станциях АФ00-07, -08 и -02 (или rw2 по Кларку). Многочисленные песчаные пики в колонке АФ00-28, с содержанием песка (1–0,05 мм) до 45 весовых % (на уровне 255–260 см), сформированы гравитационными потоками.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В работе представлена схема стратиграфического расчленения осадков северной части поднятия Менделеева, выполненная с использованием «молодой модели» возраста. Установлено, что темпы седиментации здесь составляют от 3,3 до 4,2 мм/тыс. лет, что в 3–4 раза выше по сравнению с «древней» моделью возраста.

При определении возраста осадков важную роль играет корреляция реперных уровней с хребтом Ломоносова. Есть все основания предполагать, что зоны распространения бентосных фораминифер *B. aculeata*, *O. tener* и кокколитофорид *E. huxleyi*, а также уровни первого падения значений направления остаточной намагниченности в отрицательную область являются изохронными в пределах двух указанных возвышенностей [Backman et al., 2004; Jakobsson et al., 2001; Polyak et al., 2004]. Отталкиваясь от этого заключения, можно выделить возрастные несоответствия между некоторыми событиями, зафиксированными в отложениях рассматриваемых поднятий.

Во-первых, исчезновение агглютинирующих бентосных фораминифер и появление карбонатных на хребте Ломоносова зафиксировано в более молодых слоях — вблизи границы МИС 7/8, тогда как аналогичная смена на поднятии Менделеева отмечается несколько ниже пика ювенильных форм *G. bulloides*, то есть в осадках, предположительно имеющих возраст древнее МИС 11. Это не согласуется с мнением, что в целом для СЛО переход от агглютинирующих к карбонатным бентосным фораминиферам происходит в промежутке МИС 7–9 [Cronin et al., 2008]. Указанная смена объясняется переходом к более благоприятным условиям для карбонатных видов и/или прекращением синхронного с отложением растворения карбонатов в периоды межледниковий. Следует упомянуть о климатическом «событии среднего Брюнеса», которое охватывало период растворения карбонатов в Мировом океане между 600 и 200 тыс. лет, достигшего кульминации в МИС 11; причина — изменения в глобальном цикле углерода [Cronin et al., 2008].

Во-вторых, характер распределения песчаной фракции в осадках северной части поднятия Менделеева (АФ00-07 и АФ00-08, рис. 3) и хребта Ломоносова (например, колонки 96/12-1рс (рис. 2) и PS2185) меняется в слоях с различным возрастом. Если в верхней части разреза это «пилообразные» кривые с повышенным содержанием песчаной фракции, то ниже содержание песка уменьшается и остается в целом стабильным. На хребте Ломоносова указанная смена происходит вблизи границы между МИС 6 и 7, а на поднятии Менделеева раньше — предположительно между МИС 7 и МИС 8. Чтобы понять причину указанного различия, необходимо выяснить, чем вызвана смена двух режимов накопления песчаной фракции.

Слои с повышенным содержанием песчаной и гравийной фракций на хребтах Ломоносова и Менделеева традиционно связывают с айсберговым разносом в периоды дегляциаций [Darby et al., 1997; Phillips and Grantz, 2001; Spielhagen et al., 2004; Polyak et al., 2004 и др.]. Важным свидетельством зависимости гранулометрического состава осадков от климатических изменений является наблюдаемая антикорреляция между распределением песка/гравия и фораминифер [Spielhagen et al., 2004]. На примере станции АФ00-08, гранулометрический анализ осадков которой сделан наиболее детально, видно, что максимальные содержания песка, как правило, соответствуют границам между изотопными стадиями. С одной стороны,

в периоды завершения холодных эпох происходило массовое таяние айсбергов и многолетних льдов. С другой стороны, в это время усиливались течения, так как увеличивался водообмен СЛО с Атлантическим и Тихим океанами через проливы Фрама и Берингов, и, как следствие, тонкие частицы могли вымываться. В начале холодных стадий активизация придонных течений могла быть связана с мощным льдообразованием и сбросом «тяжелых» соленых вод вниз по склонам [Лисицын, 2001]. Этот механизм действовал в интервале МИС 1–6 на хребте Ломоносова и МИС 1–7 на северной части поднятия Менделеева. Отсутствие ярко выраженных песчаных пиков ниже по разрезу, возможно, связано с более стабильными условиями; например, СЛО мог быть покрыт более плотными многолетними льдами. В периоды ограниченного притока Атлантических и Тихоокеанских вод интенсивность таяния многолетних льдов/айсбергов падала, что могло быть причиной развития мощных паковых льдов [O'Regan et al., 2010]. Таким образом, получается, что активизация течений в Амеразийском бассейне случилась раньше, чем в Евразийском. О более раннем по сравнению с хребтом Ломоносова появлении грубозернистого материала ледового/айсбергового разноса в осадках Амеразийского бассейна говорилось и в других работах [Polyak et al., 2009; Stein et al., 2010]. Однако наличие агглютинирующих фораминифер ниже 11-й МИС может свидетельствовать о присутствии сезонных льдов в это время [Cronin et al., 2008]. Существует и другое мнение, согласно которому крупномерные обломки и вмещающие их донные отложения поднятия Менделеева имеют в основном местное происхождение [Кабаньков и др., 2004]. Климатически предопределенные вариации содержания песка/гравия могут быть объяснены в рамках этой концепции вымыванием тонкозернистых фракций при активизации придонных течений в периоды дегляциаций. Разнообразие существующих точек зрения показывает необходимость дальнейших детальных исследований донных осадков СЛО.

Авторы благодарны Д.Вайлу (D.Weiel) за дискуссии, Л.Поляку за обсуждение работы и сделанные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева И.А., Басов В.А., Куприянова Н.В., Шилов В.В. Возраст и условия формирования донных осадков в районе поднятия Менделеева (СЛО) // Материалы по фанерозою полярных областей и центральной части Срединно-Атлантического хребта. Фауна, флора и биостратиграфия // Труды ВНИИОкеангеология. 2007. Т. 211. С. 131–152.
- Белов Н.А., Лапина Н.Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л.: Морской транспорт, 1961. 152 с.
- Данилов И.Д., Телепнев Е.В., Чугунов А.Б. и др. Результаты палеогеографического изучения донных осадков центральной части Северного Ледовитого океана (хребет Менделеева) // Океанология. 1991. Т. 31. Вып. 1. С. 108–116.
- Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О геологической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33–48.
- Кузнецов В.Ю. Радиохимическая методика определения микроколичеств изотопов урана и тория из образцов кобальтоносных корок // Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 81–89.
- Кукина Н.А. Литолого-минералогическая характеристика осадков в центральной части Северного-Ледовитого океана. // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Кн. 1. Апатиты: ММБИ, 2001. С. 95–101.
- Лапина Н.Н. Методика изучения вещественного состава донных отложений (на примере Северного Ледовитого океана). Л.: НИИГА, 1977. 55 с.

- Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: Геос, 2007. 400 с.
- Лисицын А.П. Нерешенные проблемы океанологии Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике / Под ред. Лисицына А.П. и др. М.: Научный мир, 2001. С. 31–75.
- Поляк Л.В. Новые данные по микрофауне и стратиграфии донных отложений поднятия Менделеева (Арктический бассейн) // Седиментогенез и конкрециеобразование в океане. Л.: Севморгеология, 1986. С. 40–50.
- Adler R.A., Polyak L., Ortiz J.D. et al. Sediments record from the western Arctic Ocean with an improvement Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge // Global and Planetary Change. 2009. Vol. 68. P. 18–29.
- Aksu A.E. Paleomagnetic stratigraphy of the CESAR cores // Initial Geological Report on CESAR – the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean / Ed. H.R.Jackson et al. Geological Survey of Canada, 1985a. Paper 84–22. P. 101–114.
- Aksu A.E. Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy of CESAR cores 102 and 103: preliminary results // Initial Geological Report on CESAR – the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean. Ed. H.R. Jackson et al. Geological Survey of Canada. Paper 84–22. 1985b. P. 115–124.
- Aksu A.E., Mudie P.J. Magnetostratigraphy and palynology demonstrate at least 4 million years of Arctic Ocean sedimentation // Nature. 1985. Vol. 318. P. 280–283.
- Backman J., Jakobsson M., Lovlie R., Polyak L., Febo L.A. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. P. 1435–1454.
- Backman, J., Moran K., McInroy D. B., Mayer L. A., and the Expedition 302 Scientists. Proc. IODP, 302, Edinburgh (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). 2006. Doi:10.2204/iodp.proc.302.2006.
- Clark D.L. Early history of the Arctic Ocean // Paleooceanography. 1988. Vol. 3. P. 539–550.
- Clark D.L. The Pliocene records in the central Arctic Ocean // Marine Micropaleontology. 1996. Vol. 27. P. 157–164.
- Clark D.L., Whitman R.R., Morgan K.A., Mackay S.D. Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean // Geological Society of America Special Paper. 1980. Vol. 181. 57 p.
- Clark D.L., Chern L.A., Hogler J.A., Mennicke C.M., Atkins E.D. Late Neogene Climate Evolution of the Central Arctic Ocean // Marine Geology. 1990. Vol. 93. P. 69–94.
- Cronin T.M., Smith S.A., Eynaud F., O'Regan M., King J. Quaternary paleoceanography of the central Arctic based on Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition 302 foraminiferal assemblages // Paleooceanography. 2008. Vol. 23. PA1S18, doi:10.1029/2007PA001484.
- Darby D.A., Bischof J.F., Jones G.A. Radiocarbon chronology of depositional regimes in the western Arctic Ocean // Deep-Sea Research-II. 1997. Vol. 44. P. 1745–1757.
- Dowsett H.J., Ishman S.E. Middle Pliocene planktonic and benthic foraminifers from the subarctic North Pacific: sites 883 and 887 // Proc. ODP, Sci. Results. / Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. (Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. Vol. 145 P. 141–156.
- Frederichs T. Regional and temporal variations of rock magnetic parameters in Arctic marine sediments // Ber. Polarforschung. 1995. Vol. 164. P. 1–212.
- Gard G. Late Quaternary coccoliths at the North Pole: Evidence of ice-free conditions and rapid sedimentation in the central Arctic Ocean // Geology. 1993. Vol. 21. P. 227–230.
- Goldstein R.H. Stratigraphy and sedimentology of ice-rafted and turbidite sediments, Canada Basin; Arctic Ocean // Glacial-Marine Sedimentation / Ed. Molnia B.F. New York: Plenum, 1983. P. 367–400.
- Gubbins D. The distinction between geomagnetic excursions and reversals // Geophysical Journal International. 1999. Vol. 137. F1–F3.
- Herman Y. Arctic Ocean sediments, microfauna, and the climatic record in late Cenozoic time // Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas / Ed. Herman Y. Berlin: Springer, 1974. P. 283–348.

- Herman Y., Osmond J.K., Somayajulu B.L.K. Late Neogene Arctic Paleooceanography: Micropaleontology, Stable Isotopes, and Chronology // *The Arctic Seas: Climatology, Oceanography, Geology, and Biology* / Ed. Herman Y. New York: Van Nostrand Reinhold, 1989. P. 581–655
- Huh C.A., Pisias N.G., Kelley J.M. et al. Natural radionuclides and plutonium in sediments from western Arctic Ocean: sedimentation rates and pathways of radionuclides // *Deep-Sea Research II*. 1997. Vol. 44. P. 1725–1743.
- Ishman S.E., Polyak L.V., Poore R.Z. Expanded record of Quaternary oceanographic change: Amerasian Arctic Ocean // *Geology*. 1996. Vol. 24. P. 139–142.
- Jakobsson M., Lylvie R., Al-Hanbali H., Arnold E., Backman J., Morth M. Manganese and color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology // *Geology*. 2000. Vol. 28. P. 23–26.
- Jakobsson M., Lylvie R., Arnold E.M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. P. 1–22.
- Jakobsson M., Backman J., Murray A., Lylvie R. Optically Stimulated Luminescence dating supports central Arctic Ocean cm-scale sedimentation rates // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. Vol. 4 (2), 1016, doi:10.1029/2002GC000423.
- Krylov A.A., Shilov V.V., Andreeva I.A., Mirolubova E.S. Quaternary paleooceanography of the Amerasian Basin of the Arctic Ocean, as reflected in sedimentary record from the Mendelev Rise // *Geophysical Research Abstracts, EGS-AGU-EUG Joint Assembly*. 2003. Vol. 5. EAE03-A-11258.
- Minicucci D.A., Clark D.L. A Late Cenozoic stratigraphy for glacial-marine sediments of the eastern Alpha Cordillera, central Arctic Ocean // *Glacial-Marine Sedimentation* / Ed. Molnia B.F. New York: Plenum, 1983. P. 331–365.
- Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. Vol. 441. P. 601–606.
- Morris T.H. Stable isotope stratigraphy of the Arctic Ocean: Fram strait to Central Arctic // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1988. Vol. 64. P. 201–219.
- Morris T.H., Clark D.L., Blasco S.M. Sediments of the Lomonosov Ridge and Makarov Basin: a Pleistocene stratigraphy for the North Pole // *GSA Bulletin*. 1985. Vol. 96. P. 901–910.
- Mudie P.J., Blasco S.M. Lithostratigraphy of the CESAR cores // *Initial Geological Report on CESAR – the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean* / Ed. H.R. Jackson et al. Geological Survey of Canada. Paper 84–22. 1985. P. 59–99.
- Not C., Hillaire-Marcel C. Time constraints from ²³⁰Th and ²³¹Pa data in late Quaternary, low sedimentation rate sequence from the Arctic Ocean: An example from the northern Mendelev Ridge // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. P. 3665–3675.
- Nowaczyk N.R., Frederichs T.W., Kassens H. et al. Sedimentation rates in the Makarov Basin, central Arctic Ocean: A paleomagnetic and rock magnetic approach // *Paleoceanography*. 2001. Vol. 16. P. 368–389.
- O'Regan M., King J., Backman J. et al. Constraints on the Pleistocene chronology of sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. PA1S19, doi:10.1029/2007PA001551
- O'Regan M., St. John K., Moran K. et al. Plio-Pleistocene trends in ice rafted debris on the Lomonosov Ridge // *Quaternary International*. 2010. Vol. 219. P. 186–176.
- Pak D.K., Clark D.L., Blasco S.M. Late Pleistocene stratigraphy and micropaleontology of a part of the Eurasian Basin (=Fram Basin), central Arctic Ocean // *Marine Micropaleontology*. 1992. Vol. 20. P. 1–22.
- Phillips R.L., Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic // *Marine Geology*. 2001. Vol. 172. P. 91–115.
- Polyak L., Curry W.B., Darby D.A., Bischof J., Cronin T.M. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendelev Ridge // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2004. Vol. 203. P. 73–93.
- Polyak L., Bischof J., Ortiz J.D. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // *Global and Planetary Change*. 2009. Vol. 68. P. 5–17.

- Poore R., Phillips L., Rieck H. Paleoclimate record from Northwind Ridge, western Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 1993. Vol. 8. P. 149–159.
- Poore R.Z., Osterman L., Curry W.B., Phillips R.L. Late Pleistocene and Holocene meltwater events in the western Arctic Ocean // *Geology*. 1999. Vol. 27. No. 8. P. 759–762.
- Schneider D.A., Backman J., Curry W.B., Possnert G. Paleomagnetic constraints on sedimentation rates in eastern Arctic Ocean // *Quaternary Research*. 1996. Vol. 46. P. 62–71.
- Scott D.B., Mudie P.J., Baki V. et al. Biostratigraphy and late Cenozoic paleoceanography of the Arctic Ocean: Foraminiferal, lithostratigraphic, and isotope evidence // *GSA Bull.* 1989. Vol. 101. P. 260–277.
- Somayajulu B.L.K., Sharma P., Herman Yv. Thorium and Uranium Isotopes in Arctic Sediments // *The Arctic Seas. Climatology, Oceanography, Geology, and Biology* / Ed. Herman Yv. New York: VNR, 1989. P. 571–579.
- Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // *Quaternary Science Rev.* 2004. Vol. 23. P. 1455–1483.
- Stein R., Matthiessen J., Niessen F., Krylov A., Nam S., Bazhenova E. Toward a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*. 2010. Vol. 79. P. 97–121.
- Steuerwald B.A., Clark D.L., Andrew J.A. Magnetic stratigraphy and faunal patterns in Arctic Ocean sediments // *Earth and Planetary Science Letters*. 1968. Vol. 5. P. 79–85.
- Witte W.K., Kent D.V. Revised magnetostratigraphies confirm low sedimentation rates in Arctic Ocean cores // *Quaternary Research*. 1988. Vol. 29. P. 43–53.

A.A.KRYLOV, V.V.SHILOV, I.A.ANDREEVA, E.S.MIROLUBOVA

STRATIGRAPHY AND ACCUMULATION OF UPPER QUATERNARY SEDIMENTS IN THE NORTHERN PART OF THE MENDELEEV RISE (AMERASIAN BASIN, ARCTIC OCEAN)

Results of the integrated lithological, paleomagnetic, and paleontological study of the five cores sampled from the Northern Mendeleev Rise are discussed in this paper. Stratigraphic subdivision of the sections up to 11 Marine Isotopic Stage is justified. The possibility of correlation of sedimentary layers between the Mendeleev Rise and Lomonosov Ridge based on paleomagnetic and paleontological data is proven. Established that the sedimentation rates in the Northern part of the Mendeleev Rise insignificant and ranged from 3,3 to 4,2 millimeters per thousand years.

Keywords: Arctic Ocean, Amerasian Basin, Mendeleev Rise, Lomonosov Ridge, stratigraphy.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА РУБЕЖАХ МЕЛ–ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН НА ХРЕБТЕ ЛОМОНОСОВА (СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН)

канд. геол.-минерал. наук В.В.КРУПСКАЯ¹, канд. геол.-минерал. наук А.А.КРЫЛОВ²,
д-р. геол.-минерал. наук В.Н.СОКОЛОВ³

¹ – ИГЕМ РАН, г. Москва, vi_kru@bk.ru

² – ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, akrylow@gmail.com

³ – МГУ им. М.В.Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, sokolov@geol.msu.ru

В работе представлены результаты исследования состава глинистых минералов, отобранных на хребте Ломоносова в рамках проекта глубоководного бурения IODP-302. Анализ полученных данных позволил выявить основные тенденции изменения условий выветривания, процессов образования и преобразования глинистых минералов в критические периоды мел-палеоцен-эоценового времени. Верхнемеловые (предположительно кампан) и верхнепалеоценовые осадки, отличающиеся повышенным содержанием каолинита, отлагались в результате выветривания кислых пород или каолиновых кор выветривания. На границе палеоцен–эоцен произошла смена кислотно-щелочных условий выветривания и в обстановке мелководного бассейна накапливались осадки с повышенным содержанием смектита (монтмориллонита). Содержание монтмориллонита достигает максимального значения во время кратковременных периодов повышения температуры в интервалах палеоцен-эоценового термального максимума (PETM) и «Azolla». Монтмориллонит из последнего горизонта сформировался, согласно нашим исследованиям, в результате преобразования пеллового материала. Между событиями PETM и «Azolla» развивались процессы десициации и растворения глинистых минералов. Одновременно с похолоданием наблюдается углубление бассейна и изменение его конфигурации, что прослеживается по изменению ассоциаций глинистых минералов. Появление первых сезонных льдов было установлено около 44–45 млн лет назад по интервалам, в которых уменьшаются содержания смектита от 40–60 % до 0–10 %, когда транспорт его поверхностными потоками был затруднен и поставка в бассейн седиментации практически прекратилась.

Ключевые слова: Глинистые минералы, климатические изменения, мел-палеоцен-эоценовые граничные отложения, Арктический бассейн, условия седиментации и постседиментационные преобразования глинистых минералов, микростроение глинистых осадков.

ВВЕДЕНИЕ

Глобальные и относительно кратковременные эпизоды изменений климата в истории Земли сопровождались повышениями температуры, а также изменениями океанической и атмосферной циркуляций, что приводило к довольно резкой смене процессов седиментации, геохимического и минерального состава осадков, а также к преобразованиям в морской и наземной экосистемах. Такие явления наблюдались на границах мел–палеоцен и палеоцен–эоцен [Ахметьев, 2004; Гаврилов, Щербинина, 2004; Zachos et al., 2001; Premoli et al., 2008 и др.].

Позднемеловое-палеогеновое время было эпохой пенеппенизации рельефа континентов, что привело к развитию мощных почвенных покровов, кор выветривания и месторождений глин. В регионах с гумидным климатом развивались озерно-болотные отложения, вызывающие выделение огромных масс углекислоты и выброс их в атмосферу, что способствовало развитию парникового эффекта, изменению изотопного состава карбонатов, изменению циркуляции океанических вод.

Все это в большей степени изменило облик флоры и фауны в высоких широтах, нежели в экваториальных зонах [Гаврилов, Щербина, 2004 и др.].

Изучение строения и истории развития Арктического бассейна позволяет глубже понять особенности эволюции Земли. Одной из центральных морфологических структур Арктического бассейна является хребет Ломоносова, где в 2004 году состоялось бурение ACEX (Arctic Coring Expedition) в рамках программы глубоководного бурения океана (IODP-302). В результате экспедиции ACEX были отобраны морские осадки, которые охватывают возрастной диапазон от конца мела до плейстоцена–голоцена [Moran et al., 2006; Backman et al., 2008; Backman, Moran, 2009].

Формирование Евразийской части Арктического бассейна началось около 58 млн лет назад на границе мела и палеоцена. К этому же временному интервалу относятся значительные изменения экологических сообществ, смена литологических разностей в осадках, а также изменение циркуляции океанических вод. Спрединг на хребте Гаккеля привел к тому, что часть Евразийской платформы, являющаяся современным хребтом Ломоносова, начала свое «путешествие» в направлении высоких широт [Backman et al., 2008; O'Regan et al., 2008]. Таким образом, изучение осадков, отобранных в ходе глубоководного бурения на хребте Ломоносова, открывает возможность проследить историю развития Арктического бассейна. В данной работе акцент сделан на изучении осадков палеогенового времени. За период становления Северного Ледовитого океана (СЛО) в бассейне менялись температура, соленость и циркуляция поверхностных и глубинных вод. На формирование осадочного чехла в значительной степени повлияли тектоническая позиция хребта Ломоносова и глобальные климатические изменения. С кампанского времени Арктический регион пережил переход от теплых гумидных к холодным нивальным условиям [Moran et al., 2006; Sluijs et al., 2006].

Условия выветривания, его интенсивность и особенности климата могут быть восстановлены по изучению ассоциаций глинистых минералов [Гинзбург, Рукавишников, 1951; Петров, 1967; Chamley, 1989; Wilson, 1999 и др.], которые составляют порядка 50–60 % от общего состава пород. Ввиду особенностей строения и состава именно эти минералы являются наиболее чувствительными индикаторами изменения окружающей среды, будь это процессы седиментогенеза или диагенеза (катагенеза) [Дриц, Коссовская, 1990]. Изменению состава глинистых минералов на границах мел–палеоцен и палеоцен–эоцен в разных географических обстановках посвящено довольно большое количество работ [Drits et al., 2004; White, Schiebout, 2008; Deconinck et al., 2000 и др.]. Глинистые минералы представляют собой сложные объекты для изучения ввиду их малых размеров, слоистой структуры и широко развитых процессов изоморфизма. Выводы об их генезисе можно делать только после детального исследования с привлечением современного высокоразрешающего оборудования и новых программ по обработке данных эксперимента. Структурные особенности глинистых минералов, присутствие смешанослойных минералов и характер их переслаивания и упорядоченности устанавливаются с помощью комплекса кристаллохимических методов [Рентгеновские методы..., 1955]. При анализе глинистых минералов с целью реконструкции условий осадконакопления, включая палеоклиматические и палеогеографические обстановки в бассейне седиментации, необходимо восстанавливать условия генезиса минералов [Chamley, 1989]. Так, глинистые минералы могут иметь терригенный генезис, и в таком случае изучение их ассоциаций может быть использовано для построения седиментационных моделей и путей транспорта. Однако глинистые минералы могут образовываться в поровом пространстве на стадии преобразования осадков и пород и, таким образом, иметь аутигенный генезис. В этом случае преобладание той или

иной группы будет свидетельствовать о постседиментационных процессах. Также, в редких случаях, глинистые минералы могут иметь сингенетичный генезис, то есть формироваться на стадии седиментогенеза и не претерпевать перемещения, как, например, коры выветривания. Такие отложения вызывают большой интерес, но почти не наблюдаются в морских осадках.

Целью настоящей работы является реконструкция условий седиментогенеза и постседиментационных преобразований осадков в мел-палеогеновое время по результатам изучения состава, строения и морфологии глинистых минералов, которые не только несут в себе информацию об источниках сноса осадочного материала, но могут использоваться в качестве индикатора климатических изменений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представляемая работа основана на изучении глинистой фракции осадков, отобранных на хребте Ломоносова в ходе экспедиции ACEX-IODP 302, скважины 2А и 4А (рис. 1). При выполнении проекта было пройдено около 428 м осадков в возрастном диапазоне от верхнего мела (предположительно кампан [Backman et al., 2008]) до голоцена, однако в предлагаемой работе детально рассматривается не весь диапазон, а только интервал керна 198–427 м, охватывающий период с кампана по средний эоцен (44,4 млн лет). В комплекс методов входили: рентгеновская дифракция, инфракрасная спектроскопия, растровая электронная микроскопия.

Рентгеновская дифракция проводилась на образцах глинистой фракции (< 2 мкм), которая предварительно отбиралась методом седиментации в соответствии с законом Стокса в лаборатории кристаллохимии минералов им. Н.В.Белова ИГЕМ РАН из фракции < 10 мкм. Фракция < 10 мкм готовилась из валовых образцов во ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга». Ориентированные препараты готовились на стеклянных подложках из насыщенной глинистой суспензии. Такие препараты отличаются высокой степенью ориентации частиц в плоскости подложки. Рентгеновские спектры были получены в ИГЕМ РАН на дифрактометре D/MAX-2200 при использовании медного излучения с монохроматором на дифра-

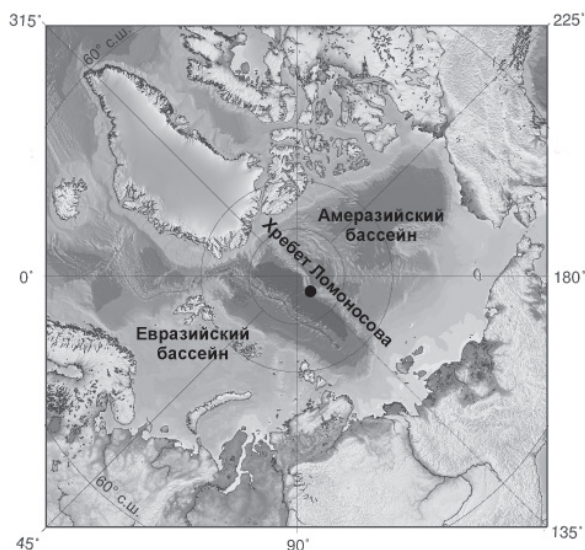


Рис. 1. Положение станции глубоководного бурения по программе Integrated Ocean Deep Program, Leg 302 совместно с Arctic Coring Expedition. Место бурения с координатами ~ 87° 52,00' с.ш., 136° 10,64' в.д. показано черным кружком

гированном пучке, рабочий режим 40 kV–30 mA, фиксированная система щелей. Полученные спектры обрабатывались в программе MacDiff. Ассоциации глинистых минералов рассчитывались по результатам анализа ориентированных препаратов в воздушно-сухом, насыщенном этиленгликолем и прокаленном при 550 °C состояниях согласно стандартной методике Биска [Biskaye, 1965]. Результаты анализа наносились на графики распределения глинистых минералов по разрезу. Метод Биска является полуколичественным и может быть использован при экспрессном анализе распределения и соотношения основных групп глинистых минералов. Так как большинство морских осадков представляют собой полиминеральные смеси, определить минеральную разновидность часто не представляется возможным и в этом случае изучаются соотношения основных групп глинистых минералов: смектита, иллита, каолинита и хлорита. В отдельных случаях (в образцах с преобладанием минерала порядка 70 отн. %) был определен минерал монтмориллонит из группы смектита, как будет показано ниже.

Изучение морфологии частиц глинистых минералов, их взаимоотношение с другими минералами, а также микроструктурные исследования проводились при помощи растрового электронного микроскопа (РЭМ) LEO 1450VP, оснащенного системой энергодисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy 300 на геологическом факультете МГУ им. М.В.Ломоносова.

Образцы глинистых осадков для исследований в РЭМ вырезались из монолита в направлении, перпендикулярном напластованию. В дальнейшем, для сохранения естественной микроструктуры глинистых осадков, образцы обезжизнялись с помощью метода вакуумной морозной сушки. Суть метода заключается в «мгновенном» замораживании влажных образцов при температуре жидкого азота (–196 °C). При этом вся поровая влага, не успев раскристаллизоваться, переходит в твердое псевдоаморфное состояние. Такой переход не сопровождается объемным расширением образующейся фазы и не вызывает каких-либо разрушений микростроения образца. Затем замороженные образцы переносят в вакуумную камеру сублимационной установки, где высушиваются при низких отрицательных температурах за счет сублимации замерзшей влаги в вакууме [Осипов и др., 1989]. Подготовка исследуемой поверхности проводилась путем раскалывания образца. После этого полученная поверхность обдувалась сжатым воздухом и образец приклеивался на смотровой столик электропроводным клеем. Для предотвращения эффекта зарядки на поверхность исследуемых образцов в вакууме наносилась тонкая пленка золота толщиной 10–20 нм.

Микроструктурные исследования глинистых осадков проводились по РЭМ-изображениям при малых (250–1000 крат) и больших (5000–20000 крат) увеличениях. В первом случае получались обзорные изображения, а во втором – наблюдались тонкие детали микростроения, такие как размер и форма структурных элементов, характер их поверхности, тип контактов между глинистыми частицами и их микроагрегатами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Распределение глинистых минералов часто предопределяется глобальными климатическими изменениями. Так, многие авторы признают, что тренды смектита коррелируют с трендами изменения климата в Арктическом регионе [Winkler et al., 2002; Strand et al., 2008 и др.] и в мире в целом [Ehrmann et al., 1992; White, Schiebout, 2008 и др.], так же как и с изменениями областей источника сноса [Griffin et al., 1968; Nrnberg et al., 1994; Wahsner et al., 1999 и др.]. На рис. 2а показано распределение глинистых минералов по возрастному разрезу скважины 4А в диапазоне мел–эоцен с учетом перерыва в осадконакоплении с 56,2 по 65,5 млн лет назад, согласно [Backman, Moran, 2009]. Рис. 2б отражает изменение $\delta^{18}\text{O}$ и,

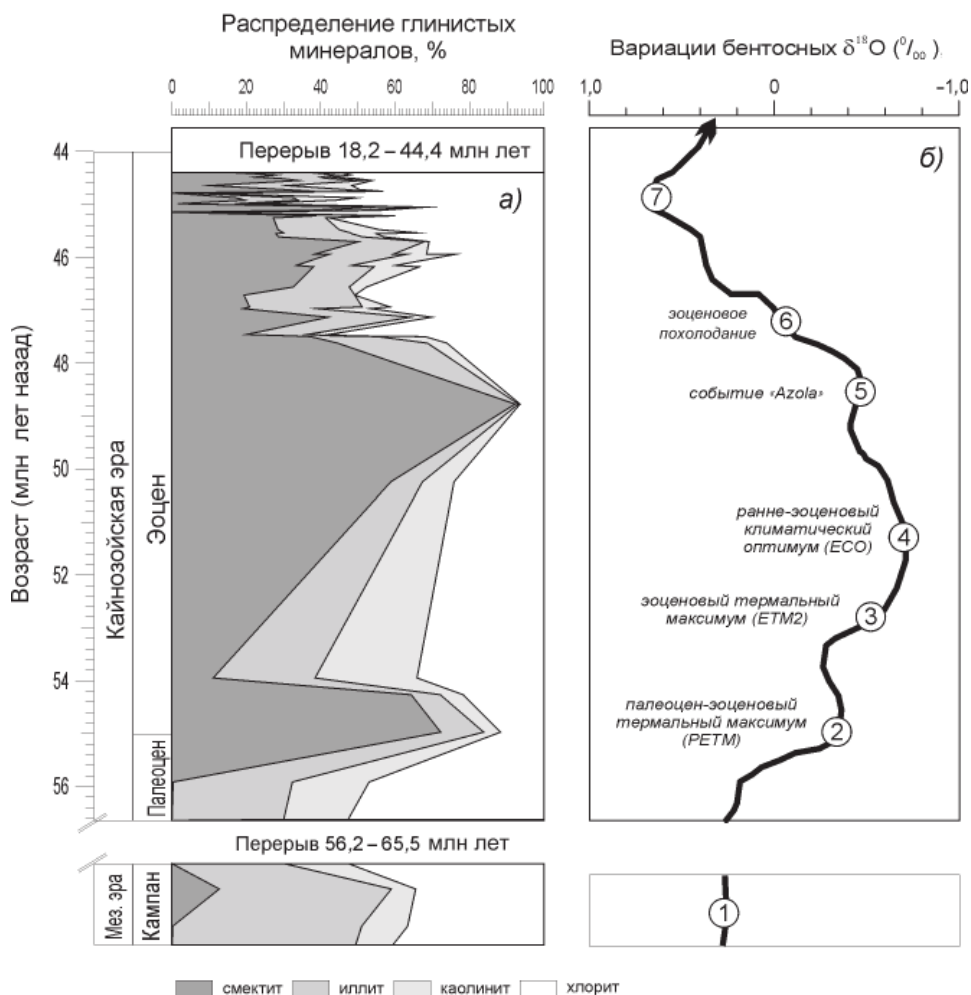


Рис. 2. Соотношения глинистых минералов по временному разрезу IODP-302 (а) и вариации бентосных $\delta^{18}\text{O}$ по [Zachos et al., 2001] (б) и их сопоставление с главными климатическими событиями, отмеченными на изотопной кривой цифрами в кружках, пояснение в тексте

согласно [Zachos et al., 2001], соответствует следующим климатическим этапам (снизу вверх): 1 – верхне-меловое событие – характеризует состояние океанической окраины до формирования Арктического бассейна; 2 – палеоцен-эоценовый термальный максимум (PETM) около 55 млн лет; 3 – эоценовый термальный максимум (ETM2) около 53 млн лет; 4 – ранне-эоценовый термальный оптимум (ЕЕТО), отличающийся более длительным развитием во времени по сравнению с другими этапами с максимумом около 51,5 млн лет; 5 – событие «Azolla» около 48,7 млн лет назад [Brinkhuis et al., 2006]; 6 – эоценовое похолодание, начавшееся 47,5 млн лет назад; 7 – максимум похолодания в эоцене около 44,7 млн лет назад.

Осадки верхнего мела изучены на примере трех образцов и отличаются повышенным содержанием каолинита. При этом все глинистые частицы довольно крупные, преимущественно изометричной формы или несколько удлинённые

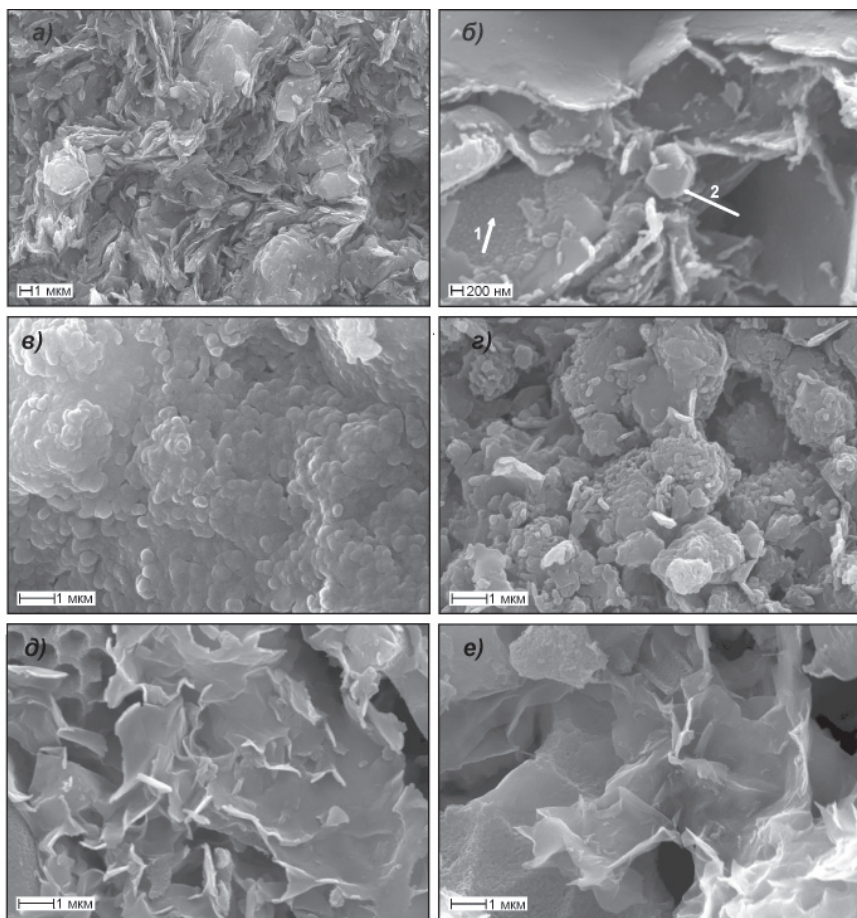


Рис. 3. РЭМ-изображения свежих сколов осадков: *a* – верхний мел (предположительно, кампан): 426 м; *б* – РЕТМ (палеоцен-эоценовый термальный максимум): ~55,0 Ма (381 м), 1 – аморфное вещество, 2 – каолинит; *в* – ЕТМ2 (эоценовый термальный максимум): ~51,9 Ма (342 м); *г* – ЕСО (эоценовый климатический оптимум): ~50,3 Ма (321 м); *д* – событие «Azolla»: 48,8 Ма (302 м); *е* – эоценовое похолодание: 46,6 Ма (274 м)

(рис. 3а). На РЭМ-изображениях не видно четких границ частиц, что говорит об их плохой сохранности. Электронные снимки осадков кампанского возраста отличается наличие специфической турбулентной структуры [Соколов, 2000], которая отражает динамику среды осадконакопления. Турбулентная структура выражается в специфической направленности глинистых частиц друг относительно друга, в огибании ориентированными прослоями глинистых частиц более крупных терригенных частиц кварца и полевых шпатов. Все частицы отличается плотная упаковка, что подтверждает высокую уплотненность меловых осадков.

Период с 65,5 до 56,2 млн лет назад соотносится с тектонической перестройкой Арктического бассейна. Осадки, если и накапливались в этот период, были впоследствии денудированы (рис. 2а).

Осадки, сформированные сразу после перерыва в осадконакоплении, скорее всего, были накоплены путем переотложения из нижележащих, о чем говорит сходство состава глинистой фракции.

РЕТМ отчетливо выражен в осадках хребта Ломоносова, что видно по значительному преобладанию смектита (монтмориллонита) в составе глинистой фракции. Частицы монтмориллонита слагают более крупные листообразные микроагрегаты (рис. 3б), на поверхности которых видны сгустки аморфного вещества (отмечены цифрой 1 на рис. 3б), представленного, по-видимому, оксидами Si и Al. Осадки менее уплотнены по сравнению с меловыми, при этом, после завершения процесса осадконакопления, в относительно свободном поровом пространстве кристаллизуются псевдогексагональные мелкие частицы каолинита (см. рис. 3б-2).

Эоценовый термальный максимум в осадках хребта Ломоносова проявляется довольно специфическим образом, и прогнозируемого увеличения содержания смектитовых минералов не происходит. Наоборот, в составе глинистой фракции наблюдается некоторое уменьшение содержания монтмориллонита при увеличении доли других глинистых минералов. Детальное рассмотрение рентгенограмм и свежих сколов в РЭМ позволили выявить следующие закономерности. В направлении к ранне-эоценовому оптимуму (54–51 млн лет назад) происходит закономерное увеличение доли аморфного кремнезема и опала, а суммарное содержание глинистых минералов в составе фракции <2 мкм уменьшается вплоть до 51–52 млн лет назад, когда вся проба представлена аморфным веществом (рис. 3в). Затем, вверх по разрезу, количество глинистых минералов во фракции <2 мкм увеличивается, на рентгеновских спектрах появляются их заметные рефлексы, опал меняется на кристобалит. На РЭМ-изображениях (рис. 3г) видны плохо различимые частицы глинистых минералов, из чего можно сделать вывод, что в интервале 54–52 млн лет назад глинистые частицы подвергались массовому растворению. Учитывая, что нижележащие осадки в большей степени состоят из монтмориллонита и его содержание здесь уменьшается, то можно говорить о возрастании кислотности бассейна и вероятном развитии процессов десиляции в почвенных (континентальных) условиях. В интервале 52–51 млн лет процессы десиляции достигают максимума, преобразовывая осадки в аморфный кремнезем, и затем снижаются в диапазоне 51–50 млн лет назад.

Событие «Azolla» названо так по находкам в осадках спор разной сохранности одноименных папоротниковых [Brinkhuis et al., 2006]. В составе фракции <2 мкм осадков данного горизонта отмечается преобладание диоктадрического смектита (монтмориллонита) (порядка 75 % от веса фракции и выше 90 отн. %). Монтмориллонит характеризуется относительно высокой степенью упорядоченности структуры, что отражается на узких рентгеновских профилях в ориентированных препаратах, и четким соблюдением положений высоких порядков, когда $d_{(001)} = k \cdot x_k$ ($d_{(001)}$ — межплоскостное расстояние первого порядка, k — порядок отражений, x_k — межплоскостное расстояние соответствующего порядка). Ассоциации частиц монтмориллонита хорошо видны на РЭМ-изображениях в виде тонких изогнутых листообразных микроагрегатов, напоминающих смятые листы бумаги (рис. 3д).

Эоценовое похолодание выражается в значительном снижении доли смектитовых минералов в составе глинистой фракции и снижением суммарного содержания глинистых минералов в отдельных горизонтах до 10–20 % от веса фракции <2 мкм [Krupskaya et al., 2009]. Интервал 47,5–45,5 млн лет назад характеризуется развитием различных биотических сообществ (рис. 3е) и представляет собой, по сути, биогенные илы [Sangiorgi et al., 2008].

Интервал 44,4–45,2 млн лет назад является наиболее «холодным» периодом в палеоцен-эоценовой истории Арктического бассейна. Состав фракции <2 мкм отличается резкими и довольно кратковременными флуктуациями как в суммарном содержании глинистых минералов, так и в соотношении глинистых минералов между собой. В горизонтах с уменьшением суммарного содержания глинистых минералов происходит увеличение содержания кварца и резкое уменьшение относительного

содержания смектита и наоборот — с увеличением доли глинистых минералов наблюдается уменьшение содержания кварца, а среди глинистых минералов возрастает количество смектита. Периодичность таких колебаний — порядка 1,8–2,0 млн лет.

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ХРЕБТЕ ЛОМОНОСОВА

Рассматриваемый в работе временной интервал разреза АСЕХ относится к так называемому периоду «green-house» [Morgan et al., 2006], который характеризуется относительно высокими температурами и повышенной влажностью [Brinkhuis et al., 2006; Sluijs et al., 2006]. Подобные условия должны были привести к значительному увеличению химического выветривания и, как следствие, к активному формированию глинистых минералов (по большей части смектита и каолинита) в областях сноса. В крайних случаях каолинит и смектит (монтмориллонит) формируются в разных климатических обстановках, и тогда в осадках наблюдается резкое преобладание одного из них [Chamley, 1989]. Хорошо окристаллизованный каолинит с гексагональными частицами преимущественно образуется по кислым породам (гранитам), в то время как монтмориллонит предпочитает формироваться в щелочных условиях по основным породам (базальтам, туфам, вулканическим пеплам) [Moll, 2001]. Кристалломорфологический облик глинистых частиц, четкость граней и степень нарушенности формы позволяют спроектировать особенности транспорта и относительную близость (удаленность) береговой линии. Ввиду преимущественно больших кристаллитов (до 50–100 нм толщиной), которые образуют естественные агрегаты до 10 мкм [Крупская и др., 2009], каолинит не может переноситься течениями на большие расстояния и, как правило, отлагается в непосредственной близости к источнику сноса, где его содержание в осадках может преобладать. При переотложении глинистых минералов, и в особенности смектита, происходит нарушение формы частиц. Разупорядочение начинается по граням глинистых частиц и потом переносится на базальную поверхность. Минералы группы смектита отличаются от других глинистых минералов более тонкими частицами, их толщина может достигать 3–7 нм. При такой толщине частиц перемещение в условиях водных потоков и трение о другие более крупные и более твердые частицы приводят к разрушению и разупорядочению структуры всех глинистых минералов. Смектиты наиболее чувствительны к механическому воздействию, и их структура страдает в случае транспортировки на дальние расстояния в первую очередь. Именно поэтому в подавляющем большинстве случаев смектиты из четвертичных осадков, перенесенные водными потоками и подвергавшиеся ледовому воздействию, обладают довольно плохой упорядоченностью, что проявляется в первую очередь в расширении и снижении интенсивности базальных рефлексов.

Меловой период в целом в различных географических обстановках характеризуется увеличением интенсивности образования каолиновых кор выветривания [Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Chamley, 1989]. В районе станции глубоководного бурения в это время существовал континентальный склон, широко развитые турбидито-подобные процессы проявляются в структуре глинистых минералов в виде направленного расположения частиц относительно друг друга.

После перерыва в осадконакоплении в интервале 65,5–56,2 млн лет назад условия седиментации в значительной степени изменились. В позднем палеоцене формируется мелководный и пресноводный бассейн, вероятно периодически заливаемый и осушаемый. В первое время после формирования бассейна происходит размыв ранее сформированных меловых осадков, обогащенных каолинитом и иллитом. Теплые гумидные условия, особенно на стадии РЕТМ, около 55 млн лет назад, способствуют продуцированию большого количества смектита, который поступает в бассейн седиментации с близлежащей суши. Близкий перенос очевиден по утолщению микроагрегатов частиц и расширению рефлексов 001 монтмориллонита. Роль каолинита в осадках резко снижается, доминирующим минералом в

глинистой фракции является монтмориллонит. Таким образом, наблюдается смена пород-источников терригенного вещества и условий выветривания с кислых в позднем мелу на щелочные в эоцене.

После РЕТМ наступает временное охлаждение температуры бассейна и затем довольно интенсивное потепление с максимумом, приходящимся на ранне-эоценовый климатический оптимум (ЕСО) порядка 51 млн лет назад. За счет снижения уровня моря формируются мелководные условия, близкие к континентальным, в которых развиваются процессы десициации (вероятно, в почвенных условиях), приводящие к формированию большого количества аморфного кремнезема. По результатам исследования микроструктур под электронным микроскопом, подавляющее количество аморфного кремнезема в этом временном интервале имеет абиогенное происхождение и образовалось за счет разрушения глинистых минералов в кислых условиях. Максимум развития процессов десициации приходится на ЕСО, когда в осадках не видно и следов каких-либо минералов.

Период в районе 48,7 млн лет назад характеризуется краткосрочным повышением температуры. На хребте Ломоносова это выразилось в развитии пресноводных мелководных каналов, в которых произрастало папоротниковое растение *Azolla* [Brinkhuis et al., 2006], давшее название этому интервалу. Для этого времени характерен теплый и влажный климат, подобный климату современных тропиков.

Береговая зона была расположена ближе к району бурения. Осадки указанного периода значительно отличаются по составу глинистых минералов. Основным минералом является хорошо окристаллизованный диоктаэдрический смектит (монтмориллонит) без следов переноса на поверхности частиц. Особенности морфологии частиц монтмориллонита в совокупности с особенностями взаимоотношений этих частиц с органическими остатками позволяют судить об аутигенном генезисе монтмориллонита в диапазоне 300–302 м (событие «*Azolla*», 48,7 млн лет). Монтмориллонит сформировался практически одновременно с осаждением биогенного материала и не подвергался повторному переотложению водными или другими потоками. Нижележащие осадки отличаются смешанным составом, содержание смектита в целом ниже, и он характеризуется худшей степенью упорядоченности. Это свидетельствует, о том что смектитовый материал был уже переотложен, а не накоплен непосредственно в бассейне осадка накопления. Таким образом, можно заключить, что источником материала для формирования монтмориллонитов во время накопления папоротниковых *Azolla* были фрагменты вулканокластического материала. До настоящего времени следов пеплов не было обнаружено в осадках Центральной Арктики. Горизонты пеплов, отложенные в мел-палеоэоценовое время, были найдены на Шпицбергене, где известны очаги вулканической активизации [Harland et al., 1997]. Отложения глин с содержанием монтмориллонита свыше 70 % и мощностью около 3 м, найденные на суше, представляют собой промышленную ценность и могут разрабатываться как месторождения ценного бентонитового сырья.

На границе палеоцен–эоцен хребет Ломоносова был значительно ближе к континенту Евразия, чем в настоящий момент [Backman, Morgan, 2009]. Вероятнее всего пепловый материал поступал в бассейн седиментации в район бурения из активных вулканов Шпицбергена. После его накопления в теплом мелководном пресноводном бассейне, практически в условиях застойной гидродинамики, он был полностью преобразован в монтмориллонит. В результате остатки пеплов не были выявлены, а весь пепловый материал трансформировался в хорошо окристаллизованный монтмориллонит [Krupskaya et al., 2009].

Событие «*Azolla*» предвещает длительное и постепенное похолодание в Северном полушарии, которое начинается около 48 млн лет назад. С началом похолодания увеличивается глубина бассейна в районе хребта Ломоносова, условия от практически континентальных переходят к лагунным (с большой долей биогенного

материала) и затем к морским [Sangiorgi et al., 2008]. В диапазоне 48–46 млн лет назад в теплых и влажных условиях формировались озера или лагуноподобные бассейны. Активно развивались соответствующие им биологические сообщества. Терригенная седиментация почти не развита. На уровне 45 млн лет открывается море — снижается доля коллоидной составляющей и увеличивается доля глинистых минералов. Береговая зона удаляется от области бассейна седиментации.

Первые признаки присутствия сезонных льдов относят к лютецкому ярусу эоцена — около 44–45 млн лет назад [St. John, 2008]. К этому периоду относятся интервалы, которые отличаются контрастными изменениями соотношений глинистых минералов. Прежде всего это проявляется в колебаниях содержания смектита от 0 до 40–50 %. Иллит и хлорит, как правило, имеют более крупные размеры отдельных частиц и агрегатов и переносятся преимущественно придонными водными потоками или сильными поверхностными течениями. В отличие от них, смектит обладает очень малыми размерами и способностью хорошо диспергировать в пресной воде, что приводит к высокой плавучести, и способностью быть перенесенным на дальние расстояния поверхностными потоками и/или течениями. Резкое уменьшение содержания смектита в донных осадках опресненного водоема может свидетельствовать о прекращении действия поверхностных потоков. Наиболее легко это объяснить действием сезонных льдов [Krupsкая et al., 2010]. Таким образом, «бессмектитовые» периоды можно соотнести с периодами развития сезонных льдов.

В диапазоне 44,4–18,2 млн лет поверхность хребта Ломоносова была поднята и, вероятно, существовали континентальные условия осадконакопления. Таким образом, детальное изучение глинистых минералов, их состава, строения и свойств позволило во многом дополнить картину истории жизни осадочного бассейна в районе хребта Ломоносова в мел-палеоцен-эоценовое время, составленную по результатам палеонтологических исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное исследование глинистых минералов, включающее рентгеновскую дифракцию и растровую электронную микроскопию, позволяет оценить изменение условий выветривания и смену пород, послуживших источником для формирования глинистых минералов в возрастном диапазоне от верхнего мела до эоцена. На основании результатов исследования состава глинистых минералов во фракции <2 мкм в указанном временном интервале установлена смена кислотно-щелочных условий выветривания: в мелу и верхнем палеоцене до РЕТМ наблюдается преобладание каолинита, что говорит о выветривании, преимущественно, кислых пород. Судя по микроструктуре осадков, отлагались они в условиях турбидитных потоков в непосредственной близости от области сноса, которой могли служить меловые каолиновые коры выветривания.

В эоцене (начиная с РЕТМ ~55 млн лет) кислотно-щелочные условия среды осадконакопления резко изменились и процессами выветривания были затронуты преимущественно основные породы (базальты и вулканические пеплы), о чем свидетельствует высокое содержание минералов группы смектита среди глинистых минералов. При этом горизонты, соответствующие коротким эпизодам глобального потепления климата РЕТМ и событию «Azolla», выделяются преобладанием монтмориллонита. Во время указанных периодов осадочный бассейн был мелководным, что подтверждается палеонтологическими данными. Глинистый материал продуцировался в непосредственной близости от бассейна седиментации и был переотложен плотностными потоками во время РЕТМ, в то время как в период «Azolla» глинистые минералы не подвергались перемещению, а были образованы *in situ*.

В интервале между РЕТМ (~55 млн лет назад) и событием «Azolla» (~49 млн лет назад), вероятно, существовали кислые почвенные условия, которые привели к

обширному развитию десиликации и растворению глинистых минералов. Растворение смектитовых минералов шло интенсивнее, что наблюдается по уменьшению их содержания в составе фракции <2 мкм. Максимальное развитие процессы десиликации достигают ~51 млн лет назад (ЕО), глинистая фракция представлена аморфными окислами без признаков кристаллических минералов и биогенных остатков. Событие «Azolla» характеризуется развитием аутигенного хорошо упорядоченного монтмориллонита, который образовался в результате трансформации вулканических пеплов. По-видимому, весь вулканокластический материал подвергся постседиментационным преобразованиям, его следов в осадках не было обнаружено.

Эоценовое похолодание прослеживается в осадках по увеличению содержания аморфных окислов Al, Si, Fe и Mn в составе фракции <2 мкм. Среди глинистых минералов наблюдается значительное уменьшение содержания смектита и увеличение доли иллита, хлорита и каолинита, что говорит об удалении береговой линии, углублении бассейна и увеличении доли физического выветривания.

Признаки появления сезонных льдов, наблюдаемые по другим данным, проявляются в составе глинистой фракции по резким колебаниям компонентного состава фракции <2 мкм: во время теплых периодов (безо льда) увеличивается содержание смектита до 40–60 %, в то время как в периоды стояния сезонных льдов увеличивается содержание иллита и кварца за счет усиления действия придонных и(или) оползневых потоков и уменьшается содержание смектита до 0–10 отн. % за счет блокирования льдами поверхностных течений и прекращения поставки смектитовых минералов в бассейн седиментации.

Авторы признательны J.Backman и K.Moran, а также IODP Team за предоставленную уникальную возможность изучать осадки мел-палеоцен-эоценового возраста Арктического бассейна, И.А.Андреевой – за помощь в гранулометрическом анализе и выделении глинистой фракции, St.Jons, H.Brinkhuis за идеи, которые вдохновили на написание работы, а также всем тем, кто способствовал развитию этого исследования.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ №10-05-01034-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахметьев М.А. Причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек в фанерозое // Современные проблемы геологии / Под ред. Ю.О.Гаврилова, М.Д.Хуторского. М.: Наука, 2004. С. 463–492.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А. Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии / Под ред. Ю.О.Гаврилова, М.Д.Хуторского. М.: Наука, 2004. С. 493–531.

Гинзбург И.И., Рукавишников И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Академия наук СССР, 1951. 715 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.

Крупская В.В., Буточкиков М., Николаева С.К., Закусин С.В., Соколов В.Н. Моделирование свойств дисперсных систем на примере каолиновых глин // Материалы Международного минералогического семинара «Минералогическая интервенция в микро- и наномир». Сыктывкар, 2009. С. 456–459.

Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород / Под ред. академика Е.М.Сергеева. М.: Недра, 1989. 211 с.

Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 340 с.

Рентгеновские методы определения и кристаллохимическое строение минералов глин / Пер. с англ. Б.Б.Звягина и Т.А.Франк-Каменецкой; Под ред. и с пред. В.А.Франк-Каменецкого. М.: Изд-во иностранной литературы, 1955. 404 с.

Соколов В.Н. Глинистые породы и их свойства // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6. № 9. С. 59–66.

Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Lylie R., Plie H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., and Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23(1):PA1S03. doi:10.1029/2007PA001476.

Backman J. and Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 Synthesis // *Cent. Eur. J. Geosci.* 2009. Vol. 1(22). P. 157–175. doi:10.2478/v10085-009-0015-6

Biskaye P.E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1965. Vol. 76. P. 803–832.

Brinkhuis H. et al. Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean // *Nature (London, U.K.)*. 2006. Vol. 441(7093). P. 606–609. doi:10.1038/nature04692.

Chamley H. *Clay Sedimentology*. New York: Springer-Verlag, 1989. 623 p.

Deconinck J.F., Blanc-Valleron M.M., Rouchy J.M., Camoin G., Badaut-Trauth D. Paleoenvironmental and diagenetic control of the mineralogy of Upper-Cretaceous-Lower Tertiary deposits of the Central Paleo-Andean basin of Bolivia (Potosi area) // *Sedimentary geology*. 2000. Vol. 132. P. 263–278.

Drits V.A., Lindgreen H., Sakharov B.A., H.J. Jakobsen H.J. and B.B.Zviagina. The detail structure and origin of clay minerals at the Cretaceous/Tertiary boundary, Steevns Klint (Denmark) // *Clay minerals*. 2004. Vol. 39. P. 367–390.

Ehrmann W.U., Melles M., Kuhn G., Grobe H. Significance of clay mineral assemblages in the Antarctic Ocean // *Marine Geology*. 1992. P. 249–273.

Griffin J.J., Windom H., Goldberg E.D. The distribution of clay minerals in the World Ocean // *Deep-Sea research*. 1968. Vol. 15. P. 433–459.

Harland W.B., Anderson L.M., Manasrah D., Butterfield N.J. *Geology of Svalbard*. Geological Society, 1997. 526 p.

Krupskaya V.V., Krylov A.A., Garshev A.V., Sokolov V.N. Paleocene-Eocene sedimentation in Arctic Ocean: results from the clay minerals investigation (IODP-ACEX, 302 data) // *Book of abstracts of the Mid-European Clay Conference (MECC2010)*. Budapest, 2010. P. 624.

Krupskaya V., Krylov A., Sokolov V., Andreeva I. Clay minerals as a tool for reconstruction of the periods of climate changes (IODP Leg 302 data) // *Book of Abstracts, International Conference «Clays, Clay Minerals and Layered Materials»*. Moscow, 2009. P. 144.

Moran K. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature (London, UK)*. 2006. Vol. 441(7093). P. 601–605. doi:10.1038/nature04800.

Moll W.F.J.R. Baseline studies of the Clay Minerals Society source clays: geological origin // *Clays and Clay Minerals*. 2001. Vol. 4. № 5. P. 374–380.

Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D., Eicken H., Kassens H., Letzig T., Reimnitz E., Thiede J. Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment transport and release // *Marine Geology*. 1994. Vol. 119. P. 185–214.

O'Regan M., Moran K., Backman J., Jakobsson M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Pockalny R.A., Skelton A., Stickley C., Ko N., Brumsack H.–J., Willard D. Mid–Cenozoic tectonic and paleoenvironmental setting of the central Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. P. 1–15. doi:10.1029/2007PA001559.

Premovi P.I., Todorovi B.Z. and Stankovi M.N. Cretaceous–Paleogene boundary (KPB) Fish Clay at Hjerup (Stevns Klint, Denmark): Ni, Co, and Zn of the black marl // *Geologica Acta*. 2008. Vol. 6. № 4. P. 369–382.

Sangiorgi F., van Soelen E.E., Spofforth D.J.A., Plie H., Stickley C.E., St John K., Koc N., Schouten S., Sinninghe Damste J.S., Brinkhuis H. Cyclicity in the middle Eocene central Arctic Ocean sediment record: orbital forcing and environmental response // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. PA1S08. doi:10.1029/2007PA001487

Sluijs A., Schouten S., Pagani M., Woltering M., Brinkhuis H., Sinninghe Damst J.S., Dickens G.R., Hube M., Reichart G.–J., Stein R., Matthiessen J., Lourens L.J., Pedentchouk N., Backman J., Moran K.

- IODP Expedition 302 Scientists. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum // *Nature*. 2006. Vol. 441. P. 610–613.
- St. John K. Cenozoic ice-rafting history of the central Arctic Ocean: terrigenous sands on the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23(1). PA1S05. doi:10.1029/2007PA001483.
- Strand K., Junttila J., Lahtinen T., Turunen S. Climatic transitions in the Arctic as revealed by mineralogical evidence from the Upper Cenozoic sediments in the central Arctic Ocean and the Yermak Plateau // *Norwegian Journal of Geology*. 2008. Vol. 88. P. 305–312.
- Wahsner M., Muller C., Stein R., Ivanov G., Levitan M., Shelekhova E. & Tarasov G. Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways – a synthesis // *Boreas*. 1999. Vol. 28. P. 215–233.
- White P.D., Schiebout J. Paleogene paleosols and changes in pedogenesis during the initial Eocene thermal maximum: Big Bend National Park, Texas, USA // *Geological Society of America Bulletin*. 2008. Vol. 120. P. 1347–1361.
- Winkler A., Wolf-Welling T.C.W., Stattegger K., Thiede J. Clay minerals sedimentation in high northern latitude deep-sea bassines since the Middle Miocene (ODP Leg151, NAAG) // *Int. J. Earth Science (Geol. Rundsch)*. 2002. Vol. 91. P. 133–148.
- Wilson M.J. The Origin and Formation of Clay Minerals in Soils: Past Present and Future Perspectives // *Clay Minerals*. 1999. Vol. 34. P. 7–25.
- Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present // *Science*. 2001. Vol. 292 (5517). P. 686–693. doi:10.1126/science.1059412

V.V.KRUPSKAYA, A.A.KRYLOV, V.N.SOKOLOV

CLAY MINERALS AS INDICATORS OF SEDIMENTARY ENVIRONMENT DURING THE CRETACEOUS-PALEOCENE-EOCENE TIME IN THE LOMONOSOV RIDGE (ARCTIC OCEAN)

Results of investigation of the composition of clay minerals in the fraction less than 2 mkm as well as micro-composition of sediments under the scanning electron microscope are represented in this work. Principal trends of changes of the weathering conditions, processes of the formation and alterations of the clay minerals during critical periods of the Cretaceous-Paleocene-Eocene were established based on analysis of the obtained data. Upper Cretaceous (supposedly Campanian) and Upper Paleocene sediments, containing elevated amount of kaolinite, were deposited on the continental slope as a result of weathering of acid rock or/and kaolin-bearing crust of weathering. Changes of the acid/base conditions of the weathering occurred at the Paleocene-Eocene boundary and the sediments with elevated amount of smectite (montmorillonite) were accumulated at the shallow-basin environments. Highest amount of montmorillonite was observed during the short-time periods of elevated temperature within the intervals of Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) and «Azolla». Montmorillonite from the latter interval was formed as a result of ash beds transformation. Between PETM and Azolla events the processes of desilication and dissolution of the clay minerals were developed. The deepening of basin and changes of its configuration were observed simultaneously with cooling; it was traced based on associations of the clay minerals. Appearance of the first seasonal ices were established approximately 44–45 Ma based on intervals where amount of smectite reduced from the 40–60 % to 0–10 %. This occurred because the transport of smectite with surface currents was stacked by the ices.

Keywords: Clay minerals, climatic changes, Cretaceous-Paleocene-Eocene sediments, Arctic Ocean, sedimentary environments and postsedimentary transformation of clay minerals, microstructure of clay sediments.

НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО НЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ НИЗОВЬЕВ ЕНИСЕЯ

канд. геол.-минерал. наук Е.А.ГУСЕВ^{1,2}, д-р геол.-минерал. наук Х.А.АРСЛАНОВ²,
канд. геол.-минерал. наук Ф.Е.МАКСИМОВ², д-р геол.-минерал. наук А.Н.МОЛОДЬКОВ³,
д-р геол.-минерал. наук В.Ю.КУЗНЕЦОВ², ст. науч. сотр. С.Б.СМИРНОВ²,
ст. науч. сотр. С.Б.ЧЕРНОВ², инженер И.Е.ЖЕРЕБЦОВ²,
инженер С.Б.ЛЕВЧЕНКО²

¹ — ВНИИОкеангеология им. И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, gus-evgeny@yandex.ru

² — СПбГУ, факультет географии и геоэкологии, Санкт-Петербург

³ — Таллиннский технический университет, Институт геологии, Эстония, г. Таллинн, molodkov@gi.ee

Рассмотрены новые радиоуглеродные и уран-ториевые датировки отложений низовьев Енисея, выполненные по органическим остаткам (древесина, торф), раковинам моллюсков, костным остаткам млекопитающих, а также датировки, выполненные по песчаным отложениям методом оптико-стимулированной люминесценции. Полученные даты охватывают интервал времени от среднего неоплейстоцена до голоцена и отложения ширтинского, тазовского, казанцевского, ермаковского, каргинского, сартанского и современного горизонтов Унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Западной Сибири.

Ключевые слова: геохронология, четвертичный период, север Западной Сибири.

В ходе геологических исследований Усть-Енисейского района и западного побережья Таймыра, проведенных ВНИИОкеангеология, Институтом криосферы Земли РАН и МГУ в 2004–2009 гг., отбирались органические остатки, костные остатки млекопитающих, раковины моллюсков, а также вмещающие их осадки с целью определения «абсолютного» возраста и выполнения хроностратиграфического расчленения средне-неоплейстоцен-голоценовых отложений. Применялись следующие методы датирования: конвенциональный (традиционный) радиоуглеродный анализ по макрообъемным пробам (^{14}C), по микронавескам при помощи ускорительной масс-спектрометрии (Accelerator Mass Spectrometry — AMS), уран-ториевый метод (^{230}Th -U), метод оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции зерен полевых шпатов (ИК-ОСЛ). Раковины морских и пресноводных моллюсков датировались методами ^{14}C , AMS ^{14}C и ^{230}Th -U, древесные остатки, торф и костные остатки млекопитающих — ^{14}C ; вмещающие пески и алевроиты — ИК-ОСЛ. Результаты датирования приведены в таблицах 1–3, положение разрезов — на рис. 1. С позиции хроностратиграфии особый интерес представляло датирование разными методами отложений, предположительно относимых к одним и тем же горизонтам.

Согласно Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западной Сибири [Унифицированная..., 2000], полученные даты охватывают отложения ширтинского, тазовского, казанцевского, ермаковского, каргинского, сартанского и современного горизонтов и отвечают морским изотопным стадиям МИС 7 — МИС 1 [Bassinot et al., 1994]. По поводу возрастной привязки перечисленных подразделений до сих пор не существует

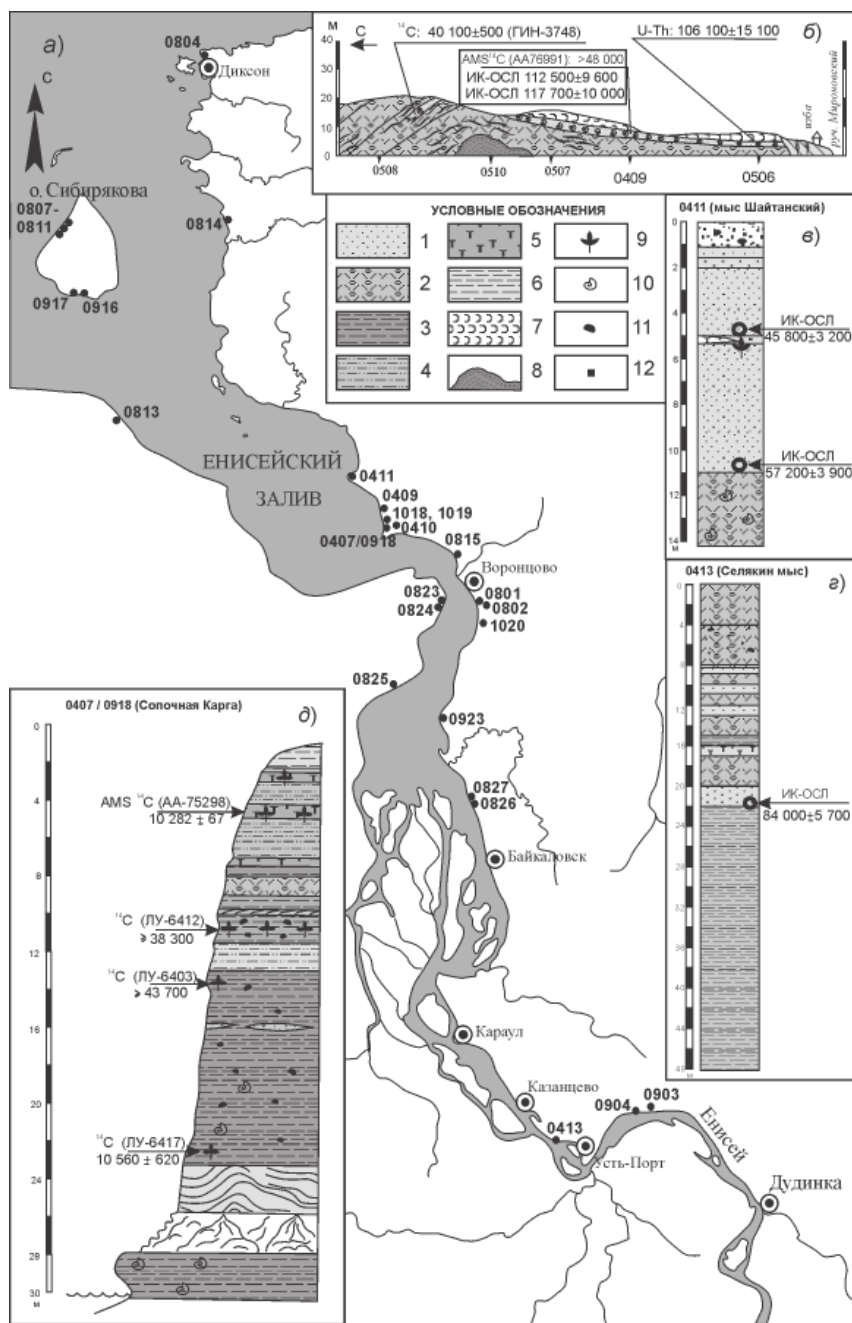


Рис. 1. Схема расположения датированных разрезов четвертичных низовьев Енисея (а), геологический разрез восточного берега Енисейского залива у полярной станции Сопочная Карга (б), разрезы: мыса Шайтанский (в), мыса Селякина (г), Сопочная Карга (д)

Условные обозначения: 1 – песок, 2 – валунный суглинок, 3 – алеврит, 4 – песчаный алеврит, 5 – торф, 6 – супесь, 7 – солифлюкционный слой, 8 – выступ меловых пород, 9 – остатки растительности, 10 – раковины моллюсков, 11 – галька, 12 – крошка угля

Таблица 1

**Радиоуглеродные датировки, выполненные в Лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ
(рук. работ по датированию – Х.А.Арсланов)**

№ п/п	Лаб. №, ЛУ-	№ т.н., географическая привязка	Материал	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, лет
1	6152	0811, о. Сибирякова	торф	8 070 ± 130	8 970 ± 210
2	6153	0801, Воронцово	древ.	32 830 ± 860	38 190 ± 1 030
3	6420	0804, Диксон	древ.	8 670 ± 200	9 780 ± 260
4	6410	0807, о. Сибирякова	торф	12 450 ± 250	14 670 ± 450
5	6408	0808, о. Сибирякова	торф	8 920 ± 360	10 060 ± 450
6	6418	0814, мыс Макаревича	древ.	8 370 ± 90	9 360 ± 110
7	6422	0824, Иннокентьевское	молл.	32 270 ± 1 220	37 760 ± 1 370
8	6423	0827, Ладыгин Яр	молл.	≥47 800	≥50 770
9	6406	0903, Сухая Дудинка	древ.	4 250 ± 60	4 770±90
10	6411	0904, Тоболово	древ.	4 170 ± 60	4 700±100
11	6416	0904-2, Тоболово	кость	30 500±480	35 730±390
12	6415	0916, о. Сибирякова	торф	≥44 700	≥47 860
13	6405	0917, о. Сибирякова	торф	≥43 500	≥46 500
14	6412	0918-1, Сопочная Карга	древ.	≥38 300	≥42 700
15	6403	0918-2, Сопочная Карга	древ.	≥43 700	≥46 700
16	6417	0918-3, Сопочная Карга	древ.	10 560 ± 620	12 180 ± 800
17	6543	1018, Сопочная Карга	торф	9 900 ± 230	11 460 ± 400
18	6545	1018, Сопочная Карга	древ.	9 050 ± 70	10 210 ± 70
19	6546	1019-1, Сопочная Карга	торф	≥37 200	≥42 260
20	6547	1019-2, Сопочная Карга	торф	≥39 600	≥43 800
21	6548	1019-3, Сопочная Карга	торф	≥37 200	≥42 260

Примечания: лаб. № – лабораторный номер образца, № т.н. – номер точки наблюдения, древ. – древесина, молл. – раковины моллюсков. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «CalPal» Кельнского университета 2008 года, авторы U.Danzeglocke, B.Weninger, O.Jris (www.calpal.de).

Таблица 2

**²³⁰Th/U датировки, выполненные в Лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ
(рук. работ по датированию – Ф.Е.Максимов)**

№ п/п	Лаб. №, ЛУУ-	№ т.н., географическая привязка, тип моллюска, % удаления*, сохр.**	²³⁸ U расп/мин на г	²³⁴ U расп/мин на г	²³⁰ Th расп/мин на г	²³² Th расп/мин на г	²³⁰ Th ²³⁴ U	²³⁴ U ²³⁸ U	Возраст, тыс. лет
1	393	0824 Иннокентьевское, <i>Astarte borealis</i> , 48 %, удовл.	2,6107± ±0,0524	2,9842± ±0,0582	0,5133± ±0,0127	0,0282± ±0,0029	0,1720± ±0,0054	1,1431± ±0,0216	20,4± ±0,7
2	394	0824 Иннокентьевское, <i>Macoma calcaria</i> , 52 %, удовл.	1,4875± ±0,0458	1,7328± ±0,0510	0,3787± ±0,0127	0,0285± ±0,0034	0,2186± ±0,0098	1,1649± ±0,0380	26,6± ±1,4
3	544	0824 Иннокентьевское, <i>Hiatella arctica</i> , 63 %, удовл.	2,0814± ±0,0818	2,5768± ±0,0947	1,0496± ±0,0273	0,0738± ±0,0076	0,4073± ±0,0183	1,2379± ±0,0524	55,7± ±3,5/3,3
4	383	0827-1 Ладыгин Яр, <i>Astarte borealis</i> , 64,6 %, норм.	0,1565± ±0,0084	0,2034± ±0,0096	0,0750± ±0,0032	0,0049± ±0,0008	0,3687± ±0,0235	1,2997± ±0,0896	48,9± ±4,3/3,9

**Радиоуглеродные датировки, выполненные в Лаборатории палеогеографии и геохронологии
четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ
(рук. работ по датированию – Х.А.Арсланов)**

№ п/п	Лаб. №, ЛУУ-	№ т.н., географическая привязка, тип моллюска, % удаления*, сохр.**	²³⁸ U расп/мин на г	²³⁴ U расп/мин на г	²³⁰ Th расп/мин на г	²³² Th расп/мин на г	²³⁰ Th ²³⁴ U	²³⁴ U ²³⁸ U	Возраст, тыс. лет
5	384	0827-2 Ладыгин Яр, <i>Astarte borealis</i> , 57,5 %, норм.	0,1212± ±0,0074	0,1597± ±0,0086	0,0515± ±0,0027	н.о.	0,3223± ±0,0242	1,3175± ±0,1027	41,5± ±4,0/3,8
6	464 (1)	0827-3, Ладыгин Яр, <i>Arctica islandica</i> , 52,8 %, удовл.	0,3843± ±0,0138	0,4721± ±0,0156	0,1849± ±0,0051	≤0,0051	0,3917± ±0,0169	1,2284± ±0,0527	53,0± ±3,1
7	464 (2)	0827, Ладыгин Яр, <i>Arctica islandica</i> , 57,3 %, удовл.	0,4681± ±0,0224	0,6167± ±0,0264	0,3598± ±0,0140	0,0429± ±0,0055	0,5834± ±0,0337	1,3174± ±0,0743	90,9± ±9,0/8,2
8	385	0815 Троицкие пески, <i>Macoma calcaria</i> , 56 %, удовл.	0,9078± ±0,0284	1,0931± ±0,0321	0,4524± ±0,0133	0,0175± ±0,0026	0,4138± ±0,0172	1,2041± ±0,0428	57,0± ±3,3/3,2
9	395	0802 Воронцово-2, <i>Hiatella arctica</i> , 52 %, норм.	1,0124± ±0,0241	1,3673± ±0,0299	0,6592± ±0,0098	н.о.***	0,4821± ±0,0128	1,3506± ±0,0321	69,1± ±2,7
10	437	0823 м. Зверевский, <i>Hiatella arctica</i> + <i>Astarte borealis</i> , 54,4 %, удовл.	0,6567± ±0,0355	0,7383± ±0,0382	0,3837± ±0,0151	н.о.	0,5197± ±0,0338	1,1242± ±0,0727	78,2± ±8,6/7,7
11	560	1020 Воронцово-3, (1м), <i>Hiatella arctica</i> , 64,8 %, норм.	0,6704± ±0,0141	0,8019± ±0,0159	0,3740± ±0,0124	н.о.	0,4664± ±0,0180	1,1961± ±0,0276	66,8± ±3,7
12	561	1020 Воронцово-3, (2м), <i>Hiatella arctica</i> , 70,4 %, норм.	1,4168± ±0,0528	1,7660± ±0,0616	0,9251± ±0,0168	≤0,0157	0,5238± ±0,0206	1,2465± ±0,0484	78,1± ±4,9/4,6
13	465	0923-1 мыс Гостиный, <i>Hiatella arctica</i> , 53,4 %, норм.	0,5296± ±0,0198	0,6485± ±0,0225	0,3440± ±0,0083	0,0389± ±0,0035	0,5305± ±0,0204	1,2246± ±0,0545	79,7± ±5,0/4,7
14	466	0923-2 мыс Гостиный, <i>Macoma calcaria</i> , 57 %, удовл.	3,2132± ±0,0902	3,6370 ± ±0,1001	2,0987± ±0,0422	0,0966± ±0,0093	0,5770± ±0,0197	1,1319± ±0,0318	91,3± ±5,4/5,0
15	439	0801 Воронцово-1, <i>Siliqua alta</i> , 77,9 %, плох.	0,3597± ±0,0289	0,4375± ±0,0319	0,2658± ±0,0186	н.о.	0,6074± ±0,0613	1,2162± ±0,1255	97,8± ±19,3/15,7
16	486	0506, Сопочная Карга, <i>Chlamys islandicus</i> , 57 %, удовл.	0,2029± ±0,0120	0,2602 ± ±0,0135	0,1672± ±0,0086	0,0390± ±0,0046	0,6426± ±0,0469	1,2825± ±0,0973	106,1± ±15,1/13,0
17	436 (1)	0826-5 Ладыгин Яр, <i>Hiatella arctica</i> , 72,4 %, плох.	0,1759± ±0,0139	0,2219± ±0,0158	0,1472± ±0,0138	н.о.	0,6634± ±0,0781	1,2615± ±0,1298	112,1± ±28,2/21,5
18	436 (2)	0826-5 Ладыгин Яр, <i>Hiatella arctica</i> , 46,1 %, плох.	0,2257± ±0,0091	0,2673± ±0,0100	0,1907± ±0,0065	0,0127± ±0,0020	0,7133± ±0,0362	1,1842± ±0,0599	129,1± ±14,9/12,8

Примечания: * – % удаления внешнего слоя – определение изотопов U и Th производилось для внутренней части раковины [Arslanov et al., 2002]. ** – сохранность раковин: норм. (нормальная) – достаточно толстостенные, прочные и целые раковины; удовл. (удовлетворительная) – тонкие и ломкие целые раковины; плох. (плохая) – обломки раковин. *** – н.о. – не определено.

**ИК-ОСЛ-даты, полученные в НИЛ геохронологии четвертичного периода
Института геологии Таллиннского технического университета (рук. – А.Н.Молодыхов)**

№ п/п	Лаб. №, RLQG	№ т.н.	Географическая привязка	К (%)	U (ppm)	Th (ppm)	ИК-ОСЛ-возраст (тыс. лет)
1	1769-107	0409-1	изба Мироновская	1,99	1,38	4,54	112,5±9,6
2	1770-107	0409-2	изба Мироновская	2,00	1,43	4,63	117,7±10,0
3	1796-048	0411-5	мыс Шайтанский	1,71	0,52	3,27	45,8±3,2
4	1797-048	0411-11	мыс Шайтанский	1,83	0,19	1,95	57,2±3,9
5	1795-048	0413	Селякин мыс	1,50	0,78	2,96	84,0±5,7
6	1948-119	0814-1	мыс Макаревича	1,95	1,04	4,16	38,0±3,0
7	1949-119	0815-1	Троицкие Пески	1,97	0,53	2,19	68,0±5,3
8	1950-119	0807	о. Сибирякова	1,64	0,77	2,40	8,6±0,7
9	1951-119	0813	мыс Лескина	1,71	1,30	5,27	36,7±2,9
10	1951-119	0410	озеро Долган	2,39	0,72	3,01	214,5±17,0

единого мнения. В данной работе предпринята попытка определить хроностратиграфическое положение перечисленных комплексов путем датирования различных образцов, отобранных из отложений вышеуказанных горизонтов.

Самая древняя датировка получена нами методом ИК-ОСЛ в районе полярной станции Сопочная Карга из песков, обнажающихся на северном берегу озера Долган (т.н. 0410) – 214,5±17,0 тыс. лет (МИС 7). Пески содержат арктобореальные фораминиферы, а также споры и пыльцу, характеризующие таежные леса, произраставшие на берегу бассейна. Недавно по району мыса Зверевский Д.В.Назаровым и М.Хенриксен были опубликованы похожие даты из песчаных отложений [Nazarov, Henriksen, 2010]. По-видимому, разрезы озера Долган и мыса Зверевского можно условно сопоставить с мессовской свитой [Сакс, 1953] или ширтинским горизонтом [Унифицированная региональная стратиграфическая схема 2000].

По суглинистым отложениям тазовского горизонта (санчуговская свита [Сакс, 1953]) нами получены лишь запредельные радиоуглеродные даты по южному побережью острова Сибирякова (т.н. 0916 и 0917) и разрезам около полярной станции Сопочная Карга (т.н. 0918, 1019). Недавно Д.В.Назаровым с коллегами датировались пески верхнесанчуговской подсвиты [Троицкий, 1979], на Никитинском Яру. Получены ОСЛ-датировки по зернам кварца от 168 до 190 тыс. лет [Nazarov, Henriksen, 2010; Назаров, 2011]. Суглинки и пески тазовского горизонта обычно содержат довольно бедные в видовом отношении комплексы бентосных фораминифер, морские и солоновато-водные диатомеи и спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о тундровых и лесотундровых ландшафтах, окружавших бассейн. В составе горизонта выделяется также пачка ленточно-слоистых глинистых алевроитов. Эти слои в наиболее известном обнажении ритмитов у Селякина мыса (т.н. 0413) методом ИК-ОСЛ нами датируются позднеказанцевским временем, 84,0 ± 5,7 тыс. лет (RLQG 1795-048), т.е. второй половиной МИС 5. Такие же ленточно-слоистые глинистые алевроиты обнажаются у мыса Дорофеевский на западном берегу Енисейского залива (т.н. 0825). В образцах из обоих разрезов содержатся пресноводные и солоновато-водные диатомеи и преимущественно лесотундровые споры и пыльца. В нижней части разреза у Дорофеевского (т.н. 0825) в глинистых алевроитах присутствуют раковины *Portlandia arctica* (Gray) и немногочисленные фораминиферы. AMS-радиоуглеродный возраст одной из раковин оказался запредельным.

По всей видимости, к позднеказанскому времени можно было бы отнести и образование дислоцированных ленточно-слоистых алевроитов у мыса Лескина (т.н. 0813). Однако весьма надежная ИК-ОСЛ-датировка ($36,7 \pm 2,9$ тыс. лет) указывает на более молодой возраст алевроитов. Этому не противоречит и находка костей мамонта в перекрывающих ритмы супесей, датирование которых показало возраст 30–31 тыс. лет [Каплянская и др., 1986]. Считалось, что дислоцированные алевроиты мыса Лескина имеют плиоцен-эоплейстоценовый, доледниковый возраст [Каплянская и др., 1986]. Мы же считаем, что это отложения позднеэоплейстоценового возраста, т.к. помимо ИК-ОСЛ-датировки об этом свидетельствует и тот факт, что ни в спорово-пыльцевых спектрах, ни в комплексе диатомовых водорослей нет видов, характерных для эоплейстоценовых и более древних отложений.

Осадки казанцевского горизонта наиболее полно охарактеризованы датировками ИК-ОСЛ и U-Th (см. табл. 2 и 3, рис. 1б). В основном это песчаные и алевроитовые отложения, содержащие раковины морских моллюсков, богатые комплексы фораминифер и теплые спорово-пыльцевые спектры. Отложения горизонта обычно залегают в диапазоне абсолютных отметок от 10 до 60 м над уровнем моря. Нами они были изучены в районе Сопочной Карги (т.н. 0409 [Стрелецкая и др., 2007]), в урочищах Ладыгин Яр (т.н. 0826), Воронцовский Яр (т.н. 0801) и на Селякином мысу (т.н. 0413). Пески, обнажающиеся в т.н. 0827 (Ладыгин Яр), содержат богатый комплекс морских моллюсков, фораминифер, остракод и диатомовых водорослей. Раковины *Astarte borealis* продатированы $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методом в районе 40–50 тыс. лет (табл. 2). В то же время по раковинам *Arctica islandica* (т.н. 0827) получено запредельное значение радиоуглеродного возраста $\geq 50,8$ тыс. лет (табл. 1) и две $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировки $53,0 \pm 3,1$ и $90,9 \pm 9,0/8,2$ тыс. лет (табл. 2). Вероятно, ближе к реальному возрасту последняя $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировка, так как, судя по наличию в составе комплекса морских моллюсков многочисленных раковин *Arctica islandica* и *Astarte borealis*, это все же межледниковые (казанцевские) отложения. Ранее они были датированы на Малой Хете методами ОСЛ и AMS ^{14}C [Астахов, Мангеруд, 2005].

Недавно Д.В.Назаровым по мысу Каргинский получено 6 ОСЛ-датировок от 97 до 119 тыс. лет, а на Селякином мысу — 3 ОСЛ-даты от 150 до 171 тыс. лет [Nazarov, Henriksen, 2010; Назаров, 2011]. Как одна, так и вторая группа датировок нам представляются существенно удревненными.

Позднеказанцевские отложения, или отложения зверевской свиты [Назаров, 2011], также широко распространены в низовьях Енисея и датированы нами в разрезах Троицкие Пески (т.н. 0815), Воронцовский Яр (т.н. 0802, 1020), у мысов Зверевский (т.н. 0823), Гостиный (т.н. 0923) и Селякина (т.н. 0413) методами $^{230}\text{Th}/\text{U}$ и ИК-ОСЛ (табл. 2 и 3). Получены шесть $^{230}\text{Th}/\text{U}$ и две ИК-ОСЛ-датировки в диапазоне 60–84 тыс. лет. Еще одно значение $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраста оказалось в районе 90 тыс. лет. На западном берегу Енисейского залива, в районе мыса Зверевский, отложения этого возраста залегают на абсолютных отметках около 60 м, на противоположном, восточном берегу в урочище Троицкие Пески — от 0 до 50 м, а у Воронцово — 60–90 м. Отложения представлены галечниками, песками и алевроитами, с раковинами морских моллюсков, фораминиферами и спорами и пылью, характерными для лесотундры. Похожие датировки методом ОСЛ от 68 до 88 тыс. лет были опубликованы Д.В.Назаровым по мысу Зверевскому [Назаров, 2011]. Наши результаты корреспондируют также с полученными в последние годы многочисленными датировками морских отложений методом ЭПР по всему северу Евразии [Molodkov, Bolikhovskaya, 2009].

Суглинистые отложения ермаковского (зырянского) горизонта обычно не содержат органических остатков, пригодных для датирования. Крайне незначительное

количество фораминифер, встречающееся в некоторых образцах, недостаточно даже для проведения радиоуглеродного анализа по микронавескам (AMS ^{14}C).

Отложения каргинского горизонта датировались ранее радиоуглеродным методом [Кинд, 1974; Данилов и Парунин, 1982], однако позже по опорным разрезам на мысе Каргинский и Малой Хете были получены датировки методами ОСЛ и AMS ^{14}C , которые показали более древний возраст [Астахов, Мангеруд, 2005; Nazarov, Henriksen, 2010]. Недавно было проведено датирование раковин фораминифер из каргинских отложений Таймыра, и получены AMS ^{14}C даты 31–39 тыс. лет [Гуськов и др., 2008]. Нами также были получены датировки методами $^{230}\text{Th}/\text{U}$, ИК-ОСЛ и ^{14}C , указывающие на присутствие в районе наших исследований отложений каргинского возраста (МИС 3). Уран-ториевые даты по Ладыгину Яру (т.н. 0827, 41,5–53,0 и 90,9 тыс. лет) и Иннокентьевскому (т.н. 0824, 20,4–26,6 и 55,7 тыс. лет) имеют довольно большой разброс ($48,1 \pm 20,3$ тыс. лет), радиоуглеродный же возраст тех же раковин составляет 37,8 и $\geq 50,8$ тыс. лет. Скорее всего, вмещающие отложения этих разрезов имеют каргинский возраст. Две датировки по ИК-ОСЛ (57,2 и 45,8 тыс. лет) и одна по $^{230}\text{Th}/\text{U}$ (55,7 тыс. лет), полученные соответственно по разрезу на мысе Шайтанский в Енисейском заливе и для раковин *Hiatella arctica* у Иннокентьевского (т.н. 0824-2), более уверенно обосновывают ранне-каргинский возраст осадков (первая половина МИС 3). Интересно, что для мыса Шайтанский они характеризуют мелководные морские опресненные или пресноводные песчаные осадки. Гипсометрически отложения подняты на высоту 90 м, что, скорее всего, характеризует амплитуду неотектонического воздымания мыса Шайтанский.

Другая точка наблюдения (т.н. 0904), где получена каргинская (МИС 3) датировка по кости мамонта $35,7 \pm 0,4$ тыс. лет, найденной в основании берегового обрыва Енисея, находится на правом берегу реки, напротив фактории Тоболово. С.Л.Троицкий [Троицкий, 1979] считал этот разрез отложениями зырянского озерно-ледникового бассейна. Похожий ИК-ОСЛ-возраст ($38,0 \pm 3,0$ тыс. лет) имеют песчаные осадки в основании разреза на мысу Макаревича (т.н. 0814-1). Однако, несмотря на хорошее согласие двух датировок, полученных разными методами и по разному материалу (кости мамонта и зерна полевого шпата), требуется, по-видимому, дальнейшее геохронологическое исследование, так как датированные осадки прежде считались казанцевскими (М.Н.Парханов, фонды НИИГА, 1939).

Сартанские и голоценовые датировки получены по остаткам древесины и торфу из разрезов, вмещающих пластовые и жильные льды о. Сибирякова, окрестностей Диксона, Сопочной Карги, Сухой Дудинки.

Супеси, перекрывающие пластовые льды в районе полярной станции Сопочная Карга (т.н. 0407/0918, 1018), содержат торф с обломками древесной растительности, раковины пресноводных моллюсков. Они датированы радиоуглеродным методом в диапазоне 9–10 тыс. лет. Ранее из этой части разреза Ф.А. Романенко была получена радиоуглеродная датировка $8\,050 \pm 60$ лет (ГИН-13056) [Романенко и др., 2005].

Пылеватые алевроиты бухты Северо-Восточная (окрестности Диксона, т.н. 0804), содержащие пластовые и полигонально-жильные льды, недавно были датированы по торфу и древесным остаткам, показавшим радиоуглеродный возраст в диапазоне 3–5 тыс. лет [Стрелецкая и Васильев, 2009]. Нами из этой же толщи получена более древняя датировка – $8\,670 \pm 200$ лет (ЛУ-6420).

По северо-западному побережью о. Сибирякова (т.н. 0807, 0808, 0811) нами датировались торф и древесина, показавшие радиоуглеродный возраст 8–12 тыс. лет. По вмещающим супесям получена ИК-ОСЛ-дата $8,6 \pm 0,7$ тыс. лет (RLQG 1950-119). С несколько большим разбросом оказались датировки толщи супесей, включающих торф и древесные остатки, на южном побережье о. Сибирякова в

Карском море: 3,5, 11,5 и 27 тыс. лет [Опокина и др., 2010]. Из соседних обнажений (т.н. 0916, 0917), имеющих сходное строение, но по образцам, взятым из подстилающих супеси темных слоистых глин, нами получены запредельные датировки.

Таким образом, в результате проведенных работ получены новые геохронологические данные, дающие представление об «абсолютном» возрасте отложений, обнажающихся по берегам Енисея и Енисейского залива. Подтверждается точка зрения о том, что определение возраста, приближенного к действительному, возможно лишь на основе серии датировок, полученных с использованием нескольких методов геохронометрии. В случае совпадения возрастных оценок, полученных разными методами, получается заслуживающий доверия результат. Эти датировки могут быть использованы в дальнейшем для возрастной привязки при стратиграфических и палеогеографических построениях по Усть-Енисейскому району, а также для межрегиональных корреляций. Выпадающие возрастные данные могут быть связаны как с ограничениями применяемых методов, так и с воздействием неконтролируемых факторов как в среде, вмещающей объекты датирования, так и в самих объектах.

Подтверждается точка зрения предшествующих исследователей как о значительном развитии на Енисейском севере казанцевских (МИС 5) отложений, так и о присутствии здесь морских осадков каргинского возраста (МИС 3). Остается нерешенным вопрос о самостоятельности зверевской трансгрессии. В настоящее время не изучены такие разрезы, где одновременно встречались бы осадки казанцевского горизонта и зверевской свиты, т.е. всего объема МИС 5. Поэтому не исключено, что отложения зверевской свиты представляют собой регрессивные фации казанцевского моря, приходящиеся на вторую половину МИС 5.

Работы по датированию органических остатков и вмещающих их отложений были частично профинансированы по Гранту Правительства РФ для государственной поддержки научных исследований, проводимых под руководством ведущих ученых в российских вузах № 11.G34.31.0025. За финансовую поддержку работ в области геохронологии позднего плейстоцена А.Н.Молодьков признателен Estonian Science Foundation (грант № 8425).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахов В.И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Доклады Академии наук. 2005. Т. 403. № 1. С. 1–4.
- Гуськов С.А., Кузьмин Я.В., Левчук Л.К., Бурр Дж. С. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений на полуострове Таймыр (север средней Сибири) и их интерпретация // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421. № 6. С. 795–797.
- Данилов И.Д., Парунин О.Б. Сравнительные результаты радиоуглеродного датирования карбонатных конкреций и растительных остатков из верхнеплейстоценовых отложений каргинской террасы низовьев Енисея // Доклады АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 402–404.
- Каплянская Ф.А., Никольская М.В., Тарноградский В.Д. Доледниковые морские отложения на севере Западной Сибири (лескинская толща). // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: Севморгеология, 1986. С. 100–109.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Назаров Д.В. Четвертичные отложения Центральной части Западно-Сибирской Арктики. Авторефер. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2011. 26 с.
- Опокина О.Л., Слагода Е.А., Стрелецкая И.Д., Суслова М.Ю., Томберг И.В., Ходжер Т.В. Криолитология, гидрохимия и микробиология голоценовых озерных и повторно-жильных льдов о. Сибирикова Карского моря // Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10, М.: ГЕОС, 2010. С. 241–247.

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л.; М.: Тр. института геологии Арктики, 1953. Т. 77. 628 с.

Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // Криосфера Земли. 2007. Том XI. № 3. С. 14–28.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // Криосфера Земли. 2009. Том XIII. № 3. С. 59–69.

Троицкий С.Л. Морской плейстоцен сибирских равнин. Стратиграфия. Новосибирск: Наука, 1979, 293 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Ред. В.С.Волкова, А.Е.Бабушкин. Новосибирск: Изд-во СНИИГТиМС, 2000. 64 с.

Arslanov Kh.A., Tertychny N.I., Kuznetsov V.Yu., Chernov S.B., Lokshin N.V., Gerasimova S.A., Maksimov F.E., Dodonov A.E. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ and ^{14}C dating of mollusc shells from the coasts of the Caspian, Barents, White and Black Seas // Geochronometria. 2002. Vol. 21. P. 49–56.

Bassinet F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N. J., and Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. 1994. Vol. 126. P. 91–108.

Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess-palaeosol records // Quaternary International. 2009. Vol. 201. P. 67–76.

Nazarov D., Henriksen M. New data on Quaternary stratigraphy of the Lower Yenisei area, Arctic Siberia. Arctic paleoclimate proxies and chronologies: APEX Fourth International Conference. Höfn, Iceland. Abstract volume. 2010. P. 62–63.

Weninger B., Jris O., Danzeglocke U. CalPal-2007. Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package. 2008. URL: <http://www.calpal.de/> [дата посещения – 2008 г.]

GUSEV E.A., ARSLANOV H.A., MAKSIMOV F.E., MOLODKOV A.N., KUZNETSOV V.YU., SMIRNOV S.B., CHERNOV S.B., ZHEREBTSOV I.E., LEVCHENKO S.B.

NEW GEOCHRONOLOGICAL DATA ON NEOPLEISTOCENE-HOLOCENE SEDIMENTS FROM LOWER YENISEY AREA

New radiocarbon and uranium-thorium dates obtained from the Lower Yenisey area on organic matter (wood, peat), mollusc shells, mammal bones as well as optically stimulated luminescence dates on sandy deposits are discussed. According to West Siberian regional stratigraphic scheme these dates cover Shirlinian, Tazovian, Kazanian, Ermakovo, Karginian, Sartanian and modern horizons and can be correlated with time period from marine isotope stage MIS 7 to MIS 1.

Keywords: geochronology, Quaternary period, northern part of West Siberia.

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОКМАРКОВ НА ЧУКОТСКОМ ПЛАТО

канд. геол.-минерал. наук Е.А.ЛОГВИНА,

канд. геол.-минерал. наук Т.В.МАТВЕЕВА, зав. сектором В.А.ГЛАДЫШ,

канд. геол.-минерал. наук А.А.КРЫЛОВ

ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, liza_logvina@mail.ru

В статье представлены результаты геофизических, литологических, минералогических, геохимических и изотопных исследований отложений глубоководных покмарков Чукотского плато. Материалы получены в ходе рейса на НИС «Профессор Хромов» в рамках российско-американской программы «RUSALKA» (The Joint Russian-American Long-term Census of the Arctic) осенью 2009 г.

Ключевые слова: покмарки, Чукотское плато, органическое вещество, изотопный состав.

ВВЕДЕНИЕ

Геофизические исследования на Чукотском плато проводились сотрудниками центра по прибрежному и океаническому картированию объединенного гидрографического центра США на ледоколе «Хили» («Healy») в 2003 г. в рамках Закона по программе морского картирования [Mayer et al., 2008]. В результате съемки многолучевым эхолотом на глубинах моря более 400 м были обнаружены донные воронки, напоминающие покмарки (rockmark (англ.) — оспина, выбоина) [Judd, Hovland, 2007]) (рис. 1). Благодаря российско-американской долгосрочной программе по мониторингу Арктики «RUSALCA» (The Joint Russian-American Long-term Census of the Arctic [<http://www.arctic.noaa.gov>]) в 2009 г. впервые появилась возможность проведения геологических работ в этом районе [Астахов и др., 2010]. Эти исследования стали продолжением многолетнего гидробиологического и океанологического мониторинга акваторий Чукотского и Восточно-Сибирского морей [<http://www.arctic.noaa.gov>]. С 2004 г. ФГУП «ВНИИОкеангеология И.С.Грамберга» является соучредителем программы «RUSALCA». При участии сотрудников института в акваториях Берингова, Восточно-Сибирского и Чукотского морей в различные годы были проведены комплексные геофизические и геологические исследования.

Орографически поле покмарков расположено в Амеразийском суббассейне на Трансарктическом батимальном мегаплато в южной части Чукотского плато [Ласточкин, Нарышкин, 1989] (рис. 1). В рельефе дна плато выражается отчетливой батиметрической террасой, располагаясь на глубинах моря 400–600 м. Протяженность плато в северо-западном направлении более 500 км при ширине 50–75 км [Виноградов и др., 2004].

Покмарки, в том числе и газогидратоносные [Ivanov et al., 2007], известны в целом ряде арктических акваторий [Hovland, Judd, 1988; Hovland, 1992; Vogt et al., 1994; Mazzini et al., 2005; Judd, Hovland, 2007; Hammer, Webb, 2010 и др.]. Их формирование связано с эрозионными процессами, вызванными фокусированной разгрузкой газонасыщенной воды и/или нефти. Покмарки формируются в достаточно мягких, хорошо сортированных морских отложениях и могут достигать более километра в диаметре. Зачастую за покмарки ошибочно принимают такие структуры, как кальдеры обрушения и депрессии, вызванные процессами, связанными с грязевулканической деятельностью [Judd, Hovland, 2007].

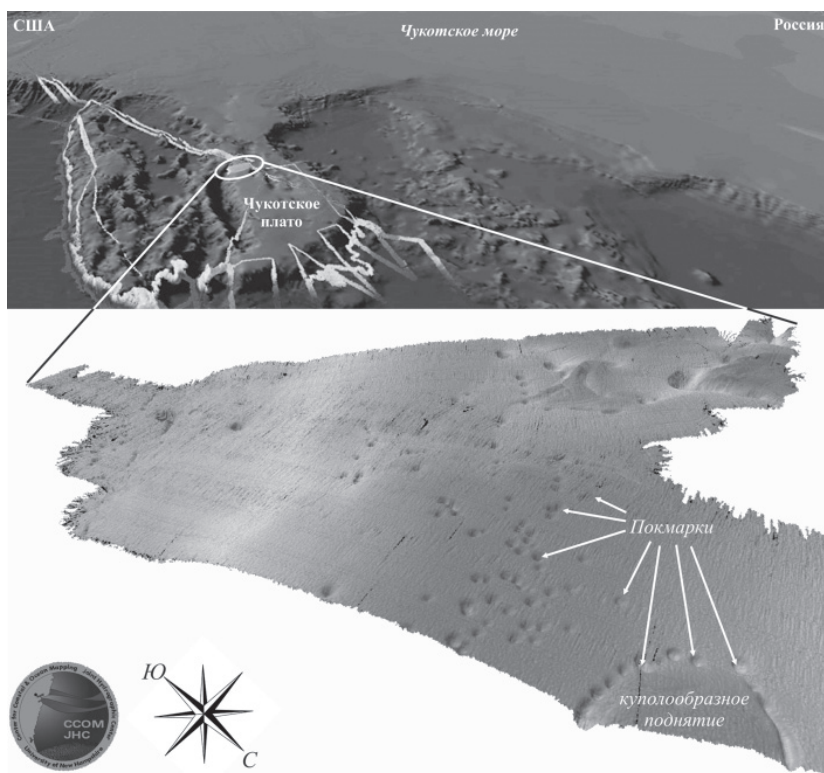


Рис. 1. Трехмерное изображение данных батиметрии северной части Чукотского моря с положением профилей съемки многолучевого эхолота (вверху) и поля покмарков (внизу) [<http://www.ccom-jhc.unh.edu>]

Поскольку как объекты исследований, так и район работ в целом ранее практически не изучались, основной целью настоящей работы — на основании геофизических, геохимических, литологических и изотопных исследований наиболее полно охарактеризовать обнаруженные структуры на дне и попытаться оценить степень активности разгрузки флюидов в их пределах.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Геофизические исследования проводились с использованием глубоководного гидроакустического комплекса «SONIC-3М», включающего гидролокатор бокового обзора (ГЛБО; 30 кГц) и придонный профилограф (8 кГц) [Гладыш и др., 2010]. С использованием ГЛБО была проведена площадная съемка на площади 120 км² (рис. 2), высокочастотное сейсмоакустическое профилирование выполнено по той же системе галсов.

Грунтовый проботбор производился при помощи гидравлической трубы (GSP-2, ТОИ ДВО РАН) длиной 330 см и 90 см в диаметре. В пределах трех крупных покмарков было выполнено 7 грунтовых станций. Осадки для аналитических исследований отбирались в течение 15–20 мин после поднятия керна на борт судна.

Минеральный состав отложений определялся в мазковых шлифах с помощью поляризационного микроскопа при одном и двух николях в проходящем и отраженном свете на микроскопе Leica с камерой Wild MPS 46. Рентгено-фазовый анализ проводился в центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ на рентгеновском дифрактометре ДРОН-6 с $\text{Co}_{\text{K}\alpha}$ — монохроматическим излучателем с длиной волны

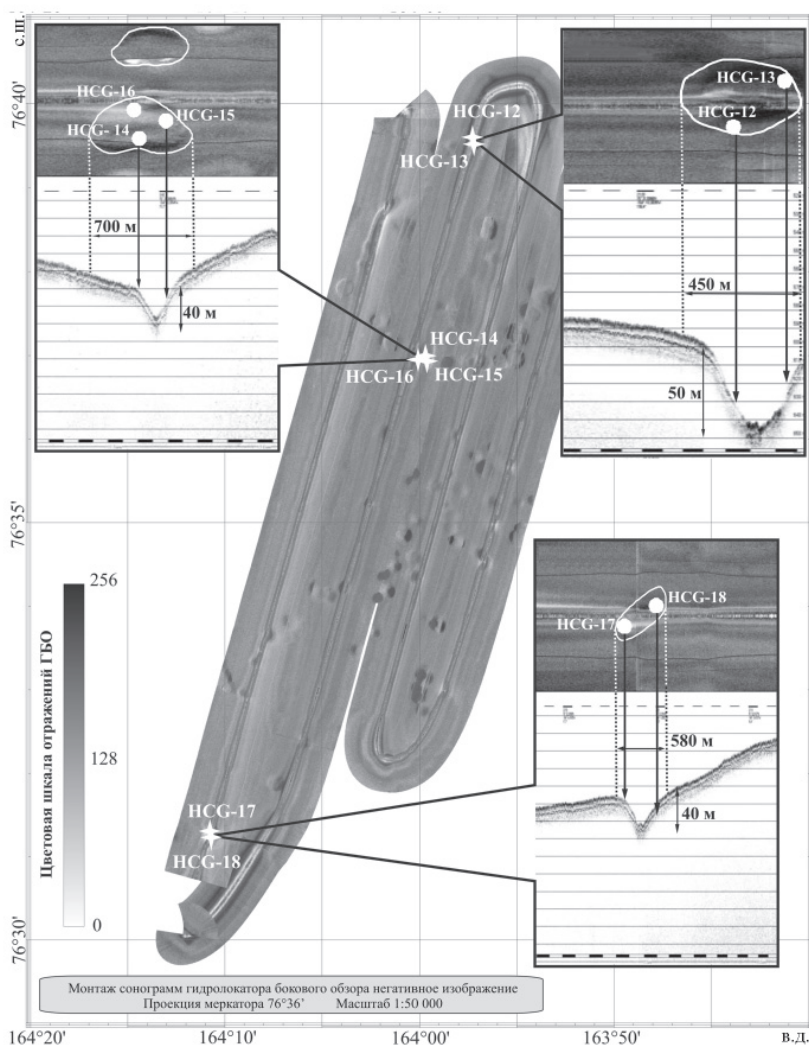


Рис. 2. Мозаика сонограмм гидролокатора бокового обзора с местами отбора грунтовых станций с помощью гидростатических пробоотборников (HCG – Hydro Corer Gravity). На врезках показаны фрагменты сонограмм, совмещенные с записями придонного профилографа через опробованные структуры.

$\lambda = 1,79021 \text{ \AA}$ при напряжении $U = 35 \text{ кВ}$ силой тока $I = 25 \text{ мА}$ в диапазоне от 3° до 75° по 2θ . Отборка полученных спектров производилась с помощью пакета программ PDWin-4. Идентификация фаз велась по картотеке JCPDS.

Определение содержания органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в образцах осадка из трех кернов проводилось методом сухого сжигания, согласно ГОСТ 23740-79.

Изотопный состав углерода (^{13}C) органического вещества (ОВ) в образцах осадка определялся на масс-спектрометре Delta 5 plus (Finnigan). Образцы обрабатывались 10 % соляной кислотой, промывались дистиллированной водой, для удаления неорганической карбонатной составляющей, и высушивались при комнатной температуре. Значения ^{13}C приведены относительно стандарта VPDB.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Более 50 округлых аномалий в виде светлых и темных пятен были идентифицированы на записях ГЛБО (рис. 2). Подобные аномалии на сонограммах ГЛБО могут быть вызваны особенностями рельефа, литологического состава осадков, пузырьками газа в осадках, а также объектами на дне и/или в толще воды [Blondel, 2009]. Причина появления аномалий, вызванных наличием газа, основана на свойстве газа, находящегося в свободном состоянии в поровом пространстве осадков, существенно влиять на их акустические свойства. Высокая концентрация пузырьков газа приводит к полной блокировке звукового импульса. В этом случае отражение звуковой энергии от дна будет отсутствовать и на сонограмме появятся аномалии. В частности, типичными проявлениями очагов разгрузки газа на морском дне, диагностируемыми на сонограммах ГЛБО, являются округлые зоны осветления (повышенного обратного рассеяния акустического сигнала). На сейсмических разрезах газонасыщенные отложения проявляются в виде различных аномалий в зависимости от количества свободного газа в порах и от соотношения акустических свойств газонасыщенных отложений [Шерифф, Гелдарт, 1987]. Проявления газонасыщенности осадков на записях придонного профилографа в основном имеют ту же физическую природу, что и на сейсмических записях. Комплексная интерпретация данных ГЛБО и сейсмоакустических разрезов дает основание судить о том, являются ли наблюдаемые аномалии результатом разгрузки газа или они обусловлены морфологией морского дна и литологическими особенностями отложений.

Сопоставление полученных результатов ГЛБО с данными многолучевого эхолотирования, представленными в работе [Mayer L.A. et al., 2008], в целом показало хорошую сходимость. Данные гидроакустического комплекса фиксируют конусовидные воронки 150–850 м в диаметре глубиной 40–50 м в их центральных частях. Эти структуры приурочены к вершине куполообразного поднятия (рис. 1), и прослеживаются в виде линеаментов субширотного и субмеридионального простирания (рис. 1, 2). Наблюдаемое расположение воронок, по всей вероятности, связано с наличием разломов в подстилающих отложениях, а некоторые наиболее крупные покмарки расположены в вероятных точках их пересечения. По мнению А.С.Астахова с соавторами [Астахов и др., 2010], покмарки, образующие кольцевую структуру в северной части района (рис. 1, 2), маркируют разлом с вертикальным смещением амплитудой около 40 м.

Однако, вопреки ожиданиям, признаков присутствия газа в отложениях ни на сонограммах, ни на записях профилографа через исследованные воронки отмечено не было.

Геологический пробоотбор проводился на трех покмарках (рис. 2). Вскрытые отложения представлены однородными вязкими алевролитистыми илами и глинами различных цветов (от белого, бежевого, зеленого до серого, светло- и темно-коричневого). Чередование прослоев оливково-зеленого и коричневого цветов свидетельствует о смене периодов оледенения и межледниковья [Белов, Лапина, 1961] и отражает изотопно-кислородные стадии 2–4, 6 и 1, 5 [Астахов и др., 2010], соответствующие указанным периодам. В целом вскрытый разрез представлен отложениями, обычными для арктических морей и не обнаруживающими характерных признаков газонасыщенности, таких как специфические осадочные текстуры (трещины, вызванные расширением газа при изменении давления), заплах сероводорода и т.д.

Интересной особенностью изученных осадков является наличие прослоев различной мощности (от 10 до 55 см), содержащих многочисленные уплотненные глинистые включения размером до 1 см в глинистом же матриксе. Они были обнаружены на поддонных глубинах 30 см и более. Подобные глинистые «окатыши»

встречались в осадках поднятий Амеразийского бассейна и раньше [Stein et al., 1999 и др.] и связывались с гравитационными процессами. Тем не менее следует упомянуть, что близкие текстурно-структурные особенности характерны также для сопочных брекчий [Якубов и др., 1971; Шнюков и др., 1986; и др.]. Возможное присутствие в изученном разрезе «брекчиевидных» прослоев не позволяет полностью исключить взаимосвязь исследованных структур с грязевулканической деятельностью. В частности, они могут представлять собой захороненные грязе-вулканические потоки. Однако для проверки данного предположения необходимы дополнительные исследования.

Общая карбонатность изученных отложений варьирует в пределах 0–45 %, не обнаруживая направленных изменений. Максимальное содержание карбонатов (45 %) установлено в светло-бежевых алевролитистых глинах на поддонной глубине 145–153 см (кern НСГ-16). Повышенная (30 %) карбонатность отмечена также и на нижней границе «брекчиевидных» прослоев (кern НСГ-12).

Поскольку аутигенная минерализация, и в частности карбонатообразование за счет окисления метана, является одним из наиболее часто встречающихся косвенных признаков разгрузки углеводородных флюидов на морском дне, особое внимание в ходе данной работы уделялось исследованию карбонатной составляющей осадков. Как показали результаты определений в мазковых шлифах, карбонатная составляющая представлена рассеянным мелкокристаллическим доломитом и кальцитом. Результаты рентгено-фазового анализа подтверждают эти данные: наиболее карбонатизированные отложения представлены полиминеральной смесью кварца ($d = 4,23, 3,32, 2,44, 2,27, 2,12, 1,97\text{\AA}$), доломита ($d = 4,03, 3,68, 2,88, 2,015\text{\AA}$), кальцита ($d = 3,85, 3,03, 2,85, 2,49, 2,09\text{\AA}$) и альбита ($d = 4,04, 3,17, 1,92\text{\AA}$). Глинистая составляющая отложений, в подчиненном количестве, представлена минералами группы слоистых силикатов: глауконитом ($d = 10,1, 4,98, 2,40, 1,99\text{\AA}$), каолинитом ($d = 7,12, 3,57, 2,38\text{\AA}$), хлоритом ($d = 7,10, 3,51, 2,84\text{\AA}$), палыгорскитом (слабые пики $d = 10,40, 4,47, 3,68, 2,56\text{\AA}$) и галитом (слабые пики $d = 1,99\text{\AA}$) (рис. 3).

Для оценки вероятности формирования аутигенных карбонатов (арагонита, кальцита и доломита) в приповерхностных отложениях покмарков были рассчитаны коэффициенты насыщения поровых вод по формуле:

$$\Omega = \lg \frac{[Me^{2+}] \cdot [CO_3^{2-}]}{K_{sp}},$$

где $[Me^{2+}]$, $[CO_3^{2-}]$ — активности ионов, являющиеся функцией их концентраций в поровой воде и ионной силы раствора при измеренной *in situ* температуре ($-1,5^\circ\text{C}$ [Miyake et al., 1994]); Me^{2+} — катионы, входящие в кристаллическую решетку карбонатов; K_{sp} — произведение растворимости карбонатов. Кристаллизация карбонатов возможна при $\Omega > 0$.

Модельные расчеты, выполненные при помощи программы PHREEQC для Windows [Parkhurst, Appelo, 1999], показали, что в отложениях покмарков в настоящее время происходит преимущественно растворение карбонатных минералов. Формирование аутигенных карбонатов на поверхности отложений покмарков также невозможно. Единственное исключение — kern НСГ-13, где на поддонной глубине 138 см существуют условия, благоприятные для формирования аутигенных доломитов (табл. 1). Однако при изучении образцов из этого интервала в мазковых шлифах новообразованных кристаллов доломита ромбоэдрического габитуса отмечено не было.

Рассмотрим условия осадконакопления в исследованном районе с позиции осадков органических веществ (ОВ) и его генезиса. Основными источниками ОВ арктических осадков являются речной сток, термоабразия берегов, абразия дна, золотые поступления и ледовый разнос.

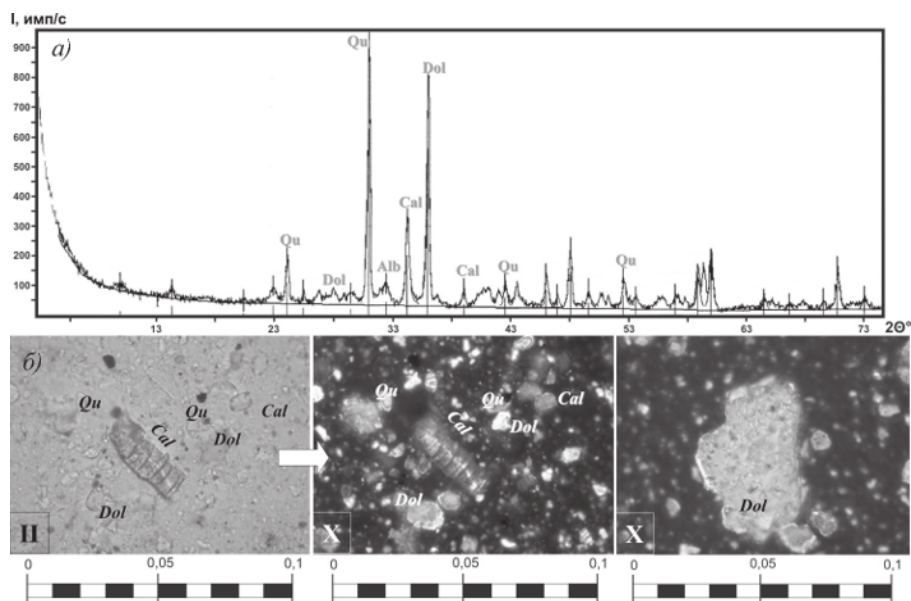


Рис. 3. Результаты рентгено-фазового анализа карбонатизированного прослоя (кern HCG-16) (а) и фотографии фрагментов мазковых шлифов при параллельных (П) и скрещенных (X) николях (б). Qu – кварц, Dol – доломит, Cal – кальцит, Alb – альбит.

Содержания органического углерода ($C_{\text{орг}}$) по разрезу (кernы HCG-13, HCG-14 и HCG-15) представлены в таблице 1. Содержания $C_{\text{орг}}$ варьируют в пределах 0,2–1,7 % мас. от сухого вещества осадка при среднем значении 0,6 % мас. и соответствуют опубликованным значениям для южной части Чукотского моря 0,47–1,7 % мас. [Астахов и др., 2009]. Максимальные значения $C_{\text{орг}}$ (до 1,7 % мас.) отмечаются в «брекчиеподобных» прослоях и перекрывающих их осадках, свидетельствуя о высоких скоростях седиментации (табл. 1).

Измеренные изотопные значения углерода органического вещества ($\delta^{13}C_{\text{орг}}$) варьируют в пределах $-26,2 \dots -22,4$ ‰, при среднем $\delta^{13}C_{\text{орг}} = -24,2$ ‰, что немного ниже среднестатистических (~ -20 ‰ [Хефс, 1983]) (табл. 1). Как видно из таблицы 1, наиболее «легкие» значения $\delta^{13}C_{\text{орг}}$ ($-25,5 \dots -25,2$ ‰) отмечаются на

Таблица 1

Содержания $C_{\text{орг}}$, $\delta^{13}C_{\text{орг}}$, $ОВ_{\text{терр}}$, коэффициенты насыщения (Ω) поровых вод относительно карбонатов (арагонита, кальцита и доломита, при $pH=7,6$) в осадках покмарков

Станция	Поддонный интервал, см	$\delta^{13}C_{\text{орг}}$, ‰	$C_{\text{орг}}$, % мас.	$ОВ_{\text{терр}}$, %	Ω (арагонит)	Ω (кальцит)	Ω (доломит)
HCG-13	0–13	–22,4	0,51	19,0	–	–	–
	14–23	–24,5	0,53	52,4	–1,21	–1,04	–1,78
	24–33	–25,4	0,82	66,7	–	–	–
	33–37	–25,3	1,32	65,1	–1,01	–0,84	–1,36
	37–52	–23,9	0,59	42,9	–1,02	–0,86	–1,38
	52–63	–23,9	0,54	42,9	–0,69	–0,53	–0,71
	63–73	–23,5	0,32	36,5	–0,7	–0,54	–0,72
	73–77	–24,4	0,36	50,8	–0,77	–0,6	–0,84

Станция	Поддонный интервал, см	$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$, ‰	$\text{C}_{\text{орг}}$, % мас.	ОВ _{терр} , %	Ω (арагонит)	Ω (кальцит)	Ω (доломит)
HCG-14	83–90	–24	0,32	44,4	–	–	–
	90–100	–23,9	0,34	42,9	–0,75	–0,58	–0,82
	100–110	–24,6	0,37	54,0	–1,05	–0,88	–1,42
	110–124	–24	0,32	44,4	–0,85	–0,69	–1,04
	130–140	–26,2	0,52	79,4	–0,26	–0,1	0,11
	140–147	–24,4	0,49	50,8	–0,63	–0,47	–0,64
	0–12	–22,8	0,42	25,4	–	–	–
	12–25	–23,9	0,39	42,9	–1,12	–0,95	–1,56
	25–35	–24,9	0,62	58,7	–	–	–
	35–45	–24,8	1,39	57,1	–0,84	–0,68	–1,05
	45–50	–25,5	0,98	68,3	–	–	–
	50–60	–25,1	0,78	61,9	–	–	–
	60–74	–24	0,89	44,4	–	–	–
	74–86	–24,2	0,73	47,6	–	–	–
	86–95	–23,8	0,57	41,3	–1,07	–0,91	–1,43
	95–105	–23,7	0,49	39,7	–	–	–
	105–109	–23,9	0,47	42,9	–	–	–
	110–120	–23,6	0,56	38,1	–	–	–
	120–130	–23,7	0,50	39,7	–	–	–
	130–140	–24,1	0,45	46,0	–1,54	–1,38	–2,33
	140–150	–24,3	0,35	49,2	–	–	–
	152–155	–24,1	0,35	46,0	–	–	–
	155–165	–24,6	0,25	54,0	–1,26	–1,1	–1,79
	165–175	–24,6	0,30	54,0	–	–	–
	175–180	–24,3	0,34	49,2	–	–	–
	180–190	–24,2	0,28	47,6	–	–	–
	190–200	–	0,20	–	–1,05	–0,88	–1,46
HCG-15	0–10	–24,4	0,49	50,8	–1,4	–1,23	–2,15
	20–30	–25,2	0,98	63,5	–0,54	–0,38	–0,48
	40–50	–24,3	1,64	49,2	–1,04	0,88	–1,52
	60–70	–24,4	1,67	50,8	–1,13	–0,97	–1,58
	80–86	–23,9	1,16	42,9	–0,96	–0,8	–1,2

Примечание: Жирным шрифтом выделены интервалы отбора проб из «брекчиевидных» прослоев.

верхней границе «брекчиевидных» прослоев и в их пределах. Минимальное значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (–26,2 ‰) отмечено на поддонной глубине 135 см (кern HCG-13; табл. 1). Значения изотопного состава терригенного ОВ в арктических широтах (–28... –27 ‰) определяются в основном содержанием пресноводного фитопланктона, поставляемого с речным стоком и фотосинтезом растений СЗ типа [Ивлев, 1984; Kodina, 2002]. Величина $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ морского генезиса в арктических морях в целом варьирует в широких пределах –30,4...–16,5 ‰ [Rau et al., 1982]. Органический

углерод морского происхождения содержит большее количество изотопа углерода-13 вследствие худших условий фракционирования водорослями изотопов углерода в процессе фотосинтеза [Галимов, 1968].

Поскольку изотопный состав ОВ является одним из индикаторов его генезиса, попытаемся оценить вклад ОВ различного происхождения в исследованные отложения, основываясь на изотопных данных. Наблюдаемое увеличение содержания $C_{орг}$ при уменьшении значений $\delta^{13}C-C_{орг}$ на верхней границе «брекчиевидных» прослоев и в их пределах указывает на значительную долю гумусового ОВ в «брекчиевидных» осадках. Величины $\delta^{13}C-C_{орг}$ ($-22,4...-22\text{‰}$) в пробах из отложений, вмещающих «брекчиевидные», напротив, свидетельствуют о доминирующей роли морского фитопланктона в седиментогенезе (табл. 1) [Леин и др., 2007].

На различия в генезисе ОВ изученного разреза указывает также и слабая корреляция распределения содержаний $C_{орг}$ с общей карбонатностью отложений.

Для количественной оценки содержания ОВ в осадках и принимая во внимание все вышесказанное, рассчитаем долю сапропелевого и гумусового ОВ в исследованных отложениях. Принимая значения $\delta^{13}C-C_{орг}$ морского генезиса равными $-21,2\text{‰}$ [Stein, MacDonald, 2004], $\delta^{13}C-C_{орг}$ терригенного происхождения $= -27,5\text{‰}$ и используя формулу для расчета:

$$ОВ_{терр} = \frac{\delta^{13}C_{обр} - \delta^{13}C_{мор}}{\delta^{13}C_{терр} - \delta^{13}C_{мор}} \cdot 100, [\text{Meksumpun, Meksumpun, 2002}],$$

получаем расчетную величину доли терригенного ОВ в изученных отложениях, составляющую в среднем 48,8 %. Полученное среднее значение свидетельствует о смешанном сапропелево-гумусовом генезисе ОВ. При этом образцы, отобранные из «брекчиевидных» прослоев и на их верхних границах, характеризуются повышенным количеством терригенного ОВ (58,7–66,7 %). Максимальная доля $ОВ_{терр}$ (79,4 %) получена для образца с поддонной глубины 135 см (кern НСГ-13).

Значительная доля ОВ терригенного происхождения обычно фиксируется в прибрежно-шельфовой зоне, где существенно влияние эоловых процессов и речного стока. Повышенные значения доли гумусового ОВ в «брекчиевидных» прослоях и на верхних контактах этих прослоев с вмещающими осадками может в общем случае свидетельствовать о резкой смене характера и условий осадконакопления. Однако отсутствие реперных данных по району исследования ввиду очень слабой его изученности затрудняет интерпретацию полученных материалов на данном этапе исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам комплексных исследований покмарков, расположенных в южной части Чукотского плато, сделана попытка прояснить генезис изученных структур, степень их активности и особенности литолого-геохимического состава слагающих их осадков.

Результаты изучения изотопного состава $C_{орг}$ осадков показали преимущественно смешанный сапропелево-гумусовый генезис органического вещества с преобладанием гумусового ОВ в «брекчиевидных» прослоях и на их верхних границах. Высокая доля гумусовой составляющей и текстурные особенности отложений могут свидетельствовать о смене нормальных морских условий осадконакопления ледниковыми. Согласно последним палеореконструкциям, Чукотское плато было перекрыто локальным ледником во время 6-й изотопно-кислородной стадии [Jakobsson et al., 2010].

Отсутствие признаков современной разгрузки газа по геофизическим, литологическим и минералогическим данным в пределах исследованных покмарков свидетельствует о том, что изученные донные структуры в настоящее время находятся в так называемой «спящей» стадии [Judd, Hovland, 2007]. Так, «брекчиевидные»

прослой, возможно, являются результатом оползневых процессов, имевших место после того, как «активная» стадия — стадия формирования поцмарков — сменилась «спящей». В этом случае данные прослой можно рассматривать в качестве реперных при определении возраста поцмарков. По мнению А.С.Астахова с соавторами [2010], вскрытые в пределах исследованных структур отложения в целом датируются возрастом порядка 250—300 тыс. лет. Закономерно полагать на данном этапе исследований, что если поцмарки и являются древними, частично захороненными, то их формирование могло иметь место более 300 тыс. лет назад.

Выполненную работу можно рассматривать как первый шаг на пути понимания генезиса и особенностей формирования изученных поцмарков. Для окончательного решения вопроса о происхождении данных структур необходимы дополнительные экспедиционные исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахов А.С., Ван Р., Иванов М.В. Геохимия осадконакопления в Чукотском море и прилегающем секторе Арктического бассейна: химическая типизация, роль биоседimentации, влияние эндогенной активности // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: Геос, 2009. С. 28—32.
- Астахов А.С., Босин А.А., Колесник А.Н., Коршунов Д.А., Крейн К., Логвина Е.А. Геологические исследования в Чукотском море и примыкающих районах Северного ледовитого океана в экспедиции RUSALCA-2009 // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 6. С. 110—116.
- Белов Н.А., Лапина Н.Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л.: Морской транспорт, 1961. 152 с.
- Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. Вып. 5. С. 202—212.
- Галимов Э.М. Геохимия стабильных топов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
- Гладыш В.А., Логвина Е.А., Сазонов А.Ю., Горемыкин Ю.В., Смирнов Б.Н., Джин Я.-К., Шоджи Х., Обжиров А.И., Николаева Н.А. Геофизические исследования в рамках программы «Газовые гидраты в прибрежье о. Сахалин» в Охотском море (2008 г.) // Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в 2008—2009 гг. СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга», 2010. С. 18—22.
- Ивлев А.А. О механизме появления изотопных эффектов углерода при фотосинтетической ассимиляции CO_2 // Физиология растений. 1984. Т. 31. Вып. 4. С. 765—776.
- Ласточкин А.Н., Нарышкин Г.Д. Новые представления о рельефе дна Северного Ледовитого океана // Океанология. 1989. Т. XXIX. Вып. 6. С. 968—973.
- Леин А.Ю., Саввичев А.С., Русанов И.И., Павлова Г.А., Беляев Н.А., Крейн К., Пименов Н.В., Иванов М.В. Биогеохимические процессы в Чукотском море // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 3. С. 247—266.
- Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов М.: Мир, 1983. 198 с.
- Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка. М.: Мир, 1987. 448 с.
- Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Киев: Наукова думка, 1986. 150 с.
- Якубов А.А., Али-Заде А.А., Зейналов М.М. Грязевые вулканы Азербайджанской ССР. Баку, 1971. 256 с.
- Blondel Ph. The Handbook of Sidescan Sonar. Springer—Praxis Publishing. UK. 2009. 316 p.
- Hammer Ø., Webb K.E. Piston coring of Inner Oslofjord Pockmarks, Norway: constraints on age and mechanism // Norwegian Journal of Geology. 2010. Vol. 90. P. 79—91.
- Holvland M.H., Judd A.G. Seabed Pockmarks and Seepages: Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. London: Graham and Trotman, 1988. 293 p.

- Hovland M.H. Hydrocarbon seeps in northern marine waters-their occurrence and effects // *Palios*. 1992. Vol. 7. P. 376–382.
- Ivanov M., Westbrook G.K., Blinova V., Kozlova E., Mazzini A., Nouze H., Minshull T.A. First sampling of gas hydrates from the Voring Plateau // *Eos. Transactions of the American Geophysical Union*. Vol. 88(19). P. 209–212.
- Jakobsson M., Nilsson J., O'Regan M. et al. An Arctic Ocean ice shelf during MIS 6 constrained by new geophysical and geological data // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. P. 3505–3517.
- Judd A., Hovland M. Seabed Fluid Flow, the impact on geology, biology and the marine environment. UK: Cambridge University Press, 2007. 475 p.
- Kodina L.A. Carbon isotope composition of phytoplankton in the Yenisei river-estuary-open sea system and the application of isotopic approach for evaluation of phytoplankton contribution to the Yenisei POC load // *Ber. zur Polar- und Meeresforschung*. 2002. № 419. P. 143–150.
- Mayer L.A., Brumley K., Andronikov A., Chayes D.N., Armstrong A.A., Calder B., Hall J.K., Clyde W.C., Bothner W.A., Gardner J.V. Recent Mapping and Sampling on the Chukchi Borderland and Alpha/Medeleev Ridge // *Eos Transactions of the American Geophysical Union*. Vol 89(53). Fall Meet. Suppl., 2008. Abstract C11C-0516
- Mazzini A., Aloisi G., Akhmanov G.G., Parnell J., Cronin B.T., Murphy P. Integrated petrographic and geochemical record of hydrocarbon seepage on the Vring Plateau // *Journal of the Geological Society*. 2005. Vol. 162. № 5. P. 815–827.
- Meksumpun S., Meksumpun Ch. Stable Carbon and Nitrogen Isotope Ratios of Sediment in Ban Don Bay: Evidence for Understanding Sources of Organic Matters in the Coastal Environment // *Kasetsart J. (Nat. Sci.)*. 2002. Vol. 36. P. 75–82.
- Miyake H., Masuda K., Anma G., Sasaki S., Yamaguchi H., Meguro T. Hydrographic Conditions in the Chukchi Sea and St. Lawrence Island polynya region in midsummers of 1990, 1991 and 1992 // *Proc. NIPR Symp. Polar Biol*. 1994. Vol. 7. P. 1–9.
- Parkhurst D.L., Appelo C.A.J. User's guide to PHREEQC (version 2) – a computer program for speciation, reaction-path, 1D-transport, and inverse geochemical calculations. Water Resources Investigation Report 99-4259. Denver, Colorado, 1999. 312 p.
- Rau G.H., Sweeney R.E., Kaplan I.R. Plankton ^{13}C : ^{12}C ratios changes with latitude: differences between northern and southern oceans // *Deep-Sea Research*. 1982. Vol. 29. P. 1035–1039.
- Stein R., Drachev S., Fahl K. et al. Marine geological investigations // *Reports on Polar Research*. 1999. Vol. 308. P. 30–75.
- Stein R., Macdonald R.W. (Eds.) *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean*. Berlin: Springer, 2004. 363 p.
- Vogt P.R., Crane K., Sundvor E., Max M.D., Pfirman S.L. Methane-generated(?) pockmarks on young, thickly sedimented oceanic crust in the Arctic: Vestnesa ridge, Fram strait // *Geology*. 1994. Vol. 22. № 3. P. 255–258.

THE COMPREHENSIVE STUDY OF THE POCKMARKS FROM THE CHUKCHI PLATEAU

E.A.LOGVINA, T.V.MATVEEVA, V.A.GLADYSH, A.A.KRYLOV

Results of the geophysical, lithological, mineralogical, geochemical and isotopical study of the sediments from the deep-sea pockmarks from the Chukchi plateau are presented in this paper. All materials were collected between 19 September and 20 September 2009 during the expedition RUSALCA-2009 of the RV Professor Khromov in the framework of RUSSian-American Long term Census of the Arctic (RUSALCA) project.

Keywords: pockmark, Chukchi plateau, organic matter, carbon isotope.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕФТЕНОСНЫХ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДЫНСКОЕ-МОРЕ, ШЕЛЬФ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ

науч. сотр. Е.Б.СУВорова

ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, suvork@inbox.ru

Представлены результаты изучения нефтеносных карбонатных пород каменноугольного возраста из продуктивных пластов месторождения Медынское-море. Установлено, что в верхневизейских отложениях породы-коллекторы связаны с вторично образованными доломитами. В средне-верхнекаменноугольных отложениях продуктивные горизонты представлены грейнстоунами и рудстоунами, накопление которых приурочено к фациям известковых песков края карбонатного шельфа.

Ключевые слова: каменноугольные отложения, доломиты, грейнстоуны, рудстоуны, месторождение Медынское-море.

На месторождении Медынское-море в скважинах 2 и 4, пробуренных в 2002 и 2005 гг. соответственно, керном охарактеризованы каменноугольные породы продуктивных пластов-коллекторов II+III и I. Пласты-коллекторы прослеживаются на региональном уровне и относятся к каменноугольно-нижнепермскому нефтегазосносному комплексу, сложенному преимущественно карбонатными породами. Пласт II+III приурочен к породам визейского возраста, а пласт I к верхнесерпуховским-нижнепермским отложениям [Федоровский, 2007]. Практически на всех месторождениях шельфа залежи углеводородов приурочены к пласту I. Наличие коллекторов в верхневизейских отложениях установлено на Приразломном месторождении, но, по данным геофизических исследований скважин (ГИС), коллекторы характеризуются как водонасыщенные. На месторождении Медынское-море в визейских породах получены притоки тяжелой нефти.

Рассматриваемое месторождение расположено в восточной части шельфа (рис. 1) и в структурно-тектоническом отношении приурочено к Варандей-Адзвинской структурной зоне. Целью работы было изучить литологический состав отложений продуктивных пластов для выделения основных типов пород, формирующих природные резервуары, и установления условий их формирования. Были изучены образцы керна и шлифы, исследован геохимический состав нефтеносных каменноугольных отложений месторождения.

Пласт II+III приурочен к верхневизейским доломитам. По данным интерпретации результатов ГИС, коэффициент пористости пород варьирует от 6–7 % до 16–20 % [Вендельштейн и др., 2001] и в среднем составляет 10,4 % [Федоровский, 2007]. В породах месторождения, в отличие от соседних площадей, отмечается сильная доломитизация — 10–70 %, до присутствия собственно доломитов [Вендельштейн и др., 2001].

В кернах верхневизейские породы представлены темными нефтенасыщенными доломитами [Суворова, Преображенская, 2009]. Согласно результатам геохимических анализов содержание MgO в породах варьирует от 12,22 до 20,29 %, а CaO 30,1–36,7 % (на воздушно-сухое вещество). По классификации С.Г.Вишнякова и В.Г.Кузнецова

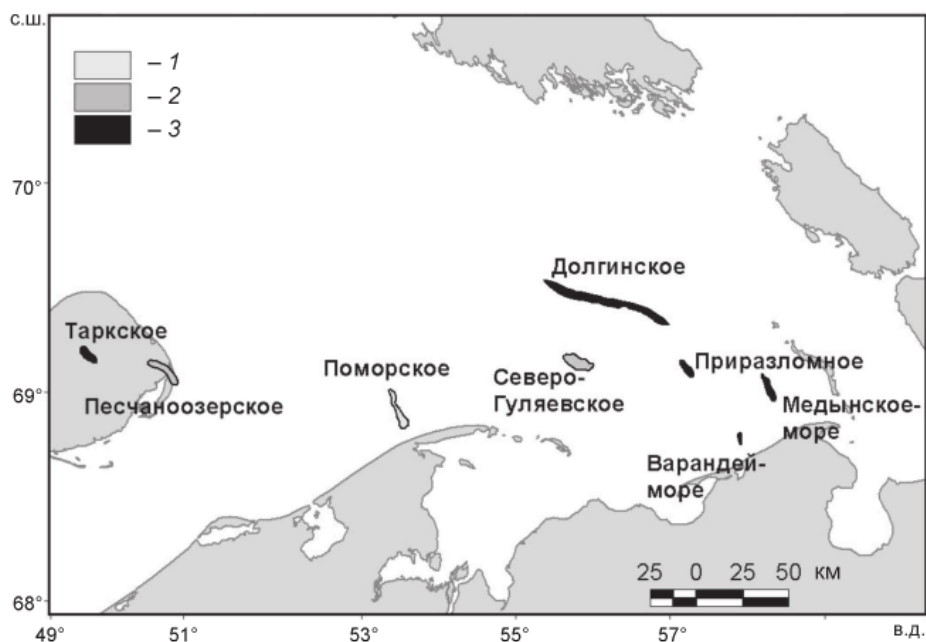


Рис. 1. Карта расположения месторождений на шельфе Печорского моря: 1 – газоконденсатные; 2 – нефтегазоконденсатные; 3 – нефтяные

[Систематика и классификация..., 1998] эти породы относятся к известковым и известковистым доломитам. В результате петрографических исследований выделено несколько структурных разновидностей доломитов, объединенных в два структурных типа. Все эти структуры вторичны и различаются по характеру и типу проявления наложенных процессов. К первому структурному типу отнесены микрозернистые вторичные доломиты, образованные метасоматическим путем по первичному известняку. Размер зерна в породе составляет 0,001–0,02 мм. Отмечаются реликтовая структура первичного известняка, полуразрушенные обломки фауны и микрофауны, тени биокластов (рис. 2). Породы пористые, местами кавернозные, размер пор 0,03–0,06 мм. Пористость, подсчитанная по шлифам, в среднем составляет 10–15 %. В некоторых порах отмечены примазки темно-коричневого битума. Часть пор местами залечена катагенетическим кальцитом. Породы образовались в стадию позднего диагенеза в результате выщелачивания, доломитизации и частичной перекристаллизации исходной породы. По-видимому, первичной породой, испытавшей доломитизацию и перекристаллизацию, служит фораминиферово-водорослевый грейнстоун, содержащий биокласты различной сохранности.

Второй структурный тип объединяет зернистые доломиты и доломитовые известняки, размер зерна в породе в среднем составляет 0,06–0,1 мм. В этом типе выделяются следующие подтипы: гипидиоморфнозернистые, ксеноморфнозернистые и идиоморфнозернистые доломиты.

Гипидиоморфнозернистая структура характеризуется присутствием поли-, округлополи- и реже груборомбоздрическими зернами (рис. 2). Размер этих зерен практически постоянен и колеблется в небольших пределах от 0,06 до 1 мм. Внешний облик и внутреннее строение могут варьировать. Полиэдрические зерна доломита, часто шести-, восьмиугольной или сферической формы, в большинстве случаев имеют центральную зону, в некоторых случаях она может отсутствовать.

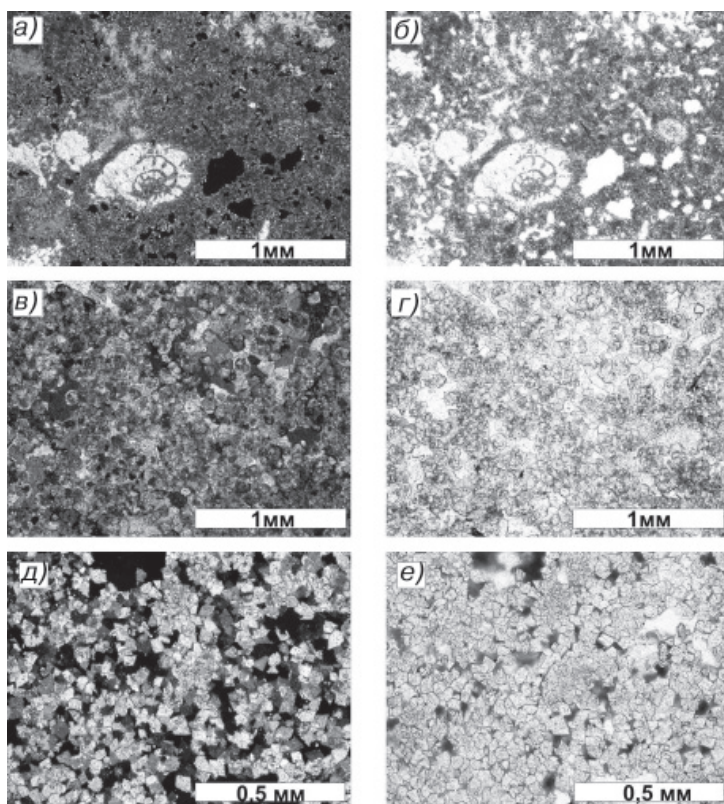


Рис. 2. Структурные разновидности верхневизейских доломитов: а, б — метасоматически замещенный доломит; в, г — гипидиоморфнозернистый доломит; д, е — идиоморфнозернистый доломит; а, в, д — николи скрещены

Центральная зона, окрашенная темным цветом, иногда характеризуется радиально-лучистым строением. В некоторых зернах центральная зона прозрачная, но четко отделяется от внешней зоны. Внешняя зона, как правило, перекристаллизована и имеет практически ровные, гладкие (часто у зерен с прозрачной центральной зоной) или зубчатые края. Местами зерна образуют сростки из нескольких зерен.

При первичном описании шлифов зерна были идентифицированы как перекристаллизованные проблематичные образования *Microcodium*. Внешняя форма и внутреннее строение зерен напоминают внутреннюю структуру отдельных частей образований *Microcodium*. Исследователями [Scholle, Ulmer-Scholle, 2003] показано, что в породах, в которых развита диагенетическая вадозная цементация, часто присутствует *Microcodium*.

В работе Д.К.Патрунова [Патрунов, 1983], посвященной проблеме доломитообразования, отмечено, что при раннедиагенетической доломитизации известковых илов образуются неправильной, изометрично-округлой формы зерна, размер которых соответствует 0,01–0,05 мм, в некоторых случаях не превышает 0,01 мм. В петрографическом атласе Сколле и Ульмер-Сколле [Scholle, Ulmer-Scholle, 2003] похожие образования отнесены к проблематичным. По ряду петрографических признаков предполагается, что эти зерна являются сидеритом или железистым доломитом, возможно магнезитом.

Для обоснованных выводов о генезисе зерен рассматриваемых гипидиоморфнозернистых доломитовых пород необходимы более детальные и обстоятельные исследования с применением методов электронной микроскопии, рентгеноструктурного анализа и т.д.

Ксеноморфнозернистая структура доломита выражается в присутствии сростков лапчатых зерен доломита с редкими ромбическими зернами. В шлифе наблюдаются сплошные массы сростков. Реже всего встречается идиоморфнозернистая структура, где зерна представлены хорошо оформленными ромбоэдрическими кристаллами доломита (рис. 2). Часто в породах наблюдаются типы структур, переходящие один в другой.

Пористость в зернистых доломитах и доломитовых известняках варьирует от 5–7 до 10–15 %, размер пор колеблется от 0,03 до 0,3 мм.

Типоморфные особенности или структура слагающих зерен доломитов по критериям Г.И.Теодоровича и С.Г.Вишнякова указывают на то, в какую стадию литогенеза происходила перекристаллизация [Постседиментационные..., 1980]. Ксеноморфнозернистая и идиоморфнозернистая структуры относятся к диагенезу и позднему катагенезу – катагенезу соответственно. О происхождении гипидиоморфнозернистой структуры можно лишь отметить, что порода, по-видимому, образовалась в стадию диагенеза, а затем подверглась воздействию перекристаллизации в стадию катагенеза.

На основании изложенного выше предполагается, что породы образовались в вадозной зоне (в приповерхностных условиях и под воздействием атмосферных вод) в области осушения мелководного шельфа. Формирование различных структурных типов доломитов связано с тем, что вторичному преобразованию подверглись породы, находящиеся на различных стадиях литогенеза.

Пласт I связан с верхнесерпуховско-нижнепермскими известняками. На месторождении Медынское-море выделяются три продуктивных горизонта пласта I: в верхнесерпуховских, в средне-верхнекаменноугольных и в нижнепермских отложениях. Породы раннепермского возраста достоверно установлены лишь в скважине 1 – Медынское-море [Киреев и др., 2004]. В рассматриваемых скважинах 2 и 4 керном представлены лишь серпуховские и средне-верхнекаменноугольные отложения, к которым приурочены горизонт III и горизонт IIa соответственно. Для описания структурных разновидностей известняков использована классификация Р.Данхема с дополнениями А.Эмбри и Дж.Кловена [Систематика..., 1998].

Горизонт III приурочен к светлым трещиноватым протвинским известнякам, пористость пород по ГИС составляет 9 % [Федоровский, 2007]. Породы представлены пакстоунами, в которых преобладают обломки мшанок и криноидей, в подчиненном количестве встречены кальцесферы, багряные водоросли, гранулированные раковины фораминифер, редкие обломки раковин брахиопод и спикулы иглокожих. Редко в породе наблюдаются микростульковые скопления синезеленых водорослей, содержащие включения алевритовых зерен кварца и мелких обломков фауны. Пористость пород в целом крайне низкая, около 1 %, и связана с вторичными порами растворения и выщелачивания. Форма пор, как правило, изометричная, размер – 0,06–0,12 мм. Развиты редкие микростилолитовые швы.

В этом горизонте примазки нефти отмечаются по керну в зонах трещиноватости. Трещиноватость образована за счет воздействия тектонических процессов.

Продуктивный горизонт IIa выделен в средне-верхнекаменноугольной части разреза. Породы представлены практически чистыми известняками, содержание СаО составляет 52,9–55,9 %.

В основании разреза башкирского яруса установлена водорослевая биогермная постройка небольшой мощности – 16 м. В шлифах известняки представлены

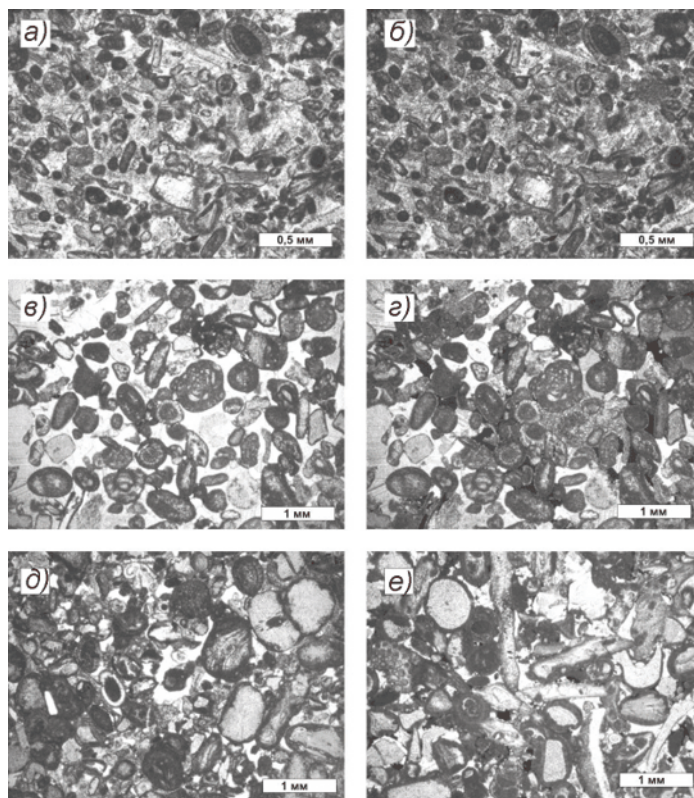


Рис. 3. Грейнстоуны: а, б – фораминиферо-пеллетовый грейнстоун, средний карбон; в, з – фораминиферо-криноидный грейнстоун, верхний карбон; д, е – криноидно-мшанковый грейнстоун, верхний карбон; б, з – николи скрещены

грейнстоунами и реже бафлстоунами. Породы в основном сложены крупными обломками, иногда более 2 мм, багряных водорослей *Ungdarella*. Присутствуют обломки зеленых сифонокладиевых и дацикладиевых водорослей, фораминиферы, кальцесферы, обломки криноидей, реже брахиопод и мшанок. Цемент кальцитовый мозаичный. Пористость 10–15 %, местами 25 %. Поры межформенные и внутриформенные, размер пор колеблется от 0,05–0,06 до 0,2–0,7 мм.

Образование известняков проходило в мелководношельфовых условиях, т.к. места обитания багряных водорослей связаны со склонами рифов [Уилсон, 1981] и поднятий морского дна на мелководном открытом шельфе, с глубиной моря не более 25 м.

Нефтенасыщенные известняки московских отложений представлены фораминиферо-пеллетовыми грейнстоунами (рис. 3) с преобладающим детритом раковин фораминифер, имеющих гранулированную стенку, присутствуют обломки криноидей, зеленых водорослей, зерна грейнстоунов*. Некоторые обломки криноидей имеют внешние тонкие микритовые оболочки, толщиной 0,05 мм. В подчиненном количестве присутствуют зерна с оолитовой оболочкой. Местами в грейнстоунах

* Грейнстоуны – агрегированные составные зерна различной формы, состоящие из комков микрита и кальцитовых сфер [Фортунатова и др., 2005].

преобладают фузулиниды. Биокласты отличаются хорошей сортированностью. Пористость пород составляет 3–5 % и образована за счет вторичных процессов выщелачивания, размер пор составляет 0,03–0,1 мм.

В верхнекаменноугольных отложениях породы-коллекторы приурочены к зернистым, слоистым и косослоистым фораминиферо-криноидным и криноидно-мшанковым грейнстоунам (рис. 3) и грейнстоунам-рудстоунам. Среди биокластов встречаются обломки брахиопод, зерен грейнстоунов, редко водорослей; отмечаются единичные спикулы иглокожих. Цемент спаритовый. Местами в породе отсутствует цемент, в этом случае зерна опираются друг на друга. Биокласты окатаны, стенки раковин фораминифер гранулированы. Довольно часто наблюдаются зерна с оолитовой оболочкой, толщина которой составляет в среднем 0,1 мм. Оолитовые зерна имеют затравочные центры в виде неопределимых обломков фауны. Некоторые обломки фауны имеют микритовые оболочки. Сортированность зерен в грейнстоунах средняя, а в рудстоунах, как правило, плохая. Пористость в породах составляет от 3–5 до 5–10 %, тип пористости – межзерновыи и внутризерновыи. Размер пор 0,05–0,2 мм. Местами часть порового пространства запечатана черным непрозрачным битумом, это характерно для верхней части разреза. Для верхнекаменноугольных пород отмечается тенденция увеличения количества прослоев грейнстоунов-рудстоунов и рудстоунов вверх по разрезу. Формирование средне-верхнекаменноугольных грейнстоунов происходило под воздействием волн и течений.

Таким образом, можно сделать следующие выводы. На месторождении Медыньское-море в верхневизейских отложениях породы-коллекторы приурочены к доломитам и доломитизированным известнякам, сформировавшимся за счет вторичных процессов доломитизации, выщелачивания и перекристаллизации. Эти породы формировались главным образом в диагенезе в результате осушения участков мелководного шельфа. Коллекторы в средне-верхнекаменноугольных отложениях приурочены к органогенно-обломочным известнякам, грейнстоунам и рудстоунам, накопление которых происходило в фациях известковых песков края карбонатного шельфа.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что формирование пород-коллекторов продуктивных пластов связано с различными механизмами: породы пласта II+III сформированы за счет постседиментационных процессов, а наличие пористых отложений пласта I обусловлено первичными обстановками осадконакопления. Учет этих данных в литолого-фациальных моделях строения и формирования отложений каменноугольно-нижнепермского нефтегазоносного комплекса позволит наметить участки и стратиграфические уровни развития пород, обладающих коллекторскими свойствами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вендельштейн Б.Ю., Беляков М.А., Костерина Н.В., Фарманова В.А., Дзюбло А.Д. Сравнительная характеристика залежей нефти на месторождениях Варандей-море и Медыньское-море // Геофизика. 2001. № 4. С. 56–58.

Киреев П.И., Преображенская Э.Н., Зонн М.С., Вевель Я.А., Исакова Т.Н., Николаев АИ., Коссовая О.Л., Соболев Н.Н., Устрицкий В.И. Стратиграфические особенности разрезов каменноугольных и нижнепермских отложений по скважинам площади Медынь-море // Материалы международной конференции «Нефть и газ Арктического шельфа-2004». Мурманск, 2004. URL: <http://www.helion-ltd.ru/medyn-sea> (дата обращения: 23.05.2011).

Патрунов Д.К. Доломиты и доломитизация // Сер. общ. геология. М.: ВИНТИ, 1983. Т. 17. 122 с.

Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980. 96 с.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Отв. редактор В.Н.Шванов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

Суворова Е.Б., Преображенская Э.Н. Строение верхневизейско-серпуховского карбонатного разреза месторождения Медыньское-море, шельф Печорского моря // Вестник СПбГУ. 2009. Сер. 7. Вып. 4. С. 44–53.

Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.

Федоровский Ю.Ф. Перспективы нефтегазоносности карбонатных верхне-среднепалеозойских отложений на российском шельфе Баренцева моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ВНИИГАЗ, 2007. 28 с.

Фортунатова Н.К., Карцева О.А., Агафонова Г.В., Офман И.П. Атлас структурных компонентов карбонатных пород. М.: ВИНТИ, 2005. 440 с.

Scholle P.A., Ulmer-Scholle D.S. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. AAPG Memoir. Tulsa: AAPG, 2003. Vol. 77. 459 p.

E.B.SUVOROVA

LITHOLOGICAL CHARACTERISTIC OF OIL-BEARING CARBONIFEROUS ROCKS FROM MEDYN-MORE OIL-FIELD, THE PECHORA SEA OFFSHORE

The objects of the investigation were oil-bearing carbonate rocks from Medyn-more oil field. The lithological study results are presented in this paper. It is obtained, that Upper Visean oil-bearing rocks are concern with secondary dolomites. Middle – Upper Carboniferous collectors are presented by grainstones and rudstones, which were deposited at limes sandstones facies on the edge of carbonate offshore.

Keywords: *Carboniferous strata, dolomites, grainstones, rudstones, Medyn-more oil-field.*

НОВЕЙШИЕ ДАННЫЕ О СЕЙСМИЧНОСТИ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

мл. науч. сотр. А.С.ЖОЛОНДЗ¹, д-р физ.-мат. наук Т.Б.ЯНОВСКАЯ²

¹ – ВНИИОкеангеология им. И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, zhas@vniio.nw.ru

² – СПбГУ, физический факультет, Санкт-Петербург, yanovs@yandex.ru

Сейсмичность арктического региона активно исследуется со второй половины XX века по настоящее время. Используя ранее опубликованные материалы [Аветисов, 1996; Аветисов, 2006; Аветисов, 2009; Sihna et al., 1998; Schlindwein et al., 2006], а также новые данные по очагам землетрясений из электронного банка данных во ВНИИОкеангеология, International Seismologic Center (ISC), International Research Service (IRIS), U.S. Geological Survey (USGS), были проанализированы положения осей сжатия и растяжения на хребтах Гаккеля, Мона, Колбейнсей и Книповича по отдельности, что дало возможность выявить основные действующие силы в районе каждого из хребтов. В результате статистического анализа временного распределения землетрясений выявлен 11-летний цикл сейсмичности.

Ключевые слова: Арктика, землетрясение, фокальные механизмы, хребет Гаккеля, хребет Мона, хребет Книповича, хребет Колбейнсей, спрединг.

Начало сейсмологических наблюдений в Арктике было положено открытием шведской станции Abisko в 1906 г. С этого момента происходило постепенное увеличение количества станций во всех странах арктического региона. Так, к 1950 г. постоянно действующих станций было 2–3, а к 1990 г. их количество возросло до 43 [Аветисов, 1996].

В глубоководной части Северного Ледовитого океана (СЛО) эпицентры землетрясений привязаны в подавляющем большинстве случаев к линии Срединно-Арктического хребта. В его пределах по распределению очагов землетрясений, их характеристикам выделяются несколько характерных зон [Аветисов, 1996; Аветисов, 2009; Schlindwein et al., 2006]. В Норвежско-Гренландском бассейне очевидны три сегмента – хребты Колбейнсей, Мона, Книповича, разделенные и смещенные зонами трансформных разломов Тьорнес и Ян-Майенской. В Евразийском суббассейне выделяется ограниченный Шпицбергенской зоной разломов и Лаптевским континентальным склоном хребет Гаккеля. Все хребты обозначены на рис. 1.

На хребте Колбейнсей эпицентры трассируют его северное и южное завершения [Аветисов, 2009]. Отмечается довольно заметное рассеивание их от осевой зоны. В центре же находится спокойный участок, на котором не было зафиксировано ни одного события за весь период наблюдений. На хребтах Мона и Книповича распределение эпицентров отличается – землетрясения происходят вдоль всей осевой линии хребта, но достаточно широкой полосой. В Евразийском суббассейне на хребте Гаккеля эпицентры выстраиваются вдоль довольно узкой осевой линии. При этом вдоль нее наблюдаются три области сгущения очагов. По этой причине авторы статьи условно разделили хребет Гаккеля на три части – западную $0 < \lambda < 60$, которая начинается от Шпицбергенской зоны разломов, центральную $60 < \lambda < 110$ и восточную $110 < \lambda < 130$. В центральной части эпицентры четко вытягиваются вдоль линии, которая оказывается немного смещена относительно линии, проходящей через восточный и западный фланги хребта. При этом количество землетрясений

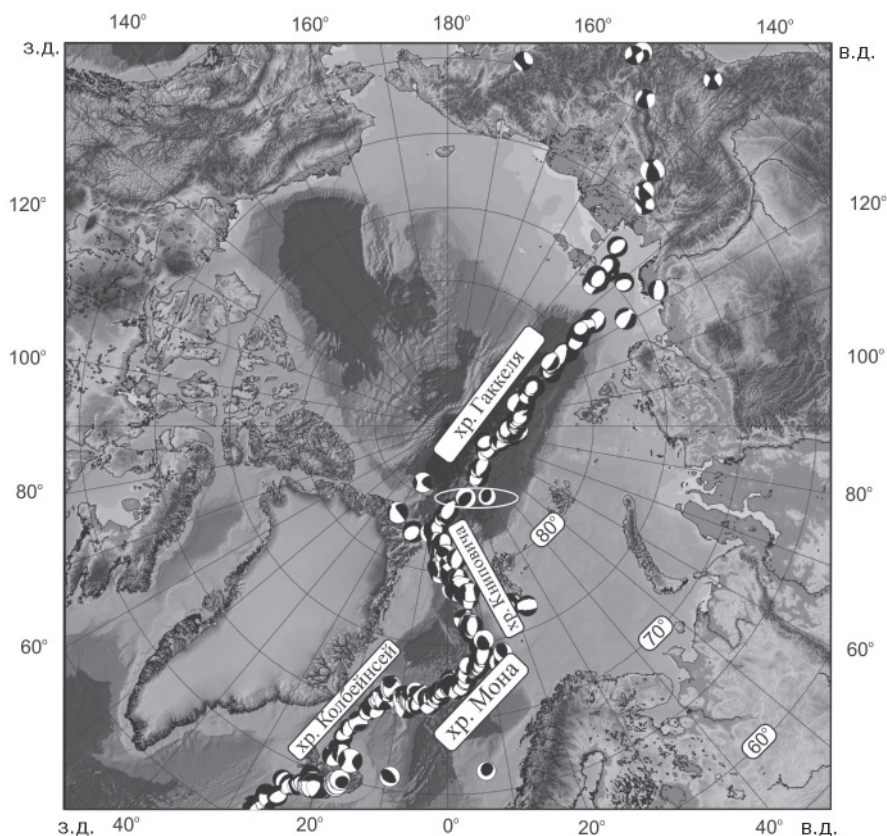


Рис. 1. Диаграммы распределения знаков смещений (beach-ball). Землетрясения с нехарактерными механизмами обведены белой линией

в центральной части на участке в пределах $80 < \lambda < 90$, имеющем $\sim 3\%$ всей длины хребта, составило 30% от общего их числа. Это, по-видимому, говорит о том, что данная узкая зона является центром спрединга. В восточной и особенно западной частях, наоборот, отмечается рассеяние эпицентров вокруг осевой линии хребта. В связи с различием характера сейсмичности анализ механизмов очагов, дающий информацию о распределении напряжений, проводился отдельно для трех участков хребта Гаккеля и хребтов Книповича, Мона и Колбейнсей, итого 6 участков.

Набор геолого-геофизических характеристик, в том числе и распределение эпицентров землетрясений, говорит о том, что геодинамическая обстановка в районе хребтов Мона и Гаккеля определяется единственным процессом – спредингом океанического дна [Аветисов, 1996; Schlindwein et al., 2006; Аветисов, 2009]. Для хребта Книповича наблюдается несколько другая ситуация. Специфику хребта определяет продвигающийся от хребта Мона межплитный раскол, который внедрился не под прямым углом в пределы сложно построенного блока литосферы, аналогичного современному Шпицбергенскому блоку.

В связи с тем, что Центральный Арктический бассейн находится вблизи Северного (географического) полюса, азимуты близко расположенных точек могут сильно различаться. Поэтому нельзя оценивать азимуты главных осей напряжений,

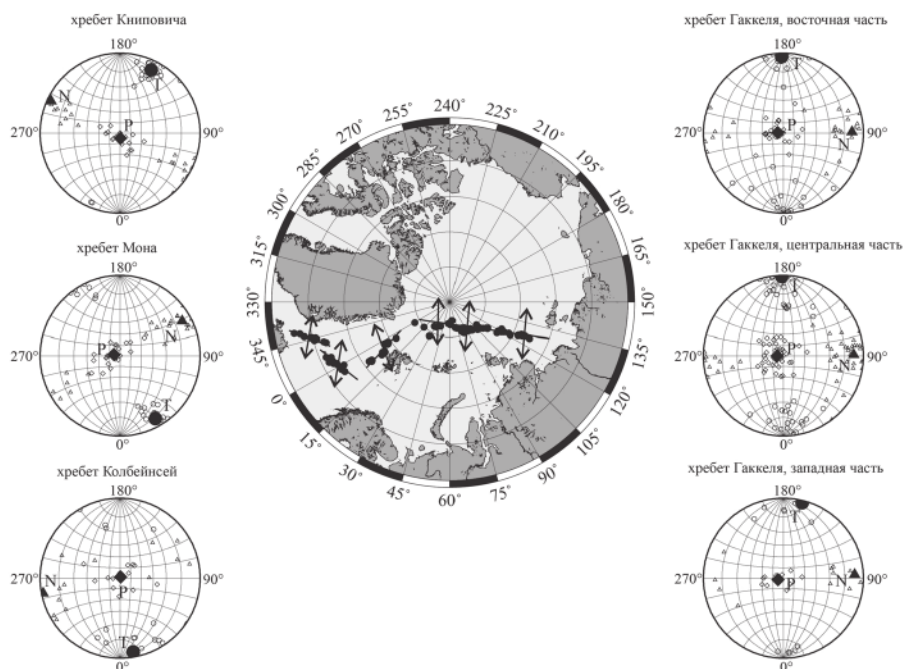


Рис. 2. Положение на стереографической проекции осей сжатия Р (ромбы), растяжения Т (кружки) и промежуточной N (треугольники) на хребтах Колбейнсей, Мона, Книповича и трех участках хребта Гаккеля. Крупными жирными значками отмечены средние значения для соответствующих осей. Стрелками указаны азимуты осей растяжения

характеризующих достаточно большие по величине объемы, — они будут различаться в разных точках объема (точнее в окрестности хребтов). Поэтому для оценки напряженного состояния необходимо преобразовать географическую систему координат в такую сферическую систему, чтобы исследуемый регион оказался бы в ней вблизи экватора. Для этого была написана программа, производящая пересчет азимутов главных осей в систему координат, связанную с хребтами.

Поскольку напряжения связаны с простираем хребтов, для рассмотрения напряжений в окрестности каждого из них производится такое преобразование, чтобы хребет располагался приблизительно вдоль экватора соответствующей системы координат. В этом случае, если ось растяжения перпендикулярна оси хребта, то соответствующие азимуты осей растяжения будут близки к 180° (или 0°) и их среднее значение по совокупности механизмов очагов должно составить как раз эту величину. Очевидно, что при таком преобразовании координат наклон оси не меняется.

По данным механизмов (ориентации осей Т, Р, N) определены средние значения азимутов и углов наклона этих осей для шести выделенных участков. Заметим, что при этом на западном участке хребта Гаккеля отброшены два землетрясения 2006 и 2008 гг., которые дают несогласующиеся положения осей (рис. 1). Первое событие произошло 29.06.2006 и имеет координаты $84,44^\circ$ с.ш. и $29,09^\circ$ в.д. по каталогу Global CMT Project (<http://www.globalcmt.org/>), и его эпицентр находится несколько южнее хребта Гаккеля. Эпицентр второго события (28.05.2008, $84,90^\circ$ с.ш. и $14,20^\circ$ в.д. по тому же каталогу) находится практически на самом хребте. На рис. 1 эти

события отчетливо видны. Оба имеют взбросовый механизм, что крайне нехарактерно для этого региона. Среди всех определенных механизмов очагов, доступных в настоящее время, на хребте Гаккеля больше подобных событий не отмечено.

По каждому участку в отдельности были построены распределения направлений главных осей на сетке Вульфа, взятые из базы данных ВНИИОкеангеология (с 1964 по 2005 г.) [Аветисов и др., 2001] и каталога NEIC (с 2006 по 2010 г.), и определены средние значения направлений каждой оси (рис. 2).

Азимуты осей вычислены относительно направлений, перпендикулярных к осям хребтов. Значения средних азимутов (Az) и наклонов (dip) главных осей приведены в табл. 1.

Таблица 1

Значения азимутов и наклонов главных осей на хребтах

Географический район	Ось растяжения (Т)		Ось сжатия (Р)		Промежуточная ось (N)	
	Az	dip	Az	dip	Az	dip
Хребет Гаккеля (вост. часть)	181	2,3	264	82	91	8,8
Хребет Гаккеля (центр. часть)	181	0,6	272	81	91	7,4
Хребет Гаккеля (запад. часть)	166	1,5	287	82	93	6,6
Хребет Книповича	154	7,3	3	83	245	3
Хребет Мона	29	6,2	258	81	119	6,8
Хребет Колбейнсей	10	3,8	153	88	281	1,3

В среднем оказывается, что ось сжатия во всех случаях практически вертикальна (ее наклон составляет $81-88^\circ$), ось растяжения на хребтах Гаккеля и Колбейнсей можно считать горизонтальной, а на хребтах Книповича и Мона она имеет небольшой наклон. О стабильности осей можно судить по их разбросу для отдельных событий. Видно, что в центральной части хребта Гаккеля этот разброс минимален и индивидуальные значения концентрируются вокруг каждой оси. Это свидетельствует о том, что значения напряжений сжатия и растяжения приблизительно одинаковы по абсолютной величине и мало меняются в этой части, т.е. коэффициент Лоде–Надаи, определяющий соотношение между главными напряжениями, близок к нулю и соответственно близко к нулю промежуточное напряжение. Это говорит о том, что одновременно с растяжением в направлении спрединга существенную роль играет вертикальное напряжение, обусловленное поднятием вещества из недр.

Несколько больший разброс всех осей отмечается на восточном сегменте хребта Гаккеля. На западном сегменте разброс меньше, но следует учесть, что не учитывались данные для двух несогласующихся землетрясений. Средняя ось сжатия на западном сегменте ориентирована уже не строго перпендикулярно хребту, а под некоторым углом. Это, возможно, является результатом влияния системы напряжений на хребте Книповича.

На хребтах Книповича и Мона стабильна ось растяжения Т, в то время как оси Р и N имеют значительный разброс в плоскости, перпендикулярной оси Т. Это означает, что промежуточное напряжение уже не равно нулю, а максимальным по абсолютной величине является напряжение растяжения. Соответственно коэффициент Лоде–Надаи должен быть отрицательным. Оси Т на этих двух хребтах не перпендикулярны осям хребтов, что, по-видимому, также является следствием

взаимных влияний систем напряжений на хребтах Гаккеля, Книповича и Мона. На хребте Колбейнсей более стабильной является ось растяжения, которая уже становится почти перпендикулярной оси хребта, тогда как ориентация двух других осей имеет больший разброс, что также свидетельствует о преобладании растяжения на этом хребте.

При такой ориентации главных напряжений смещения на разломах должны иметь сбросовый характер. Это действительно наблюдается на диаграммах распределения знаков смещений (beach-ball) в продольных волнах (рис. 1). Но на хребте Книповича движения имеют несколько другой характер. Простираение хребта Книповича приблизительно ортогонально западной части хребта Гаккеля и хребту Мона, и, казалось бы, он мог бы интерпретироваться как трансформный разлом, на котором следовало бы ожидать движений сдвигового характера. Однако из рис. 1 видно, что движения являются не чистым горизонтальным сдвигом, хотя и имеют значительную сдвиговую компоненту. Это подтверждается еще и тем, что ось растяжения не перпендикулярна хребту, а составляет с ней угол примерно 30° .

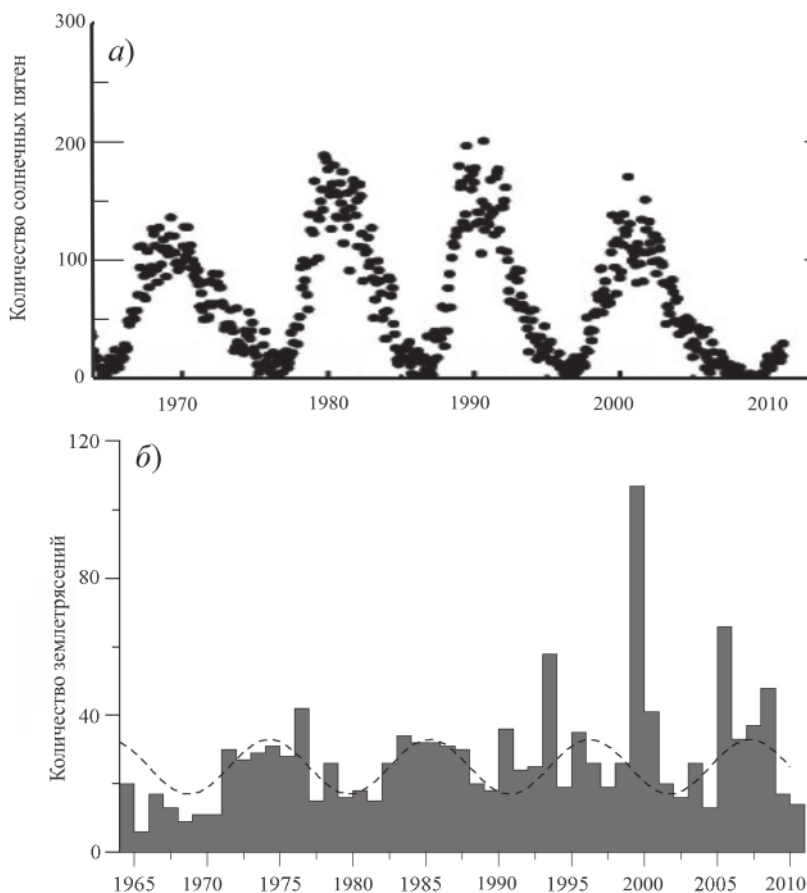


Рис. 3. Гистограмма распределения количества землетрясений с магнитудами более 4,8. Пунктиром нанесена аппроксимация гистограммы синусоидой с периодом 11 лет. На верхнем рисунке для сравнения приведено число солнечных пятен за этот же период времени

На этом хребте, в отличие от других рассмотренных структур, зарегистрировано значительное количество землетрясений, для которых механизм очага определен как горизонтальные подвижки вдоль оси хребта. Именно этим обстоятельством определяется перпендикулярное к осевой линии направление оси растяжения.

Для статистического распределения очагов землетрясений во времени во всем регионе были использованы данные по эпицентрам с сайта службы IRIS для событий с магнитудами от 4,8. На рис. 3 приведена гистограмма распределения количества землетрясений с $M_w > 4,8$ по годам в области $-30 < \lambda < 135$, т.е. содержащей все основные сейсмогенные структуры. Интересно заметить циклические колебания сейсмичности приблизительно через 11 лет. На этом же рисунке нанесена аппроксимирующая это распределение синусоида с периодом 11 лет. Разброс относительно этого распределения отмечается только в цикле с 1991 по 2002 г., в котором число землетрясений резко меняется от года к году и выделяется резкий максимум в 1999 г.

Хорошо известно, что 11-тилетний цикл имеет место и для активности Солнца. Этот солнечный цикл характеризуется постепенным увеличением числа пятен и последующим быстрым их исчезновением в течение 9–12 лет. Так что можно предположить, что циклическое изменение числа землетрясений может быть связано с активностью Солнца, хотя и неясен механизм этой связи. На рис. 3 для сравнения приведены изменения числа солнечных пятен за тот же период времени — с 1965 по 2010 г. Интересно, что максимуму солнечных пятен соответствует минимум сейсмической активности. Вряд ли можно полагать, что возрастание солнечной активности стабилизирует сейсмическую обстановку, скорее такой эффект может быть в результате запаздывания сейсмической активности относительно солнечной.

ВЫВОДЫ

В результате статистического анализа временного распределения землетрясений в Центральном Арктическом районе выявлен 11-летний цикл сейсмичности, который, возможно, связан с 11-летним циклом солнечной активности. Анализ механизмов очагов указывает на стабильность направления оси сжатия во всем регионе (вертикальное) и ортогональность оси растяжения простиранию хребтов на хребтах Гаккеля, Мона и Колбейнсей, где характер движений в основном сбросовый. На хребте Книповича движения в дополнение к сбросовой содержат сдвиговую компоненту, что может быть обусловлено растягивающими напряжениями, ортогональными хребтам Гаккеля и Мона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: Изд-во ВНИИОГ, 1996. 183 с.
- Аветисов Г.П. Некоторые параметры землетрясений Срединно-Арктического сейсмического пояса // Геолого-геофизические характеристики земной коры Арктического региона. 2006. Т. 210. С. 176–187.
- Аветисов Г.П. Сейсмологические исследования НИИГА-ВНИИОкеангеология в Арктике (история, достижения, перспективы) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2 (82). С. 27–41.
- Аветисов Г.П., Винник А.А., Копылова А.В. Модернизированный банк арктических сейсмологических данных // Российский геофизический журнал. 2001. Вып. 23–24. С. 42–48.
- Schlindwein V., Mller C., Jokat W. Microseismicity of the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic ocean: a pilot study // Geophys. J. Int. 2007. № 169. С. 100–112.
- Sinha M.C., Constable S. C., Peirce C., White A., Heinson G., MacGregor L.M., Navin D.A. Magmatic processes at slow spreading ridges: implications of the RAMESSES experiment at 57° 45' N on the Mid-Atlantic Ridge // Geophys. J. Int. 1998. № 135. С. 731–745.

THE NEWEST DATA ABOUT SEISMICITY OF THE DEEP-WATER PART OF ARCTIC OCEAN

Seismicity of the Arctic region are actively investigated from the second half of the XX century. Using previously published material [Avetisov, 1996; Avetisov, 2006; Avetisov, 2009; Sihna et al., 1998; Schlindwein et al., 2006], as well as new data on earthquake epicenters from the electronic data bank in VNIIOkeangeologia, International Seismologic Center (ISC), International Research Service (IRIS), US Geological Survey (USGS) the orientation of the axes of compression and tension on the Gakkel Ridge, Mona, Kolbeinsey and Knipovicha were analyzed separately. It made possible to identify the main active forces in the area of each of the ridges. As a result of statistical analysis of temporal distribution of earthquakes detected 11-year cycle of seismic activity

Keywords: *Arctic, earthquake, focal mechanism, Gakkel ridge, Mona ridge, Knipovich ridge, Kolbeinsey ridge, spreading.*

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЗЕМЛИ АДЕЛИ – ЗЕМЛИ ГЕОРГА V И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ АБИССАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИКА)

геолог Л.В.ВАРОВА¹, канд. геол.-минерал. наук Г.Д.ЛЕЙЧЕНКОВ²,
ведущий геолог Ю.Б.ГУСЕВА¹

¹ – ФГУНПП «Полярная морская геолого-разведочная экспедиция», г. Ломоносов, lyuska@mail.ru, gangus_@mail.ru

² – ВНИИОкеангеология им. И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, german_1@mail.ru

Рассматривается тектоническое строение континентальной окраины Земли Адели и Земли Георга V и прилегающей абиссальной котловины по результатам исследований 55-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) в 2009–2010 гг. Используются данные российских и зарубежных исследований. Дается краткий обзор предшествующих исследований и их результатов. Выделены основные тектонические элементы континентальной окраины в секторе 140°–152° в.д., исследована их природа и взаимосвязь. Рассматриваются деформации рифтовых комплексов осадочного чехла и их связь с основными тектоническими событиями. Установлено и обосновано положение границы континент–океан.

Ключевые слова: Антарктида, Индийский океан, континентальная окраина, тектоника, граница континент–океан.

ВВЕДЕНИЕ

Континентальная окраина Земли Адели – Земли Георга V и примыкающая к ним Австрало-Антарктическая котловина являются крайней юго-восточной и наименее изученной частью Индийского океана, которая формировалась в результате рифтогенеза и разделения Австралии и Антарктиды в позднем мезозое–раннем кайнозое [Tikku, Cande, 1999; Stagg et al., 2004; Лейченков и др., 2010]. Существенное влияние на строение рассматриваемого региона оказал сдвиговый режим на границе Индийского и Тихого океанов, создавший сложную (кулисообразную) структуру и обусловивший смещение срединно-океанического хребта в секторе 140–152° в.д. более чем на 1600 км (рис. 1).

Прослеживание и идентификация спрединговых магнитных аномалий в океанической коре Австрало-Антарктической котловины, которая примыкает к континентальным окраинам юго-восточной Австралии и Берега Георга V, затруднены обилием палеотрансформных разломов (рис. 1).

Осадочный чехол континентальной окраины Земли Адели – Земли Георга V начал формироваться в позднемюрское время (около 160 млн лет назад) в результате рифтогенеза между Австралией и Антарктидой [Cande, Mutter, 1982; Veevers, 1986; Eittreim et al., 1995]. Для понимания ранней (рифтовой) истории развития континентальной окраины Земли Адели и Земли Георга V существенное значение имеют геологические и геофизические данные, полученные в разные годы на сопряженной континентальной окраине Южной Австралии (бассейн Отвей), где за период с 1967 по 1995 г. было пробурено 13 скважин с глубинами 1288–4468 м. По данным бурения в бассейне Отвей завершение рифтовой стадии (а следовательно, начало спрединга морского дна) датируется поздним маастрихтом (около 65 млн лет), хотя возраст первичной океанической коры не идентифицирован. Раскрытие

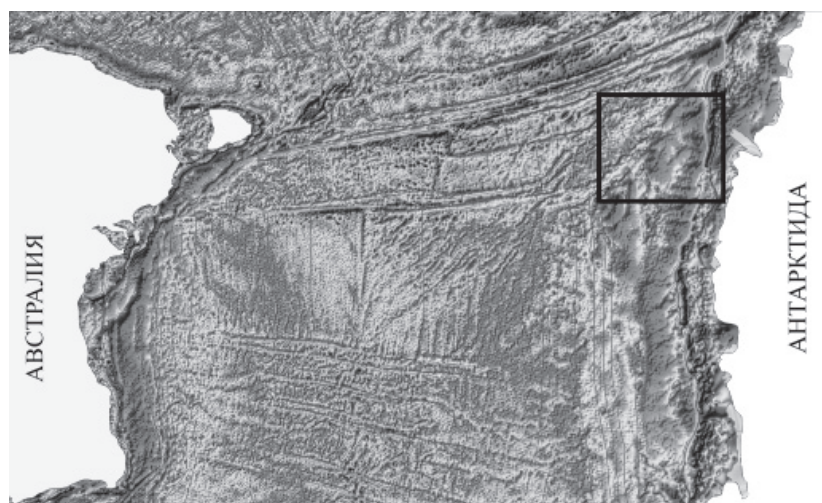


Рис. 1. Карта рельефа дна юго-восточной части Индийского океана, составленная по данным спутниковой альтиметрической съемки (по Sandwell and Smith, 2005). Рамкой обозначен район работ 55-й РАЭ

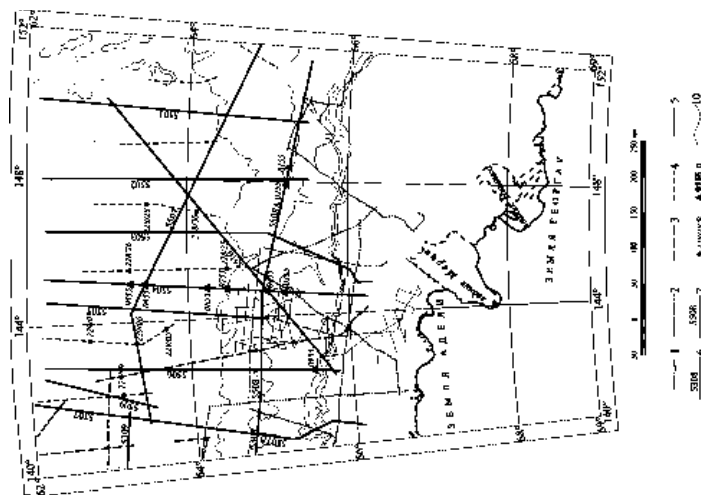


Рис. 2. Схема геофизической изученности и расположения морских геофизических профилей и сейсмозонирований МПВ 55-й РАЭ:

1 – сейсмические профили, выполненные Институтом нефти Франции (1982–1983 гг.); 2 – сейсмические профили, выполненные геологической службой США (1984 г.); 3 – сейсмические профили Японской нефтяной корпорации (1993 г.); 4 – сейсмические профили, выполненные Геологической службой Австралии (2000–2001 гг.); 5 – сейсмозонирование и их номера, выполненные Геологической службой Австралии; 6 – Итало-аустралийский проект WEGA (2000–2001 гг.); 7 – сейсмические профили ФГУНПП «ПМГРЭ» в составе 53-й РАЭ (2007–2008 гг.) и их номера; 8 – сейсмические профили ФГУНПП «ПМГРЭ» в составе 55-й РАЭ (2009–2010 гг.) и их номера; 9 – сейсмозонирование и их номера ФГУНПП «ПМГРЭ» в составе 55-й РАЭ; 10 – изобаты.

Индийского океана и последующее медленное остывание литосферы привели к прогибанию земной коры континентальной окраины и океанической котловины, инициировавшему дальнейшее осадконакопление.

В сезоне 2009/10 г. в районе континентальной окраины Земли Адели и Земли Георга V (140°–152° в.д.) ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» выполнило геофизические исследования на НИС «Академик Александр Карпинский», которые включали в себя сейсмическое профилирование методом общей глубинной точки (МОГТ) объемом 4100 км в комплексе с гидромагнитными и гравитационными наблюдениями, а также 9 сейсмических зондирований методом преломленных волн (МПВ; рис. 2). При производстве работ МОГТ использовался сейсмический комплекс MSX-6000 фирмы «INPUT/OUTPUT Inc.», включающий цифровую 352-канальную приемную расстановку длиной 4500 м и две линии групповых пневмоисточников общим объемом 47 л. Сейсмические зондирования выполнялись с помощью радиобуев. Длина прослеживания преломленных волн составляла около 30 км, обеспечивая изучение земной коры на всю мощность.

В статье рассматривается тектоническое строение окраины Земли Адели и Земли Георга V и прилегающей абиссальной котловины, выявленное по данным работ 55-й РАЭ с использованием материалов зарубежных экспедиций. Для более полной картины тектонического строения антарктической континентальной окраины в районе исследований частично использованы результаты работ 53-й РАЭ, проходившей в сезон 2007/08 г. в сопряженном районе — 128°–144° в.д.

ОБЗОР ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Первые сведения о геологическом строении континентальной окраины Земли Адели и Земли Георга V были получены в первой половине 80-х годов прошлого века экспедициями Франции, США и Японии (рис. 2) [Wannesson et al., 1985; Eittrheim, Smith, 1987; Ishihara et al., 1996], выполнившими в рассматриваемом районе сейсмические, магнитометрические и гравиметрические исследования. По результатам этих исследований было установлено существование обширного рифтового бассейна с мощным (свыше 8 км) осадочным чехлом. В составе бассейна выделено несколько комплексов, нижний из которых нарушен многочисленными сбросами, образующими структуры растяжения [Eittrheim, Smith, 1987]. Поверхность континентального кристаллического фундамента по сейсмическим данным практически нигде не была надежно установлена, однако на некоторых сейсмических разрезах была выделена граница Мохоровичича. Эйттрейм и Смит [Eittrheim, Smith, 1987] отметили аномальное сокращение мощности консолидированной части коры (до 1–2 км) на внешней окраине рифтового бассейна.

В 1990-х гг. район дважды посещался экспедициями Японии, в ходе которых, помимо геофизических наблюдений, было произведено драгирование в районе подводных гор в глубоководной части континентальной окраины Земли Адели [Tanahashi et al., 1997]. В начале 2001 г. в пределах прилегающей к континентальной окраине океанической котловины Геологической службой Австралии выполнено несколько региональных геофизических профилей, а в 2000–2001 гг. были проведены совместные итало-австралийские сейсмические исследования по детальной сети на небольшой площади с целью изучения истории ледниково-морского осадконакопления [Brancolini, Harris, 2000; De Santis et al., 2003].

К настоящему времени непосредственно на площади исследований 55-й РАЭ выполнено около 10500 км комплексных геофизических наблюдений. Значительный объем геофизических работ сосредоточен на расположенной к западу от рассматриваемого района континентальной окраине Земли Уилкса. Помимо зарубежных экспедиций, здесь на протяжении трех сезонов (2006, 2007, 2009 гг.) проводила

работы Полярная морская геологоразведочная экспедиция, а площадь работ последнего сезона непосредственно граничит с районом исследований 55-й РАЭ.

По своему строению континентальная окраина Антарктиды, граничившая до распада Гондваны с континентальной окраиной Австралии, является типичным примером пассивной невулканической окраины. Невулканические континентальные окраины, развивающиеся в результате экстремального растяжения земной коры с подъемом вещества верхней мантии на дневную поверхность, достаточно хорошо изучены в северной части Атлантического океана (материковые окраины Юго-Западной Европы, Ньюфаундленда, Лабрадора и Юго-Западной Гренландии), где проведены детальные геофизические съемки и научное бурение. По данным выполненных исследований, значительная часть коры этих окраин сложена в разной степени серпентинизированными породами ультраосновного состава, наиболее явно представленными в перидотитовых хребтах [Dean et al., 2000; Boillot, Froitzheim, 2001]. По данным бурения установлено, что в описываемой коре могут присутствовать интрузивные породы (габбро) и вулканы (базальты), образованные в результате декомпрессии и частичного плавления мантии при растяжении или разрыве коры [Boillot, Froitzheim, 2001].

Длительное растяжение коры и литосферы на подобных окраинах заканчивается их разрывом и началом спрединга (обычно в ультрамедленном режиме) с образованием стандартной магматической коры океана. По строению и составу кора, замещенная мантийными породами, строго говоря, не является ни континентальной (растянутой), ни океанической (хотя литосфера в целом, безусловно, имеет континентальную природу), и поэтому ее часто называют корой переходного типа (continent-ocean transition).

Исследования последнего десятилетия показали, что на континентальной окраине Земли Уилкса и Земли Адели развит обширный рифтогенный бассейн (окраинный рифтовый грабен) шириной 300–450 км с деформированным комплексом рифтовых отложений, подстилаемый сильно утоненной (до 4,0–5,0 км) и переработанной консолидированной корой континентального генезиса [Stagg et al., 2004, Gandyukhin et al., 2008; Лейченко и др., 2010]. Внешняя периферия грабена представлена в значительной степени ультраосновной (частично серпентинизированной) корой, образованной за счет подъема континентальной (подстилающей континентальную литосферу) мантии в основание осадочного чехла (мантийные окна), в которой могут присутствовать также блоки континентального фундамента и интрузии мафического состава. На отдельных участках поднятые блоки пород верхней мантии образуют параллельные континентальной окраине перидотитовые хребты. Деформации в рифтовых осадках, которые характеризуются пологими складками и разломами, связывались с подъемом мантии в основание осадочного чехла, создававшим горизонтальные напряжения сжатия [Лейченко и др., 2010].

Между 136 и 142° в.д. выделен поднятый, сложно построенный блок земной коры, который получил название «рифтовый блок Адели» [Stagg et al., 2004]. Мощность земной коры блока выше, чем в остальной части рифтового грабена, а фундамент и рифтовый этаж интенсивно деформированы. Континентальную природу блока подтверждают данные драгирования японской экспедиции, указывающие на присутствие пород континентального происхождения (граниты, гнейсы, диориты) на северо-восточной оконечности блока [Yuasa et al., 1997].

В области океанической коры Австрало-Антарктической котловины по результатам многолетних магнитометрических исследований выявлена последовательность линейных магнитных аномалий от 33 (79,1 млн лет — кампан) до 18 (43,8 млн лет — эоцен). Положение и возраст идентифицированных магнитных аномалий предполагает асинхронный спрединг морского дна с омоложением океанического

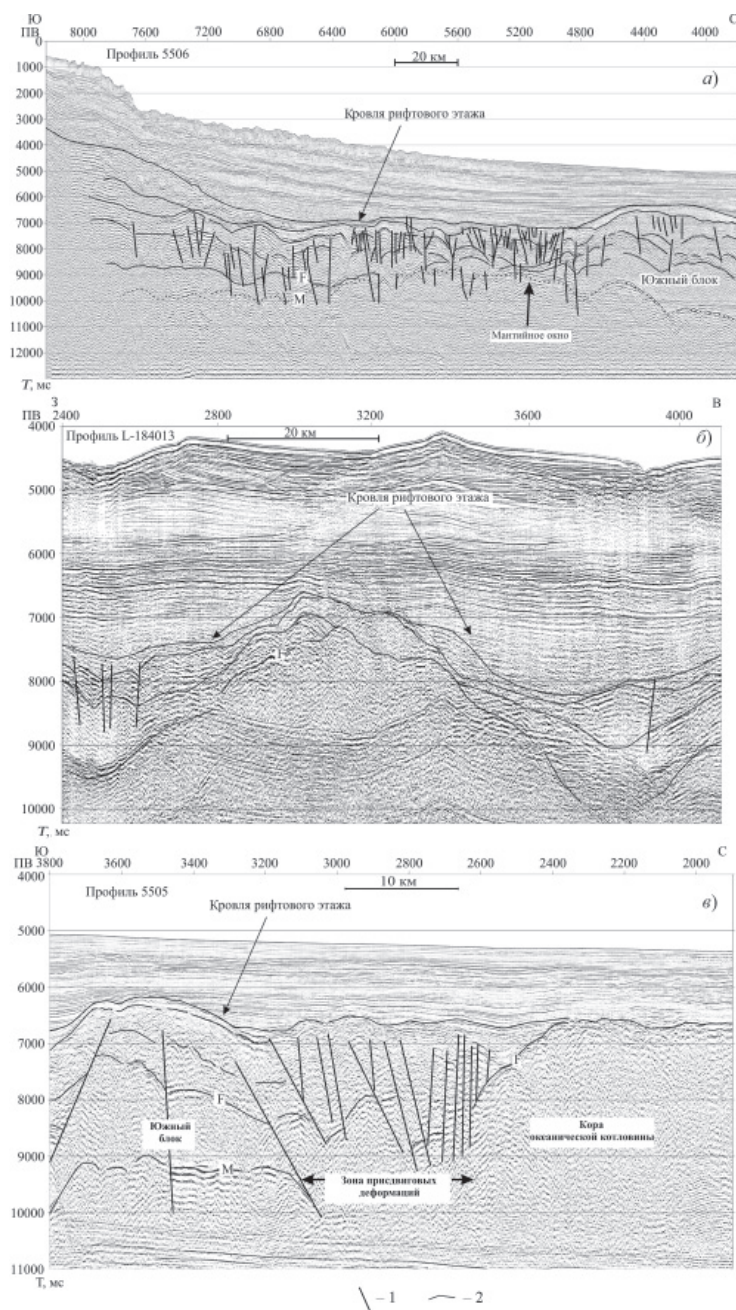


Рис. 4. Сейсмические разрезы, демонстрирующие строение земной коры континентальной окраины Земли Адели и Земли Георга V:

a – строение внутренней части периконтинентального рифтового грабена; *б* – поднятие фундамента в пределах рифтового грабена, интерпретируемое в качестве вулканической постройки; *в* – строение земной коры в зоне интенсивных коровых (присдвиговых) деформаций. F – фундамент; М – граница Мохоро-вичича; 1 – основные разломы; 2 – сейсмические горизонты. Положение разрезов показано на рис. 2

ков, 2011]. Аналогом этого чехла, вероятно, являются терригенные палеозойские отложения Биконского комплекса, обнаженного в Трансантарктических горах и на побережье Земли Георга V (приблизительно в районе 150° в.д.). На континентальной окраине Земли Адели, в пробах донных осадков, поднятых из глубокой (более 1400 м) впадины внутреннего шельфа, обнаружена галька песчаников, сходная по текстурным и минералогическим признакам с породами Биконского комплекса [Domack, 1987], из чего следует, что в основании рифтового этажа могут залегать дорифтовые (платформенные) отложения.

Позднеюрский-позднемеловой периконтинентальный рифтовый грабен прослеживается в южной части района (рис. 3). Южная граница периконтинентального рифтового грабена на континентальной окраине Земли Адели – Земли Георга V достоверно определена лишь в узком секторе 142–145° в.д. по сейсмическим профилям французской и итало-австралийской экспедиций, на которых приблизительно в 30 км к северу от побережья документируется резкое погружение поверхности фундамента от 0 до 4 км. На остальной части континентальной окраины эта граница проведена условно.

На большей части окраинного рифтового грабена в районе исследований надежно установить положение и структуру поверхности кристаллического фундамента не всегда удается из-за значительной (более 10 км) мощности стратифицированных осадков, почти половина которых приходится на рифтовый структурный этаж (рис. 4а). Кроме того, в рифтовом этаже здесь (так же, как и на окраине Земли Уилкса) развиты пликативные и дизъюнктивные деформации, которые снижают глубинность исследований из-за рассеяния сейсмического сигнала. В связи с этим последняя, вниз по разрезу, различаемая и коррелируемая отражающая граница, выделяемая в качестве акустического фундамента, может во многих случаях представлять собой горизонты нижней части рифтового этажа. Тем не менее в центральной части района исследований, где имеются данные МПВ (рис. 2, сейсмические зондирования 0355, 0455, 0955), значения скоростей преломленных волн 5,9–6,2 км/с являются указанием на кристаллическую природу акустического фундамента. В подножии континентального склона отложения рифтового структурного этажа смяты в пологие складки, причем степень пликативных деформаций заметно уменьшается выше границы, отделяющей два верхних рифтовых комплекса от нижних (рис. 4а). На основании сопоставления сейсмических разрезов на континентальной окраине Земли Адели – Земли Георга V с датированными бурением разрезами на сопряженной континентальной окраине Австралии [Krassay et al., 2004] предполагается, что эта граница имеет возраст около 92 млн лет и, следовательно, можно сделать вывод, что основной этап деформаций происходил примерно в это же время. Мы предполагаем, что пликативные деформации в основном связаны с подъемом мантии в основание осадочного чехла и внедрением продуктов ее дифференциации (интрузий основного состава) в рифтовые отложения. Подъем мантии, по-видимому, вызвал растяжение в осевой части рифта и локальные горизонтальные напряжения сжатия по его периферии. Возможно, что на поздней стадии рифтогенеза продолжающееся растяжение вызвало хрупкие деформации в осадочном чехле.

На сейсмических профилях, пересекающих периконтинентальный рифтовый грабен, в основании разреза прослеживаются яркие прерывистые (но уверенно коррелируемые), часто изогнутые и нарушенные низкочастотные отражения (рис. 4а), которые интерпретируются нами (а ранее и другими специалистами [Eittreim, Smith, 1987]) в качестве границы Мохоровичича (кровля верхней мантии). Такая интерпретация подтверждается данными МПВ 0755 и 0855, которые показывают, что на этой границе образуются преломленные волны с характерной скоростью

8,0 км/с. В центральной части окраинного рифтового грабена граница Мохо воздымается, приближаясь к основанию стратифицированной толщи рифтового этажа или непосредственно подстилая ее (рис. 4а, ПВ 5000–5400). Участки явного разрыва консолидированной коры (рис. 4а, ПВ 5000–5400) показаны на тектонической карте как зоны мантийных протрузий, или, иначе, мантийных окон (рис. 3). Наличие зон мантийных протрузий подтверждается линейными аномалиями поля силы тяжести амплитудой 20–40 мГал.

Та часть рифтового грабена, где происходит подъем мантии, но сейсмические разрезы не позволяют надежно определить, имеется ли там консолидированная кора (рис. 4а, ПВ 5400–6600), условно показана как область, в которой осадочный чехол подстилается коро-мантийной смесью, т.е. субстратом, включающим породы верхней мантии, мантийные расплавы и блоки континентальной земной коры. Наличие аномалий поля силы тяжести амплитудой около 30 мГал над этой областью свидетельствует все же в пользу того, что здесь преобладают слабоизмененные мантийные породы.

В результате выполненных исследований к юго-востоку от рифтового блока Адели нами выделен еще один поднятый блок земной коры (рис. 2 и 4а, 4б), названный нами «Южный блок». В его основании на глубинах 9,0–10,5 с (около 12–14 км) наблюдаются контрастные в сейсмической записи, хорошо коррелируемые куполообразные рефлекторы, иногда имеющие сложный рельеф и крутые смещения. Эти рефлекторы надежно отождествляются с границей Мохо, что подтверждается данными МПВ, которые показывают скорость 7,8–8,0 км/с, характерную для верхней мантии. Выше границы Мохо на разрезах залегает «прозрачная» толща (без внутренних отражений), которую мы интерпретируем в качестве утоненной (3–5 км) консолидированной коры. Скорость преломленных волн по трем зондированиям МПВ в кровле консолидированной коры составляет 5,7–6,0 км/с, подтверждая его сиалическую природу. Осадки большей части рифтового этажа (кроме самого верхнего комплекса) здесь интенсивно деформированы и осложнены разломами с большими смещениями (рис. 4а, 4б). Поле силы тяжести в пределах рифтового блока Адели и Южного блока характеризуется отрицательными (–25...–60 мГал) аномалиями, реагируя на увеличение общей мощности коры.

Причина воздымания рифтового этажа в выделенных рифтовых блоках пока не очень понятна. Вероятнее всего, это явление вызвано локальной термальной аномалией в литосферной мантии, возникшей в период рифтогенеза. Подтверждением повышения температуры мантии является ее частичное плавление, которое привело к магматической деятельности (нехарактерной для невулканических окраин) с внедрением интрузий в рифтовые отложения. Наиболее поднятые части этих структур (горсты) вытянуты параллельно окраине, и их образование, таким образом, определяется сложным взаимоотношением режимов растяжения земной коры, магматической активности и термального подъема земной коры.

С востока рифтовые блоки ограничиваются крутыми эскарпами (рис. 4г), типичными для окраин, образованных трансформными сдвигами (т.н. трансформных окраин). Сдвиговая окраина Земли Адели-Земли Георга V отчетливо проявлена в поле силы тяжести, полученной по данным альтиметрической съемки (рис. 1) в виде положительных и отрицательных линейных аномалий. Серия таких аномалий, достаточно сложной конфигурации, прослеживается и далее на восток, отвечая разломной зоне Земли Георга V.

В юго-восточной части района исследований прослеживается зона, испытывавшая сильное воздействие сдвиговой тектоники (рис. 4б, область с точечным крапом на рис. 2). В пределах зоны выявлены наиболее интенсивные деформации рифтового этажа (с полным нарушением его внутренней структуры). Эти деформации,

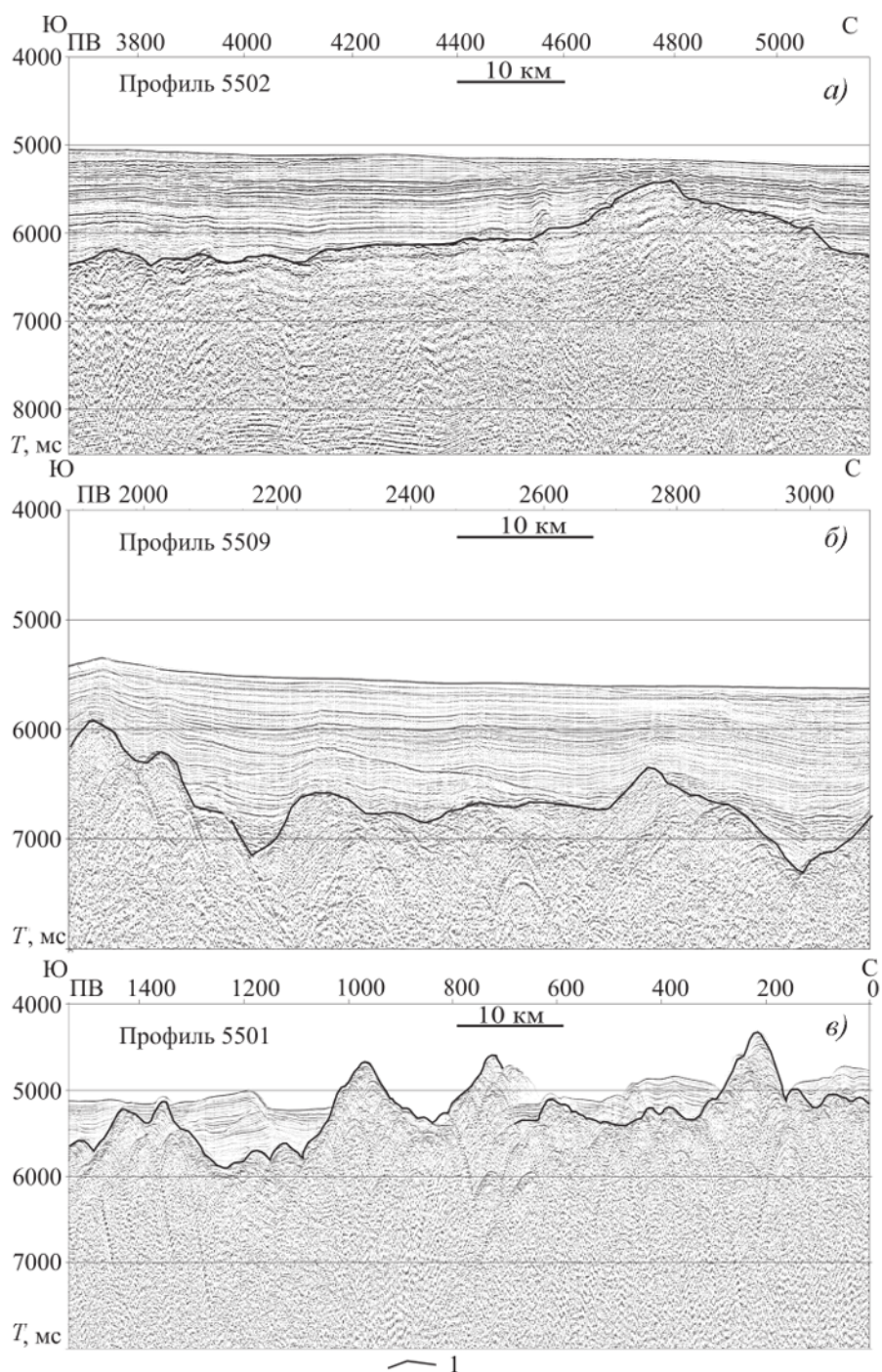


Рис. 5. Строение коры океанической котловины в районе работ 55-й РАЭ:
а – центр; *б* – северо-запад; *в* – северо-восток; 1 – поверхность акустического фундамента. Пространственное расположение сейсмических профилей см. на рис. 2

вероятно, обусловлены транспрессионными напряжениями, которые возникали на трансформной окраине в результате сложного (непрямолинейного) движения плит (и континентальных коровых блоков) вдоль сдвиговых границ.

Океаническая котловина. Структура коры океанической котловины во многом определяется развитием разломной (трансформной) зоны Земли Георга V. Поверхность фундамента, как правило, имеет здесь сильно расчлененный рельеф (местами океаническая кора обнажается в поверхности морского дна, образуя подводные хребты и горы), который возник в результате трансформных сдвигов со сжатием и растяжением (рис. 4а), хотя в центральном секторе изученной части котловины выделяется широкий участок с пологим и гладким рельефом (рис. 4б). По данным двух зондирований МПВ (0155 и 0255), проведенных во время 55-й РАЭ, а также нескольких зондирований австралийской экспедиции, скорость преломленных волн в поверхности фундамента океанической котловины составляет 4,4–4,6 км/с, являясь типичной для второго (базальтового) океанического слоя.

Океанический фундамент восточной части имеет наименьшую глубину залегания (3,5–4,5 км) и минимальную мощность перекрывающих его осадков (рис. 4в).

По результатам магнитометрических исследований в океанической коре выявлена последовательность линейных магнитных аномалий от 18 (41,1 млн лет – средний эоцен) до 10 (28,3 млн лет – ранний олигоцен) (рис. 2). По данным выполненного моделирования, скорость полуспрединга морского дна составляет здесь от 16 до 40 мм/г, соответствуя ультрамедленному режиму раскрытия океана. Аналогичная последовательность магнитных аномалий была выявлена на сопряженной окраине Австралии в бассейне Отвей [Royer, Rollet, 1997]. Возраст океанического раскрытия между юго-западной Австралией и Антарктидой остается неопределенным. По данным бурения в бассейне Отвей завершение рифтовой стадии датируется поздним маастрихтом (около 65 млн лет), но нельзя исключать, что начало спрединга морского дна началось позже.

Граница между интенсивно растянутой корой периконтинентального рифтового грабена и океанической корой (граница континент–океан) в северо-западной части района работ определяется по крутому уступу в блоке Адели и Южном блоке, который сформировался в результате трансформного сдвига. Далее в юго-восточном направлении положение этой границы менее очевидно. В основном она выделена нами в результате анализа пространственного развития рифтового комплекса (не прослеживаемого в океане) и поля силы тяжести, полученного по альтиметрическим данным. Граница типов коры предполагается там, где происходит принципиальное изменение характера поля силы тяжести (рис. 1).

ВЫВОДЫ

На основании комплексной интерпретации всей совокупности геофизических данных, полученных в 55-й РАЭ и зарубежных экспедициях, впервые представлена модель тектонического строения крайней юго-восточной части Индийского океана.

В изученном районе установлено 3 главных тектонических провинции, различающихся по строению земной коры и генезису. К этим провинциям относятся: Восточно-Антарктическая платформа, окраинный рифтовый грабен и океаническая (спрединговая) котловина. Окраинный рифтовый грабен имеет сложное строение. В секторе 140–152° в его пределах выделяются: зоны с интенсивно растянутой и утоненной корой континентального типа – в полосе шириной около 300 км, параллельной антарктическому побережью, и в пределах окраинных поднятий (рифтовый блок Адели, Южной блок); зоны с коро-мантийной смесью в основании осадочного чехла; зона интенсивных коровых (присдвиговых) деформаций. Подъем мантии и/или локальный режим сжатия на стадии формирования окраины привел к образованию пологих складок в рифтовом структурном этаже. Граница между

рифтогенной и океанической корой представляет собой палеотрансформный разлом сложной формы, который, вероятно, унаследовал более древнюю сдвиговую структуру земной коры. Сдвигообразование на рифтовой стадии и при раскрытии океана привело к интенсивным локальным деформациям осадочного чехла рифтового этажа. Рифтогенез на континентальной окраине Земли Георга V завершился около 65 млн лет назад. В юго-восточной части океанической котловины выявлена последовательность линейных магнитных аномалий от C18 до C11 (средний эоцен).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Варова Л.В., Гандюхин В.В., Казанков А.Ю., Гусева Ю.Б., Лейченко Г.Л. Некоторые особенности тектонического строения моря Дюмон Д'Юрвиля, Восточная Антарктида (предварительные результаты морских геофизических исследований 2008 г.) // Материалы XLII Тектонического совещания «Геология полярных регионов». М.: ГЕОС, 2009. Т. 1. С. 78–81.

Грикуров Г.Э., Лейченко Г.Л. Основные черты тектонического строения и геодинамической эволюции Антарктики // Материалы конференции «Современное состояние наук о Земле». М.: МГУ, 2011. С. 1101–1105.

Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. Строение и тектоническая эволюция пассивной континентальной окраины Антарктиды: тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 195–203

Boillot G., Froitzheim N. Non-volcanic rifted margins, continental break-up and onset of seafloor spreading: some outstanding questions / Wilson R.C.L., Whitmarsh R.B., Taylor B., Froitzheim N. (Eds.) // Non-Volcanic rifting of continental margins: a composition of evidence from land and sea. Geological Society, London, Special Publication. Vol. 187. 2001. P. 9–30.

Brancolini G., Harris P.T. Post Cruise Report AGSO Survey 217: Joint Italian/Australian Marine Geoscience Expedition Aboard the R.V. Tangaroa to the George V Land Region of East Antarctica during February–March 2000. AGSO Record, 2000/38. Canberra, Australia. 180 p.

Cande S.C., Mutter J.C. A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica // Earth & Planetary Science Letters. 1982. Vol. 58. P.151–160.

De Santis L., Brancolini G., Donda F. Seismo-stratigraphic analysis of the Wilkes Land continental margin (East Antarctica): influence of glacially-driven processes on the Cenozoic deposition // Deep-Sea Research II. 2003. P. 1563–1594.

Domack E. W. Preliminary stratigraphy from a portion of the Wilkes Land continental shelf: Evidence from till provenance / S.L.Eittreim & M.A.Hapton (Eds) // The Antarctic Continental Margin: Geology and Geophysics of Offshore Wilkes Land. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX, Vol. 5A. 1987. P. 195–204.

Eittreim S.L., Smith G.L. Seismic sequences and their distribution on the Wilkes Land margin / Eittreim S.L., Hampton M.A. (eds.) // The Antarctic continental margin: geology and geophysics of offshore Wilkes Land. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series, 1986. Vol. 5. P. 15–43.

Eittreim S.L., Cooper A.K., Wannesson J. Seismic stratigraphic evidence of ice-sheet advances on the Wilkes Land margin of Antarctica // Sediment. Geol. 1995. Vol. 96. P. 131–156.

Ferraccioli F., Armadillo E., Jordan T., Bozzo E., Corr H. Aeromagnetic exploration over the East Antarctic Ice Sheet: A new view of the Wilkes Subglacial Basin // Tectonophysics. 2009. Vol. 478. Issues 1–2. P. 62–77.

Gandyukhin V., Leitchenkov G., Guseva Yu. Non-volcanic continental margin off Wilkes Land (East Antarctica): Crustal structure and evolution. Abstracts of 33 International Geological Congress. Oslo, 2008. CD-ROM.

Ishihara T., Tanahashi M., Sato M., Okuda Y. Preliminary report of geophysical and geological survey of the west Wilkes Land Margin. Proc., NIPR Symp. On Antarctic Geoscience, NIPR, 1996. № 9. P. 91–108.

Krassay A.A., Cathro D.L., Ryan D.J. A regional tectonostratigraphic framework for the Otway basin. PESA Eastern Australian Basin Symposium II, Adelaide, 19–22 September, 2004. P. 97–116.

Leitchenkov G.L., Guseva Y.B., Gandyukhin V.V. Cenozoic environmental changes along the East Antarctic continental margin inferred from regional seismic stratigraphy, in Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES / Edited by A.K.Cooper, C.R.Raymond et al. USGS Open-File Report 2007–1047, Short Research Paper 005. 2007. doi:10.3133/of2007-1047.spr005.

Menot R-P., Pecher A., Rolland Y., Peucat J-J., Pelletier A., Duclaux G., Guillot S. Structural Setting of the Neoproterozoic Terrains in the Commonwealth Bay Area (143–145°E), Terre Adlie Craton, East Antarctica // *Gondwana Research*, 2005. Vol. 8. № 1. P. 1–9.

Royer J-Y., Rollet N. Plate-tectonic setting of the Tasmanian region // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1997. Vol. 44. P. 543–560.

Sandwell D.T., Smith W.H.F. Retracking ERS-1 altimeter waveforms for optimal gravity field recovery // *Geophysical Journal international*. 2005. Vol. 163. Issue 1. P. 79–89.

Stagg H.M. J., Colwell J.B., Dineen N., O'Brien P., Brown B., Bernardel G., Borissova I., Carson L. & Close D. Geological framework of the continental margin in the region of the Australian Antarctic territory // *Geoscience Australia Record*. Canberra, 2004. P. 228.

Tanahashi M., Ishihara T., Yuasa M., Murakami F., Nishimura A. Preliminary report of the TH95 geological and geophysical survey results in the Ross Sea and Dumont D'Urville Sea // *Proceeding NIPR Symp. Antarctic Geoscience*. NIPR. 1997. P. 36–58.

Tikku A.A., Cande S.C. The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: Are they isochrones // *Journ. Geoph. Res.* 1999. Vol. 104. № B1. P. 661–667.

Veevers J.J. The Conjugate continental margins of Antarctica and Australia / Eittreim S.L. & Hampton M.A. (Eds.) // *The Antarctic continental margin : geology and geophysics of offshore Wilkes Land*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series. Houston, TX, 1987. Vol. 5. P. 45–73.

Wannesson J.M., Perlas M., Petitperrin B., Perret M., Segoufin J.A. Geophysica transect of the Adelie Margin, East Antarctica // *Mar. and Petr. Geol.* 1985. Vol. 1. P. 192–201.

Yuasa M., Niida K., Ishihara T., Kisimoto K. & Murakami F. Peridotite dredged from a seamount off Wilkes Land, the Antarctic: emplacement of fertile mantle fragment at early rifting stage between Australia and Antarctica during the final breakup of Gondwanaland /C.A. Ricci (ed.) // *The Antarctic region: geological evolution and processes*. Terra Antarctica, Siena, 1997. P. 725–730

L.V.VAROVA, G.L.LEITCHENKOV, Y.B.GUSEVA

TECTONIC STRUCTURE OF TERRA ADELIE – GEORGE V MARGIN AND ADJACENT OCEAN BASIN (EAST ANTARCTIC)

This paper is based on the interpretation of geophysical data 55 Russian Antarctic Expedition in 2009-2010 from the Adelie and George V margin and adjacent Australian-Antarctic basin and focuses on tectonic structure of this part of the Antarctic passive margin. For analysis we also considered other data of Russian and foreign researches. The short review of previous researches and their results is given. We give an analysis of basic tectonic features, their nature and correlation. Also we examine deformation of sin-rift strata and their connection with tectonic history. Available data enables us to determine the location of continent-ocean boundary.

Keywords: *Antarctic, Indian ocean, rift margin, tectonic, continent-to-ocean boundary.*

РОЛЬ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ФИШЕРСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ (ГОРЫ ПРИНС-ЧАРЛЬЗ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

канд. геол.-минерал. наук В.А.МАСЛОВ

ВНИИОкеангеология им. И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, massev@gmail.com

В работе рассматривается актуальная проблема геодинамического развития вулканоплутонических образований мезопротерозойской Фишерской области (Восточная Антарктида). На основе петролого-геохимических данных и ряда структурно-геологических особенностей строения горных массивов Шо, Уиллинг и Фишер, предлагается альтернативная геотектоническая модель эволюции Фишерской области. Характер распределения элементов-примесей, соотношение ряда микроэлементов (La-Y-Nb, Nb/Y-Zr/Y и др.) основных пород региона демонстрируют близость составов исходных магм обогащенным мантийным источникам типа E-MORB (реже N-MORB) и их сопоставимость с внутриплитными базальтами континентов или океанов, а также указывают на существенную роль плюмового компонента в формировании исходных базитовых магм. Формирование Фишерского комплекса связано с рифтогенезом палеопротерозойской континентальной коры, сопряженным с процессами мантийного диапиризма. Заключительный этап развития связывается с инверсией структуры, ее значительным горизонтальным сжатием. Формирование Фишерской области, происходившее на интервале 1300–900 млн лет, многостадийно и характеризуется сложной геодинамической эволюцией, что, возможно, обусловлено цикличным характером рифтогенеза и пульсационным тектоно-термальным развитием плюмов.

Ключевые слова: петрология магматических и метаморфических пород, геохимия магматических процессов, геодинамика, рифтогенез, мантийные плюмы, литосфера.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Природа окраинноплитного и внутриплитного магматизма и его сопряженность с процессами мантийного диапиризма широко обсуждаются в современной литературе, в том числе остается дискуссионным вопрос геохимической гетерогенности в пределах рифтовых зон, поскольку в процессы магомгенерации могут быть вовлечены источники различной природы от мантийных до коровых. Подобные проблемы актуальны и в геологии Антарктики.

В пределах одной из крупнейших горных систем Восточной Антарктиды – гор Принс-Чарльз – выделяются две тектонические провинции: (1) – Рукерская провинция, включающая мезо-неоархейскую Рукерскую гранит-зеленокаменную и палеопротерозойскую Ламбертскую структурно-формационные области; (2) – протерозойский Циркумантарктический подвижный пояс (по Каменеву Е.Н. – Вегенер–Моусоновский [Геология..., 1990]), включающий Фишерскую вулканоплутоническую и Биверскую гранулитогнейсовую области (рис. 1).

Фишерский комплекс (ФК) расположен в центральной части гор Принс-Чарльз, в зоне сочленения южных и северных тектонических областей. В этой связи изучение геотектонической позиции ФК имеет ключевое значение для установления геологических взаимоотношений между архейской Рукерской гранит-зеленокаменной областью на юге и протерозойской Биверской на севере.

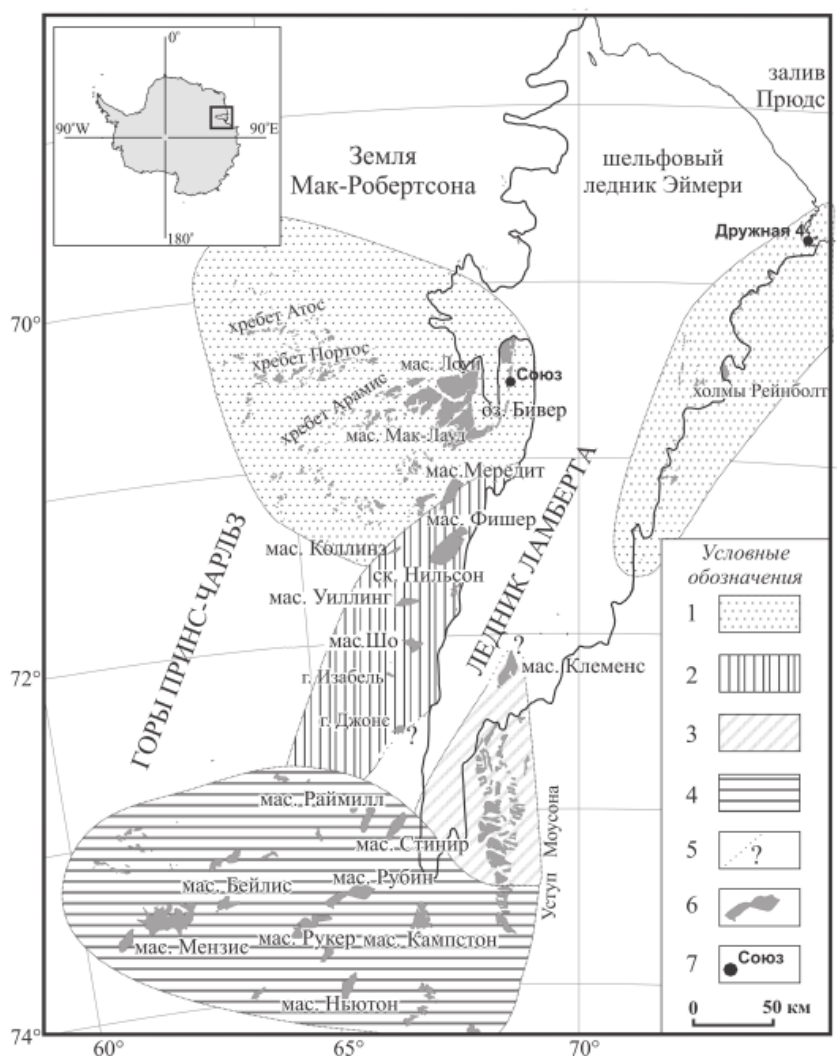


Рис. 1. Геолого-структурное районирование гор Принс-Чарльз, Восточная Антарктида (по [Михальский, 2007], с авторскими изменениями): 1 – протерозойская Биверская гранулитогнейсовая область; 2 – мезопротерозойская Фишерская область (иначе Фишерский комплекс); 3 – палеопротерозойский Ламбертский комплекс; 4 – архейская Рукерская гранит-зеленокаменная область; 5 – объекты, условно отнесенные к геологическим комплексам; 6 – горные выходы; 7 – зимовочные станции и полевые базы

Мезопротерозойский Фишерский комплекс был выделен как самостоятельная структурно-вещественная единица в 90-х годах прошлого столетия [Геология..., 1990; Михальский, 1993] и до недавнего времени включал массивы Фишер, Уиллинг, Коллинс, скалы Нильсон. В течение последних лет в состав ФК были включены часть массива Мередит [Михальский и др., 2006] и регион массива Шо (включающего также г. Изабель и г. Джонс [Маслов, 2011]). На основе петрологических исследований [Маслов и др., 2007] мезопротерозойских метаморфических и мета-

интрузивных пород регион массива Шо был определен как высокометаморфизованная (до гранулитовой фации метаморфизма) краевая часть общей протерозойской структуры единой геодинамической природы – Фишерской вулcano-плутонической области [Маслов, 2011]. При сопоставлении петролого-геохимических особенностей горных пород массивов Шо, Фишер и Уиллинг было отмечено подобие минеральных составов пород метаморфических комплексов, сходство наложенных деформаций, близкие друг другу вулcano-плутонические ассоциации, выделенные в пределах этих горных массивов; соответствие времени тектонотермальных событий в период 1100–900 млн лет, а также возраст внедрения протолитов ортогнейсов на массивах Шо и (поздних метагранитоидов) Уиллинг $\approx$ 1100 млн лет [Маслов и др., 2007; Лайба и др., 2010].

В пределах Фишерской области развиты в разной степени метаморфизованные метаосадочно-вулканогенные, метавулканогенные и интрузивные породы главным образом мезопротерозойского возраста. Это мафические и салические кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы, деформированные тела метагabbро (в том числе расслоенный гabbроидный плутон массива Уиллинг), диоритов, тоналитов и гранитов. Формирование метавулканитов происходило в период 1300–1280 млн лет [Beliatsky et al., 1994; Kinny et al., 1997]. В составе ФК выделены разновозрастные интрузивы ранней (1290–1200 млн лет) гabbро-диорит-плагиогранитной и поздней (1200–1020 млн лет) гabbро-гранит-гранодиоритовой ассоциаций [Kinny et al., 1997; Mikhalsky et al., 2001]. Породы претерпели не менее двух этапов метаморфических преобразований отвечающих возрастам 1120 и 1000 млн лет.

Согласно устоявшейся гипотезе формирование Фишерской области происходило в конвергентных надсубдукционных, геодинамических условиях, представляя собой вулканическую или магматическую дугу [Михальский, 2007; Mikhalsky et al., 2001]. Однако полученные новые петро-геохимические данные по массиву Шо, в совокупности с известными, специфичными характеристиками геологического строения других горных объектов ФК, свидетельствуют, что природа описываемых геологических явлений и их геохимических черт весьма дискуссионна.

Цель исследований заключалась в выявлении геолого-петрологических особенностей и геохимических признаков вулcano-плутонических образований, позволяющих иначе охарактеризовать геодинамические условия формирования Фишерской области и оценить роль плюмовых процессов, их степень взаимодействия с литосферой.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ФИШЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

Детальному описанию геологического строения и петрологии отдельных горных объектов Фишерской области посвящено значительное количество работ. В рамках данной статьи приведены некоторые, наиболее важные характеристики пород горных массивов Фишер, Уиллинг и Шо.

В геологическом строении массива Фишер участвуют мезопротерозойские метаосадочно-вулканогенные и метаинтрузивные породы от основного до кислого составов. Породы, слагающие массив Фишер, значительно деформированы, имеют крутое залегание (6080) с падением преимущественно на северо-запад. Здесь выделена метаосадочно-вулканогенная серия Фишер, включающая семь свит преимущественно основного и среднего состава [Лайба и др., 2010]. В общей сложности, около половины площади массива занимают метаморфизованные интрузии гabbро-диорит-гранодиоритового состава, дифференцированные по составу от ультрамафитов и гabbроидов до кварцевых диоритов и плагиогранитов. Метадiorиты и метаплагиограниты (метатоналиты) образуют пластообразные интрузивные тела, залегающие субсогласно с вмещающими метаморфическими

породами и существенно деформированные. Более поздними являются интрузивные тела биотитовых гранодиоритов и гранитов.

Метабазиты массива Фишер имеют достаточно выдержанные химические составы по всем компонентам. Их общей особенностью является относительно низкое содержание K_2O (обычно менее 1 %) при повышенных количествах Na_2O (2–4,6 %). При этом метабазальты разделяются на два петрохимических типа – В1 и В2 [Лайба и др., 2010; Mikhalsky et al., 2001]. Базальты В1 имеют показатель магнезиальности $mg=53–65$ и содержат нормативный оливин, а базальты В2 имеют низкий $mg=45–52$ и содержат нормативный кварц.

Массив Уиллинг большей частью сложен мезопротерозойскими интрузивными телами габбро-тоналитовой (-плагиогранитной) плутонической ассоциации, а также в пределах массива выделены метавулканогенная, базальт-риолитовая и базальт-андезит-риолитовая формации толеитового и субщелочного типа [Лайба и др., 2010]. Метаинтрузивные образования представлены штоками метагабброидов, субогласными жилами и дайками метабазитов (амфиболитов), метадiorитов, метатоналитов (-метаплагиогранитов). В пределах массива Уиллинг (около половины его площади, восточный блок) располагается одноименная расслоенная габброидная интрузия. Расслоенный плутон «Уиллинг» по аэромагнитным данным имеет размеры до 12 км по длинной оси и площадь не менее 60 км², а мощность разреза составляет более 2,5 км. Его возраст оценивается в 1238 ± 32 млн лет [Лайба и др., 2010].

Метаморфические породы слагают западный блок массива. Это салические биотитовые ($\pm Grt$) плагиогнейсы и гнейсы; мафические амфибол-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, реже амфиболиты. Выделяются 2 группы мафических сланцев – низкотитанистые и высокотитанистые. Породы метаморфизованы на уровне высокотемпературной амфиболитовой фации, значительно деформированы и представляют собой тектониты и катаклазиты.

В геологическом строении горного массива Шо участвуют дислоцированные породы мезопротерозойской метаморфической толщи, мезо-неопротерозойские (?) метаинтрузивные породы и разновозрастный жильный комплекс [Маслов и др., 2007].

В составе метаморфической толщи выделены три группы пород, отличающиеся по химическому и минералогическому составу: лейкократовые гнейсы (ЛГ) – фельзитические лейкократовые гранат-биотитовые, биотитовые ($\pm Hbl$) гнейсы (редко плагиогнейсы) и мигматиты; плагиогнейсы (ПГ) – мезо-меланократовые биотитовые, амфибол-биотитовые плагиогнейсы; метабазиты – мафические амфиболитовые, амфибол-биотитовые ($\pm Px$) кристаллические сланцы, ($\pm Px$) амфиболиты. Время внедрения протолитов лейкократовых ортогнейсов оценивается в 1081 ± 18 млн лет [Маслов и др., 2007]. К метаинтрузивным породам отнесены пластообразные и линзовидные тела метагабброидов ($Pl-OPx-Hbl \pm Cpx \pm Ol \pm Chl \pm Spn$) и метасульфидитов (метасульфидиты, $Hbl-Ol-Di-En-Srp-Spl$; метасульфидиты, $En-Hbl-Ol-Srp-Spl$), которые согласно залегают среди метаморфитов и так же, как вмещающие толщи, в значительной степени метаморфизованы и деформированы.

На массиве Шо выделяется метасадочно-вулканогенная толща, где доминирующими являются породы группы плагиогнейсов и метабазиты, рассматриваемые как метавулканические породы, а также в подчиненном количестве присутствуют гранат-биотитовые гнейсы, отнесенные к метасадочным породам. Плутонические ассоциации связываются с метасульфидитами, метагабброидами и телами лейкократовых биотитовых ортогнейсов, обладающими характерными петрологическими признаками глубинных изверженных пород. В качестве предполагаемых ассоциаций протолитов выделяются вулканическая толеитовая базальт-андезит-риолитовая, плутогенная перидотит-габбровая и известково-щелочная диорит-плагиогранитная ассоциации.

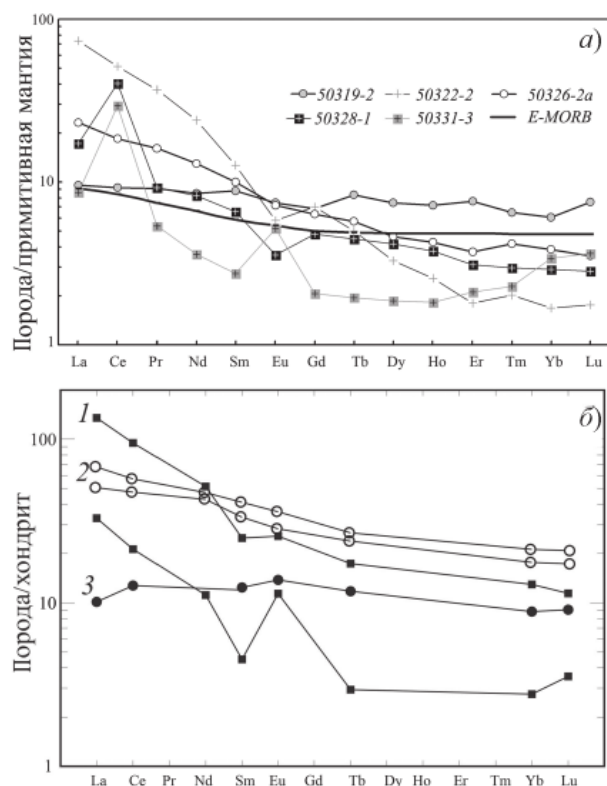


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ пород массива Шо (а) и Уиллинг (б), по [Mikhalsky et al., 2001], нормированные к примитивной мантии и хондриту по [Sun, 1989].

(а): Метагabbро (50319-2), амфиболит (50326-2a); лейкократовые биотитовые гнейсы (50328-1, 50331-3); аплит (50322-2). (б): 1 – фельзические сланцы и гнейсы, 2 – мафические сланцы (группа НТР), 3 – мафические сланцы (группа LTP). E-MORB – обогащенные океанические базальты.

На диаграмме AFM [Irvine et al., 1971] точки составов метабазитов массива Шо, мафических кристаллических сланцев и андезитовых метабазальтов массива Уиллинг и Фишер располагаются главным образом в поле толеитовой серии, формируя натриевую, калий-натровую толеитовую петрохимическую серию [Маслов, 2011]. Плагиогнейсы и лейкократовые гнейсы массива Шо, как и родственные породы массивов Уиллинг и Фишер, расположены преимущественно в поле известково-щелочной серии.

На диаграммах содержания редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных к примитивной мантии [Sun, 1989], четко отмечаются низкие концентрации тяжелых РЗЭ для всех разновидностей пород (рис. 2). Распределения РЗЭ метабазитов и гнейсов обладают умеренным характером фракционирования ($La/Yb \approx 2-8$). Относительно повышенные концентрации легких РЗЭ по сравнению с тяжелыми указывают, что магматический расплав, из которого кристаллизовались породы, генерировался из неистощенного мантийного вещества.

Спектры метабазита, амфиболита и биотитового гнейса (обр. 50328-1, рис. 2а), а также мафические сланцы НТР (рис. 2б) – субпараллельны. Eu минимум ($Eu/Eu^* = 0,71$) в биотитовом гнейсе (обр. 50328-1) массива Шо и фельзических гнейсах массива Уиллинг свидетельствует о частичном фракционировании

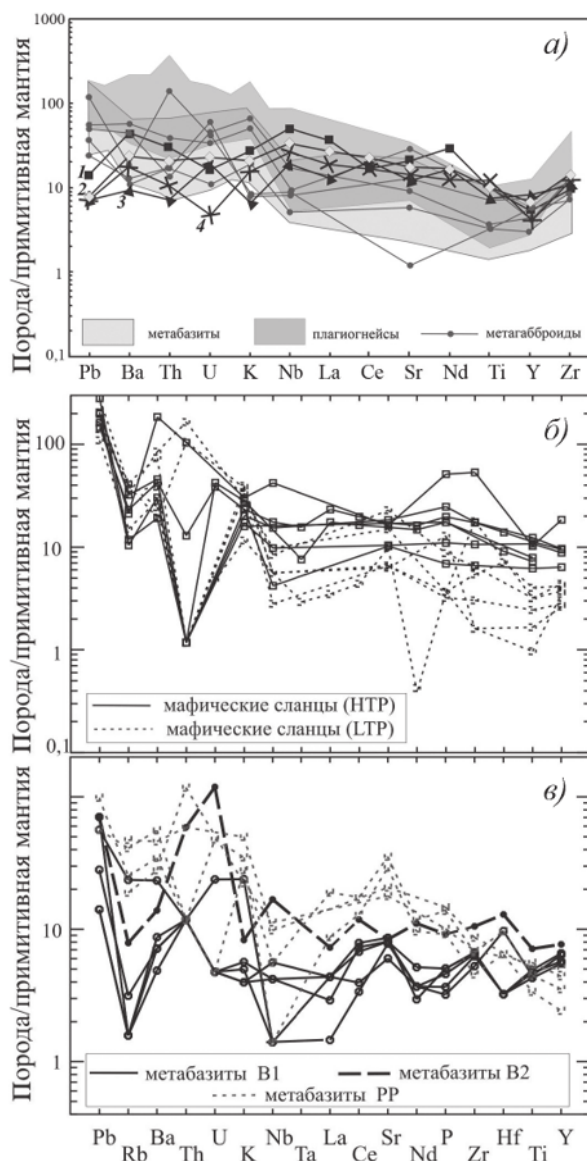


Рис. 3. Диаграммы нормированных к примитивной мантии [Sun, 1989] содержаний редких элементов пород Фишерской области. Спектры распределения редких элементов пород массива Шо (а), Уиллинг (б) и Фишер (в) [Михальский, 2007; Mikhalsky et al., 2001]. Указаны также содержания редких элементов для базальтов других регионов мира (а): 1 – Рифт Грегори, Восточно-Африканская РЗ [Baker et al., 1977], 2 – Красноморский рифт [Volker et al., 1997], 3 – о. Исландия, центральный грабен [Фролова, 1997], 4 – о. Гавайи, влк. Мауна-Лоа [Кузьмин, 1985]

расплава и выносе плагиоклаза. Весьма низкие концентрации тяжелых РЗЭ, наличие положительных аномалий Се в спектрах распределения РЗЭ пород группы ЛГ массива Шо, вероятно, отражают особенности окислительно-восстановительных

условий флюидного режима. Весьма существенно, что подобные аномалии не наблюдаются в спектрах метабазитов.

Заметное сходство всех трендов распределения РЗЭ свидетельствует о едином мантийном источнике формирования пород. На трендах основных пород массива Шо и Уиллинг — амфиболита, метагаббро и базальтов — отмечается субмантийное «плоское» распределение РЗЭ и весьма близкое к базальтам E-MORB, что говорит о значительном геохимическом сходстве этих пород с мантийным веществом, по составу близким обогащенным океаническим базальтам. При этом мафические сланцы LTP (массив Уиллинг) отвечают базальтам типа N-MORB [Михальский, 2007a].

На диаграммах редких элементов ортопород массива Шо (рис. 3а) отмечается общий четкий отрицательный наклон кривых, с обогащением крупноионными литофильными элементами (LILE — Pb, Ba, K, Sr) а также Th, U, и относительным обеднением высоkozарядными элементами (HFSE — Nb, Zr, Y, Ti). В случае метабазитов Шо наклон кривых минимален и отмечается близость содержаний высоkozарядных элементов таковым в базальтах N-MORB. Представленные тренды, по-видимому, свидетельствуют о влиянии корового компонента на исходный расплав. Различия в содержаниях Pb, Ba, Th, U, K в группах может означать увеличение влияния корового компонента и флюидных процессов на состав исходных магм.

Наиболее близки друг другу спектры распределения элементов-примесей метабазитов массива Шо и массива Уиллинг (рис. 3б), что неслучайно, исходя из географического положения объектов, сходства вещественных составов пород метаморфических комплексов и их структурно-тектонического положения. На спайдерграммах редких элементов тренды метабазитов Шо наиболее хорошо согласуются с линиями распределения мафических сланцев массива Уиллинг [Михальский, 2007], исключая в нескольких случаях заметную отрицательную аномалию по Th.

Существенное сходство трендов содержаний редких элементов отмечается между метабазитами Шо и фишерскими метабазальтами B2 (рис. 3в), в меньшей степени метабазитами групп B1 и PP [Михальский, 2007a; Mikhalsky et al., 2001]. На трендах иногда отмечаются отдельные аномалии по U, Th, Rb при общем пологом распределении элементов-примесей. Аномалия Nb в метабазитах ФК проявлена не всегда и в целом более свойственна кислым вулканитам. Происхождение пород группы B1 и B2 сопоставляется с субстратом типа P-MORB [Михальский, 2007], т.е. плюмовым источником.

Для сравнения на диаграмме (рис. 3а) нанесены тренды нормированных содержаний микрокомпонентов в базальтоидах известных районов мира, отвечающих современному геодинамическим обстановкам континентальных рифтов Восточной Африки, Красного моря и океанических островов Гавайи, Исландия [Кузьмин, 1985; Фролова, 1997; Baker et al., 1977; Weaver, 1991]. Как видно, метабазиты массивов Шо и Уиллинг (в меньшей степени Фишер) по характеру распределения элементов-примесей сопоставимы с кривыми внутриплитных базальтов континентов или океанов [Наумов и др., 2004]. Как показывают результаты различных исследований [Туркина, 2008; Филатова, 2008; Фролова, 1997; Pearce, 2008] такие тренды распределения микрокомпонентов в метабазитах наиболее характерны для базальтоидов, формировавшихся в условиях континентальных рифтов или внутриплитных вулканических ассоциаций океанических островов.

Изотопные отношения для мафических сланцев и метабазитов массивов Уиллинг и Фишер составляют в среднем $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7035 - 0,704$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511 - 0,513$ [Mikhalsky et al., 2001]. Такие отношения связываются с веществом обогащенной мантии (ЕМ1), которое рассматривается как первичный элемент мантийных плюмов [Грачев, 2000] или сопоставляется с субдукционными процессами в литосфере.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ НА ОСНОВЕ ДИСКРИМИНАЦИОННЫХ ДИАГРАММ

Для реконструкции геодинамических обстановок был использован ряд дискриминационных диаграмм. Эти данные в полном объеме приведены в работе [Маслов, 2011], здесь продемонстрированы только некоторые из диаграмм (рис. 4) на основе элементов-примесей.

На диаграммах Дж.Пирса (рис. 4а–б [Pearce, 1973]) точки базальтоидов ФК преимущественно попадают в области, характерные для условий типа MORB (базальты COX), WPB (внутриплитные базальты), в меньшей степени островодужных базальтов (IAB), а также в участки сонахождения перечисленных обстановок. На треугольной диаграмме «La–Y–Nb» (рис. 4е) [Cabanis, Lecomte, 1989] точки метабазитов массивов Шо и Фишер преимущественно расположены в поле континентальных базальтов и E-MORB. На диаграмме «Zr–Nb–Y» (рис. 4з), [Meschide, 1986]) точки составов метабазитов равномерно располагаются в четырех полях – АII, В, С, D. Достоверно могут быть идентифицированы только внутриплитные щелочные базальты (WPA, поле AI) и E-тип MORB (поле В). Другие поля имеют двоякую интерпретацию. Таким образом уверенно выделяется группа точек, расположенная в поле В, отвечающая базальтам типа E-MORB (также известный как P-MORB), т.е. обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (COX), формирование которых М.Мешайд и другие исследователи связывают с областями, где развиты плюмовые процессы (например, о. Исландия [Геншафт, 1999; Meschide, 1986]).

На дискриминационной диаграмме Дж.Пирса для пород гранитного состава «Nb–Y» преобладающее количество точек одновозрастных ортогнейсов горных объектов ФК, сопоставляемых с гранитоидами, попадают в поле гранитов вулканических дуг и коллизионных гранитов (VAG+syn-COLG). Небольшая часть значений располагается в пределах поля внутриплитных гранитов (WPG) или гранитов аномальных рифтов [Маслов, 2011].

Для оценки степени влияния плюмового источника на геохимическую специализацию метабазитов ФК были использованы диаграммы (рис. 4д, е) на основе отношений несовместимых элементов – Nb, Zr, Y и Th, которые являются относительно нечувствительными к процессам изменения пород, фракционной кристаллизации [Condie, 2005; Weaver, 1991]. На диаграмме «Nb/Y–Zr/Y» (рис. 4д) точки изученных пород ФК большей частью попадают в область океанических платобазальтов, расположенную между источниками РМ и ЕМ2 в части диаграммы, соответствующей базальтам, сформированным благодаря плюмовому источнику вещества. Диаграмма «Zr/Nb–Nb/Th» (рис. 4е) показывает некоторую геохимическую гетерогенность мантийных источников магм. Ареал точек метабазитов демонстрирует высокие Zr/Nb отношения и близость к источнику EN, а также РМ, в малой степени – к другим мантийным источникам. Это, вероятно, обусловлено как первичной геохимической неоднородностью плюма, так и различными процессами взаимодействия плюма с подкоровой частью литосферы, возможно, прежде всего смещением глубинного плюмового компонента DEP и обогащенного компонента EN. Подобные поля формируют точки позднемезозойских низкотитанистых платобазальтов Декана (Индия), положение которых также интерпретируется как процесс взаимодействия мантийного плюма с континентальной литосферой и отмечается небольшой вклад деплетированных мантийных источников DM [Condie, 2005].

Однако в случае ФК на отдельных диаграммах значительное количество точек метабазитов располагается в поле базальтов MORB, формирующихся, как известно, на основе магм из обедненной мантии DM. Это явление может отражать разную степень перераспределения различных несовместимых элементов в ходе

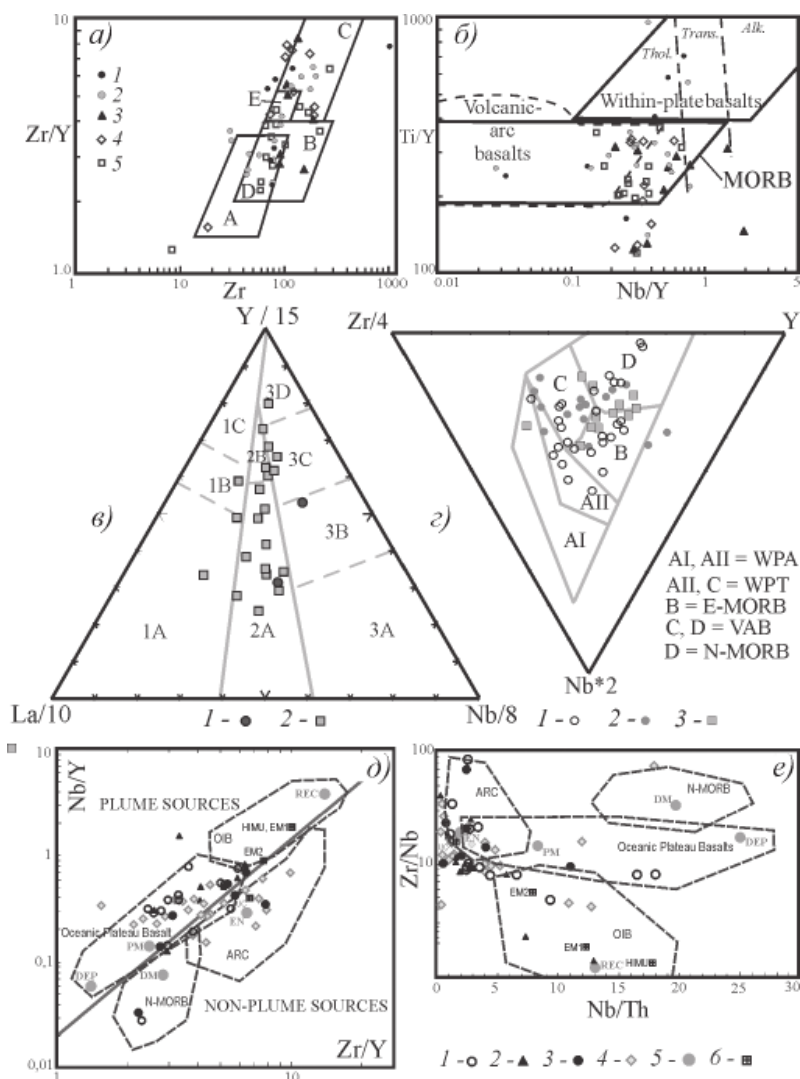


Рис. 4. Геодинамическая типизация мантийных источников пород Фишерского комплекса: (a–f) по [Pearce, 1973]: метабазиты (1), плагиогнейсы (2) и метагабброиды (3) Шо, метабазиты Уиллинга (4), метабазиты Фишера (5). (a) – диаграмма « Zr/Y – Zr », поля на диаграмме: A–IAB, B–MORB, C–WPB, D–MORB и IAB, E–WPB и MORB. (б) – диаграмма « Ti/Y – Nb/Y ». (в) – диаграмма « La – Y – Nb » [Cabanis et al., 1989]: метабазиты Шо (1), метабазиты Уиллинга (2), метабазиты Фишера (3); 1A–CAB, 1B–CAB+IAT, 1C–IAT; 2A – континентальные базальты, 2B – BABB, 3A – щелочные базальты континентальных рифтов, 3B–C – E-MORB. (г) – диаграмма « Nb – Zr – Y » [Meschide, 1986], метабазиты Шо (1), метабазиты Уиллинга (2), метабазиты Фишера (3). Поля диаграмм: CAB – известково-щелочные базальты, E-MORB – обогащенные базальты COX, IAT (IAB) – островодужные толеиты (базальты), N-MORB – нормальные базальты COX, OFB – базальты океанического дна, OIB – базальты океанических островов, VAB – базальты вулканической дуги, WPA – внутриплитные щелочные базальты, WPT – внутриплитные толеиты, ARC – базальты дуг. (д–е) Диаграммы « Nb/Y – Zr/Y » и « Zr/Nb – Nb/Th » [Condie, 2003; Weaver, 1991]: Метабазиты (1), плагиогнейсы (2), метагабброиды (3) массива Шо; метабазиты массивов Уиллинг и Фишер (4); гипотетические мантийные источники и резервуары (5, 6): обогащенная U+Th/Pb мантия (HIMU), обогащенная мантия (EM1, EM2), примитивная мантия (PM), деплетированная мантия (DM), глубинная деплетированная мантия (или глубинный, плюмовый компонент DEP), обогащенный компонент (EN), рециклированная литосфера (REC), верхняя кора (UC)

смещения магм источников EN и DM. Это подтверждается и диаграммой «TiO₂/Yb–Nb/Y» Дж. Пирса [Pearce, 2008], где наблюдается взаимодействие плюмового и литосферного источников, с трендом, демонстрирующим увеличение влияния обедненной мантии DM, что характерно для развивающихся рифтовых областей.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Вопрос о геодинамической природе мезопротерозойского Фишерского комплекса неоднократно поднимался в зарубежной и отечественной литературе [Михальский, 2008; Mikhalsky et al., 2001; Tingey, 1991]. Предполагается, что значительная часть горных пород Фишерской области отвечает геодинамической обстановке развивающейся вулканической и/или магматической дуги в конвергентных надсубдукционных условиях, а меньшая часть могла образоваться в условиях активной континентальной окраины. Такая позиция объясняется наличием характерных геохимических признаков островодужного вулканизма и изотопными данными, например — формирование известково-щелочных серий, присутствие на спайдерграммах редких элементов ниобий-танталовых отрицательных аномалий и др.

На взгляд автора, данной гипотезе противоречат как некоторые специфичные характеристики геологического строения горных объектов ФК, так и петролого-геохимические критерии. Не очевидны и некоторые ключевые положения, например, что породы известково-щелочных серий считаются индикатором субдукционных условий, хотя они встречаются в разнообразных обстановках (области мантийного диапиризма, континентальные орогенные пояса, зоны коллизии [Филатова, 2008; Фролова, 1997]). Известно также, что островные дуги обладают значительной протяженностью, для них типична поперечная латеральная зональность, выражающаяся в смене вулканоплутонических ассоциаций от фронтальных к тыловым частям структуры [Фролова, 1997]. Горные выходы ФК географически обособлены и имеют протяженность порядка 120–140 км, а признаки зональности в строении не установлены.

На основе представленных выше петролого-геохимических данных автором предлагается иная геотектоническая модель региона, согласно которой Фишерская область формировалась в обстановке континентального рифтогенеза, сопряженного с процессами мантийного диапиризма, впоследствии сменившейся стадией сжатия.

Для более полного обоснования предложенной геомодели обратимся к ряду главных признаков, выявленных для плюмовых магматических процессов. Для плюмов характерна:

- пространственная сопряженность с рифтогенными структурами и точками тройного сочленения как океанических, так и континентальных плит;
- большая площадь распространения одинаковых магматических ассоциаций, дисгармоничных по отношению к древней, складчато-покровной структуре региона (раме);
- циклический (пульсационный) характер развития плюмов [Грачев, 2000];
- длительность функционирования глубинных магматических источников до сотен млн лет, многофазное и длительное формирование магматических тел, в том числе расслоенных [Шарков, 2006];
- ярко выраженные геофизические аномалии;
- специфические изотопно-геохимические характеристики базитовых пород широкого петрографического состава (обогащенность глубинными восстановительными флюидами с соединениями H, S, F, Cl, Ba, K, Sr; высокие изотопные отношения $3\text{He}/4\text{He}$ [Грачев, 2003]).

Многие из представленных признаков отмечаются и в случае рифтогенеза, что вполне закономерно, исходя из представлений о пространственно-временной корреляции плюмовых процессов и рифтообразования. В первую очередь это

подобие магматических образований, длительность тектоно-магматических процессов, их циклический характер и т.п. [Грачев, 2000; Леонов, 2001; Милановский, 1983; Фролова, 1997].

Аналогичные признаки отмечаются в пределах Фишерской вулканоплутонической области. Так, массив Уиллинг характеризуется развитием контрастных, бимодальных серий, типичных для рифтогенных структур [Михальский, 2007a]. На массиве Уиллинг расположен крупный расслоенный габброидный плутон. Как известно, для образования подобных интрузивов требуется значительный временной интервал с соблюдением стабильного температурного и динамического режимов в условиях растяжения. Формирование большинства подобных структур связывается с континентальными рифтогенными процессами.

В рамках ранее предложенной геодинамической модели становления ФК образование крупного расслоенного интрузива представляется маловероятным. В подвижных зонах поступающие порции расплавов попадали в мобильную среду, где их локализация определялась местными зонами растяжения, возникавшими в процессе тектонического течения пород рамы. Такие тела имеют небольшие размеры и не обладают типичной расслоенностью. Также известны единичные примеры расслоенных интрузивов, формировавшихся в условиях задугового спрединга [Шарков, 2006]. Процессы растяжения в ходе развития задуговых бассейнов активных континентальных окраин во многом подобны формированию континентальных рифтов (за исключением энсиматических дуг). Таким образом, в рамках современных представлений, в формировании расслоенных комплексов определяющую роль играл рифтогенез, сопряженный с процессами мантийного диапиризма, который мог быть первопричиной или же следствием подъема астеносферы (?) [Грачев, 2000; Леонов, 2001].

Представленные геохимические данные показывают близость составов метабазитов ФК к обогащенным мантийным источникам типа E-MORB (редко N-MORB), что подтверждается нормированными диаграммами РЗЭ и редких элементов. Такие геохимические характеристики типичны для базальтов континентальных рифтов и ОИВ, причем свойства этих геодинамических обстановок весьма схожи, что объясняется участием плюмового вещества в процессах магнеообразования. Подобные выводы следуют из анализа положения точек составов пород массива Шо (отчасти Уиллинг и Фишер) на дискриминационных диаграммах, где метабазиты отвечают базальтам срединно-океанических хребтов (и/или ОИВ), континентальных рифтов и редко островодужным базальтам.

Преимущественное нахождение точек лейкократовых ортогнейсов, сопоставляемых с гранитоидами, на дискриминационных диаграммах в поле, отвечающем гранитам вулканических дуг и коллизионным гранитам, заметно контрастирует с положением точек метабазитов, показывающих существенную связь с внутриплитными, дивергентными процессами. Такое несоответствие может свидетельствовать о смене геодинамической обстановки — инверсии тектонических процессов и переходе от условий растяжения к обстановке сжатия, т.е. конвергентному режиму развития. На цикличность геологических процессов в древних тектонических зонах, неоднократно испытывавших горизонтальное растяжение земной коры (рифтогенез) и последующее сжатие, указывает в своих работах Е.Е.Милановский [Милановский, 1983].

Геохимические данные свидетельствуют о фракционировании исходных расплавов, сформировавших ассоциации пород ФК. На вариационных диаграммах петрогенные элементы образуют характерные линейные тренды, обусловленные процессами магматического фракционирования в ходе становлении магматических комплексов. Общее обеднение Y всех разновидностей горных пород ФК, и в неко-

торой степени тяжелыми РЗЭ, указывает на возможное фракционирование граната, осаждение его в рестите и незначительное присутствие граната в родоначальных для этих пород расплавах. Фракционирование плагиоклаза в протолитах фельзических гнейсов приводит к обеднению Eu. Дальнейшее наложение метаморфических процессов, увеличение роли флюидов приводит к выносу большинства РЗЭ из некоторых разновидностей ортогнейсов гранитного состава [Петров и др., 1975].

Согласно данным по микроэлементам (рис. 3), значимую роль в ходе магмообразования сыграли и процессы коровой контаминации, которые в большей степени проявлены при формировании пород известково-щелочного ряда (протолитов плагиогнейсов, лейкократовых ортогнейсов). Это влияние, вероятно, определялось прогрессирующим разогревом области магмогенерации и большей степенью взаимодействия вещества мантийного плюма и субконтинентальной литосферы [Фролова, 1997]. Интенсивный прогрев литосферы повышал ее пластичность, вследствие чего уменьшалась ее проницаемость и замедлялось проникновение расплавов на поверхность. Эти процессы обусловили формирование промежуточных очагов, где магматические расплавы испытывали дифференциацию, образуя кислые породы известково-щелочной серии.

Модель геодинамической эволюции мезопротерозойской Фишерской области

Начальная стадия развития рифтовой структуры, по-видимому, соотносится с формированием магматических ассоциаций горных массивов Фишер и Уиллинг, имеющих самые древние возрасты внедрения в пределах ФК (~1300 млн лет). Возрасты протолитов метаморфических горных пород соседних районов с северо-запада (Мак Лауд) оцениваются в 1700–2300 млн лет, а с юго-востока (хребет Моусона) — не менее 2500 млн лет [Михальский, 2008a]. Вероятно, палеопротерозойские породы являлись фундаментом для заложения Фишерской структуры в мезопротерозое.

На первом этапе геодинамического развития (1300–1200, 1100–1000 (?) млн лет) Фишерская вулканоплутоническая область формировалась в условиях континентального рифтогенеза при активном участии плюм-литосферных процессов, сопровождавшегося ультрабазит-базитовым, толеитовым и субщелочным магматизмом, когда происходило значительное добавление мантийного вещества. В случае максимального раскрытия рифта и значительного поднятия мантийного диапира степень утонения континентальной коры рифтовой структуры могла быть существенной, а роль литосферной мантии как источника базитовых магм типа E-MORB (-MORB) становилась определяющей.

Заключительный этап (1000–900 млн лет) связывается с инверсией структуры и развитием пород известково-щелочной серии, ее значительным горизонтальным сжатием, вероятно обусловленным тектонической активизацией смежных областей, а также наращиванием мощности земной коры. Процесс сжатия способствовал увеличению интенсивности теплового потока, проникновению больших масс флюидов, газообразных веществ и гранитизирующих растворов, приведших на завершающей стадии к высокотемпературному метаморфизму вулканогенно-плутонических пород, формированию узких складчатых зон, а также образованию интрузий синкинематических гранитоидов.

Безусловно, предложенная модель носит, прежде всего, концептуальный характер, а геотектоническое развитие мезопротерозойской Фишерской области имеет более сложную историю. Выявление первичной последовательности магматических и седиментационных процессов осложняется тем, что мезопротерозойские породы отдельных горных массивов подвергались (иногда многократно) тектонотермальной переработке разной интенсивности. В этой связи, например, неясно какую роль в процессе становления ФК играют ранние (в период 1300–1250 млн лет) метавулканиды и метаинтрузивы тоналит-гранитного состава, фиксируемые в

пределах массивов Фишер и Уиллинг. Формирование таких пород может отражать развитие бимодальных магматических серий, с типичным для них циклическим чередованием кислых и базальтовых излияний. Часть ранних кислых метавулканитов, принадлежащих к известково-щелочной серии, могут, например, относиться к начальной фазе внедрения, отвечая антидромной последовательности эволюции магматизма, хорошо известной в процессе развития рифтовых структур. Как и в других геоструктурах (например, в окраинных и внутренних морях), такая последовательность является индикатором разрушения и деструкции континентальной земной коры [Фролова, 1997].

Эти дополнительные стадии развития могут быть отображением установленной для рифтовых систем периодичности тектономагматической активности в ходе их эволюции, в том числе процессов горизонтального растяжения-сжатия коры, а также пульсационного характера тектоно-термального развития плюмов [Балашов, 2004; Добрецов, 2008].

Для рифтогенных систем одним из важных факторов, свидетельствующим о возможной многократной ремобилизации одних и тех же структур, является унаследованность развития рифтов по отношению к древним структурам. Значительность влияния древней структуры на рифтообразование неоднократно отмечена в литературе, так, Ю.Г. Леоновым [Леонов, 2001] показано, что тектонические неоднородности коры способствуют локализации на этих же участках последующих деформаций.

Цикличность рифтогенных процессов, наложение молодых рифтовых систем на древние наблюдается и в пределах гор Принс-Чарльз, где расположена современная Ламбертская рифтовая область. Развитие подобных структур в фанерозое, подтвержденное обширными геологическими данными [Грикуров 1989; Геология..., 1990], вероятно, также определялось тектонотермальными, пульсационными активизациями плюма (или плюмов?). Так, в перми и триасе погружение блоков структуры привело к накоплению угленосных отложений (район оз. Бивер, рис. 1). Следующий общепризнанный [Куринин и др., 1988; Mikhalsky et al., 2001] этап активизации тектонических процессов происходил в мезозое – кайнозое, проявления щелочно-ультраосновного магматизма датируются возрастом 145–120 млн лет.

ВЫВОДЫ

Геохимические данные по элементам-примесям пород основного состава Фишерской области показывают близость составов исходных магм обогащенным мантийным источникам типа E-MORB (редко типа N-MORB). По соотношениям ряда микроэлементов метабазиты преимущественно отвечают обогащенным и нормальным базальтам СОХ, континентальных рифтов и океанических островов, демонстрируя связь с плюмовым мантийным источником. На существенную роль плюмового компонента в формировании исходных базитовых магм указывают и дискриминационные диаграммы.

Становление ФК, происходившее на интервале 1300–900 млн лет, многостадийно и характеризуется сложной геотектонической эволюцией. По мнению автора, формирование Фишерской области связано с рифтогенезом палеопротерозойской континентальной коры при активном участии угленосных процессов. Завершающая стадия развития региона связана с инверсией геодинамических процессов – переходом от дивергентных (рифтогенных) процессов к конвергентным (коллизийным). Преобразование геодинамической системы сопоставляется с гренвильской эпохой складчатости (1000–900 млн лет), когда были максимально проявлены деформации и метаморфизм до гранулитовой фации.

Геодинамическая эволюция региона гор Принс-Чарльз на значительном временном интервале (мезопротерозой – кайнозой) может выступать в качестве яркого

примера унаследованного развития (телескопирования) тектонических структур, доказывая значимость влияния древних структур на рифтообразование. Циклы, выражающиеся в смене рифтогенных стадий стадиями сжатия земной коры, в фанерозойской истории геотектонического развития региона гор Принс-Чарльз повторялись неоднократно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашов Ю.А., Глазнев В.Н.* Влияние плюмового магматизма на динамику докембрийского корообразования // ДАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 78–81
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Исландия: глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм. М.: ГЕОС. 1999. 363 с.
- Геология и минеральные ресурсы Антарктиды / Под ред. В.Л.Иванова, Е.Н.Каменева. М.: Недра, 1990. 232 с.
- Грачев А.Ф.* Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 52–67.
- Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 69–103.
- Грикуров Г.Э.* Континентальный рифтогенез в домезозойской эволюции земной коры Антарктиды // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 172–183.
- Добрецов Н.Л.* Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 587–604.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов / Отв. ред. Л.В.Тусон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. 198 с.
- Куринин Р.Г., Гринсон А.С., Дун Цзунь Ин.* Рифтовая зона ледника Ламберта как возможная щелочно-ультраосновная провинция в Восточной Антарктиде // Доклады АН СССР. 1988. Т. 299. № 4. С. 944–947.
- Лайба А.А., Воробьев Д.М., Гонжуров Н.А., Михальский Е.В.* Рифейский вулcano-плутонический комплекс в горах Принс-Чарльз (Восточная Антарктида): геологическое строение и геодинамическая обстановка формирования // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный полярный год 2007/08. М.: Paulsen. 2010. Т. 4. С. 49–65.
- Лайба А.А., Михальский Е.В.* Габброиды массива Уиллинг, Восточная Антарктида: Расслоенная интрузия в протерозойском подвижном поясе, геологическое строение, вещественный состав // Петрология. 1999. Т. 7. № 1. С. 35–57.
- Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Пушаровский Ю.М. М.: Научный мир, 2001. С. 155–173.
- Маслов В.А.* Геохимия вулcano-плутонических ассоциаций массива Шо (Восточная Антарктида): состав, генезис, структурно-формационная принадлежность // Геохимия. 2011. № 4. В печати.
- Маслов В.А., Воробьев Д.М., Беляцкий Б.В.* Геологическое строение и эволюция массива Шо, горы Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 76. С. 137–153.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
- Михальский Е.В.* Мезопротерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и геодинамические условия формирования // Бюллетень МОИП. Отдел. геол. 2007. Т. 82. № 5. С. 3–18.
- Михальский Е.В.* Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое – раннем палеозое // Геотектоника. 2008. № 6. С. 3–24.
- Михальский Е.В.* Петрохимическая характеристика изверженных пород массива Фишер (Восточная Антарктида) // Антарктика. Вып. 32. М.: Наука, 1993. С. 41–57.

- Михальский Е.В. Протерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и происхождение // Т.213. СПб. ВНИИОкеангеология. 2007а. 131 с.
- Михальский Е.В. Районирование земной коры Антарктиды по Sm-Nd-изотопным данным // Доклады РАН. 2008а. Т. 419. № 4. С. 519–523.
- Михальский Е.В. Лайба А.А. Беляцкий Б.В. Возраст и некоторые черты вещественного состава горных пород массива Меридит (горы Принс-Чарльз) и восточного побережья шельфового ледника Эймери // Научные результаты Российско-геологических исследований в Антарктике. СПб.: 2006. Вып. 1. С. 66–91
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Средние содержания петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. 2004. № 10. С. 1113–1124.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма // Новосибирск: Наука. 1975. 342 с.
- Туркина О.М. Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарылажского выступа. Прибайкалье // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 501–526
- Филатова Н.И. Специфика магматизма окраинно-континентальных и окраинноморских бассейнов синдвиговой природы, западная периферия Тихого океана // Петрология. 2008. Т. 16. № 6. С. 480–500.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ним оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.
- Baker B.H., Goles G.G., Leeman W.P., Linstrom M.M. Geochemistry and petrogenesis of a basalt–benmoreite–trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1977. Vol. 64. P. 303–332
- Beliatsky B.V., Laiba A.A., Mikhalsky E.V. U-Pb zircon age of metavolcanics from Fisher Massif (Prince Charles Mountains) // Antarctic Science. 1994. Vol. 6 (3). P. 355–358.
- Cabanié B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale // Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. 1989. Vol. 309. P. 2023–2029.
- Condie K.C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochem. Geophys. 2003. 4(1). 1005. doi:10.1029/2002GC000333.
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 491–504.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. № 8. P. 523–548.
- Kinny P.D., Black L.P., Sheraton J.W. Zircon U-Pb ages and geochemistry of igneous and metamorphic rocks in the northern Prince Charles Mountains, Antarctica. // AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics. 1997. Vol. 16 (5). P. 637–654.
- Meschide M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. Vol. 56. P. 207–218.
- Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., Tingey R.J., Thost D.E., Kamenev E.N., Fedorov L.V. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO Geoscience Australia Bulletin 2001. Vol. 247. 209 p.
- Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. Vol. 100. P. 1448.
- Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19 (2). P. 290–300.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / Eds. Saunders A.D., Narry M.J. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.

Tingey R.J. The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica / Tingey R.J. (ed.) // The geology of Antarctica. UK: Oxford University Press, 1991. P. 1–58.

Volker F., Altherr R., Jochum K.P., Mcculloch M.T. Quaternary volcanic activity of the Southern Red Sea: New data and assessment of models on magma sources and Afar plume-lithosphere interaction // Tectonophysics. 1997. Vol. 278. P. 15–29.

Weaver B.L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // Earth. Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 104. P. 381–397.

V.A.MASLOV

ROLE OF THE PLUME-LITHOSPHERIC PROCESSES IN THE FORMATION MEZOPROTEROZOIC VOLCANO-PLUTONIC FISHER TERRAIN (PRINCE CHARLES MOUNTAINS, EAST ANTARCTICA)

The paper deals with the actual problem of the geodynamic development of volcano-plutonic formations of Mezoproterozoic Fisher Terrain (East Antarctica). Based on a number of structural and geological features of the objects of study (mountains Shaw, Willing and Fisher), and petrological-geochemical data, an alternative model for the geotectonic evolution of the Fisher Terrain is suggested. The pattern of distribution of trace elements (La-Y-Nb, Nb/Y-Zr/Y etc.) of basic rocks of the region demonstrates the closeness of the initial compositions of magmas enriched mantle sources such as E-MORB (less N-MORB) and comparability with the within-plate or oceans basalts, and suggests an important role of plume component in the formation of the initial mafic magma. The formation of Fisher Complex is attributed to rifting of the Paleoproterozoic continental crust, paired with the processes of mantle diapirism. The final stage of development is associated with the inversion of the structure, its large horizontal compression. The formation of the Fisher Terrain that happened in the interval of 1300–900 Ma, is characterized by a complex multistage geodynamic evolution, that may be due to cyclical nature of rifting and pulsating tectono-thermal plume activity.

Keywords: *Petrology of igneous and metamorphic rocks, geochemistry of magmatic processes, geodynamics, rifting, mantle plumes, lithosphere.*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ АНТАРКТИДЫ: ИСТОРИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

д-р геол.-минерал. наук Е.В.МИХАЛЬСКИЙ,

д-р геол.-минерал. наук Е.Н.КАМЕНЕВ, науч. сотр. А.С.МИХАЛЬСКАЯ

ВНИИОкеангеология им. И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, emikhalsky@mail.ru

В статье приведены наиболее важные сведения по истории геологического изучения Антарктиды, от ранних героических экспедиций, когда были получены первые отрывочные данные о строении материка, до современных специализированных работ, и суммированы основные результаты и достижения, полученные на определенных этапах исследований. Решительный прогресс в геологическом изучении материка был достигнут в период, последовавший за Международным геофизическим годом 1957/58. Значительную роль играли отечественные широкомасштабные геолого-геофизические работы, позволившие выявить главные черты геологического строения и особенности тектонической эволюции Восточной Антарктиды. Начиная с 1980-х годов геолого-геофизические исследования все чаще выполняются международными экспедициями, имеют мультидисциплинарный характер и направлены на решение конкретных геологических задач изучения важнейших особенностей строения и истории развития земной коры и литосферы крупных регионов материка. Существенное значение приобрело и решение геологических задач, связанных с проблемами изменения климата на планете. В статье приведен краткий обзор выполненных геологических работ и дана характеристика некоторых проектов, действовавших в рамках Международного полярного года 2007/08.

Ключевые слова: Антарктида, геологическая изученность, МПГ 2007/08

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое изучение Антарктики (акватории и территории южнее 60° ю.ш.) берет начало в 1830-х годах, когда, вслед за успешной первопроходческой экспедицией российских мореплавателей Ф.Ф.Беллинсгаузена и М.П.Лазарева, впервые наблюдавших материковые льды в 1820–1821 гг., в южнополярную область устремились исследовательские и промысловые морские суда. Целями экспедиций были, в первую очередь, оценка биоресурсного потенциала Южного океана и изучение земного магнетизма. В дальнейшем в антарктических плаваниях периодически участвовали натуралисты или геологи, работа которых проходила в труднейших организационных и климатических условиях, подчас с риском для жизни. Импульсом к активным исследованиям, в том числе геологическому изучению и ориентировочной оценке минерально-сырьевого потенциала материка, послужили выдвинутые рядом государств территориальные притязания и международные отношения, обострившиеся в 1940-х гг. Начало систематического изучения геологии Антарктиды приурочено к работам в рамках Международного геофизического года 1957/58. С тех пор геолого-геофизические исследования систематически выполняются Советскими и Российскими экспедициями, а также экспедициями многих других стран (прежде всего Австралии, Новой Зеландии, США, Великобритании, Франции, ЮАР, Японии, Норвегии, Бельгии, Германии, а в последние 15–20 лет также Италии, Испании, Индии, Китая; давно присутствуют в Антарктике станции Аргентины и Чили, но исследовательские работы они ведут довольно ограниченно). Полевые работы включали локальные или площадные рекогносцировочные исследования десантным способом, геологическую съемку отдельных площадей или специализированные детальные наблюдения на ключевых участках. Отечественными экспедициями, организованными

АНИИ и НИИ геологии Арктики (НИИГА, ныне ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С.Граммберга»), а впоследствии — Полярной морской геологоразведочной экспедицией (ФГУНПП «ПМГРЭ»), выполнен огромный объем разнообразных геолого-геофизических работ и исследований; российскими учеными, среди которых необходимо выделить, прежде всего, имена М.Г.Равича, П.С.Воронова, Д.С.Семенова, Л.В.Климова, в период 1960—1970-х гг. сделаны важные научные открытия и достигнут значительный прогресс в познании геологического строения континента.

В статье рассмотрена хронология геологических исследований в Антарктиде и показаны наиболее важные, принципиальные открытия, сделанные различными исследователями. Приведены данные об объектах, этапах и методах выполнения исследований отечественными экспедициями; сделана попытка обобщенного представления главных научных результатов, полученных советскими и российскими специалистами. В более краткой форме даны сведения о геологических работах других государств, и рассмотрены текущие исследовательские проекты и программы в рамках Международного полярного года (МПГ) 2007/08.

Значительный объем работ и исследований с целью тектонического районирования Антарктиды также проводится геофизическими методами (сейсмические, магнитометрические, радиолокационные, гравиметрические исследования). По программам, ориентированным на изучение материковой окраины и внутриконтинентальных подледных пространств, проводятся сейсмические зондирования, но детальная характеристика этого направления работ, требующего специального рассмотрения, выходит за рамки данной статьи.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИИ АНТАРКТИДЫ НА РАННЕМ ЭТАПЕ ИССЛЕДОВАНИЙ (ДО МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ГОДА 1957/58)

В 1830—1840-х гг. исследования выполнялись британскими (1830—1840, Дж.Росс, Д.Уэдделл, Дж.Биско и др.), американскими (1838—1842, Ч.Уилкс) и французскими (1837—1840, Ж.Дюмон-Дюрвиль) мореплавателями. Многие экспедиции были организованы по инициативе и при поддержке крупных немецких ученых того времени К.Гаусса и А.Гумбольдта. Одной из основных задач являлось выяснение причин и характера магнитного склонения на огромном пространстве Южного океана, что было необходимо для обеспечения безопасности мореплавания. Геологические исследования проводились sporadически; наблюдения выполнялись натуралистами широкого профиля и носили сопутствующий характер. На этом этапе горы и отдельные участки суши наблюдались на Земле Адели, Земле Виктории и на Антарктическом полуострове. Кроме того, были получены вещественные признаки каменной земли за Южным полярным кругом: участниками экспедиции Дж.Росса были извлечены мелкие камни из желудков пингвинов, а экспедиция Ч.Уилкса обнаружила обломки разнообразных горных пород в одном из перевернутых айсбергов, образцы горных пород поднимались также со дна моря при драгировании. Участвовавший в американской экспедиции Ч.Уилкса (1838—1842 гг.) медик и натуралист Ч.Пикеринг предполагал, что эти обломки были снесены с крупного континента, по размерам сопоставимого с Австралией (см. ссылки в [Tingey, 1996]). О том же писал Ч.Дарвин [Шалимов, 1957 и ссылки в этой работе]. Дж.Эйтс собрал обширный геологический материал на Южных Шетландских островах, вблизи берега Земли Виктории была выявлена вулканическая деятельность. Поскольку мореплавание было сосредоточено тогда в пределах акваторий Западной Антарктики, прямые геологические наблюдения были ограничены островами Западной Антарктики; они были суммированы в 1847 г. в работе Р.Мак-Кормика, составленной по материалам экспедиций Дж.Росса. Исследователи считали, что наблюдавшиеся горы принадлежали крупному архипелагу. Много позже, в 1870-х гг., во время плавания судна «Челленджер» со дна антарктических морей было драгировано большое количество разнообразных горных пород, что окончательно укрепило исследователей в мысли о том, что за пределами Южного полярного круга находится крупный континент. После публикации в 1893 г. Дж.Мюрреем карты Антарктики ледяной континент постоянно показывается на всех географических картах.

что структура Земли Грейама представляет собой звено в едином поясе альпийской складчатости вокруг впадины Тихого океана. Другим важным выводом Э.Зюсса явилась корреляция некоторых черт геологического строения Антарктиды с другими континентами и предположение, на этой основе, о существовании палеоматерика Гондвана.

В начале XX в. были сделаны многие важные геологические находки. Экспедиция норвежского капитана К.Ларсена собрала первые фаунистические образцы (кайнозойские моллюски) на о. Сеймур, во время первой экспедиции Р.Скотта (1901–1904 гг.) Х.Ферраром были получены разнообразные данные о геологическом строении Земли Виктории, выделена так называемая биконская серия песчаников, заключающая долеритовые силлы. Немецкая океанографическая экспедиция Э. фон Дригальски (1901–1903 гг.) обнаружила молодую вулканическую постройку г. Гауссберг (рис. 1), сложенную, как было установлено позднее, лампроитами. В моренах в этом же районе были обнаружены гранитоиды и гнейсы, а также менее метаморфизованные породы осадочного происхождения (песчаники, кварциты). Подобные породы были обнаружены много позднее в верховьях ледника Ламберта (южная часть гор Принс-Чарльз) и ледника Денмена.

Структурное и петрографическое сходство Земли Грейама и прилегающих островов с Южноамериканскими Кордильерами было установлено О.Норденшельдом по результатам шведской экспедиции на судне «Антарктика» (1902–1903 гг.). Им было высказано предположение о том, что Западная Антарктида сложена главным образом складчатыми образованиями мезозоя и кайнозоя, а Восточная Антарктида представляет собой докембрийский кристаллический массив, частично перекрытый осадочными толщами. Шотландская экспедиция В.Брюса (1902–1904 гг.) драгировала горную породу с остатками археоциат в южной части моря Уэдделла (вблизи берега Котса).

На Земле Виктории в составе экспедиции Э.Шеклтона (1907–1909 гг.) работали геологи Т.Э.Дэвид, Д.Моусон, Р.Пристли, Ф.Броклуэрт. В районе ледника Бирдмор этими учеными был собран обширный геологический материал, выявлено горстовое строение Трансантарктических гор и установлена выдержанность геологического строения по их простирацию. Экспедиция Р.Амундсена (1910–1912 гг.) обнаружила выходы горных пород в восточном обрамлении шельфового ледника Росса, и И.Шетелинг в 1915 г. впервые предположил архейский возраст пород на западе Земли Мэри Бэрд (п-ов Эдуарда VII) и в центральной части Трансантарктических гор. Во второй экспедиции Р.Скотта (1910–1913 гг.) участвовали геологи Р.Пристли, Ф.Дебенхем, Г.Тейлор, труды которых заложили основу представлений о геологическом строении Трансантарктических гор и Земли Виктории. Этими исследователями были обнаружены остатки девонских рыб и пермские глоссоптериды в районе ледника Бирдмор, описаны метаморфические и осадочные породы, выделены гранитоиды нескольких типов.

Австралийской экспедицией Д.Моусона (1911–1914 гг.) были выполнены геологические наблюдения и собраны коллекции каменного материала (преимущественно из морен) на Земле Адели и Земле Королевы Мэри. Труды этой экспедиции (преимущественно петрографические работы С.Нокольдса и Ф.Стиллуэлла) внесли существенный вклад в изучение Восточной Антарктиды. В период 1914–1917 гг. изучением Антарктики (главным образом, субантарктические острова) занимается вторая экспедиция Э.Шеклтона, а в 1920–1922 гг. Д.Коупа.

С 1925 г. в водах Антарктики начинают систематически работать британские экспедиции так называемого Комитета Дискавери, учрежденного для картирования фолклендского сектора Антарктики и обслуживания английского китобойного промысла. Суда этого Комитета за двадцать с лишним лет его существования совершили несколько десятков плаваний в антарктические моря. За это время был выполнен значительный объем океанографических, биологических и геологических исследований преимущественно в Западной Антарктике. В частности, в 1934–1937 гг. изучением Земли Грейама занималась экспедиция под руководством Дж.Раймилла. С авиационной транспортной поддержкой и с помощью санных маршрутов была исследована центральная часть этого района Ан-

тарктического полуострова, были проведены многочисленные дальние полеты, во время которых выполнялись аэровизуальные наблюдения и фотосъемка. Было подтверждено сходство геологического строения Антарктического полуострова с Кордильерами Южной Америки. Оказалось, что центральный хребет Земли Грейама сложен огнейсованными породами, прорванными гранодиоритами андийского типа. Были встречены также вулканические и осадочные породы; отмечены разнообразные деформации этих толщ.

В период между 1927 г. и 1937 г. в секторе от 15 до 83° в.д. (Земля Эндерби—Земля Мак-Робертсона—Земля Принцессы Елизаветы) были развернуты работы девяти норвежских экспедиций под руководством Л.Кристенсена. Были выполнены аэрофотосъемки и картосоставительские работы, попутно выполнялись геологические наблюдения и сбор образцов горных пород. В секторе от 45 до 75° в.д. многие экспонированные участки были обследованы геологами в составе британско-австралийско-новозеландской экспедиции (BANZARE, 1929—1931 гг.) под руководством Д.Моусона. Изучение горных пород этого региона позволило Д.Моусону высказать предположение о том, что значительная часть Восточной Антарктиды представляет собой кристаллический щит. Е.Тилли в 1936 г. подробно описал новые породы — эндербиты, выявленные участниками этой экспедиции на Земле Эндерби.

В американских экспедициях под руководством Р.Бэрда (1933—1935, 1938/39 гг.) участвовали А.Уэйд, Л.Блэкберн и другие геологи, исследовавшие участки на западе Земли Мэри Бэрд. Изучая состав гранитов, А.Уэйд пришел к выводу, что эта территория представляет собой самостоятельную область, отличающуюся от Земли Грейама.

Таким образом, в довоенный период геологами разных стран были обследованы участки антарктической суши, преимущественно на Земле Грейама, Земле Мэри Бэрд, Земле Виктории, Земле Адели. Было выявлено три крупнейших структурных элемента: складчатые зоны Западной Антарктиды, платформа Восточной Антарктиды и область интенсивных контрастных молодых движений, заключенная между первыми двумя структурными элементами и включающая горст Земли Виктории — Трансантарктических гор и грабен моря Росса — моря Уэдделла. Эти представления были изложены в работах Р.Фейрбриджа, А.Уэйда, Л.Гулда, опубликованных в период с 1931 по 1952 г.

В послевоенные годы США были выполнены исследования в различных регионах материка, в частности, был открыт оазис Бангера, где геологом Э.Эйпфелем были сделаны первичные геологические наблюдения. В конце 1940-х гг. были начаты систематические работы Австралии (субантарктические острова, а с 1954 г. — берег Моусона и более восточные участки Антарктиды) и Франции (Земля Адели). В период с 1949 по 1952 г. в западной части Земли Королевы Мод работала британско-шведско-норвежская экспедиция. Геолог Э.Рутс предположил, что горные системы Земли Королевы Мод образуют единую структуру, отделяющую приподнятый блок внутриматериковой Восточной Антарктиды от депрессии Росса—Уэдделла.

Результаты выполненных исследований представлены в многочисленных трудах зарубежных ученых и подробно описаны в обобщающей работе сотрудника НИИГА А.И.Шалимова [Шалимов, 1957]. Геоморфологические особенности и известные к тому времени черты строения отдельных регионов материка позволили выделить и в общих чертах охарактеризовать четыре крупных структурных элемента: 1) эпипархейская платформа Восточной Антарктиды (Антарктическая платформа); 2) активизированные зоны платформы Восточной Антарктиды (горст Земли Виктории и гор Земли Королевы Мод), 3) складчатый пояс Западной Антарктиды; 4) депрессия УэдделлаРосса (грабен УэдделлаРосса). Предполагалось, что эпипархейская платформа занимает большую часть площади географически выделяемой Восточной Антарктиды и фундамент ее сложен древним кристаллическим комплексом. А.И.Шалимов подчеркивал, что «...литологический состав, высокая степень метаморфизма и интенсивная гранитизация и мигматизация кристаллического комплекса основания платформы сближают его с архейскими комплексами Индии, Мадагаскара и Австралии» [Шалимов, 1957, с. 60]. Было высказано предположение

о том, что некоторые области представляют собой активизированные зоны платформы, где экспонированы корневые области каледонских складчатых сооружений, и что в кайнозое также имела место активизация, которую испытала не древняя эпипархейская платформа, а ее значительно более молодое каледонское обрамление. В дальнейшем представления о тектоническом строении Антарктиды развивались многими ответственными специалистами. Обзор этих работ посвящена статья [Михальский, 2007].

ОТЕЧЕСТВЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение геологии Антарктиды советскими исследователями началось в 1956 г. во время первой Комплексной антарктической экспедиции (КАЭ, впоследствии Советская и Российская антарктическая экспедиция, САЭ и РАЭ соответственно) и с тех пор продолжается практически непрерывно до настоящего времени силами организаций Мингео СССР/Минприроды России (НИИГА/ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга и Полярной морской геологоразведочной экспедиции, ПМГРЭ). Значительные объемы работ и специфика геологических задач [Лейченко и др., 2005] определили в последующем ведущую роль ПМГРЭ в организации и выполнении исследований, которые в той или иной степени охватили почти все прибрежные территории Восточной Антарктиды (рис. 1). Некоторые участки Трансантарктических гор и Западной Антарктиды также были обследованы отечественными геологами, участвовавшими в зарубежных экспедиционных работах в качестве обменных специалистов.

Выполнялись рекогносцировочные исследования на отдельных участках, куда маршрутные группы высаживались с борта судна или доставлялись самолетами Ан-2 или Ил-14, площадные геологосъемочные работы (от региональных съемок масштаба 1:1 000 000—1:50 000 до детальных масштаба 1:25 000—1:50 000) или детальные специализированные исследования на отдельных ключевых участках. Эти работы выполняли специалисты НИИГА, которые были знакомы с суровыми условиями Российской Арктики. Первопроходцами в деле геологического познания материка были М.Г.Равич, П.С.Воронов, Д.С.Соловьев, Л.В.Климов. Кроме этих исследователей, наибольший вклад в геолого-геофизическое изучение Антарктиды в начальный период внесли Ю.С.Глебовский, Г.Э.Грикуров, Е.Н.Зацепин, А.М.Карасик, Е.Н.Каменев, Г.И.Каменева, Д.Д.Колобов, В.Н.Масолов, Д.С.Соловьев, Н.Д.Третьяков, Л.В.Федоров, Ф.А.Шелестов, О.Г.Шулятин, а в более позднее время — В.В.Гандюхин, А.В.Голынский, А.А.Лайба, Г.Л.Лейченко, среди многих других исследователей и специалистов.

На ранней стадии отечественных геолого-геофизических исследований Антарктики, во время первых четырех летних сезонов (1956—1959 гг., 1—4-я КАЭ) помимо геологических работ шла адаптация обычных методик к суровым климатическим условиям Антарктиды и вырабатывалась собственная российская методика геологического изучения материка. Во время этих работ впервые было проведено авиадесантное рекогносцировочное обследование 31 участка на побережье Восточной Антарктиды и в глубине материка на расстоянии 100—150 км от берега. Эти участки были расположены на протяжении более 8000 км между 9 и 165° в.д. Важным достижением было посещение (морским десантом) и изучение геологии Берега Отса и Берега Георга V в северо-западной части Земли Виктории и островов в бухте Генри, а также (авиадесантом) восточной части Земли Королевы Мод и крайней восточной части Земли Эндерби и прилегающих к ней островов. Некоторые крупные нунатаки, находящиеся на большом расстоянии от побережья, исследованные советскими геологами в пятидесятых годах, до сих пор больше никем не были посещены. Основные результаты этих исследований были опубликованы в книге «Докембрий Восточной Антарктиды» [Равич и др., 1965]. Впервые для оценки возраста горных пород Антарктиды был применен изотопный К-Аг метод. В районе станции «Мирный» впервые в Антарктиде была выполнена опытная аэромагнитная съемка.

Самыми значимыми открытиями этого периода были: 1) выявление кембрийских интрузий чарнокитов в районе станции «Мирный» и в горном обрамлении ледника

Денмена, 2) открытие слабо метаморфизованных осадочно-вулканогенных отложений в восточном борту ледника Денмена, 3) открытие на Земле Виктории раннепалеозойских метаморфических образований, 4) открытие и картирование метаморфических складчатых толщ пара- и ортогранулитов в районе оазиса Бангера.

В период 1959–1961 гг. (5 и 6-я САЭ) впервые в Антарктиде было осуществлено авиадесантное региональное геологическое картирование (примерно в масштабе 1:1 000 000) крупной территории горных районов центральной и западной частей горной цепи Земли Королевы Мод. Оно осуществлялось в течение двух летних сезонов, причем участники первого сезона зимовали на единственной тогда приспособленной для этого советской прибрежной станции «Мирный». Геологические исследования, сопровождавшиеся аэромагнитными, радиометрическими и астрономическими работами и аэрофотосъемкой территории, осуществлялись на площади около 50 тыс км², которая расположена между 4° з.д. – 15° в.д., 70°30' – 73° 00' ю.ш. Всего в этот период российские геологи обследовали более 850 крупных коренных обнажений горных пород. В результате были установлены главные черты геологического строения гор центральной части Земли Королевы Мод, выявлен ряд закономерностей в петрологии метаморфических пород кристаллического фундамента, представленных тремя метаморфическими фациями (гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой). Удалось также выявить последовательность образования, пространственное размещение и происхождение большинства интрузивных массивов, среди которых были выделены четыре формации разного состава и геологического положения. Были открыты проявления берилла, топаза, горного хрусталя, флогопита и мусковита, апатита, флюорита, редких и рассеянных элементов (циркония, ниобия, лантана, церия и др.). Впервые в Антарктиде был обнаружен металлический метеорит. На западе Земли Королевы Мод (плоскогорье Ричер) был выявлен среднепротерозойский авлакоген. Результаты этих работ были опубликованы в книге «Геология и петрология центральной части гор Земли Королевы Мод» [Равич, Соловьев, 1966] и в нескольких научных статьях.

Последующий период с 1961 по 1966 г. (7, 8, 9 и 11-я САЭ) был посвящен геологическому изучению Земли Эндерби (от Берега Принца Улафа на западе до островов Эйгарен в заливе Эдуарда VIII на востоке). Здесь было обследовано более 400 крупных обнажений горных пород, выполнено детальное геологическое картирование холмов Тала (14 км²) и оазиса Терешковой (20 км²). Были установлены главные черты геологического строения Земли Эндерби и сделаны важные геологические открытия. Впервые метаморфические толщи были разделены на два региональных комплекса: древний (архейский) Нейпирский и молодой (протерозойский) Рейнерский. Были открыты древнейшие породы Антарктиды и (на тот период) мира с возрастом около 4 млрд лет, также впервые выявлены уникальные наиболее высокотемпературные минеральные парагенезисы пород гранулитовой фации повышенного давления (температура образования более 1000 °С при давлении 8–9 кбар). Были открыты железорудные проявления, а также скопления флогопита, мусковита, берилла, топаза, редких и рассеянных элементов. Кроме того, впервые (11-я САЭ) была проведена геологическая рекогносцировка в районе горного обрамления ледника Ламберта и шельфового ледника Эймери, и было открыто крупное месторождение железистых кварцитов, изучено месторождение каменных углей в районе озера Бивер.

В период между 1967 и 1971 гг. (12–14 и 16-я САЭ) сочетались региональные (горы Сер-Роннане и горы Ямато в восточной части Земли Королевы Мод), средне-масштабные (горы Гумбольдта и хребет Петерманн в центральной части Земли Королевы Мод) и крупномасштабные (холмы Полканова на Береге Принца Улафа) геологосъемочные работы. Рекогносцировочные и специализированные (тематические) исследования были выполнены на Антарктическом полуострове и прилегающих островах, а также на отдельных горных массивах Земли Эндерби (холмы Файф, холмы Полканова). В холмах Полканова были открыты многочисленные рудопроявления

меднопорфировой формации и керамических и редкоземельных пегматитов. Кроме того, попутно с геологическими исследованиями впервые в Антарктиде были проведены 16 глубинных сейсмических зондирований земной коры по профилю длиной 425 км (14-я САЭ, центральная часть Земли Королевы Мод). В 16-й САЭ также впервые в Антарктиде была выполнена опытная авиадесантная комплексная геофизическая съемка (МОВ ОГТ и гравиметрия) в западной части Земли Эндерби.

Результаты всех выполненных работ были обобщены в крупной монографии «Кристаллический фундамент Антарктической платформы» [Равич, Каменев, 1972], включающей всестороннее описание и теоретическое рассмотрение всех известных метаморфических фаций Антарктического щита. В этой работе освещено тектоническое строение кристаллического фундамента, состав пород, их минеральные парагенезисы, подчеркнута общность в строении «гондванских» кристаллических платформ Южного полушария Земли: Антарктической, Австралийской, Африканской, Бразильской и Индийской.

Период с 1971 по 1975 г. (17–20 САЭ) ознаменовался выполнением так называемой «операции Эймери»: четырехсезонным комплексным геолого-геофизическим и географо-геодезическим региональным изучением многочисленных горных участков, локализованных в бортах крупнейшей в мире системы ледника Ламберта и шельфового ледника Эймери и в горах Принс-Чарльз.

В конце 1971 г. на шельфовом леднике Эймери Д.С.Соловьев организовал крупную сезонную базу. С опорой на эту базу до марта 1974 г. проводились геолого-геофизические исследования на территории, расположенной к югу на расстоянии до 600 км. За это время было осуществлено региональное геологическое картирование в масштабе 1: 2 500 000 площади около 150 000 км². Отдельные участки на этой площади были исследованы путем составления детальных разрезов. Геофизические работы (МОВ ОГТ, авиадесантная гравиметрия, аэромагнитные съемки) охватили территорию порядка 500 000 км² (включая Землю Кемпа и шельфовый ледник Эймери), преимущественно закрытую ледяным покровом. По двум профилям, пересекающим ледники Ламберта и Эймери, было выполнено глубинное сейсмическое зондирование, показавшее, что оба ледника перекрывают крупную рифтовую систему, заложенную, вероятно, в позднем палеозое.

Геологические результаты и некоторые результаты геофизических исследований были опубликованы в книге «Геологическое строение Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида)» [Равич и др. 1978]. В этой работе представлено детальное описание докембрийских кристаллических комплексов и супракrustальных толщ. Освещено тектоническое строение региона, в котором выделена континентальная рифтовая зона. В бортах рифта открыты и изучены силлы, дайки, трубки взрыва и реликты покровов щелочных основных и щелочно-ультраосновных пород позднепалеозойского – кайнозойского возраста. Было выдвинуто предположение о возможности обнаружения алмазonoсных пород.

В середине 1970-х гг. произошло изменение общей направленности и формата исследований. Приоритетными стали геофизические работы в акваториях морей и океанов, а наземные работы были сосредоточены в их континентальном обрамлении.

Последующий, крупный по объему выполненных работ и важный по достигнутым результатам период с 1975 по 1988 г. (21–33-я САЭ) заключался в комплексном геофизическом изучении шельфовой части моря Уэдделла. Изучалось также горное обрамление этого шельфа, куда входят горы Шеклтона, Пенсакола, Элсуэрта, горы на юго-востоке Антарктического полуострова и в западной части Земли Королевы Мод. Для выполнения работ в 21–26-й САЭ была создана полевая база Дружная-1. Ежегодно на базе размещалось до 200 человек научного и обслуживающего персонала, 67 самолетов и вертолетов, наземные гусеничные машины. Базу Дружная-1 обслуживало до четырех морских судов. Основные достижения этого периода: 1) определены главные черты геологического строения, выполнено тектоническое районирование ранее совершенно не изученного седиментационного бассейна моря Уэдделла, вы-

явлены региональные структуры фундамента и осадочного чехла; 2) определена глубинная структура одной из крупнейших рифтовых зон Западной Антарктиды — зоны шельфового ледника Фильхнера; 3) составлены геологические карты, уточнено геологическое строение горного обрамления моря Уэдделла; 4) усовершенствованы методики построения карт магнитоактивного фундамента, совместного районирования гравитационного и магнитного полей, выработаны рекомендации по повышению геологической информативности магнитометрических и гравиметрических данных по закрытым территориям и акваториям; 5) определен и успешно апробирован оптимальный комплекс методов полевых геолого-геофизических исследований и камеральной обработки данных.

Геологические представления, полученные в результате активных и плодотворных исследований в Антарктиде, нашли отражение в серии мелкомасштабных карт, изданных в конце 1970-х гг. (Геологическая карта масштаба 1:5 000 000 под ред. М.Г.Равича и Г.Э.Грикурова, Тектоническая карта масштаба 1:10 000 000 под ред. Г.Э.Грикурова, Карта метаморфических фаций масштаба 1:5 000 000 под ред. М.Г.Равича и Е.Н.Каменева). Эти издания, намного превосходившие зарубежные аналоги по детальности и разнообразию информации и глубине проработки фактического материала, надолго предопределили приоритет отечественной геологической науки в изучении материка и не утратили своей актуальности до настоящего времени.

Самым продолжительным и своеобразным этапом исследований Антарктиды является этап, начавшийся в 1982 г. (28-я САЭ) и продолжающийся до настоящего времени. В это время разворачивались комплексные геолого-геофизические исследования в регионе ледника Ламберта — шельфового ледника Эймери и на побережье залива Прюдс. В основном выполняются четыре вида работ: региональная, среднемасштабная и детальная геологические съемки (примерных масштабов от 1:1 000 000 до 1:25 000) и аэромагнитная съемка разных масштабов (которая обычно сопровождается радиолокацией закрытых льдом пространств). Геологическими исследованиями охвачены почти все вскрытые из-под льда участки. Значительная удаленность большинства участков от российских баз, а также отсутствие легкой авиации и использование традиционного, но не оптимального в данном случае полевого снаряжения в практике отечественных геологических работ значительно затрудняют исследование этого региона. Несмотря на это, были установлены главные особенности геологического строения этого сектора Антарктиды и сделаны многие важные открытия, суммированные в работах [Иванов, Каменев, 1990; Mikhalsky et al., 2001]. В частности, на юге региона выделена архейская гранит-зеленокаменная область, в центральной части гор Принс-Чарльз обнаружены признаки существования позднедокембрийской активной окраины, а в северной части — выявлены предпосылки алмазности щелочно-ультраосновных интрузивных тел [Иванов, Каменев, 1990; Грикуров и др., 2000].

Начиная с 1981 г., кроме сухопутных исследований, выполняются комплексные морские геофизические работы в окраинных морях. Морские геофизические работы, выполняемые преимущественно силами ПМГРЭ, к настоящему времени охватили большую часть окраинных морей Восточной Антарктиды. Получены многоканальные сейсмические (МОВ ОГТ), гравиметрические и магнитометрические данные по профилям общей протяженностью около 90 тыс км и данные зондирования методом преломленных волн (МПВ) в более чем 200 пунктах [Лейченко и др., 2010], что позволило получить важные сведения по строению антарктической континентальной окраины.

С середины 1990-х гг. выполняются геофизические исследования в районе подледникового озера Восток, включающие наземные радиолокационные и сейсмические наблюдения, а также программа бурения (истоки которой относятся к более ранним отечественным экспедициям) с изучением свойств и состава льда и содержащихся в нем минеральных включений (преимущественно мезопротерозойского возраста). В последние годы исследования ведутся в тесном сотрудничестве с научными центрами

Франции. Эти работы позволили выявить контуры озера и установить главные черты морфологии и строения верхней части земной коры. Параллельные работы в этом районе выполнялись также специалистами США.

Исследования Антарктиды проводятся, как правило, в тесном международном сотрудничестве. Так, отечественные геологи (Г.Э.Грикуров, Л.В.Климов, Е.Н.Каменев, Б.Г.Лопатин, В.В.Самсонов, Е.В.Михальский и др.) в качестве обменных или приглашенных специалистов выполняли исследования в составе антарктических экспедиций Великобритании, США, Австралии, Германии на Земле Мэри Бэрд, Земле Виктории, Антарктическом полуострове, в горах Элсуэрт, на хребте Шеклтона, на Земле Королевы Мод. Значительную роль отечественные специалисты играли в реализации некоторых международных проектов по созданию баз данных дистанционных методов исследований (аэромагнитные, радиолокационные наблюдения), их обработки, интерпретации и составления мелкомасштабных карт. Наиболее крупными, охватившими работы многих государств, являлись проекты ADMAP (Antarctic digital magnetic anomaly map, А.В.Голынский) и BEDMAP (Bed topography of the Antarctic, С.В.Попов), Seismic data library system (SDLS, Г.Л.Лейченко).

В результате многолетних экспедиционных и лабораторно-аналитических исследований, с учетом научного обобщения опубликованных материалов, отечественными специалистами была разработана концепция структуры и эволюции земной коры Антарктики и намечены особенности ее минерогенеза и размещения потенциальных источников сырья. Ниже перечислены важнейшие, по мнению авторов, достижения отечественных геолого-геофизических исследований.

1. Для всех основных обнаженных районов Восточной Антарктиды составлены средне- и крупномасштабные геологические карты (от 1:25 000 до 1:1 000 000); едва ли не единственным «белым пятном» на геологической карте Антарктиды остались горы Русские — весьма удаленная от существующих баз и малочисленная группа нунатаков на Земле Королевы Мод.

2. Установлены главные черты геологического строения и тектонической эволюции материка, охватившей практически весь интервал развития земной литосферы от ранних тектонотермальных процессов (3900 млн лет назад — унаследованное вещество циркона в гнейсах на Земле Эндерби) до современного магматизма на северо-западе Антарктического полуострова. Установлено, что континентальный массив Восточной Антарктиды состоит из относительно не крупных ядер эоархейского заложения и палеопротерозойской кратонизации, которые (на современном эрозионном срезе) окружены и «спаяны» структурами относительно молодой (протерозойской) земной коры (2400–950 млн лет). Установлена полицикличность этого протяженного протерозойского подвижного пояса, которая некоторыми авторами рассматривается как проявление циклов Бертрана. Для большинства районов Восточной Антарктиды также характерна весьма интенсивная тектонотермальная переработка (пластические деформации, метаморфизм гранулитовой фации, анатексис и гранитообразование с чарнокитовой специализацией) в кембрийское время — феномен, выявленный еще в 1960-е гг. и до сих пор являющийся предметом острой дискуссии. Наблюдаемые кембрийские тектонотермальные процессы не сопровождались заметными проявлениями конвергентных геодинамических условий и корообразующих процессов и могли иметь «телеорогенный» характер, являясь дистальным (рифтогенным?) проявлением коллизий вне пределов Антарктиды.

3. Разработана основа структурно-минерогенического районирования антарктического материка и его континентальной окраины [Грикуров и др., 2000; Каменев, Лейченко, 2000], которое осуществлено по двум направлениям: (а) прогнозная оценка углеводородного потенциала антарктических осадочных бассейнов, (б) анализ перспектив твердых полезных ископаемых в комплексах кристаллического фундамента и чехла Восточно-Антарктической платформы и ее фанерозойского складчатого обрамления. Прогноз перспектив твердых полезных ископаемых Антарктиды затруднен недостатком обнаженности и пока вынужден базироваться на крайне скудном фактическом материале,

подкрепляемом аналогией с более изученными гондванскими материками. По данным [Грикуров и др., 2003], в пределах Антарктического щита наилучшие металлогенические перспективы могут быть связаны с ядрами ранней стабилизации, где можно ожидать концентрации Fe, Au, U и платиноидов (в особенности в гранит-зеленокаменной области в горах Принс-Чарльз и в интрузивах габброноритов в оазисе Вестфолль), а также с рифтогенными проявлениями щелочно-ультраосновных и щелочных пород, содержащих признаки алмазов и повышенные концентрации Nb, Ti, Zr. Потенциал протерозойского полициклического подвижного пояса представляется наиболее обнадеживающим в отношении металлических (Cu, Pb, Zn, Mo, Be, REE) и некоторых неметаллических (флогопит, мусковит, апатит) полезных ископаемых. Складчатый фундамент Трансантарктических гор с минерагенических позиций остается практически не изученным, и достоверно подтвержденной здесь является только высокая угленасыщенность пермских отложений; на Земле Виктории известны незначительные проявления жильного золота. С расслоенной трапповой интрузией в горах Пенсакола традиционно связываются надежды на рудоносность бушвельдского типа. Свидетельства соответствующей минерализации получены зарубежными исследователями. Антарктанды представляют собой продолжение медно-порфировой металлогенической провинции Чили и обладают определенной перспективностью на Cu, Mo, Ag, Pb, в том числе на медно-колчеданные месторождения с полиметаллами и золотом, а также на хромовые руды, связанные с гипербазитами.

4. В пределах шельфа и континентального склона Антарктиды выявлен ряд осадочных бассейнов общей площадью более 5 млн км² и мощностью осадочного чехла, местами превышающей 8 км, обоснован широкий стратиграфический диапазон отложений со значительной частью позднемезозойского интервала, играющего ведущую роль в углеводородном балансе многих нефтегазоносных провинций Мира; прогнозные ресурсы углеводородов оцениваются в 65 млрд. т условного топлива [Лейченко и др, 2010].

СОВРЕМЕННЫЕ ЗАРУБЕЖНЫЕ ПРОГРАММЫ

Геологические исследования в Антарктике на постоянной основе выполняются, помимо России, только некоторыми государствами, прежде всего — Австралией, Великобританией, Японией, Китаем. Работы имеют, как правило, довольно узкую специализацию (в основном это структурная геология, геохронология и метаморфическая петрология применительно к районам Восточной Антарктиды, магматическая петрология, литология и стратиграфия применительно к Западной Антарктиде) и осуществляются в рамках и силами преимущественно университетских программ и ученых. Специалистами Австралии подробно охарактеризованы структура и история геологического развития сектора Восточной Антарктиды между 50 и 110 в.д., составляющего большую часть территориальных притязаний Австралии, включая побережье залива Прюдс, горы Принс-Чарльз, горные массивы Земли Эндерби, берег Кемпа и берег Моусона. Основные результаты своих исследований австралийские ученые представили в многочисленных публикациях в престижных международных изданиях, что позволяет Австралии иметь реальную геологическую основу для утверждения своего приоритета в изучении этого сектора Антарктиды и подкрепления своих территориальных притязаний. Великобритания концентрирует исследования на Антарктическом полуострове, Япония — на Земле Эндерби и береге Принца Улафа, Китай — на Земле Принцессы Елизаветы (рис. 1). Китайские специалисты разворачивают весьма активную геолого-геофизическую деятельность на территории, давно являющейся объектом исследований России и Австралии, и в немалой степени преуспели в научной конкуренции.

Другие страны, например США, Германия, Италия, Франция, ЮАР, Индия предпочитают концентрировать свои усилия на периодическом проведении мощных комплексных экспедиций, сочетающих разнопрофильные, узко специализированные программы, и, как правило, выполняют исследования в определенных регионах материка. Так, специалистами США преимущественно ведется изучение Трансан-

тарктических гор, Франции — Земли Адели, Германии и Италии — северной части Земли Виктории, ЮАР западной части Земли Королевы Мод, Японии на западе Земли Эндерби и на берегу Принца Улафа, Индии — в оазисе Ширмахера (рис. 1).

Вместе с тем широко развита международная кооперация, позволяющая существенно снизить удельные затраты на организацию экспедиции и повысить научный потенциал работ. В частности, в 1990—2000-х гг. были организованы совместные экспедиции, например, Новой Зеландии, США и Великобритании (SPRITE), США и Германии (TAMARA), Великобритании и Германии (EUROSHACK), Австралии и Германии (PCMEGA), Германии и Италии, скандинавских и др. стран в различные регионы Антарктиды. В экспедиции часто приглашаются также специалисты из третьих стран.

В последнее десятилетие также получили развитие многолетние международные проекты, в большинстве имеющие мультидисциплинарный характер и ориентированные на решение проблем глобального значения. Работу по координации деятельности и научному обобщению получаемых результатов выполняют группы специалистов, сформированные и поддерживаемые Международным комитетом по изучению Антарктики (SCAR). Некоторые проекты направлены на изучение внутриматерикового пространства Антарктиды, перекрытого мощным ледниковым покровом, другие заключаются в исследовании и мониторинге природной среды и климата. Ниже кратко охарактеризованы те проекты и программы, которые имеют существенную геологическую исследовательскую составляющую.

Проект ANDRILL (Antarctic Geological Drilling) представляет программу бурения скважин на континентальном шельфе Антарктиды. Этот проект наследует задачи международного проекта по бурению со льда (Cape Roberts Project, CRP, 1993—1999 гг.). Проект CRP был реализован бурением трех скважин на шельфе моря Росса около южной части Земли Виктории. Глубина скважин составила 148, 624 и 939 м при глубине моря от 150 до 300 м. Выход керна составил от 86 до 97 %. В реализации программы участвовали университеты и организации Австралии, Великобритании, Германии, Италии, Нидерландов, Новой Зеландии и США. Нынешняя программа предполагает бурение нескольких скважин в юго-западной прибрежной части моря Росса. Этот проект представляет собой мультидисциплинарную, многонациональную программу исследования роли Антарктики в глобальном изменении природной среды в кайнозойское время. В современном проекте участвуют организации США, Новой Зеландии, Италии и Германии. Проект предполагает бурение стратиграфических скважин (до 1000—1200 м) при глубине моря до 1000 м и комплексный анализ материала керна в комбинации с геофизическими съемками и математическим моделированием. В 2007 году была пройдена скважина глубиной около 1200 м, вскрывшая толщу нижнемиоценовых—голоценовых осадков. Обсуждаются также планы по внедрению скоростного бурения скважин во льду (FASTDRILL) для неглубокого, но достаточно частого проникновения в осадки и горные породы, подстилающие покровный ледник, а также подледниковые озера.

Проект EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) является мультинациональным проектом европейских государств (Бельгия, Великобритания, Германия, Дания, Италия, Нидерланды, Норвегия, Франция, Швеция, Швейцария) и заключается в бурении глубоких скважин сквозь ледовый покров и комплексном исследовании льда. Во льду определяются малейшие содержания аммиака (рассматривается как индикатор биологической активности), углекислого газа, метана, кальция, натрия и сульфатов (признаки морской воды, почвы и жизнедеятельности), формальдегида, перекиси водорода (фактор окислительного потенциала кислорода), а также изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ в CO_2 и $\delta^{18}\text{O}$ в O_2 (в воздушных пузырьках и гидратах); анализ дейтерия и H_2^{18}O позволяет рассчитать палеотемпературу. В период с 2004 по 2006 г. пробурено две скважины на всю мощность ледяного покрова: во внутриматериковой части Восточной Антарктиды (Dome C, франко-итальянская станция «Конкордия») и в западной части Земли Королевы Мод (германская станция «Конен»), где пройдено

3270 м (возраст нижних слоев льда превышает 900 тыс лет) и 2770 м соответственно. Аналогичные проекты осуществляются Россией (скважина на станции «Восток», где к началу 2011 г. пробурено около 3700 м) и Японией (станция «Фуджи», где в первой скважине пройдено 2500 м, вскрывших слои льда, накопленные за 320 тыс. лет). Глубокое бурение в ближайшие годы также планирует осуществить Китай, для чего в районе подледной системы гор Гамбурцева организована специальная база.

В рамках Международного полярного года были осуществлены амбициозные программы геофизического изучения внутриконтинентальных областей Восточной Антарктиды: AGAP и ICECAP, предполагающие сбор значительного объема комплексных геофизических данных с помощью аэрометодов над обширными пространствами в регионе подледных гор Гамбурцева и над подледными бассейнами Уилкса и Аврора. Будут получены магнитометрические, гравиметрические материалы и выполнено ультразвуковое профилирование подледной поверхности. Объем планируемых исследований в обоих случаях исчисляется многими десятками тысяч погонных километров. В проекте AGAP принимают участие организации США, Канады, Великобритании, Австралии, Германии и Китая, а в проекте ICECAP – США, Великобритании и Австралии.

Проект ACE (Antarctic Climate Evolution) – международная научная инициатива под эгидой SCAR, направленная на комплексное изучение и моделирование изменения климата и оледенения Антарктиды в прошлом и будущем. Этот проект в целом наследовал проблематику, которая развивалась проектом ANTOSTRAT (Antarctic Offshore Stratigraphy) в период с 1996 по 2002 г. и была направлена на реконструкцию палеоклимата и истории оледенения Антарктиды на базе изучения осадочных отложений на окраинах континента. Задачей проекта ACE является, кроме решения ряда сугубо научных вопросов, выработка предложений по проведению дополнительных полевых исследований и измерений на ключевых участках, выявленных моделированием; интеграция геологических данных, свидетельствующих об изменении антарктического климата, а также издание полученных материалов и широкое публичное распространение достигнутых результатов. Особое внимание уделяется изучению флуктуаций ледяного покрова, связи покровного и морского оледенения с климатическими вариациями, выявлению эвстатических колебаний уровня мирового океана, изменений в интенсивности теплового потока, эволюции ландшафтов, моделированию циркуляции атмосферы и динамики ледяного покрова. Решение этих вопросов позволит ответить на важные вопросы, касающиеся глобальных причин возникновения и особенностей развития оледенения полярных областей земли и найти ключевые признаки проявлений гляциальных циклов в природной среде. В реализацию проекта вовлечены ученые и специалисты в различных областях знаний: ландшафтоведение, тектоника и неотектоника, палеоокеанография, литодинамика, седиментология, палеоэкология, геохимия и др. В проекте участвуют представители университетов США, Великобритании, Италии, Новой Зеландии и некоторых других стран. Проект ACE интегрирует данные, получаемые целым рядом отдельных научно-исследовательских тематических программ и проектов, таких как ANDRILL, ANTEC, ANTIME, EPICA, SALE и др.

Проект ANTEC (Antarctic Neotectonics) направлен на выявление закономерностей недавнего и современного тектонического режима и динамики Антарктической литосферной плиты. Для изучения этой проблемы осуществляется синтез достижений и исследований в различных геологических дисциплинах. Главные вопросы, на решение которых направлен этот проект: 1) как тектонический режим литосферы зависит от изменения литостатической нагрузки; 2) как гляциальная изостазия и тектонотермальная структура литосферы влияют на динамику современного ледникового покрова; 3) как кайнозойские тектонические движения и магматизм связаны с флуктуациями оледенения; 4) какова роль изостазии в развитии современных форм рельефа, геологических структур и осадконакоплении. Широкий спектр этих актуальных вопросов определяет вовлечение в работу по этому проекту исследователей в различных отраслях естественно-научных знаний. Наиболее активное участие в реализации

проекта принимают ученые и специалисты США, Италии, Германии, Австралии. Основными направлениями исследования являются: 1) геодезия (сеть станций GPS, VLBI и DORIS) и спутниковые данные (включая гравиметрию), 2) сейсмология (сеть постоянных сейсмических станций), 3) структурная геология, неотектоника, геоморфология.

Проект SALE (Subglacial Antarctic Lake Environments) является одним из научно-исследовательских проектов SCAR, призванным координировать деятельность по изучению состояния земной поверхности, перекрытой ледяным щитом, и, в частности, подледных озер. В этом проекте объединяются усилия многих стран (Бельгия, Великобритания, Германия, Италия, Китай, Россия, США, Франция, Япония) по изучению биологических, геологических, химических, гляциологических и физических процессов и явлений. Особую роль в этом проекте играет Россия, приложившая значительные усилия по изучению подледного озера Восток и продолжающая наращивать знания о строении земной коры в этой части Антарктиды.

Проект ANTIME (A Late Quaternary Sedimentary Record of Antarctic Ice Margin Evolution) направлен на изучение наиболее молодого, позднечетвертичного процесса осадконакопления на окраине Антарктического материка и его связи с процессами последнего гляциального цикла и эрозии, а также на изучение динамики современного оледенения, его цикличности и влияния на изменения планетного климата. Работы по этому проекту включают наземные и морские сейсмические исследования, опробование шельфовых и озерных осадочных отложений, изучение прибрежных гляциальных процессов и седиментации, определение особенностей состояния природной среды в голоцене. Наиболее активное участие в выполнении этих исследований принимают организации Австралии, Италии, Великобритании, США, Японии.

Все вышеперечисленные проекты в той или иной форме вовлечены в реализацию планов и программ в рамках МПГ. Многие страны, естественно, выполняют и собственные научно-исследовательские программы, направленные на изучение геологического строения Антарктиды и истории оледенения в контексте глобальных климатических проблем. В частности, Японией в конце 1990-х — начале 2000-х годов выполнялась широкомасштабная программа глубинного сейсмического зондирования и попутного геологического изучения поверхностных структур SALE (Structure and evolution of the East Antarctic lithosphere). Среди наиболее активных участников интегрированных работ необходимо отметить США, Великобританию, Австралию, Италию, Германию, Китай. Плодотворное участие этих стран в международных проектах выдвигает их в ряд наиболее заметных субъектов антарктических исследований, отражает продуманную и хорошо финансируемую государственную политику в отношении изучения и освоения Антарктики, предоставляет этим странам возможность влияния на международную ситуацию и обеспечивает высокий международный авторитет, необходимый для реализации своих национальных интересов в Антарктике.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ: РОЛЬ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ В ИЗУЧЕНИИ АНТАРКТИДЫ

Основными задачами отечественных геологических исследований является научный прогноз минерально-сырьевого потенциала Антарктики и выявление особенностей ее структуры. Решение этих задач базируется в первую очередь на результатах изучения дистанционными методами глубинного строения земной коры и геологических аналогиях с другими материками Южного полушария. Совокупность этих данных позволяет высоко оценить перспективность антарктических недр на полезные ископаемые и предполагать наличие в регионе широкого спектра минерально-сырьевых ресурсов. Однако изложенные соображения о ресурсном потенциале Антарктики в современной геополитической обстановке и при существующем уровне мировых цен на минеральное сырье могут рассматриваться только в рамках прогноза вероятности наличия в регионе месторождений тех или иных видов твердых полезных ископаемых,

присущих определенным тектоническим провинциям и структурно-вещественным ассоциациям. Наиболее вероятно, что минеральные ресурсы Антарктики еще в течение долгого времени будут рассматриваться только как потенциальный резерв, и, по мнению авторов, нет оснований ожидать, что в близкой перспективе научный характер геолого-геофизических исследований будет модифицирован зарубежными странами в сторону ресурсной направленности. Во всяком случае, представленный выше обзор текущих программ и проектов очевидно свидетельствует об их эколого-климатической, а не минерагенической ориентации. Наибольшее внимание уделяется изучению кайнозойских ледниковых и ледниково-морских отложений, гляциологическим, климатологическим, экологическим, биологическим исследованиям с целью реконструкции истории антарктического оледенения и выявления закономерностей изменения климата. Впрочем, вопросы геологии кристаллического фундамента Антарктической платформы также находят развитие в работах зарубежных ученых.

Необходимо подчеркнуть, что в конце XX в. формат геологических исследований, выполняемых зарубежными экспедициями, стал меняться. Проводятся специальные мультидисциплинарные геолого-геофизические экспедиции, зачастую усилиями нескольких стран, направленные на изучение определенных районов и решение заранее поставленных и весьма конкретных геологических задач; получили развитие многонациональные научные проекты для решения специфических и, как правило, имеющих глобальное значение проблем; большую роль стали играть аналитические высокотехнологичные методы изучения вещественного состава горных пород и их ассоциаций; увеличилась роль детальных исследований на отдельных ключевых участках. Можно с сожалением констатировать, что Россия участвует в этих проектах и программах в весьма ограниченном объеме, не адекватном ни накопленному ранее научному потенциалу, ни логистическим возможностям.

Объем отечественных геолого-геофизических работ, выполненных в Антарктиде, по разным видам исследований находится в различных соотношениях с аналогичными видами деятельности зарубежных экспедиций, но в целом свидетельствует о фундаментальном вкладе, внесенном Россией в изучении геологического строения и перспектив минерально-сырьевых ресурсов региона. Впрочем, существующий формат отечественных геологических исследований в Антарктиде, предполагающий выполнение геологического картирования практически без попутного научного сопровождения и специализированного изучения структур и геологических тел, не позволяет поддерживать достигнутый ранее уровень геологического изучения материка; приоритет России в этих вопросах может быть полностью утрачен в ближайшее время. К сожалению, в последнее десятилетие научное сопровождение отечественных геологических работ практически прекратилось, и дальнейшее развитие представлений о геологическом строении центрального сектора Восточной Антарктиды осуществляется преимущественно геологами Австралии и Китая; результаты и достижения России в исследовании этого региона стремительно девальвируются.

Долговременные интересы России требуют закрепления приоритета нашей страны, завоеванного по многим направлениям геологического изучения Антарктики в течение 55 лет работ на шестом материке. Научно-обоснованный прогноз минерально-сырьевых ресурсов южной полярной области Земли должен быть подготовлен на таком уровне, который при необходимости обеспечит полноправное участие России в выработке оптимального механизма регулирования возможного в будущем освоения антарктических недр. Наконец, материалы, получаемые в Антарктике, важны для решения многих современных проблем глобальной геологии. Для успешного решения поставленных задач необходимо систематическое проведение геолого-геофизических исследований, что само по себе является одной из наиболее эффективных форм постоянного присутствия нашей страны в Антарктике, однако для повышения роли и сохранения приоритета отечественных геологических исследований необходимо

существенное усиление научной направленности выполняемых в настоящее время геолого-геофизических работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Грикуров Г.Э., Лейченко Г.Л., Михальский Е.В., Гольинский А.В., Масолов В.Н. Минеральные ресурсы Антарктики: геологические предпосылки и перспективы освоения // Разведка и охрана недр. 2000. № 12. С. 59–63.
- Грикуров Г.Э., Лейченко Г.Л., Каменев Е.Н., Михальский Е.В., Гольинский А.В., Масолов В.Н., Лайба А.А. Тектоническое районирование Антарктики и ее минерагения // Арктика и Антарктика. 2003. Т. 2 (36). С. 26–47.
- Иванов В.Л., Каменев Е.Н. (ред.). Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М.: Недра, 1990, 232 с.
- Каменев Е.Н., Лейченко Г.Л. Геология и минерагения полярных областей Земли. Антарктика // Геолого-минерагеническая карта мира масштаба 1:15000000 с объяснительной запиской: в 4 ч. / Гл. редактор Л.И.Красный. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. Ч. 1. С. 245–255.
- Михальский Е.В. Тектоника Антарктиды во взглядах российских исследователей // Бюллетень МОИП, отдел геол. 2007. Т. 82. № 5. С. 56–63.
- Равич М.Г., Соловьев Д.С. Геология и петрология центральной части гор Земли Королевы Мод. Л.: Недра, 1966. 290 с.
- Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 658 с.
- Равич М.Г., Климов Л.В., Соловьев Д.С. Докембрий Восточной Антарктиды. М.: Недра, 1965. 469 с.
- Равич М.Г., Соловьев Д.С., Федоров Л.В. Геологическое строение Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида). Л.: Гидрометеиздат, 1978, 230 с.
- Шалимов А.И. История геологического изучения Антарктики // Труды НИИГА. 1957. Т. 95. С. 5–79.
- Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., Tingey R.J., Thost D.E., Kamenev E.N., Fedorov L.V. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO Geoscience Australia Bulletin. 2001. Vol. 247. 209 p.
- Tingey R.J. How the South was won — a review of the first 150 years of Antarctic geological exploration // Terra Antarctica. 1996. Vol. 3. № 1. P. 1–10.

GEOLOGICAL INVESTIGATIONS IN THE ANTARCTIC: HISTORICAL ASPECTS AND ON-GOING RESEARCH

E.V.MIKHALSKY, E.N.KAMENEV, A.S.MIKHALSKAYA

We describe chronologically the most important events during the geological exploration of the Antarctic, from the early heroic expeditions, when the first knowledge was obtained, to the current detailed and advanced studies, and summarize the most significant scientific results and achievements gained during these investigations. Progress in Antarctic geological research was much enhanced by the International Geophysical Year of 1957/58. From then until recently, Soviet/Russian geological and geophysical work has played an important role, and led to the discovery of some key geological features and an understanding of the tectonic evolution of East Antarctica. Since the 1980s geological investigations in Antarctica have commonly been carried out by international logistic and scientific teams; their work has been of a multi-disciplinary character and has focused on particular geological problems regarding the structure and composition of the crust and lithosphere in key Antarctic regions. Geological studies relevant to issues of climate change have become especially important. We present a brief review of geological field work undertaken both in the past and currently active within the framework of the IPY 2007/08.

Keywords: the Antarctic, geological studies, IPY 2007/08.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 91.(091); 91.(092)

Поступила 3 ноября 2010 г.

**ИМЕНА СОТРУДНИКОВ ААНИИ НА ГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТАХ.
МИХАИЛ ЕМЕЛЬЯНОВИЧ ОСТРЕКИН,
ВЯЧЕСЛАВ ВАСИЛЬЕВИЧ ФРОЛОВ**

науч. сотр. М.В.ДОРОЖКИНА, д-р геогр. наук Л.М.САВАТЮГИН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, savat@aari.ru

Постановлением Правительства Российской Федерации № 706 от 1 декабря 2004 г. вершине с координатами 71° 30,3' ю.ш. и 12° 46,9' в.д. и абсолютной отметкой 2353 м хребта Красовского (массив Вольгат, Земля Королевы Мод, Антарктида) было присвоено имя сотрудника нашего института геофизика Михаила Емельяновича Острекина.

Михаил Емельянович Острекин родился 5 июня 1904 г. в деревне Козловке Смоленского уезда Смоленской губернии в крестьянской семье. В 9 лет поступил учиться в сельскую школу, затем продолжил обучение в средней школе. Получив неполное среднее образование, М.Е.Острекин поступил на рабфак при Смоленском политехническом институте. По окончании рабфака, в 1921 г. он был зачислен на первый курс института. В 1922 г. решением института М.Е.Острекин был откомандирован для продолжения учебы

на физико-математический факультет Ленинградского государственного университета (ЛГУ).

«С этого времени, — писал позже М.Е.Острекин в автобиографии, — начал самостоятельную жизнь; средства к существованию в первый период получал от случайных работ (погрузочные работы в порту, частные уроки и т.п.). В 1925 г. поступил на службу в Слуцкую магнитную обсерваторию (под Ленинградом) в качестве старшего наблюдателя, продолжая при этом учебу в Ленинградском университете. В результате ознакомления с литературой о полярных исследованиях я заинтересовался работой в Арктике и изъявил желание поехать на зимовку».

В июне 1926 г. М.Е.Острекин был зачислен магнитологом в штат Полярной геофизической обсерватории Гидрографического управления Военно-Морского Флота Маточкин Шар на Новой Земле. По возвращении с зимовки, в ноябре 1927 г., М.Е.Острекин продолжил учебу в ЛГУ. В марте 1930 г. он окончил физико-математический факультет университета по специальности «Геофизика» и в апреле того же года поступил на работу в Государственный Гидрологический институт. В качестве прораба, а затем начальника отряда гидрологических изысканий М.Е.Острекин участвовал в полевых работах института в Средней Азии. В мае 1931 г. он был откомандирован в Бюро Генеральной магнитной съемки СССР Главной геофизической обсерватории, где в течение трех лет работал начальником магнитной партии. В марте 1934 г.



М.Е.Острекин
Фото из архива ААНИИ

М.Е.Острекин был направлен в Гидрографическое управление Главсевморпути. В качестве астронома-магнитолога он принимал участие в различных арктических экспедициях.

В январе 1939 г. М.Е.Острекин был откомандирован в Арктический научно-исследовательский институт (АНИИ) и зачислен на должность научного сотрудника-астронома, а через год переведен на должность старшего магнитолога, затем — старшего научного сотрудника. Он руководил группами по обработке астрономических и магнитных наблюдений дрейфующих станций «Северный полюс» и ледокольного парохода «Георгий Седов», принимал участие в арктических экспедициях. В 1941 г. М.Е.Острекин участвовал в знаменитой воздушной экспедиции на самолете «СССР Н-169» в район Полоса Недоступности.

С началом Великой Отечественной войны в июне 1941 г. М.Е.Острекин был назначен начальником Штаба местной противовоздушной обороны АНИИ. В ноябре 1941 г. он был переведен сотрудником Уполномоченного Государственного Комитета обороны по Горьковской железной дороге. С февраля 1942 г. М.Е.Острекин являлся консультантом при Наркомате Морского Флота СССР. В мае 1942 г. он был назначен начальником геомагнитного сектора АНИИ, а в марте 1945 г. возглавил отдел геофизики института. Через год М.Е.Острекин защитил диссертацию на степень кандидата географических наук.

М.Е.Острекин являлся научным руководителем высокоширотных воздушных экспедиций «Север-2» (1948 г.), «Север-3» (1949 г.), «Север-5» (1950 г.), «Север-6» (1954 г.), «Север-7» (1955 г.) и «Север-8» (1956 г.). В результате работ этих экспедиций было выполнено исследование всего Арктического бассейна, включая район Северного полюса, моря Бофорта, океанских акваторий вблизи Аляски, Канады и Гренландии, открыты подводный хребет Ломоносова и Канадско-Таймырская магнитная аномалия.

В экспедиции «Север-2» 23 апреля 1948 г. М.Е.Острекин, П.А.Гордиенко, П.К.Сенько и М.М.Сомов были доставлены самолетом на точку 90° 00' 00" с.ш. Таким образом, они стали «первыми людьми, неоспоримо добравшимися до Северного полюса по поверхности Земли», как за-

фиксировано в Книге рекордов Гиннеса 1988 г.

Постановлением Совета Министров СССР от 25 июня 1949 г. М.Е.Острекину было присвоено персональное звание инженер-генерал-директор Севморпути III ранга.

Указом Президиума Верховного Совета СССР от 6 декабря 1949 г. за отвагу и героизм, проявленные при выполнении специального задания правительства, М.Е.Острекину было присвоено звание Героя Советского Союза с вручением ордена Ленина и медали «Золотая Звезда» (№ 6626).

В 1955–1956 гг. М.Е. Острекин являлся заместителем директора Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ). В 1957–1959 гг. он возглавил геофизический отряд 3-й Комплексной антарктической экспедиции. Во время 7-й Советской антарктической экспедиции (САЭ) М.Е.Острекин осуществлял руководство научной группой первого трансконтинентального рейса Москва–Антарктида на тяжелых самолетах Ил-18 и Ан-12. В 1964–1965 гг. (10-я САЭ) М.Е.Острекин являлся заместителем начальника экспедиции по сезонным работам.

В январе 1966 г. М.Е. Острекин вышел на пенсию. С марта 1966 г. по сентябрь 1969 г. он продолжал работать научным сотрудником в отделе антарктических исследований ААНИИ (ныне отдел географии полярных стран), однако был вынужден оставить работу по состоянию здоровья.

Скончался М.Е.Острекин 13 марта 1977 г.

М.Е.Острекин был награжден двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом «Знак Почета», медалями «За Трудовую доблесть», «За Оборону Советского Заполярья» и «За Победу над Германией», удостоен званий «Почетный полярник», «Отличник Гидрометслужбы СССР».

В 1963 г. Архангельский облисполком решением № 651 от 26 августа утвердил в память о полярном исследователе Вячеславе Васильевиче Фролове (1907–1960 гг.) название ледникового купола Фролова на острове Пайера архипелага Земля Франца-Иосифа.

Чуть позже на Земле Виктории в Антарктиде появился хребет Фролова (70° 40' ю.ш., 162° 15' в.д.).



В.В.Фролов.
Фото из архива ААНИИ

Вячеслав Васильевич Фролов отдал исследованию Арктики 23 года, из них 20 лет он являлся сотрудником ААНИИ и в течение 10 лет возглавлял наш институт.

Вячеслав Васильевич Фролов родился 31 января 1907 г. в селе Семакино Спасской волости Оренбургской губернии в семье крестьянина.

Начальное образование получил в 1916–1919 гг. в сельской школе села Семакино. В 1922 г. В.В.Фролов работал конторщиком в продотряде Саракташской заготконторы Петровского района Оренбургской области.

Осенью 1922 г. он поступил в школу для взрослых № 1 Губполитпросвета в городе Оренбурге, после окончания которой, в 1925 г. начал работать учителем народной сельской школы в своем родном селе. В 1927 г. по путевке Главпрофобра В.В.Фролов продолжил учебу на физико-техническом отделении Восточного Педагогического института в Казани. Досрочно окончив институт, в 1930 г. В.В.Фролов начал преподавать физику и математику в средней школе № 5 города Казани. Возможно, он так бы и продолжил свою педагогическую карьеру, если бы через месяц работы в школе не потерял голос. Это обстоятельство заставило его неожиданно изменить профессию.

В октябре 1930 г. В.В. Фролов поступил на 3 курс физико-математического факультета Казанского университета. В связи с тем, что большую часть предметов по программе ему удалось сдать досрочно, весной 1931 г. он был направлен

на шестимесячные синоптические курсы Гидрометеорологического Комитета СССР при секторе долгосрочных предсказаний Бюро погоды в Ленинграде. В том же году В.В.Фролов начинает работать синоптиком в Гидрометеорологическом бюро Татарской АССР. Весной 1932 г. он вновь был направлен на синоптические курсы, на этот раз Всесоюзные высшие в Пятигорске, по окончании которых ему было выдано удостоверение специалиста-синоптика высшей квалификации. В том же году В.В.Фролов успешно заканчивает геофизическое отделение Казанского университета по специальности геомагнитология и гидрометеорология и поступает в аспирантуру. При этом он продолжает работать в Гидрометеорологическом бюро Татарской АССР, осенью 1932 г. он был назначен заведующим Бюро погоды. В.В.Фролов был женат на Александре Васильевне Тетеревятниковой, в сентябре 1933 г. у них родился сын Вячеслав. В 1934 г. В.В.Фролов окончил аспирантуру, однако защищать диссертационную работу не стал. Он продолжал работать в Управлении Гидрометслужбы Татарской АССР, осенью 1935 г. его назначили начальником метеорологического отдела, а через год — сначала заместителем, а затем начальником Управления. Однако спокойная административно-кабинетная деятельность не устраивала В.В.Фролова, кроме того, его не покидало желание закончить начатую еще в 1934 г. диссертационную работу. В 1937 г. он переводится в систему ГУ СМП. В своей автобиографии он объясняет причину перевода предельно лаконично и ясно: «выезд для работы в Арктику».

Летом 1937 г. В.В.Фролов начинает свою арктическую службу начальником Бюро погоды на полярной станции Диксон, выполняя при этом работу старшего синоптика и старшего геофизика. В октябре 1939 г. за стахановскую работу в Арктике он был награжден значком «Почетный полярник». После окончания зимовки в марте 1940 г. В.В.Фролов вернулся в Ленинград и поступил на работу старшим синоптиком Службы льда и погоды по оперативной части АНИИ, зимой 1940/41 г. он занимался обеспечением спецполетов в Амдерме.

В первые же дни после начала Великой Отечественной войны В.В.Фролов был

вызван в Москву, в ГУ СМП, а оттуда командирован в Арктику, в Штаб морских операций западного сектора, для обеспечения навигации. По возвращении в Архангельск, в ноябре 1941 г. В.В.Фролов добровольно вступил в ряды ВМФ и был зачислен специалистом Штаба ледокольного отряда Беломорской военной флотилии. Во время службы в ВМФ он обеспечивал проводку кораблей по трассе СМП и на Исландию, в качестве расчетчика стрельбы и центрального связного на мостике участвовал в непосредственном отражении атак противника с воздуха.

В марте 1943 г. по ходатайству ГУ СМП В.В.Фролов был демобилизован и направлен в Ленинград, в АНИИ, а оттуда, в мае того же года командирован начальником Бюро погоды на полярную станцию Диксон с одновременным выполнением обязанностей синоптика Штаба морских операций Западного района СМП. С 1943 по 1945 г. В.В.Фролов занимался обслуживанием прогнозами полярной авиации и морского флота ГУ СМП и одновременно — синоптическим обеспечением Карской военно-морской базы. В октябре 1944 г. за успешное выполнение боевых заданий военным командованием Беломорской Военной Флотилии В.В.Фролов был награжден орденом «Красная Звезда». В 1945 г. Указом Президиума Верховного Совета СССР В.В. Фролов был награжден медалью «За оборону Советского Заполярья», медалью «За победу над Германией» и за успешную работу в Арктике вторым орденом «Красная Звезда».

В ноябре 1945 г. В.В.Фролов возвращается в Ленинград и занимает должность заместителя начальника отдела краткосрочных прогнозов погоды АНИИ.

Летом 1946 г. он возглавляет отделение метеорологии АНИИ, а в сентябре 1947 г. успешно защищает кандидатскую диссертацию «Синоптические характеристики Карского моря» с присвоением степени кандидата географических наук. В январе 1948 г. В.В.Фролов приказом начальника ГУ СМП был назначен заместителем директора АНИИ по научной части. В апреле 1949 г. Указом Президиума Верховного Совета СССР ему было присвоено персональное звание инженер-генерал-директор СМП III ранга.

24 августа 1950 г. приказом начальника ГУ СМП В.В.Фролов был назначен директором АНИИ. Общий стаж работы В.В.Фролова в Арктике, с учетом зимовок и экспедиционных исследований, к 1952 г. составил 6 лет 7 месяцев. В 1954 и 1955 гг. он принимал участие в проведении Высокоширотных воздушных экспедиций, являясь заместителем начальника экспедиции по научной части. В 1957 г. за долголетнюю научно-исследовательскую работу по освоению Арктики и в связи с пятидесятилетием В.В.Фролов был награжден значком «Почетный работник морского флота». В июле 1960 г. В.В.Фролов был госпитализирован с диагнозом острый инфаркт миокарда. 22 августа 1960 г. после непродолжительной болезни В.В.Фролов скончался.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архив отдела кадров ААНИИ. Оп. 1. Д. 4625.
2. *Pala Ch. The Oddest Place on Earth. Rediscovering the North Pole. Writer's Showcase Press, 2002. 323 p.*

ПАМЯТИ Б.А.КРУТСКИХ



14 мая 2011 г. на 82-м году жизни после тяжелой болезни скончался известный полярный исследователь, директор ААНИИ с 1981 по 1992-й г. Борис Андреевич Крутских, всю свою жизнь посвятивший изучению Арктики и Антарктики.

Борис Андреевич Крутских работал в ААНИИ с 1954 г. Начиная он в п. Тикси Якутской АССР. Здесь он с целью внедрения научных разработок в практику выступил одним из инициаторов создания Арктических научно-исследовательских обсерваторий — филиалов ААНИИ, которые и были организованы в 1955 г. С 1957 по 1960 г. Б.А.Крутских учится в аспирантуре ААНИИ и по окончании аспирантуры, защитив кандидатскую диссертацию, уезжает работать в Певекскую арктическую обсерваторию уже старшим научным сотрудником.

В 1964 году Б.А.Крутских переводится в отдел Ледовых прогнозов ААНИИ сначала младшим, а затем старшим научным сотрудником. В 1968 г. Б.А.Крутских назначен заместителем директора по научной работе в Арктике, а в 1981 г. — директором института. Будучи заместителем директора и директором ААНИИ, Б.А.Крутских в течение двух с половиной десятилетий организовывал научные исследования Арктики и Антарктики, руководил ими и активно в них участвовал, отдавая все силы и знания, опыт и незаурядные организаторские способности сохранению приоритета и передовых позиций нашей страны в познании и освоении этих труднодоступных районов Земли. В том, что ААНИИ имеет мировую известность, есть и заслуга Б.А.Крутских. В 1980 г. за оригинальную монографию «Основные закономерности изменчивости режима арктических морей в естественных гидрологических периодах» ему была присуждена ученая степень доктора географических наук.

С 1993 г. Б.А.Крутских работал главным научным сотрудником отдела ледового режима и прогнозов. Главное направление его научной и практической деятельности — создание научных основ гидрометеорологического обеспечения промышленно-транспортных задач в полярных районах, включая разработку методов прогнозов и обеспечение потребителей информацией для решения те-

кущих и перспективных практических задач. Б.А.Крутских принимал активное участие в экспедиционной деятельности института — возглавлял ряд арктических и антарктических экспедиций. Около 10 календарных лет Б.А.Крутских провел в арктических и антарктических экспедиционных условиях.

Плодотворная работа Б.А.Крутских отмечена государственными наградами: орденами Ленина, Октябрьской Революции, Трудового Красного Знамени, «За заслуги перед Отечеством IV степени, медалями «За доблестный труд», «300 лет Российскому флоту» и ведомственными наградами — нагрудными знаками «Почетному Полярнику», «Почетный работник Гидрометеослужбы России», почетными грамотами ГУГМС, ММФ и МГА, Золотой медалью ВДНХ.

Борис Андреевич с женой Еленой Васильевной воспитали двух дочерей, двоих внуков, заботились о подрастающих близнецах-правнуках.

Борис Андреевич Крутских был человеком щедрой души, доброго сердца. Все, кто работал и общался с ним, знали его как доброжелательного, отзывчивого, очень жизнелюбивого и располагающего к себе человека. При этом он всегда оставался справедливым и принципиальным.

Светлая память о Борисе Андреевиче Крутских навсегда останется в наших сердцах.

ТРЕБОВАНИЯ К СТАТЬЯМ, ПРЕДСТАВЛЯЕМЫМ ДЛЯ ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц текста в формате Microsoft Word с полуторным интервалом, включая список литературы, таблицы и рисунки.
2. Статьи должны быть представлены в распечатанном виде и переданы в электронном формате на CD или flash-накопителе (только при личной явке автора) в соответствии с нижеприведенными требованиями. Допускается пересылка файлов со статьей по электронной почте.
3. В комплект статьи, присылаемой автором, должны входить:
 - Основной текст статьи на русском языке (включает в себя подрисовочные подписи и библиографический список).
 - Иллюстративный материал в виде отдельных файлов любого из графических форматов в соответствии с нижеприведенными требованиями.
 - Текст аннотации на русском и английском языках.
 - Ключевые слова на русском и английском языках.
 - Название статьи, инициалы и фамилии авторов на русском и английском языках.
 - Сведения об авторах (ученая степень, должность, название организации и ее полный почтовый адрес, электронная почта и телефон (в статье не публикуется)) только на русском языке.
 - УДК статьи.
 - Акт экспертизы и сопроводительное письмо, подписанное руководителем организации или учреждения, где работает автор (авторы), или самим автором (авторами).
4. Требования к представляемым текстовым файлам:
 - Текст должен быть представлен в формате Word 97–2003. При подготовке текста необходимо использовать стандартный шрифт Times New Roman 12 пт., для набора греческих и некоторых специальных символов использовать шрифт Symbol.
 - Дробные части чисел отделяются от целых ЗАПЯТОЙ, а не точкой.
 - Не допускается:
 - использование цифры 0 и буквы О в надстрочном написание в качестве символа градуса;
 - символа «-» вместо «—»;
 - использование символа «х» вместо символа «Х»;
 - использование символов N, O, S, W в качестве указания широты и долготы как в текстах, так и на картах;
 - использование неразрывного пробела.
 - В качестве внешних кавычек используется пара «». При необходимости использования внутренних кавычек набираются кавычки “”.
5. Требования к таблицам:
 - Таблицы должны быть подготовлены в Microsoft Word шрифтом Times New Roman (при необходимости Symbol) 9 пт.
 - В каждой ячейке таблицы НЕ ДОЛЖНО БЫТЬ более 1 абзаца
 - При подготовке таблиц следует помнить, что максимальная ширина таблицы в книжной ориентации 125 мм, в альбомной 195 мм.
 - Таблицы оформляются разделительными линиями толщиной 0,5 пт.
6. Требования к графическим файлам:
 - Иллюстрации к статье готовятся в любом доступном для автора редакторе или приложении. При этом каждая иллюстрация ПРЕДСТАВЛЯЕТСЯ В ВИДЕ ОТДЕЛЬНОГО ФАЙЛА в одном из графических форматов: *.jpg, *.tif, *.eps, *.cdr, *.wmf, *.ai. НЕ ПРИНИМАЮТСЯ иллюстрации, помещенные в документы Word или нарисованные в нем. Допускается иллюстративный материал в формате *.xls

(строго БЕЗ рамок). Все иллюстрации должны быть ЕДИНООБРАЗНЫ (шрифт, линии) по стилю.

- Принимаются только черно-белые иллюстрации. Цветные изображения должны быть отредактированы авторами с учетом того, что цвет не является носителем информации, и проконвертированы в черно-белые (серые). Растровые иллюстрации должны иметь разрешение не менее 300 пикс/дюйм.
Размер и ориентация иллюстрации подбираются автором исходя из размеров полосы верстки, которая не превышает 195×125 мм (максимальный размер иллюстрации, включая подрисовочную подпись и легенду).
 - Для иллюстраций в векторном формате (рисунок в формате Corel Draw, Adobe Illustrator, Microsoft Excel или файлы, экспортированные в формат *.wmf) необходимо использовать только стандартные шрифты Windows (Times New Roman, Symbol) или их аналоги Type-1. При использовании иных шрифтов они должны быть проконвертированы в кривые.
 - Для оцифровки осей рисунков необходимо использовать только вышеуказанные шрифты НОРМАЛЬНОГО начертания, размером не более 10 пт. Десятичный знак при оцифровке осей — только ЗАПЯТАЯ.
 - Все карты, схемы, диаграммы, рисунки должны быть на русском языке.
7. Требования к списку литературы:
- Список работ, на которые есть ссылки в тексте, формируется в алфавитном порядке по фамилии первого автора (при отсутствии автора используется первая буква названия работы). Сначала идет перечень публикаций на русском языке, далее — зарубежных публикаций также в алфавитном порядке. Все работы из списка оформляются в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5–2008.
 - Ссылка на работу дается в тексте в формате [автор(ы), год издания].

С полным перечнем требований к статьям можно ознакомиться на web-странице журнала <http://www.aari.ru/main.php>.

Редакция оставляет за собой право делать необходимые редакционные исправления, дополнения, сокращения.

*За размещение статей в журнале плата НЕ ВЗИМАЕТСЯ.
Всем авторам публикаций бесплатно высылается 1 экземпляр журнала.*

Подписано в печать 10.06.2011
Формат 70×100 1/16
Тираж 500

Печать офсетная
Печ. л. 7,5
Заказ № 18

Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38