

Том 30, номер 4
ISSN 0207 - 4028

Июль-Август 2011

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
Том 30 № 4 2011 Июль–Август
Основан в 1982 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN 0207-4028

Главный редактор **акад. А.И. Ханчук**

Заместители главного редактора

чл.-корр. РАН **Н.А. Горячев**, докт. геол.-мин. наук **А.Н. Диденко**
чл.-корр. РАН **Б.В. Левин**

Зам. гл. редактора–ответственный секретарь докт. геол.-мин. наук **Г.Л. Кириллова**

Редакционная коллегия

докт. геол.-мин. наук **О.В. Авченко**, чл.-корр. РАН **Б.А. Воронов**,
докт. геол.-мин. наук **В.Г. Гоневчук**, докт. геол.-мин. наук **Т.К. Злобин**,
докт. геол.-мин. наук **А.В. Колосков**, докт. геол.-мин. наук **Р.Г. Кулинич**,
докт. геол.-мин. наук **Ю.Ф. Малышев**, канд. геол.-мин. наук **Л.И. Попеко**,
докт. техн. наук **И.Ю. Рассказов**, докт. геол.-мин. наук **Н.П. Романовский**,
чл.-корр. РАН **В.Г. Сахно**, докт. геол.-мин. наук **А.А. Сорокин**,
чл.-корр. РАН **А.П. Сорокин**, докт. биол. наук **Е.Я. Фрисман**,
докт. геол.-мин. наук **О.В. Чудаев**

Редакционный совет

проф. **Х. Аоки** (Япония), проф. **С. Ишихара** (Япония), проф. **К. Крук** (Австралия),
акад. **А.А. Маракушев**, акад. **В.Г. Моисеенко**, проф. **Б.А. Натальин**,
проф. **У. Ноклеберг** (США), проф. **Х. Окада** (Япония), акад. **Ю.М. Пушаровский**,
акад. **Д.В. Рундквист**, проф. **Р. Селтман** (Англия), проф. **М. Сесил** (Канада),
чл.-корр. РАН **А.А. Сидоров**

Зав. редакцией С.М. Ставицкая
Адрес редакции: 680000, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59
FAX 74212 227-189. E-mail: pacificgeo@itig.as.khb.ru

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.Н. Диденко.</i> Учреждению Российской академии наук Институту тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения РАН – 40 лет	3
<i>Р.Ю. Гуленок, В.И. Исаев, В.Ю. Косыгин, Г.А. Лобова, В.И. Старостенко.</i> Оценка нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока и Западной Сибири по данным гравиметрии и геотермии	5
<i>В.Ю. Тимофеев, А.Ю. Казанский, Д.Г. Ардюков, Д.В. Метелкин, П.Ю. Горнов, Н.В. Шестаков, Е.В. Бойко, А.В. Тимофеев, Г.З. Гильманова.</i> О параметрах вращения Сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи	21
<i>Л.Ф. Мишин.</i> Вторичные кварциты и их связь с золоторудной минерализацией месторождения Светлое (Ульинский прогиб, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс)	32
<i>С.В. Зябрев.</i> Стратиграфия и структура центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы (Восток России)	49
<i>М.Н. Лунева.</i> Распределение сейсмической анизотропии под Южным Сахалином	74
<i>А.А. Чащин, Ю.А. Мартынов, А.Б. Перепелов, Н.И. Екимова, Т.П. Владимирова.</i> Физико-химические условия формирования и эволюции позднеплейстоцен-голоценовых магм вулканов Горелый и Мутновский (Южная Камчатка)	87

Некролог

<i>Станислав Григорьевич Бялобжеский</i> (18.11.1938–06.03.2011)	109
--	-----

CONTENTS

<i>A.N. Didenko</i> . 40 years of Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch, Russian Academy of Sciences	3
<i>R.J. Gulenok, V.I. Isaev, V.J. Kosygin, G.A. Lobova, V.I. Starostenko</i> . Estimation of oil-and-gas potential of sedimentary basins of the Far East and West Siberia from gravimetry and geothermy data	5
<i>V.Yu. Timofeev, A.Yu. Kazansky, D.G. Ardyukov, D.V. Metelkin, P.Yu. Gornov, N.V. Shestakov, E.V. Boyko, A.V. Timofeev, G.Z. Gil'manova</i> . Rotation parameters of the Siberian domain and its eastern framing in different geologic epochs	21
<i>L.F. Mishin</i> . Secondary quartzites and their relation to gold ore mineralization of the Svetloye deposit (Ulya trough, Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt)	32
<i>S.V. Zybrev</i> . Stratigraphy structure and of the central part of the East Sakhalin accretionary wedge (Eastern Russia)	49
<i>M. N. Luneva</i> . Seismic anisotropy distribution beneath South Sakhalin	74
<i>A.A. Chashchin, Yu.A. Martynov, A.B. Perepelov, N.I. Yekimova, T.P. Vladimirova</i> . Physical-and-chemical conditions of formation and evolution of Late Pleistocene-Holocene magmas of the volcanoes Gorelyi and Mutnovskiy (South Kamchatka)	87
 Obituary	
<i>Stanislav G. Byalobzheskiy</i> (18.11.1938-06.03.2011)	109

УЧРЕЖДЕНИЮ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК ИНСТИТУТУ ТЕКТониКИ И
ГЕОФИЗИКИ ИМ. Ю.А. КОСЫГИНА ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН – 40 ЛЕТ

Институт был организован в структуре Дальневосточного научного центра Академии наук СССР 1 августа 1971 года на базе комплексной магнитно-ионосферной станции и некоторых других научных подразделений Хабаровского комплексного научно-исследовательского института в соответствии с постановлением Президиума Академии наук СССР от 29 июля 1971 г., № 732. Постановлением Президиума Российской академии наук от 30 мая 2000 г., № 124 Институту присвоено имя академика Ю.А. Косыгина.

История Института тектоники и геофизики неразрывно связана с именем академика Ю.А. Косыгина, который внес неоценимый вклад в организацию, становление и развитие Института, возглавлял его с 1971 по 1988 год, а с 1988 по 1994 год являлся почетным директором Института. Им создана тектоническая научная школа, которая успешно функционирует и поныне.

В 70-е годы основным направлением деятельности Института являлись фундаментальные тектонические исследования, которые выполнялись под руководством Ю.А. Косыгина и его талантливых учеников Л.М. Парфенова, В.А. Соловьева. В Институте впервые в мировой практике был проведен анализ отечественных и зарубежных тектонических систематик, существовавших на то время, начаты работы по разработке понятийной базы тектоники, геофизики, стратиграфии, палеовулканологии. В результате издана серия широко востребованных терминологических справочников: “Тектоника континентов и океанов” (1976), “Форма геологических тел” (1977), “Объекты палеовулканологии” (1977), “Иерархия геологических тел” (1977), “Общая стратиграфия” (1979), “Структура континентов и океанов” (1979), “Геологические формации” (1982) и др. В этот же период созданы крупные региональные обобщения: “Карта тектоники докембрия континентов” (1972), “Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных территорий (на формационной основе)” (1982) и др.

В 80-е годы при сохранении ведущего значения работ тектонического плана в Институте активно развиваются геофизические исследования, проводимые под руководством И.К. Туезова, Ю.Ф. Малышева, Н.П. Романовского, исследования по изучению нефтегазоносных областей востока России

под руководством О.В. Равдоникас, В.А. Кулындышева, В.Г. Варнавского. В этот период издана серия карт: “Карта тектоники нефтегазоносных областей Дальнего Востока и сопредельных территорий” (1985), “Карта магматических формаций Дальнего Востока СССР” (1987), “Карта флюидогеодинимики и нефтегазоносности северо-восточной окраины Азии” (1989) и др. Опубликован ряд монографий, среди которых особое место занимает монография Ю.А. Косыгина “Тектоника”, удостоенная в 1988 году Ленинской премии.

В 90-е годы в ИТиГ ДВО РАН расширяются исследования в области региональной тектоники, глубинной геофизики, геодинимики, сейсмостектоники и сейсмологии, изучения вещества, прогноза рудных и нефтегазовых объектов. Выходят в свет монографии, имеющие большое значение для понимания ключевых вопросов геологии Восточной Азии: “Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива” (1994); “Геоэлектрический разрез литосферы и астеносферы Северо-Восточной Азии и прилегающих частей Тихого океана” (1994); “Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы” (1999); “Нелинейные волновые процессы в геологических средах” (2000); “Мел востока России: седиментация, геодинимика, биоразнообразие, климат” (2000); “Карбон Монголо-Охотского орогенного пояса” (2000).

Уже в новом 21 веке совместно с Шеньянским институтом геологии и полезных ископаемых (КНР) издана “Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов” (2001), получившая высокую оценку российских и зарубежных геологов. Подготовлена и издана Объяснительная записка к ней на русском (2005) и английском (2008) языках. Выпущены первые три тома, из запланированных шести, серийного издания “Осадочные бассейны Востока России”: “Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского бассейна” (2002); “Геология, геодинимика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива” (2004); “Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинимика, топливно-энергетические ресурсы” (2009).

Опубликован ряд крупных обобщений по геологии, геофизике и металлогении восточной окраины

Евразии: “Вторичные кварциты и их рудоносность” (2003); “Металлогения олова Востока России” (2005); “Металлогения урана Дальнего Востока России” (2006); “Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит)” (2007); “Атлас типов углей Приамурья” (2007); “Глубинное строение и металлогения Восточной Азии” (2010).

Основные научные направления ИТиГ ДВО РАН претерпели небольшое изменение со временем и в настоящем определены так: 1) тектоника, глубинное строение, магматизм и эволюция литосферы континента и океана; 2) геодинамика, современные движения и напряженное состояние земной коры, сейсмичность, природные катастрофы Азиатско-Тихоокеанского региона; 3) осадочные бассейны Восточно-Азиатской окраины, ее шельфа и континентального склона: закономерности строения, условия формирования, топливно-энергетические ресурсы.

За период 2005–2011 гг. Институт тектоники и геофизики ДВО РАН участвовал в выполнении 4-х проектов в рамках долгосрочных международных программ и 11-ти проектов в рамках соглашений и договоров с зарубежными организациями КНР, Японии и Индии.

Проводились исследования в рамках долгосрочной международной программы геологической корреляции, выполняемой под эгидой ЮНЕСКО и Международного союза геологических наук:

проект № 506 “Морская и неморская юра: глобальная корреляция и главные геологические события” (2005–2009 гг.);

проект № 507 “Меловые палеоклиматы Азии: причины их вариаций, влияние на изменение биоты и окружающей среды” (2006–2010 гг.);

проект № 509 “Палеопротерозойские суперконтиненты и глобальная эволюция” (2005–2009 гг.);

в рамках Комплексной долгосрочной программы научно-технического обмена между Россией и Индией выполнялся российско-индийский проект В-2.54 “Изучение и прогноз благороднометалльной (платиноиды и золото) минерализации в нетрадиционных геологических объектах и разработка методов обнаружения такой минерализации на востоке России и юге Индии” (2006–2009 гг.).

Проводились и проводятся исследования по договорам и соглашениям о научно-техническом сотрудничестве с зарубежными партнерами: Цзилиньский университет (КНР); Институт сейсмологии и вулканологии университета Хоккайдо (Япония); Шеньянский институт геологии и полезных ископаемых (КНР); Центр углубленного исследо-

вания океанических пород университета Кочи (Япония); Сообщество Университетов Японии по проекту “Геодинамика Дальнего Востока” (2010–2015 гг.); Институт исследований эволюции Земли Японского агентства по морским наукам, наукам о Земле и технологиям).

В структуру Института входят 6 научных лабораторий:

- лаборатория тектоники, заведующий лабораторией д.г.-м.н. Диденко А.Н.;
- лаборатория региональной геофизики и петрофизики, заведующий лабораторией к.г.-м.н. Каплун В.Б.;
- лаборатория сейсмологии и сейсмотектоники, заведующий лабораторией к.г.-м.н. Бормотов В.А.;
- лаборатория тектоники осадочных бассейнов, заведующая лабораторией д.г.-м.н. Кириллова Г.Л.;
- лаборатория магматической тектоники, заведующий лабораторией к.г.-м.н. Приходько В.С.;
- лаборатория физико-химических методов исследования, заведующий лабораторией к.г.-м.н. Бердников Н.В.

Институт обеспечен высококвалифицированными кадрами. Общая численность – 106 чел., в том числе 50 научных сотрудников, из них 10 докторов наук, 27 кандидатов наук, 4 заслуженных деятеля науки РФ; 4 почетных профессора университетов и институтов зарубежных стран, 12 молодых ученых и специалистов. При ИТиГ ДВО РАН действует Объединенный совет по защите докторских и кандидатских диссертаций ДМ 005.012.01.

В период 2000–2010 гг. за высокие достижения в науках о Земле 66 сотрудников Института награждены наградами разного достоинства, в том числе: Орденом Знак Почета – Романовский Н.П. (2002); Орденом Дружбы – Малышев Ю.Ф. (2005); Почетное звание “Заслуженный деятель науки РФ” присвоено Кирилловой Г.Л. (2004).

Лауреатами премии ДВО РАН имени академика Ю.А. Косыгина являются Н.П. Романовский (2006), Г.Л. Кириллова и В.Г. Варнавский (2010). В 2010 г. мл.н.с. лаборатории тектоники Песков А.Ю. награжден премией и дипломом Губернатора Хабаровского края за первое место в XII Краевой конференции-конкурсе молодых ученых и аспирантов.

Прошедшие 40 лет Институт возглавляли: академик Ю.А. Косыгин (1971–1988); член-корр. РАН Ч.Б. Борукаев (1989–1992); д-р геол.-минер. наук Н.П. Романовский (1993–2003); член-корр. РАН С.М. Родионов (2003–2007); д-ор геол.-минер. наук А.Н. Диденко (2007– н.в.).

ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ГРАВИМЕТРИИ И ГЕОТЕРМИИ

Р.Ю. Гуленок¹, В.И. Исаев², В.Ю. Косыгин³, Г.А. Лобова⁴, В.И. Старостенко⁵

¹ООО “РН-СахалинНИПИморнефть”, ул. Амурская 53, г. Южно-Сахалинск, 693000,
e-mail: gulenok_r@mail.ru

²Национальный исследовательский университет “Томский политехнический университет”,
пр. Ленина 50, г. Томск, 634050, e-mail: isaevvi@tpu.ru

³Вычислительный центр ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000, e-mail: kosyginv@inbox.ru

⁴Югорский государственный университет, ул. Чехова 16, г. Ханты-Мансийск, 628012,
e-mail: putia52@mail.ru

⁵Институт геофизики НАН Украины им. С.И. Субботина, пр-т. Палладина 32, г. Киев, 03680

Поступила в редакцию 19 января 2010 г.

Проведена нефтегеологическая интерпретация результатов геоплотностного, геотермического и палеотектонического моделирования ряда осадочных бассейнов Дальневосточного региона и центральной части Западной Сибири. Дана оценка перспектив палеогеновых и верхнемеловых возможно нефтегазоносных комплексов Лунского, Макаровского, Анивского прогибов, Западно-Сахалинского поднятия, Среднеамурской межгорной впадины. Выполнен прогноз зон нефтенакопления в доплитном комплексе и локализация очагов генерации юрских нефтей нового крупного нефтепромыслового объекта центральной части Западно-Сибирской плиты – Югорского свода. Опыт нефтегеологического моделирования в пределах структур разного тектонического плана, вещественного состава и возраста отложений позволяет рекомендовать принятый методический подход и технологию интерпретации данных гравиметрии и геотермии как универсальные и эффективные.

Ключевые слова: гравиметрия, геотермия, нефтегеологическая интерпретация, Сахалин, Приамурье, Западная Сибирь.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе дается оценка перспектив нефтегазоносности ряда осадочных бассейнов пришельфовых и внутриостровных прогибов Сахалина (Лунского, Макаровского, Анивского), Среднеамурской межгорной впадины и Югорской зоны нефтенакопления в центральной части Западно-Сибирской плиты. Эти объекты характеризуются существенным различием геологического строения, разными стратиграфическими уровнями нефтегенерации и нефтенакопления, значительным различием степени изученности и определенности перспектив нефтегазоносности. Вместе с тем, работа базируется на единых концептуальных положениях комплексной интерпретации геолого-геофизической информации и методике прогнозно-поисковой оценки нефтегазо-

носности объектов вплоть до локальных ловушек. Для решения поставленных задач использованы результаты геоплотностного, геотермического, палеотектонического моделирования, привлечен большой и разнообразный фактический геолого-геофизический материал.

Геоплотностное моделирование выполнено на основе решения обратной линейной задачи гравиметрии методом подбора. Применение высокоэффективных современных алгоритмов и технологий позволило привлечь в количественной форме обширную геолого-геофизическую информацию и получить в итоге тонкую структуру плотностных неоднородностей геологического разреза, в первую очередь выделить зоны разуплотнения, которые являются важным признаком нефтенакопления.

Иные теоретические и методические основы заложены в моделировании палеотемпературных условий формирования осадочного бассейна, результаты которого использованы для выявления и изучения динамики во времени очагов генерации нефти. Моделирование включает решение прямых и обратных нестационарных задач геотермии с подвижной границей. Для описания процесса распространения тепла в накапливающейся осадочной толще использован метод конечных элементов. По итогам моделирования выделены палеочаги генерации нефти и газа, установлены пространственно-временные закономерности в изменении теплового режима в процессе развития осадочных толщ.

Наконец, анализ локализованных очагов генерации углеводородов (УВ) и построенных палеоструктурных карт позволил перейти к оценке перспектив отдельных поисковых площадей и локальных ловушек.

Выполненные в едином ключе исследования позволяют сделать ряд важных выводов относительно структуры осадочного чехла и доплитных комплексов исследуемых регионов, перспектив их нефтегазонасности, наличия и местоположения палеочагов генерации УВ, прогноза нефтегазонасности локальных объектов.

Настоящая статья преследует цель изложить результаты решений проблемных задач, связанных с оценкой ресурсов УВ Дальневосточного региона [8] и центральной части Западной Сибири [11]. Вместе с тем, авторы этой статьи чтут память выдающегося геолога-нефтяника, тектониста и геофизика академика Юрия Александровича Косыгина, который давно авторитетно рекомендовал гравиметрические данные "... как индикаторы масс..." [18, с. 23] для изучения геологического строения недр Дальневосточного региона, а еще раньше указал, что "в недалеком будущем можно ожидать открытия нефтяных месторождений" [17, с. 327] в структурах Западно-Сибирской плиты.

МЕТОДИКА

Геоплотностное моделирование выполняется в режиме формализованного подбора для сложных блоково-слоистых разрезов. Определение параметров плотности для аппроксимирующих тел осуществляется посредством решения обратной линейной задачи гравиметрии

$$\|Ax-b\|^2 + \alpha\|x-x_0\|^2 = \min, \quad (1)$$

$$x^{(n)} \leq x \leq x^{(b)}, \quad (2)$$

где A – матрица $n \times m$ (определяется решением прямой задачи гравиметрии для аппроксимирующего

тела в виде трапеции), x – параметр плотности для каждого аппроксимирующего тела, b – вектор наблюдений, α – параметр регуляризации, m – количество аппроксимирующих тел, n – количество наблюдений гравитационного поля; x_0 , $x^{(n)}$, $x^{(b)}$ – начальное приближение, нижние и верхние ограничения на неизвестные.

Для решения задачи (1) – (2) используется алгоритм квадратичного программирования [19]. Здесь метод подбора, в силу применения математического программирования, позволяет в количественной форме использовать многочисленные априорные данные, в т.ч. данные сейсморазведки. По сути, геоплотностная модель – это средство комплексной интерпретации всей совокупности геолого-геофизических данных о разрезе.

Результаты теоретических и имитационных исследований показывают, что методикой геоплотностного моделирования [6] решается задача прогнозирования зон разуплотнения ("ослабленных зон") и зон уплотнения на глубинах до 5–10 км. Разуплотнения и уплотнения выделяются по отношению к априорным ("нормальным") значениям плотности. Выделенные зоны разуплотнения и уплотнения отождествляются с резервуарами, каналами миграции, материнскими толщами, флюидоупорами и локальными источниками тепла.

Процесс распространения тепла в слоистой осадочной толще описывается начально-краевой задачей для уравнения

$$\frac{\lambda}{a} \cdot \frac{\partial U}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial Z} \left(\lambda \frac{\partial U}{\partial Z} \right) = f, \quad (3)$$

где λ – теплопроводность, a – температуропроводность, f – плотность тепловыделения внутренних источников тепла, U – температура, Z – расстояние от "основания", t – время; с краевыми условиями

$$U|_{Z=\varepsilon} = U(t), \quad (4)$$

$$-\lambda \frac{\partial U}{\partial Z} \Big|_{Z=0} = q(t), \quad (5)$$

где $\varepsilon = \varepsilon(t)$ – верхняя граница осадочной толщи, q – тепловой поток из "основания".

Осадочная толща представляется мощностями стратиграфических комплексов h_i , для каждого из которых заданы теплопроводность λ_i , температуропроводность a_i , плотность радиоактивных источников f_i и скорость осадконакопления v_i . Скорость осадконакопления может быть отрицательной, что означает денудацию. Для решения одномерной начально-крае-

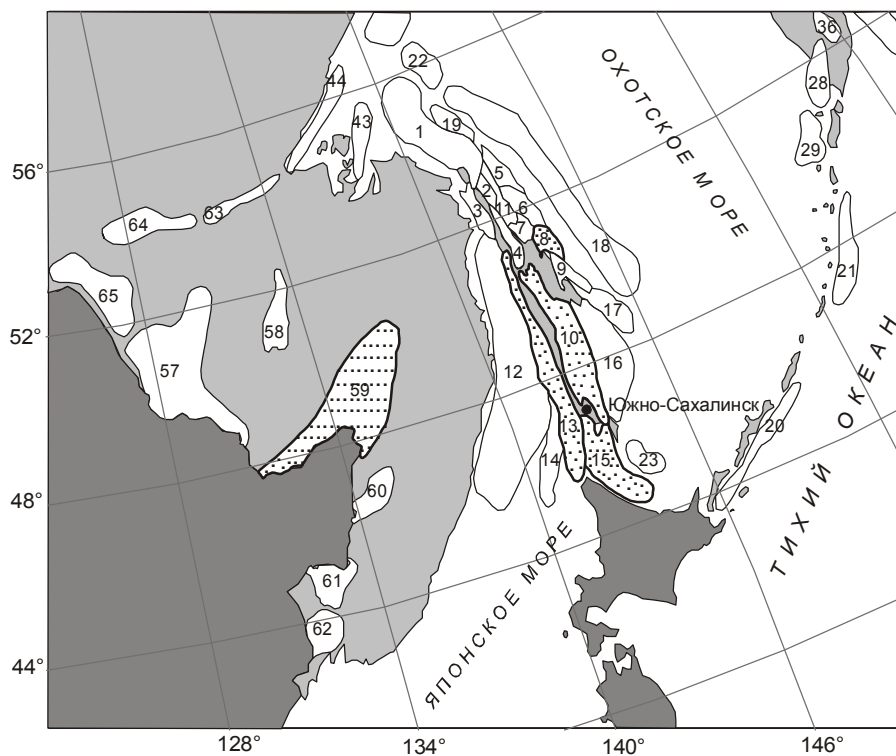


Рис. 1. Схема размещения осадочных бассейнов Дальневосточного региона, по [9].

Крапом выделены осадочные бассейны, описанные в статье: 8 – Лунская впадина, 10 – Макаровский прогиб, 13 – Западно-Сахалинский прогиб, 15 – Анивский прогиб, 59 – Среднеамурская впадина.

вой задачи (3)–(5) с разрывными коэффициентами применен метод конечных элементов [13].

В случае стационарности глубинного теплового потока q , решение обратной задачи определяется из условия

$$\sum_{i=1}^{k_i} (U(Z_i, t, q) - T_i)^2 \xrightarrow{q} \min$$

Решение обратной задачи строится с учетом того, что функция $U(Z, t, q)$, являющаяся решением прямой задачи (3) с краевыми условиями (4) и (5), в этом случае линейно зависит от q .

Краевое условие (4) определяет температуру “нейтрального” слоя и может задаваться в виде кусочно-линейной функции $U(t)$ векового хода температур поверхности Земли. А краевое условие (5) может задаваться в виде кусочно-линейной функции $q(t)$ изменения значения глубинного теплового потока. T_i – измеренное распределение температур. Измеренное распределение температур может задаваться по термограммам выстоявшихся скважин, по замерам температур пластовых флюидов, а также по определениям отражательной способности витринита, пересчитанным в градусы Цельсия [10], с указанием времени срабатывания “максимального палеотермометра”.

Схема расчета палеотемператур состоит из двух этапов. На первом этапе по распределению температур T_i в скважине рассчитывается тепловой поток q через поверхность подстилающего основания, т. е. решается обратная задача геотермии. На втором этапе с известным значением q решается прямая задача геотермии – непосредственно рассчитываются температуры U в заданных точках осадочной толщи Z в заданные моменты геологического времени t .

При отсутствии прямых определений теплопроводности λ , используем петрофизические зависимости теплопроводности осадков от их плотности σ . Эти зависимости получены в интервале плотностей 1.5–2.6 г/см³ как для песчанистых отложений, так и для алевролитов-аргиллитовых толщ [7]. Коэффициенты температуропроводности a_p , плотности теплового выделения радиоактивных источников f_i также зависят от породного состава стратиграфических комплексов.

Рассчитанные палеотемпературы в каждом стратиграфическом комплексе и температурная градиация зон катагенеза интенсивной генерации и эмиграции УВ позволяют прогнозировать присутствие в разрезе материнских пород: газа первой генерации – 50–90 °С (МК¹); нефти – 90–130 °С (МК²); газа второй генерации и газоконденсата – 130–190 °С (МК₂-

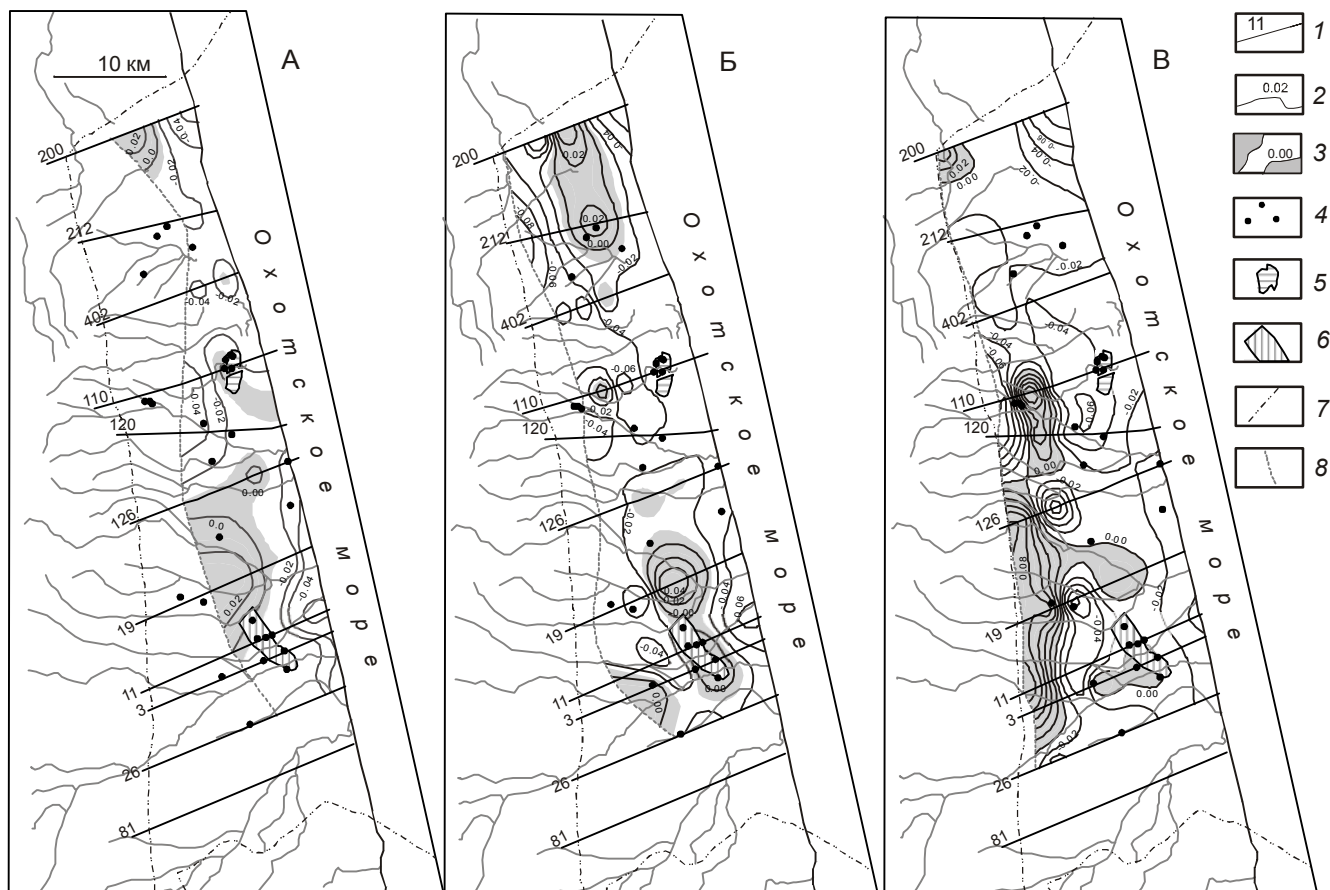


Рис. 2. Схематические карты распределения аномалий плотности окобыкайских (А), дагинских (Б) и борских (В) отложений Лунской впадины.

1 – расчетный профиль и его номер, 2 – изоаномалы плотности (г/см^3), 3 – прогнозируемые зоны толщ-флюидоупоров (затемнены), 4 – глубокие скважины, 5 – Уфское месторождение, 6 – Полярнинское месторождение, 7 – контур Лунской впадины, 8 – линия выклинивания отложений Лунской впадины.

МК₃); более 190 °С – разрушительные для УВ температуры. При этом прогнозе мы опираемся на известную шкалу катагенеза и температурной зональности процессов нефтегазообразования [15].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ САХАЛИНА

Сухопутная часть *Лунской впадины* Сахалина (рис. 1) через “транзитную зону” имеет продолжение на акваторию сахалинского шельфа и фактически формирует площади тендерных участков Сахалин 2, 3. Задача проведенных исследований состояла в объемно-площадном изучении общих закономерностей степени катагенеза и литоплотностных характеристик мезозойско-кайнозойских толщ и свит [7, 9].

Для согласованного описания скважин и геолого-геофизических разрезов проведена унификация стратиграфических толщ в пределах всей Лунской впадины, дальнейшее их обозначение снизу вверх

идет в следующем порядке: мезозойско-палеозойское основание (Mz-Pz), условно верхнемеловая (Mz) и палеогеновая (P) толщи, неогеновые (N₁) борская (br), дагинская (dg), окобыкайская (ok) и нутовская (nt) свиты. В пределах суши выявлены четырнадцать перспективных объектов и два месторождения – Уфское газонефтяное, приуроченное к дагинской свите, и Полярнинское нефтяное, приуроченное к борской свите.

На рис. 2 представлены результаты *геоплотностного моделирования* вдоль десяти расчетных профилей. По геоплотностному признаку “закартированы” зоны толщ-флюидоупоров в окобыкайских, дагинских и борских отложениях. Отрицательными значениями аномалий плотности “картируются” зоны улучшенных коллекторских свойств. Особенность представленных схематических карт заключается в том, что ни одна из свит не является толщей-коллектором (резервуаром) или толщей-флюидоупо-

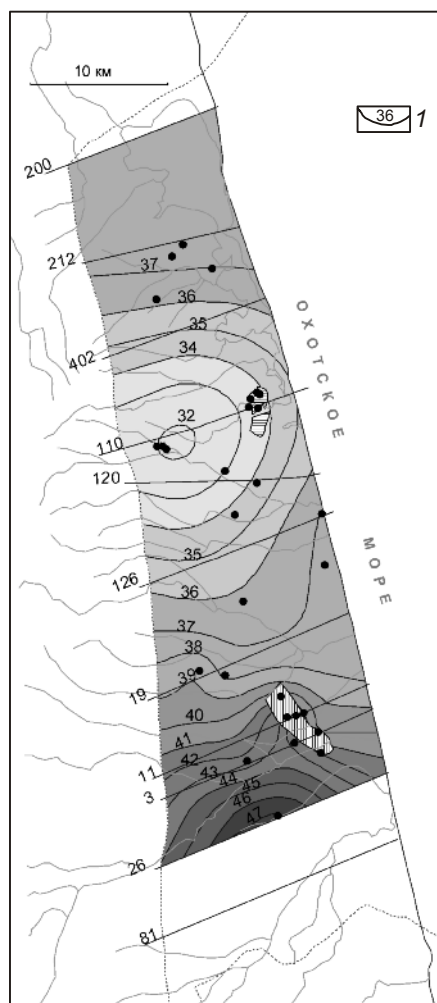


Рис. 3. Карта теплового потока из мезозойско-палеозойского основания Лунской впадины.

1 – изолинии значений плотности теплового потока (10^{-3} Вт/м²), остальные обозначения те же, что на рис. 2.

ром (региональной покрывкой) на всей территории своего распространения в пределах впадины. Свиты по своему простираию в отношении коллекторских свойств распадаются на зонально-блоковые системы. Месторождения УВ по плановому положению и стратиграфической приуроченности вполне “вписываются” в закартированные зонально-блоковые системы. Так, Уфское месторождение приурочено к разуплотненным дагинским отложениям и перекрыто флюидоупором в окобыкайских отложениях. Полярнинское месторождение приурочено к зоне пониженных плотностей в борских отложениях (особенно северо-западное крыло залежи) и перекрыто сильно уплотненным блоком-флюидоупором в дагинских отложениях.

На рис. 3 представлены результаты решения обратной задачи геотермии – по термокаротажу глубоких скважин восстановлено распределение теплового потока из основания Лунской впадины. Особенности размещения на карте теплового потока месторождений УВ заключаются в следующем. Полярнинское месторождение расположено в области максимальных значений теплового потока из основания при общей мощности мезозойско-кайнозойских осадков 4.0–4.5 км. Уфское месторождение расположено в области уменьшенных значений (на 15 %) теплового потока из основания, но при максимальной мощности мезозойско-кайнозойских осадков, достигающей 6.5–7.0 км. Как следует из модели (3), осадочная толща за счет внутренних радиоактивных источников генерирует дополнительный тепловой поток в верхние слои.

Динамика главной зоны нефтеобразования (ГЗН) и зон интенсивной генерации газа определяет положение в разрезе палеочагов генерации УВ – нефтематеринских и газоматеринских пород (рис. 4). Из положения палеозон интенсивной генерации и эмиграции УВ на современном разрезе вытекает следующая особенность. Если в пришельфовой части суши ГЗН и глубинная газовая-газоконденсатная зона приурочены, в основном, к миоценовым отложениям, то в направлении от береговой линии в сторону суши положение этих зон как по гипсометрии, так и по стратиграфическому уровню существенно меняется. Зоны материнских пород по гипсометрическому уровню смещаются вверх на 1.0–1.5 км, при этом погружаясь в палеогеновые и верхнемеловые отложения.

По геотемпературному признаку “закартированы” зоны распространения материнских пород в дагинских, борских и палеогеновых отложениях (рис. 5). Особенность представленных схематических карт заключается в том, что для всех свит и толщ характерна латеральная изменчивость степени катагенеза. Месторождения УВ по плановому положению и стратиграфической приуроченности вполне “вписываются” в закартированную зональность. Так, Уфское газонефтяное месторождение приурочено к материнским породам газа первой генерации в дагинских отложениях. Полярнинское нефтяное месторождение приурочено к нефтематеринским породам в борских отложениях.

По результатам картирования материнских пород и зон флюидомиграции в меловых отложениях юга Сахалина выделены перспективные участки для поисков залежей преимущественно газа и газоконденсата. Участки расположены вдоль зоны Цент-

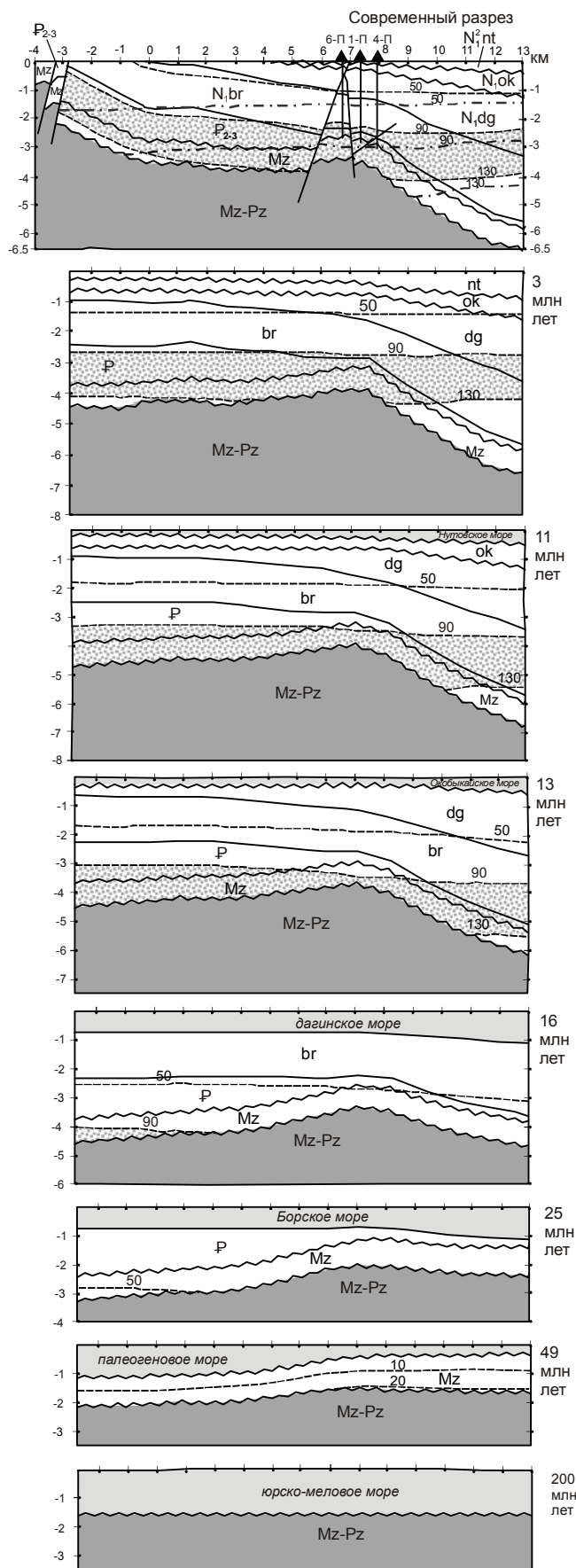


Рис. 4. Результаты палеотектонических реконструкций и палеотемпературного моделирования вдоль расчетного профиля 11 в Лунской впадине.

1 – изотермы современных температур, °С, 2 – изотермы палеотемператур (в современном разрезе – максимальных палеотемператур), °С, 3 – зона газа первой генерации, 4 – главная зона нефтеобразования, 5 – зона газа второй генерации и газоконденсата, 6 – геологические границы, 7 – эрозионный срез, 8 – палеобассейн осадконакопления, 9 – мезозойско-палеозойское основание Лунской впадины, 10 – скважины и их номера.

рально-Сахалинского разлома, в пределах Западно-Сахалинского поднятия, Анивского и Макаровского прогибов [3, 9].

Последними исследованиями [5, 12] по результатам геоплотностного моделирования выявлена определенная меридиональная зональность, согласно которой наибольшие разуплотнения присущи осадочным комплексам верхнемелового-кайнозойского возраста центральной и фронтальной части меловой надвиговой пластины. Пространственно эта зона соответствует Лютогской мульде и Камышовому поднятию. В Анивском прогибе разуплотнения присущи, в основном, интервалу верхнемеловых отложений в поднадвиговой и преднадвиговой его частях. Анализ распределения палеотемператур и по латерали, и по вертикали также показывает определенную зональность. В Анивском прогибе в преднадвиговой и поднадвиговой частях разреза ГЗН и нижняя зона газообразования отвечают, в основном, верхнемеловому разрезу. По западному крылу Лютогской мульды, в структурах Холмской антиклинальной зоны большая часть разреза меловых отложений прошла главную фазу нефтеобразования и, скорее всего, находится на стадии вторичной генерации газа.

Таким образом, верхнемеловые отложения наиболее перспективны в пред- и поднадвиговой области Анивского прогиба и в наиболее погруженной части Лютогской мульды, а также в структурах Ново-Тамбовской и Больше-Холмской антиклиналей.

Установленные особенности геоплотностного разреза и геотемпературного режима верхнемеловых

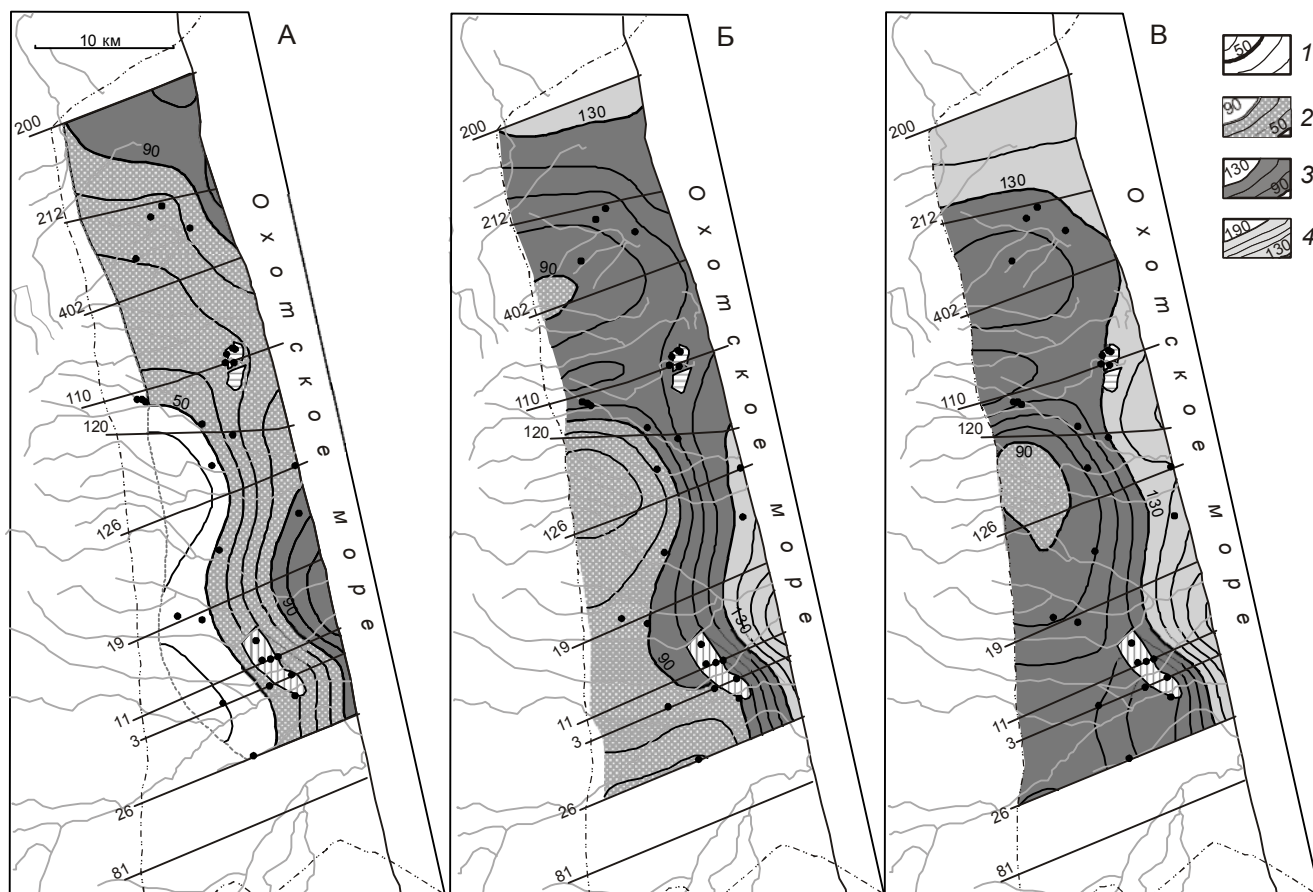


Рис. 5. Схематические карты распределения максимальных палеотемператур и прогноз зон распространения материнских пород в подошве дагинских (А), борских (Б) и палеогеновых (В) отложений Лунской впадины.

1 – палеоизотермы (°С) зоны распространения материнских пород; 2 – газа первой генерации, 3 – нефти, 4 – газа второй генерации и конденсата. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2.

отложений юга Сахалина позволяют считать, что часть Сахалина, расположенная западнее Центрально-Сахалинского разлома, может представлять собой самостоятельный потенциально нефтегазоносный район, где существенная роль при поисковых работах должна отводиться верхнемеловым осадочным комплексам.

Перспективы нижнего этажа осадочного чехла юга Сахалина подтверждает открытие небольшого Георгиевского месторождения нефти в палеогеновых отложениях Холмской антиклинальной зоны, в разрезе которой присутствуют нефтематеринские меловые осадочные породы [20].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СРЕДНЕ-АМУРСКОЙ ВПАДИНЫ

В процессе исследований методом геоплотностного и палеотемпературного моделирования осадочного разреза изучены в регионально-зональном плане коллекторские свойства осадочных отложений

Переяславского грабена и идентифицированы их нефтегазоматеринские толщи [2, 9].

Для построения нормальных плотностных моделей стратиграфических комплексов по скважинам Волочаевская 1 (В1), Екатеринославские 1,2 (Е1, Е2) была создана база данных петрофизических материалов, проведено статистическое моделирование. В результате корреляционно-регрессионного анализа плотности δ , пористости m и глубины H залегания 493 образцов керна получены зависимости $\delta(H)$. Зависимости построены в виде экспоненциальных кривых $\delta(H) = B_1 - B_2 \times \exp(-B_3 \times H)$, наиболее адекватно отражающих следствие процессов литостатического уплотнения. Для определения теплофизических характеристик пород каждой из толщ применены эмпирические зависимости “плотность–теплопроводность”.

Основные выводы и рекомендации по результатам прогноза нефтегазоносности Переяславского грабена сводятся к следующему.

Рис. 6. Сопоставление сейсмофаций осадконакопления и зон аномального разуплотнения верхнемеловых отложений Переяславского грабена Среднеамурской впадины.

1 – расчетные и сейсмические профили, 2 – границы фаций палеодельты, 3 – фации палеодельты, 4 – прибрежно-морские фации, 5 – погружение лопастей палеодельты, 6 – изомомалы плотности (г/см^3), 7 – прогнозируемые зоны коллекторов, 8 – глубокие скважины: Е – Екатеринославские, В – Волочаевская.

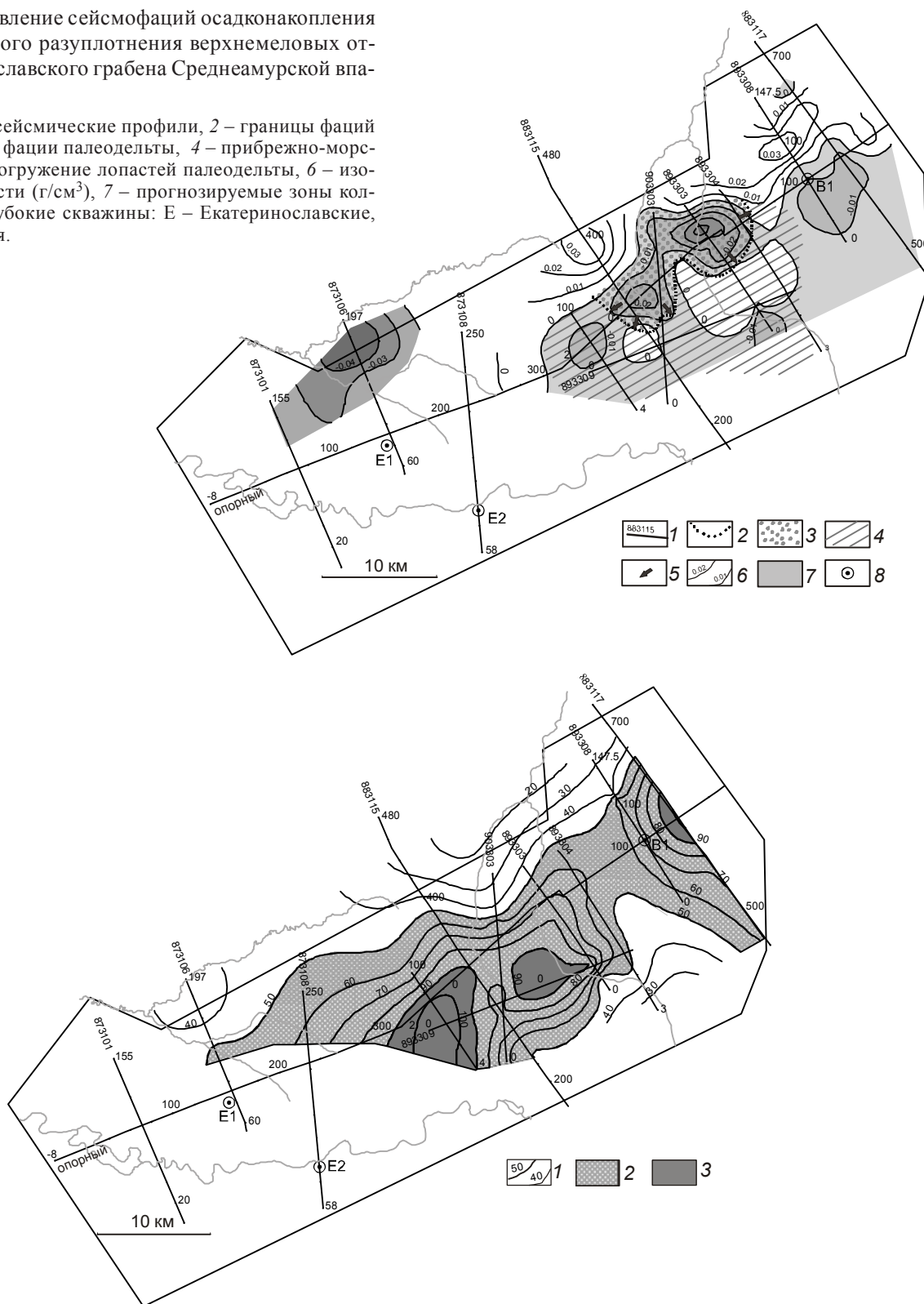


Рис. 7. Схематическая карта распределения максимальных геотемператур и зон распространения материнских пород в подошве верхнемеловых отложений Переяславского грабена Среднеамурской впадины.

1 – изотермы ($^{\circ}\text{C}$), 2 – распространение материнских пород газа первой генерации, 3 – распространение нефтематеринских пород. Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

Как перспективный в отношении нефтегазоносности литологический комплекс выделена волочаевская толща поздне мелового возраста (K_2VI). Выявлена прямая связь (рис. 6) между отрицательными аномалиями плотности, установленными по результатам геоплотностного моделирования, и выделенными в разрезе предположительно волочаевской толщи линзовидными сейсмофациальными телами, которые, вероятно, являются осадками крупной палеодельты и имеют песчаный и песчано-глинистый состав, что может характеризовать эти тела как проницаемые коллекторы.

По результатам геотемпературного моделирования выделены вероятные зоны нефтегазообразования как по площади развития предположительно волочаевской толщи (рис. 7), так и по вышележащим отложениям. Отмечена приуроченность этих зон к наиболее погруженным частям грабена. При этом в зону возможного нефтеобразования попадают, в основном, осадки прибрежно-морских фаций волочаевской свиты. Здесь кровля триасово-юрского “фундамента” находится, по геофизическим данным, на глубине 4.0–5.0 км, кровля верхнемеловых отложений – на глубине 1.4–1.8 км, мощность волочаевских отложений достигает 1.2–1.4 км. При наличии миграции флюидов из наиболее погруженной части грабена по восстанию, литологические тела палеодельты могут вмещать скопления не только газа, но и нефти. Покрышками при этом могут быть внутриформационные, вероятно, глинистые образования, облекающие линзовидные тела и создающие собственно “холмистые” сейсмофации. Покрышками могут быть и перекрывающие кайнозойские образования чернореченской свиты ($P_{1-3}sr$), выдержанные по плотностному параметру.

Наиболее перспективным является объект, выделяемый в районе пересечения опорного профиля с “секущим” сейсмическим профилем. Выделенная здесь наиболее контрастная локальная отрицательная аномалия плотности оптимально совпадает с линзовидными седиментационными телами палеодельты. В месте пересечения указанных профилей рекомендуется заложение поисковой скважины.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

На тектонической карте по кровле доюрских отложений (рис. 8) в центральной части Западно-Сибирской плиты в зоне, расположенной между Сургутским сводом на востоке и Красноленинским и Полуйским сводами на западе, обособляется серия по-

ложительных структур, которая выделена в качестве структуры Югорского свода [4]. Для мезозойско-кайнозойских отложений рассматриваемая территория выделена как Югорская зона нефтенакопления [14]. По своим размерам рассматриваемая нефтеперспективная территория аналогична Сургутскому, Красноленинскому и Нижневартовскому сводам – гигантским зонам нефтегазонакопления – и может быть сопоставима с ними по ресурсам.

Прогнозирование зон нефтегазонакопления в основании осадочного чехла

Прогноз нефтегазоносности доплитного комплекса Югорского свода получен при моделировании регионального сейсмопрофиля XIII [11], пересекающего все основные структуры центральной части Западно-Сибирской плиты.

Прогнозное плотностное картирование кровли доюрских отложений выполнено с дискретностью 5–10 км. Освещена плотностная структура доюрских отложений до глубины 7 км, с шагом дискретизации по глубине 0.7–1.0 км. Прогнозное плотностное картирование доюрских отложений на глубинах 4–7 км выполнено с дискретностью по латерали 15–30 км. Разуплотнения и уплотнения в разрезе выделены по отношению к априорным значениям плотности (рис. 9).

Разуплотнения кровли доюрских отложений выделены на участках Ай-Пимского вала, Северо-Камынской седловины, Туманного вала. Наиболее интенсивное разуплотнение фиксируется узким “окном” на западе Северо-Камынской седловины. “Сквозную” структуру (до глубины 6–7 км), выполненную, в основном, вероятно, породами с плотностями слабометаморфизованных осадков или дезинтегрированных пород, имеет крупная обособленная зона разуплотнения доюрского комплекса, приуроченная к западной части Ай-Пимского вала, Северо-Камынской седловине, Туманному валу и восточной части Верхнеляминского вала. Наиболее интенсивным разуплотнением характеризуется участок Северо-Камынской седловины. Послеюрские отложения разуплотнены на участке восточный склон Туманного вала – Северо-Камынская седловина – западный склон Ай-Пимского вала.

В восточной части территории исследований с зоной разуплотнения доюрской толщи и меловых отложений положительно коррелируют скопления УВ. Здесь расположены Ай-Пимское нефтяное месторождение с залежами в средне-, верхнеюрском и меловом нефтегазоносных комплексах (НГК) и Северо-Камынское месторождение с залежами нефти в верхнеюрском и меловом НГК (рис. 10А). Западная же

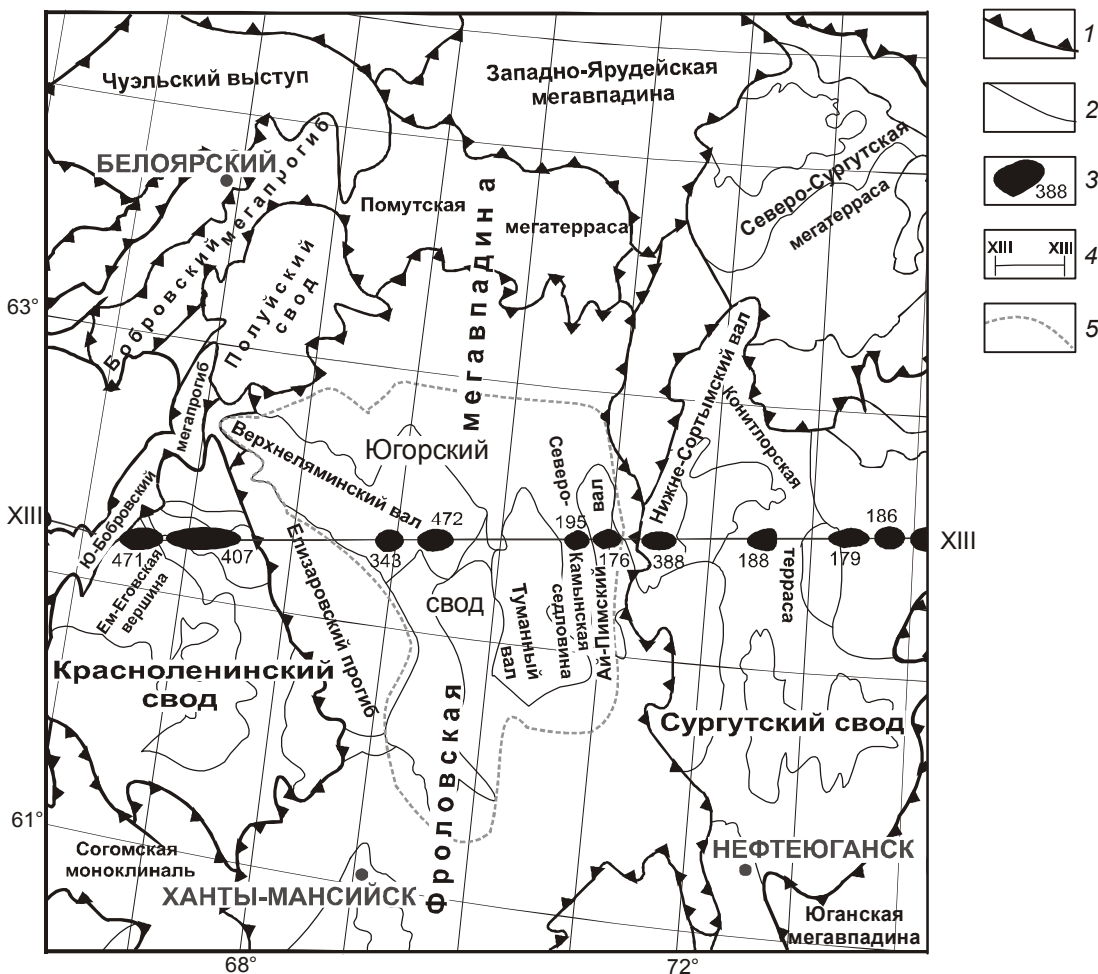


Рис. 8. Обзорная схема территории исследований, на основе [1].

1 – границы тектонических элементов I порядка, 2 – границы внутреннего районирования тектонических элементов I порядка, 3 – месторождение УВ (в створе геотраверса) и его номер, 4 – линия моделируемого геотраверса, 5 – Югорский свод. Месторождения: 471 – Поснокортское, 407 – Рогожниковское, 343 – Апрельское, 472 – Итьяхское, 195 – Северо-Камынное, 176 – Ай-Пимское, 388 – Нижнесургутское, 188 – Конитлорское, 179 – Тевлинско-Русскино, 186 – Кога-лымское.

часть территории (сочленение Верхнеяминского и Туманного валов), расположенная также над разуплотненными доюрской и меловой толщами, может являться перспективной зоной в отношении скопления УВ в юрском и меловом НГК. Разуплотненные триасовые эффузивы кислого состава, органогенные известняки девона могут служить резервуарами для нефтей (?), газоконденсата и газа, генерируемых глинистыми прослоями.

Генерация нефти на Итьяхском месторождении связана, вероятно, с нефтематеринскими отложениями верхнеюрской тутлеймской (tt) свиты – аналога баженовской (bg) – и нижнеюрскими битуминозными отложениями радомской (rd) и тогурской (tg) пачек (рис. 10Б). Залежи сформировались в отложениях средне- и верхнеюрского НГК. Раз-

уплотненные меловые отложения, залегающие над этими очагами генерации, имеют потенциальные аккумулярующие возможности, в них могут быть обнаружены залежи нефти.

Над зоной разуплотнения всего доюрского комплекса, приуроченной к северо-восточной части Красноленинского свода (Рогожниковский вал), находится Рогожниковское нефтяное месторождение с залежами почти во всех НГК юры и неокома (рис. 10В). По-видимому, основным источником нефти этих залежей являются потенциально материнские породы тутлеймской свиты. По глубине положения тутлеймская свита “вошла” в ГЗН. Разуплотненная структура послеюрских отложений способствовала миграции нефти в ловушки викуловской свиты (vk₁). Непосредственное примыка-

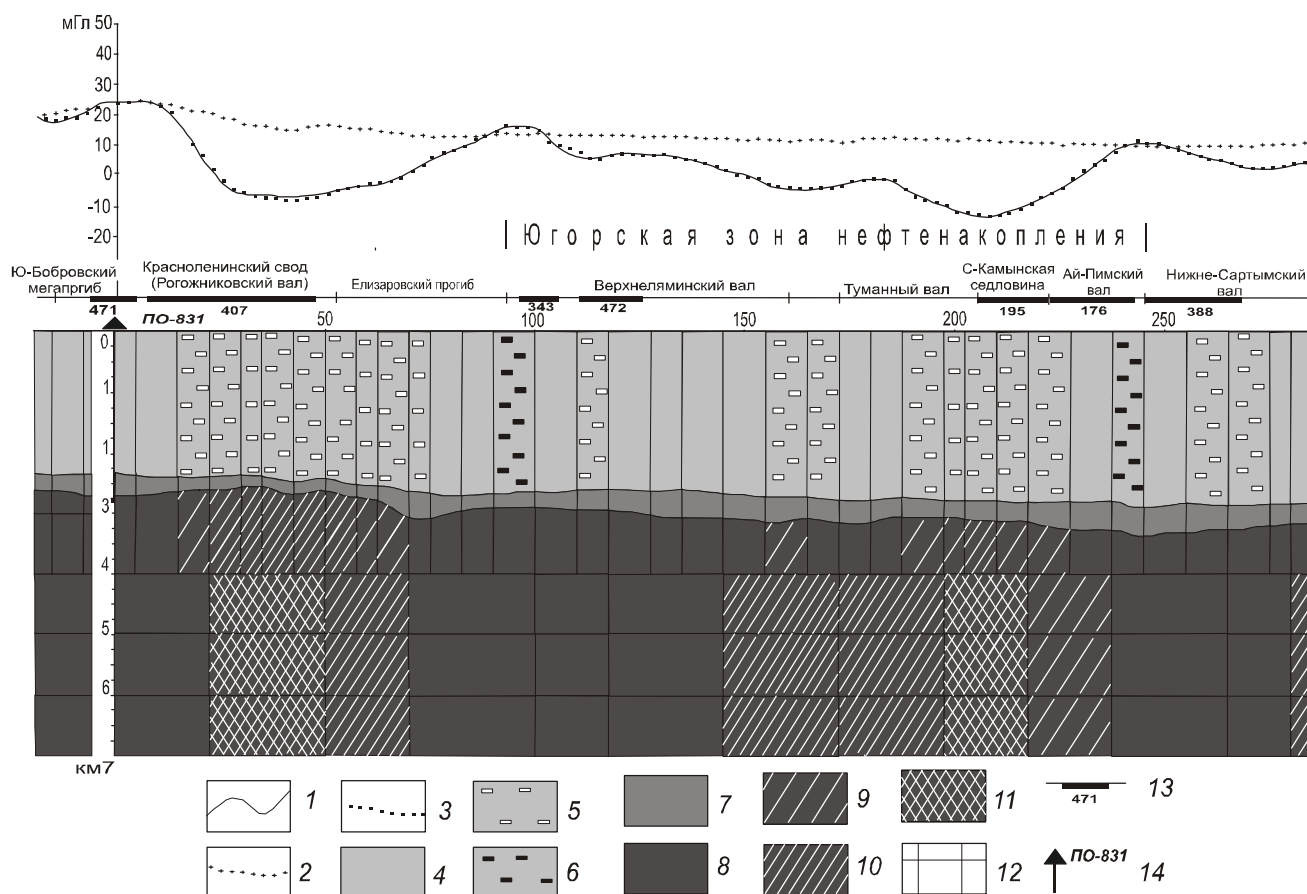


Рис. 9. Геоплотностная модель вдоль регионального сейсмопрофиля XIII (участок Югорского свода).

Графики силы тяжести: 1 – наблюдаемого поля, 2 – априорного разреза, 3 – расчетного разреза; 4 – послеюрские отложения; разуплотнения (5) и уплотнения (6) послеюрских отложений до 0.05 г/см^3 ; 7 – юрские отложения; 8 – доюрские отложения; разуплотнения доюрских отложений (9–11) до 0.05 , на $0.05\text{--}0.10$ и $0.10\text{--}0.15 \text{ г/см}^3$, соответственно; 12 – блокировка разреза при моделировании (разбивка разреза на аппроксимирующие тела); 13 – месторождение УВ и его номер на обзорной схеме; 14 – “реперная” скважина.

ние к материнским отложениям тутлеймской свиты пластов абалакской свиты и верхней подсвиты тюменской свиты, отсутствие нижнеюрских отложений способствовало миграции нефти в ловушки пластов Ю₀, Ю₁, Ю₂₋₅ и Тг. Масштабная зона разуплотнения доюрского комплекса на участке Рогожниковского вала является, по нашему мнению, сосредоточением резервуаров и генерирующих толщ в слабометаморфизованных палеозойских терригенно-карбонатных породах и в трещиновато-кавернозных магматических породах. Здесь крупный резерв расширения ресурсной базы Красноленинского нефтегазоносного района (НГР) с нефтяными, газоконденсатными и газовыми залежами в доюрском разрезе на глубинах 2.5–4.5 км.

Выполненный прогноз находит практическое подтверждение в результатах глубокого бурения на Рогожниковской площади. Пласт Тг на Рогожников-

ском лицензионном участке (ЛУ) введен в опытно-промышленную разработку (в 2005–2006 гг.). Пробурено 70 скважин, вскрывших 11 км доюрских пород. Из них около 3.5 км являются по различным признакам коллекторами [16].

Локализация прогнозных ресурсов осадочных комплексов

Цель исследований – выявление, картирование и изучение динамики в геологическом времени очагов генерации нефти тутлеймской ($K_1b\text{--}J_3 \text{ tt}$, 142–151 млн лет) и шеркалинской ($J_1 \text{ p-t}$, 185–196 млн лет) свит Верхнелямского вала, расположенного в западной и центральной частях Югорской зоны нефтенакопления (рис. 8). Эти свиты являются основными потенциально нефтематеринскими толщами, накопившими и сохранившими значительные массы сапропелевого и смешанного

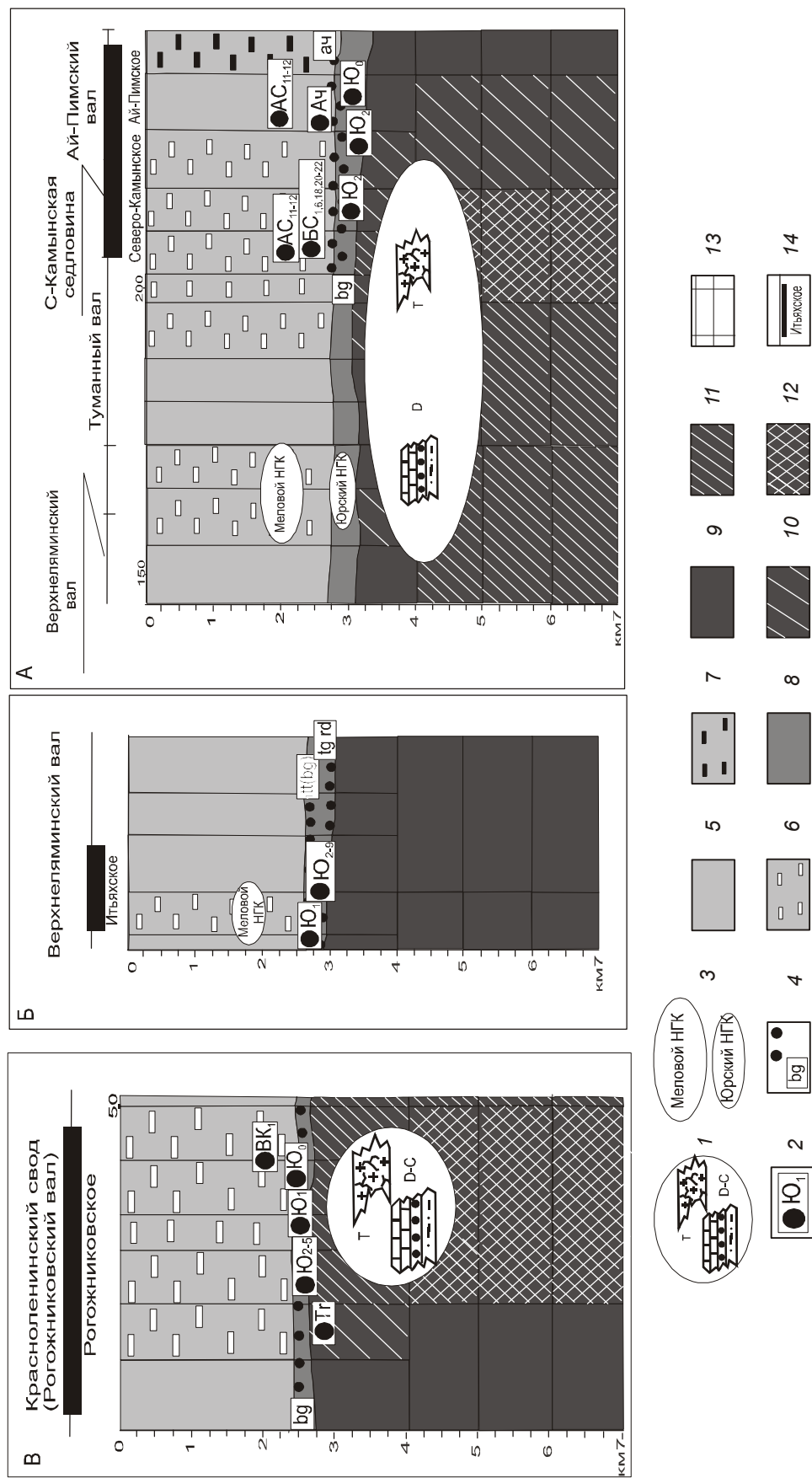


Рис. 10. Схемы нефтегеологической интерпретации геологической модели на участках: А – Ай-Пимский вал – Северо-Камыньская седловина – Туманный вал – восточная часть Верхнеильяминского вала; Б – Верхнеильяминский вал; В – Красноленинский свод (Рогожниковский вал).

1 – прогнозируемые зоны нефтегазоаккумуляции в доюрском комплексе и их литолого-петрографическая интерпретация с качественной оценкой генерационного потенциала, 2 – нефтяные месторождения, 3 – перспективные нефтегазовые комплексы плитного чехла, 4 – материнские отложения, 5 – последорские отложения, 6 – участки лагерального разуплотнения последорских отложений до 0.05 г/см³, 7 – участки лагерального уплотнения последорских отложений до 0.05 г/см³, 8 – юрские отложения, 9 – доюрские отложения, 10 – разуплотнения доюрских отложений до 0.05 г/см³, 11 – разуплотнения доюрских отложений на 0.05–0.10 г/см³, 12 – разуплотнения доюрских отложений на 0.10–0.15 г/см³, 13 – блокировка разреза при моделировании, 14 – месторождение УВ и его название.

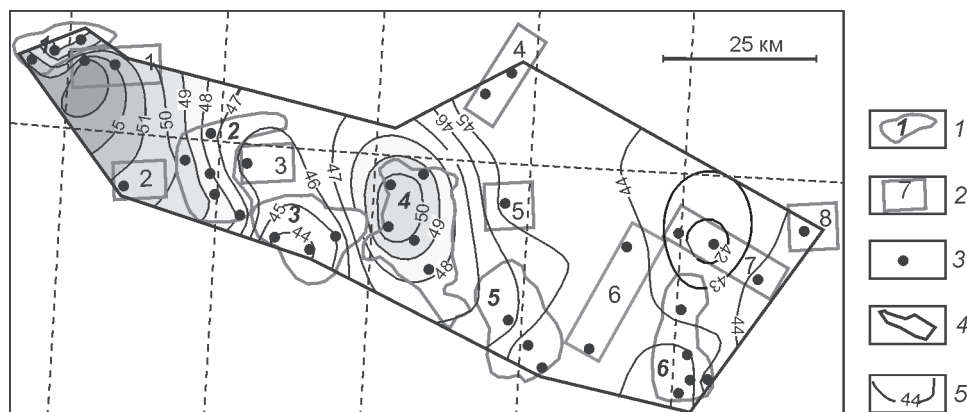


Рис. 11. Схематическая карта распределения значений плотности теплового потока через поверхность доюрского основания Верхнеляминского вала.

1 – месторождение и его номер на карте, 2 – площадь нефтепоискового бурения и ее номер на карте, 3 – поисково-разведочная скважина, 4 – контур территории построения прогнозных карт, 5 – изолинии значений плотности теплового потока (мВт/м²). Месторождения УВ: 1 – Центральное, 2 – Назымское, 3 – Тункорское, 4 – Апрельское, 5 – Итьяхское, 6 – Торгасинское. Площади нефтепоискового бурения: 1 – Верхненазымская, 2 – Восточно-Рогожниковская, 3 – Татьеганская, 4 – Панлорская, 5 – Северо-Апрельская, 6 – Западно-Унлорская, 7 – Унлорская, 8 – Северо-Санлорская.

рассеянного органического вещества (РОВ), благоприятного для генерации нефтяных углеводородов.

В результате нефтеразведочных работ в пределах Верхнеляминского вала открыто 6 мелких нефтяных месторождений. На семи площадях выполнены поисковые работы разной степени детальности. Поэтому исследования, характеризующие локализацию прогнозных ресурсов углеводородов, имеют непосредственный нефтепоисковый интерес.

В результате моделирования по геотемпературному критерию выделены палеоочаги генерации нефти в тутлеймской и шеркалинской (радомская и тогурская пачки) свитах [13]. По палеоструктурным картам кровли баженновской и шеркалинской свит определены основные направления миграции УВ-флюидов. Принято, что РОВ баженновской свиты является основным источником нефти для мелового и верхнеюрского НГК, а РОВ шеркалинской – для средне-нижнеюрских и палеозойского НГК.

Построен ряд схематических карт: плотности глубинного теплового потока (рис. 11), плотности поверхностного теплового потока, мощностей послепалеозойских отложений, тутлеймской и шеркалинской свит, положения очагов генерации и направлений возможной миграции баженновских (рис. 12) и шеркалинских нефтей на ключевые времена термической и тектонической истории материнских отложений и пластов-коллекторов (62, 55, 38, 5 млн лет назад и современное состояние). На ключевые времена определены палеоплощади нефтесбора для 13 зон потенци-

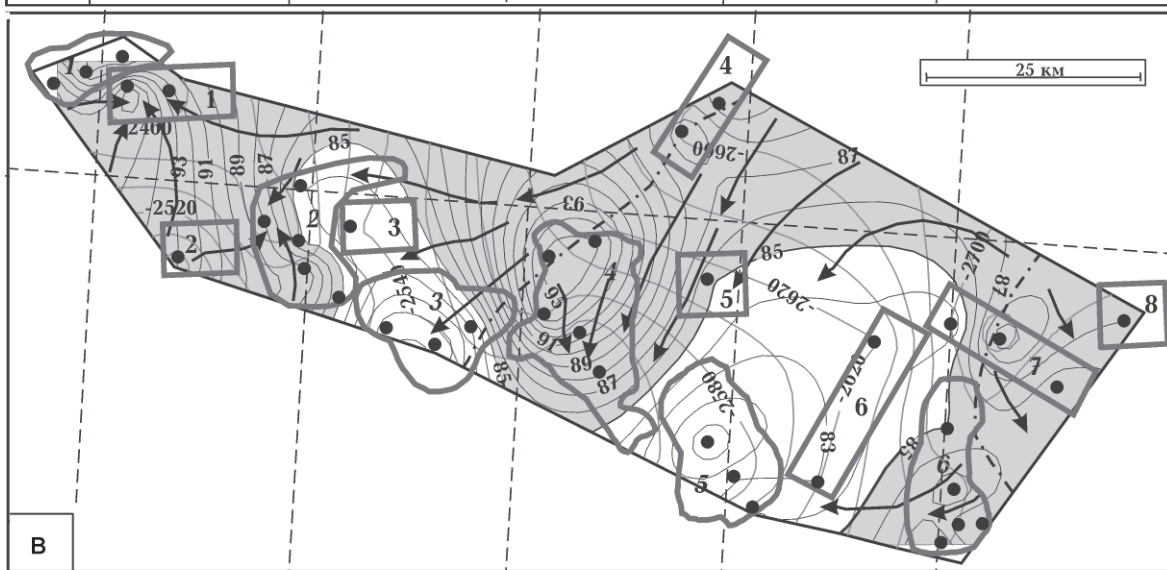
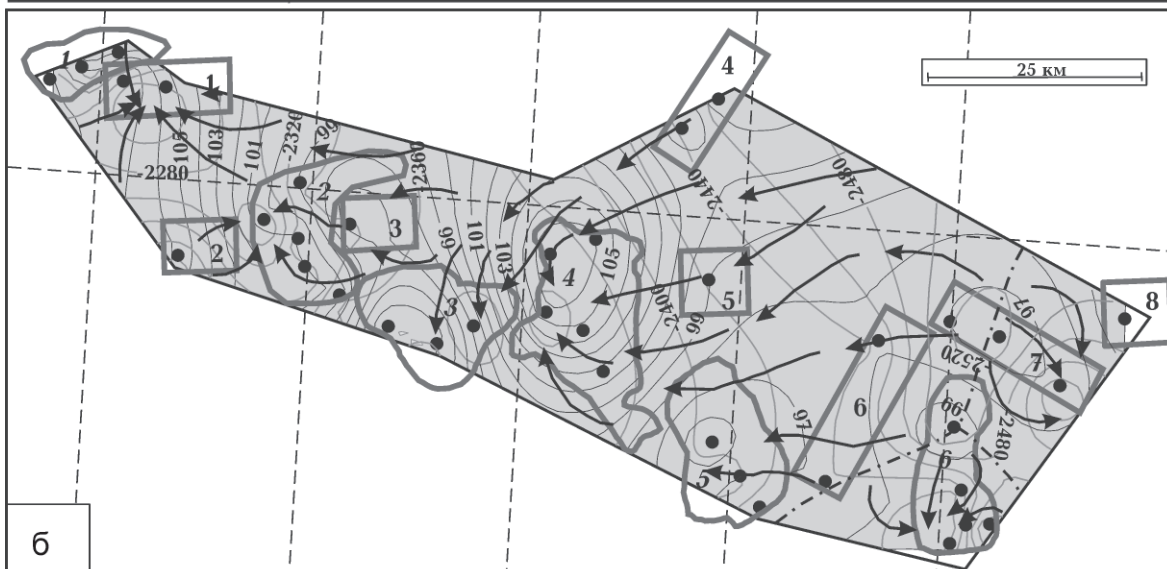
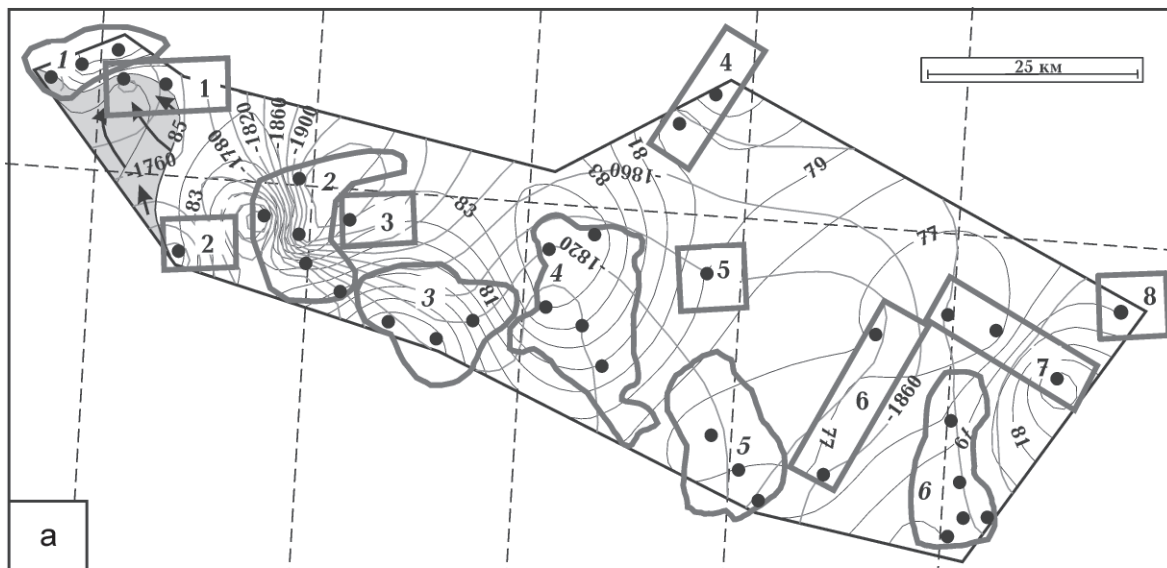
альной аккумуляции (локализации) нефти в меловом, юрских и палеозойском НГК.










Основные результаты исследований сводятся к следующему:

1. Установлена тенденция прямой пространственной корреляции (рис. 11) величины плотности глубинного теплового потока с нефтенасыщенностью осадочных комплексов (дебитами нефти поисково-разведочных скважин).

2. Установлены разной степени интенсивности и времени действия очаги генерации нефти в баженновской и шеркалинской свитах центральной части Югорской зоны нефтенакпления. Температуры в очагах баженновской свиты могут превышать 105 °С, зарождение очагов происходило 60–50 млн лет назад (рис. 12а), долгоживучесть очагов – 60–45 млн лет. Температуры в очагах шеркалинской свиты могут превышать 115 °С, зарождение очагов происходило 60–40 млн лет назад, долгоживучесть очагов – 60–35 млн лет. 38 млн лет назад – время максимального прогрева материнских отложений. В это время, по-видимому, нефтегенерация происходила во всем объеме баженновской свиты (рис. 12в) и на всей площади распространения шеркалинской свиты.

3. За всю историю нефтегенерации палеоструктурная обстановка мелового, юрских и палеозойского НГК ощутимо менялась, что приводило к изменчивости размеров палеоплощадей нефтесбора для отдельных зон аккумуляции нефти Верхнеляминского вала. Поэтому поисковые перспективы отдельных зон аккумуляции (локализации) нефти определены



-  1
-  2
-  3
-  4
-  5
-  6
-  7
-  8
-  9

интегральным показателем, зависящим от размеров палеоплощадей нефтесбора, палеотемператур и времени действия очагов генерации.

Локализация прогнозных ресурсов юрской нефти Верхнеляминского вала позволяет ранжировать по степени перспективности разведочные и поисковые площади следующим образом. Рациональная очередность доразведки месторождений на меловой и верхнеюрский НГК: 1 – Апрельское; 2 – Назымское; 3 – Тункорское; 4 – Итьяхское; 5 – Тортасинское. Рациональная очередность доразведки месторождений на среднеюрский, нижнеюрский и палеозойский НГК: 1 – Апрельское; 2 – Тортасинское. Рациональная очередность детализации поисковых площадей на меловой и верхнеюрский НГК: 1 – Верхненазымская; 2 – Унлорская; 3 – Западно-Унлорская; 4 – Северо-Апрельская; 5 – Панлорская. Рациональная очередность детализации поисковых площадей на среднеюрский, нижнеюрский и палеозойский НГК: 1 – Верхненазымская; 2 – Панлорская. Рациональная очередность постановки поисков (новые площади) на среднеюрский, нижнеюрский и палеозойский НГК в полосе выклинивания шеркалинских отложений: 1 – северо-восточная часть вала; 2 – центральная часть вала.

Выполненный прогноз в пределах Верхнеляминского вала хорошо согласуется с результатами исследования 37 пробуренных здесь скважин [13].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Установленные особенности геоплотностного разреза и геотемпературного режима палеогеновых и верхнемеловых отложений Сахалина и Приамурья расширяют перспективы ресурсной базы и открытия новых месторождений нефти и газа в Дальневосточном регионе.

2. Выполненный прогноз зон нефтегазонакопления в доюрском разрезе центральной части Западно-Сибирской плиты и локализация очагов генерации юрских нефтей позволяют дать положительную оценку перспектив нового крупного нефтепромыслового объекта – Югорского свода.

3. Продемонстрированные нефтегеологические исследования фундамента и нижних этажей осадоч-

ного чехла на основе геоплотностного моделирования и палеотемпературного анализа проведены в пределах структур разного тектонического плана, с разными характеристиками вещественного состава и возрастными параметрами. При этом во всех случаях методический подход и технология исследований практически одни, что подтверждает их известную универсальность.

4. Представляется весьма эффективным применение изложенной методики для прогнозно-поисковой оценки малоизученных осадочных бассейнов и стратиграфических уровней Дальневосточного региона, Восточной и Западной Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас “Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа” / Ред. Э.А. Ахпателов, В.А. Волков, В.Н. Гончарова и др. Екатеринбург: Изд-во ИздатНаукаСервис, 2004. 48 с.
2. Веселов О. В., Исаев В. И., Гуленок Р. Ю., Пляскин В. А. Оценка углеводородного потенциала мезокайнозойских осадочных бассейнов Охотоморского региона на основе геолого-геофизических реконструкций // Материалы международного научного симпозиума “Строение, геодинамика и металлогения Охотоморского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты”. Т. 2. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. С. 27–30.
3. Волгин П. Ф., Исаев В. И., Косыгин В. Ю. Нефтегазоносность верхнемеловых отложений южной части Сахалина // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 25, № 1. С. 61–67.
4. Волков В.А. Новые данные о морфологии поверхности доюрских отложений Широкого Приобья // Вестн. нед. геологического пользователя ХМАО. 2002. Вып. 11. С. 38–40.
5. Гуленок Р.Ю., Исаев В.И., Злобин Т.К. Оценка нефтегазового потенциала палеогеновых и верхнемеловых отложений юга Сахалина по результатам геоплотностного и палеотемпературного моделирования // Ученые записки Сахалинского государственного университета. 2005. Вып. V. С. 4–7.
6. Исаев В.И. Прогноз материнских толщ и зон нефтегазонакопления по результатам геоплотностного и палеотемпературного моделирования // Геофиз. журн. 2002. Т. 24, № 2. С. 60–70.
7. Исаев В.И., Гуленок Р.Ю., Веселов О.В. и др. Компьютерная технология комплексной оценки нефтегазового потенциала осадочных бассейнов // Геология нефти и газа. 2002. № 6. С. 48–54.
8. Исаев В. И., Косыгин В. Ю., Соловейчик Ю. Г. и др. Проблемы оценки нефтегазоматеринского потенциала осадоч-

Рис. 12. Схемы положения очагов генерации и направлений возможной миграции баженовских нефтей 62 млн лет назад (а), 38 млн лет назад (б) и современное состояние (в) Верхнеляминского вала.

1 – месторождение и его номер на карте, 2 – площадь нефтепоискового бурения и ее номер на карте, 3 – поисково-разведочная скважина, 4 – контур построения прогнозных карт, 5 – изолинии значений температур в баженовской свите, °С, 6 – контур очага генерации нефтей, 7 – изогипсы кровли баженовской свиты, м, 8 – направления линий тока флюидов, 9 – генерализованные (“гальвиговые”) границы зон нефтесбора.

- ных бассейнов Дальневосточного региона // Геофиз. журн. 2002. Т. 24, № 1. С. 28–52.
9. Исаев В.И., Старостенко В.И. Оценка нефтегазоматеринского потенциала осадочных бассейнов Дальневосточного региона по данным гравиметрии и геотермии // Геофиз. журн. 2004. Т. 26, № 2. С. 46–61.
 10. Исаев В.И., Фомин А.Н. Очаги генерации нефтей баженовского и тогурского типов в южной части Нюрольской мегавадины // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 6. С. 734–745.
 11. Исаев В.И., Лобова Г.А. Корреляция плотностной структуры доюрских отложений и зон нефтегазонакопления вдоль регионального сейсмопрофиля XIII (центральная часть Западно-Сибирской плиты) // Геофиз. журн. 2008. Т. 30, № 1. С. 3–27.
 12. Исаев В.И., Гуленок Р.Ю., Исаева О.С., Лобова Г.А. Плотностное моделирование фундамента осадочного разреза и прогноз зон нефтегазонакопления (на примере Южного Сахалина и Западной Сибири) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 3. С. 3–17.
 13. Исаев В.И., Лобова Г.А., Рояк М.Э., Фомин А.Н. Нефтегазоносность центральной части Югорского свода // Геофиз. журн. 2009. Т. 31, № 2. С. 15–46.
 14. Исаев В.И. Комплексный анализ региональной зоны нефтегазонакопления // Регион. проблемы. 2009. № 11. С. 13–19.
 15. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири М.: Недра, 1975. 680 с.
 16. Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Минченков Н.Н. и др. Доюрское основание (ПСЭ) в Западной Сибири – объект новых представлений на природу нефтегазоносности (из опыта исследований и практического освоения Рогожниковского ЛУ) // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры. Т.1. / Ред. В.И. Карасев, А.В. Шпильман, В.А. Волков. Ханты-Мансийск: Изд-во “Изд-дтНаукаСервис”, 2009. С. 214–218.
 17. Косыгин Ю.А. Тектоника нефтегазоносных областей. Т. 2. М: Гостоптехиздат, 1958. 614 с.
 18. Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П. О геологическом значении сейсмических и гравиметрических данных при глубинных построениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 22–27.
 19. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 228 с.
 20. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Науч. мир, 2010. 276 с.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

R.Yu. Gulenok, V.I. Isaev, V.Yu. Kosygin, G.A. Lobova, V.I. Starostenko

Estimation of oil-and-gas potential of sedimentary basins of the Far East and West Siberia from gravimetry and geothermy data

Oil geology interpretation of results of geodensity, geothermal and paleotectonic modeling of some sedimentary basins of the Far East region and the central part of West Siberia was made. Estimation was carried out of the prospects of Paleogene and Upper Cretaceous potentially oil-and-gas complexes of the Lunsok, Makarovsk, Aniva troughs, West Sakhalin rise, and the Middle Amur intermountain depression. A forecast was made of zones of petroleum accumulation in the preplate complex, and localization of the centers of Jurassic oil generation was defined at a new large oil field of the central part of the West Siberian plate - Yugorskiy arch. Experience in oil geology modeling within the structures of different tectonic plan, material composition and deposit age makes it possible to recommend the accepted methodical approach and technology of gravimetry and geothermy interpretation as universal and effective.

Key words: gravimetry, geothermy, oil geology interpretation, Sakhalin, Priamurye, West Siberia.

**О ПАРАМЕТРАХ ВРАЩЕНИЯ СИБИРСКОГО ДОМЕНА И ЕГО ВОСТОЧНОГО
ОБРАМЛЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭПОХИ**

**В.Ю. Тимофеев¹, А.Ю. Казанский¹, Д.Г. Ардюков¹, Д.В. Метелкин¹, П.Ю. Горнов²,
Н.В. Шестаков^{3,4}, Е.В. Бойко¹, А.В. Тимофеев¹, Г.З. Гильманова²**

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, пр-т Акад. Коптюга 3,
г. Новосибирск, 630090, e-mail: TimofeevVY@ipgg.nsc.ru

²Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000,
e-mail: gornov@itig.as.khb.ru

³Институт прикладной математики ДВО РАН, ул. Радио 7, г. Владивосток, 690041,
e-mail: nikon@phys.dvgu.ru

⁴Дальневосточный федеральный университет, ул. Октябрьская 27, г. Владивосток, 690000

Поступила в редакцию 15 октября 2010 г.

Проведен анализ движения тектонических блоков Земли в области сочленения Евразийской плиты с ее окружением. Рассмотрен современный этап с использованием данных космической геодезии и сейсмологии. Для Евразии рассмотрены модели твердотельного плитного движения. Приведен пример использования модели Евразии (северной части Азии) для определения параметров вращения ее южного обрамления – Амурской плиты – на основе GPS данных по Дальнему Востоку (Сихотэ-Алинский профиль) и Забайкалью. Использование модели Амурской плиты проиллюстрировано для зоны растяжения на западной ее границе – впадины озера Байкал в эпоху Култукского землетрясения ($M = 6.3$, 27.08.2008). По палеомагнитным данным определен полюс вращения Сибирского кратона относительно его складчатого обрамления в течение мезозоя и сделана оценка кинематических параметров. Неизменное положение полюса вращения в относительной системе координат с конца палеозоя по настоящее время свидетельствует о постоянстве вращения Сибирского домена в структуре Евразийской плиты.

Ключевые слова: вращение тектонических плит, современный этап, мезозой, GPS метод, палеомагнитный метод, Сибирский домен, Евразийская плита.

ВВЕДЕНИЕ

Кинематика системы тектонических плит Земли в настоящее время активно изучается на основе данных космической геодезии. Для разных геологических эпох взаимодействие плит рассматривается с использованием палеомагнитного метода. На наш взгляд, интересно сравнить данные двух методов на примере относительного движения обрамления Сибирской платформы. Современный этап рассматривается с использованием GPS метода на примере взаимодействия северной части Азии и ее южного обрамления – Амурской плиты. Относительные вращения в мезозое анализируются палеомагнитным методом. Деформации с мезозоя до современности происходили по границам Сибирского

домена. Параметры вращения (положение Эйлера полюса и скорости), полученные для различных геологических эпох, могут дать важную информацию о тенденциях в геологической истории Земли. Представления о движениях внутри Евразийской плиты определяют появление землетрясений определенного типа на внутриплитных границах.

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА КОСМИЧЕСКОЙ
ГЕОДЕЗИИ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПЛИТНЫХ И
КОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ**

Рассмотрим современные плитные движения, используя имеющиеся кинематические модели [34, 36, 41, 42, 56], и проанализируем их на примере Евразии. В табл. 1 приведены некоторые из известных моделей вращения Евразии.

Таблица 1. Параметры твердотельного вращения Евразии. Положения полюса и скорость углового движения.

№	Модель	Широта в градусах	Долгота в градусах	Скорость вращения град./млн лет
1	NNR-NUVEL-1A	50.631	247.725	0.2337
2	APKIM-2000	57.9	262.9	0.2587
3	AR-IR-2006	51.045	255.842	0.2423
4	SOPAC-2008	55.851	262.622	0.263
5	Shestakov-2008	54.2	259.3	0.251

Модель NNR-Nuvel-1a построена по комплексу геолого-геофизических данных. Модели APKIM-2000 и SOPAC-2008 – это обобщение экспериментальных GPS данных постоянных станций Евразии за период 2000–2008 гг. Особенностью двух последних моделей является то, что при анализе использованы данные по всем имеющимся станциям, включая данные для центральной и южной частей Азии, где развивается активный тектонический процесс, отражающийся в современных землетрясениях региона [10, 33, 37, 38, 55]. Также следует учитывать неравномерность покрытия континента сетью постоянных GPS станций. При анализе активных процессов в центральной и южной частях Азии исследователи обычно используют информацию по северной недеформируемой части Евразии [18, 38, 47, 49, 58, 59]. При этом каждый автор создает свою модель для отдельной эпохи наблюдений. Учитывая это при анализе данных по югу Сибири и Дальнего Востока, нам пришлось внимательно рассмотреть модельные оценки и экспериментальные данные по постоянным станциям севера Азии. При этом мы старались не опираться на данные станций, расположенных в зоне многолетней мерзлоты. Подробно наш подход к построению модели Евразии изложен в статье [29]. Главное здесь – это выделение недеформируемой части плиты. При проверке полученных результатов обычно используются методы статистических оценок [60]. В целом, следует сказать, что современный уровень развития GPS метода дает ошибку в определении скорости смещений пунктов наблюдений ± 1 мм/год, что и определяет в дальнейшем уровень ошибки в положении полюса вращения.

Как известно, для определения скоростей горизонтальных смещений отдельного пункта с координатами φ и λ используются следующие соотношения:

$$\partial\varphi/\partial t = R \cdot \omega \cdot \cos(\Phi) \cdot \sin(\lambda - \Lambda) \quad (1)$$

$$\partial\lambda/\partial t = R \cdot \omega \cdot [\sin(\Phi) - \cos(\lambda - \Lambda) \cdot \operatorname{tg}(\varphi) \cdot \cos(\Phi)],$$

где Φ , Λ , ω – координаты полюса вращения плиты и ее скорость, R – радиус Земли.

Используя соотношения (1) и составив систему уравнений, можно получить параметры полюса

вращения. Нами для анализа использована модель AR-IR-2006 (табл. 1). Использование данных, полученных на западном и восточном флангах Амурской плиты, позволяет более точно оценить положение полюса Эйлера. Результаты определения параметров вращения Амурской плиты были уточнены с использованием данных, полученных до 2008 г. на Дальнем Востоке (Сихотэ-Алинский профиль) и в Забайкалье [6, 30, 61]. Результаты анализа данных по отдельным станциям Сихотэ-Алинского профиля (базовая станция Змейка, код станции – ZMEY и станция профиля Большая Уссурка, код станции – BURS) показаны на рисунке 1 а, б. Станции профиля заложены в коренных скальных породах. Только на базовой станции (ZMEY) бетонный постамент площадью 0.5 м^2 и глубиной 2.7 м расположен в осадочных породах (глины, алевролиты). Для исключения сезонного влияния измерения проводились ежегодно в период с 15 сентября по 15 октября. В результате анализа получено положение полюса вращения плиты относительно Евразии: 57.0° N и 117.3° E ; $\omega = 0.088^\circ/\text{млн лет}$, что в пределах ошибки совпадает с нашим предыдущим определением [29].

Сводка определений параметров вращения Амурской плиты по данным GPS измерений, сейсмологии и четвертичной геологии приведена в табл. 2. Ошибка определения широты у разных авторов колеблется от 0.5° до 6° (по GPS определениям до 2°), ошибка долготы – от 0.7° до 33° (по GPS определениям до 4°), ошибка скорости – до 0.100 град./млн лет (по GPS определениям – до 0.02 град./млн лет). Искажение и разброс результатов анализа сейсмологических данных вызваны редкостью сейсмологической сети станций и слабой изученностью строения земной коры. Отметим, что по данным GPS наблюдений получена очень малая величина векторов смещения Амурской плиты относительно Евразийской ($1\text{--}3$ мм в год). Наличие разломов в восточной части плиты, например, Тан-Лу и Центрального Сихотэ-Алинского, может исказить результат. В зонах разломов, по оценкам разных авторов, влияние может дости-

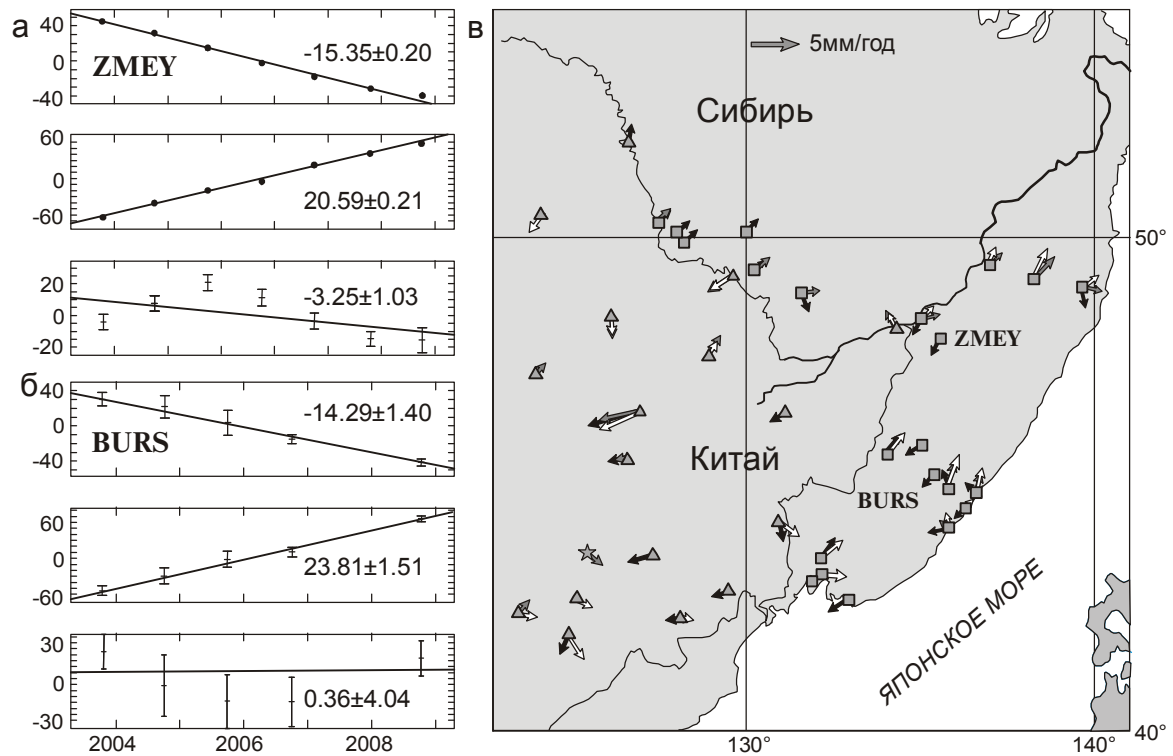


Рис. 1. а – Результаты анализа данных по базовой станции Змейка (код станции ZMEY) дальневосточной сети с 2003 по 2009 гг. Смещение пункта в мм в системе географических координат, сверху вниз смещение: на север, на восток и по радиусу Земли. б – Решение для станции Большая Уссурка (BURS) Сихотэ-Алинского профиля, обозначения те же. в – Проверка моделей (табл. 2). Остаточные значения векторов смещений (в мм в год) на восточной части Амурской плиты для различных моделей: [62] – серая стрелка; [29] – черная; 2010 [59] – белая.

гать 5 мм в год. Для оценки моделей движения плит используются методы статистических оценок, метод оценки остаточных векторов (рис. 1 в) либо для зоны растяжения – расчет скорости раздвижения впадины озера Байкал [1]. В последнем случае экспериментальные скорости раздвижения (до 3 мм в год) [15, 28] позволяют разделить модели (табл. 2). В результате, наиболее вероятное положение полюса вращения Амурской плиты лежит в диапазоне: по широте – от 57°N до 60°N ; по долготе – от 117°E до 123°E . Для скорости вращения плиты наиболее правдоподобен разброс оценок от 0.07 до 0.10 град./млн лет.

Отметим один важный эффект, вытекающий из различного положения полюса вращения (табл. 2). При смещении полюса к западу появляется изменение скорости раскрытия впадины озера Байкал, а регистрируя это изменение вдоль озера Байкал с юга на север, можно уточнить модели. Моделирование позволяет оценить изменение скорости (модель 2, табл. 2), при этом значение вектора скорости с юга на север озера изменяется от 1.6 мм/год ($V_n = -1.26$,

$V_e = 1.04$; 51.6°N и 103.6°E) до 0.6 мм/год ($V_n = -0.58$, $V_e = 0.20$; 56.0°N и 111.0°E).

Из модельного представления о вращении Амурской плиты следует наличие зон современного растяжения и сжатия соответственно на западной и восточной ее границах, где должны происходить землетрясения сбросового и надвигового типа. Это можно проиллюстрировать на примере двух недавних землетрясений, при изучении которых использованы данные о смещениях, полученные современными методами радарной съемки и GPS геодезии. На востоке в зоне сжатия – это Невельское землетрясение надвигового типа ($M = 6.2$, 2 августа 2007 г.) [7]. В зоне растяжения на западе – это Култукское землетрясение сбросового типа ($M = 6.3$, 27 августа 2008 г.). В обоих случаях характерно наличие значительной вертикальной компоненты в косейсмических движениях. Смещения перед Култукским землетрясением, по результатам анализов данных станции Талая (юго-западный берег озера Байкал, координаты 51.64°N и 103.68°E , в международной системе сейсмологи-

Таблица 2. Параметры современного вращения Амурской плиты (положение полюса Эйлера) по данным космической геодезии, сейсмологии и четвертичной геологии.

№	Источник	Широта в градусах	Долгота в градусах	Скорость вращения град./млн лет
1	Wei and Seno, 1998 [62]	60.42	123.25	0.025
2	Тимофеев и др., 2008 [29]	57.60	117.10	0.083
	Настоящая работа	57.0	117.3	0.088
3	Ашурков и др., 2010 [1]	58.95	122.28	0.095
4	Calais et al., 2006 [38]	57.40	133.00	0.077
5	Shestakov et al., 2008 [58]	59.77	150.82	0.037
6	Zonenshain and Savostin, 1981 [64]	56.95	117.45	0.100
7	Hsu et al., 2006 [47]	60.65	121.72	0.102
8	Парфенов и др., 1987 [25]	57.90	118.02	0.410
9	Meng et al., 2006 [53]	54.06	135.87	0.099
10	Kreemer et al., 2003 [52]	58.80	157.50	0.034
11	Apel et al., 2006 [33]	51.63	148.35	0.063
12	Calais et al., 2003 [37]	58.36	130.97	0.143
13	England and Molnar, 1997 [43]	64.80	156.10	0.060
14	Jin et al., 2007 [49]	50.46	153.42	0.056
15	Kreemer et al., 2006 [51]	46.41	150.07	0.055
16	Altamimi et al., 2007 [34]	19.42	185.64	0.019
17	Holt et al., 2000 [46]	64.61	158.23	0.077
18	Prawirodirdjo and Book, 2004 [56]	45.43	154.75	0.093
19	Sella et al., 2002 [57]	44.18	158.76	0.107
20	Heki et al., 1999 [45]	-22.30	106.60	-0.091

ческих станций, код TLY), за период 2000–2008 гг. составили: $V_n = 0.2 \div 0.3$ мм/год (на юг), $V_e = 0.8 \div 1.5$ мм/год (на восток), $V_h = -(1.5 \div 2.2)$ мм/год (опускание). Для вертикальной скорости выделяются два периода со скоростями: $V_h = -2.5$ мм/год (опускание с 2000 по 2004 год) и $V_h = 0$ мм/год (2005–2008 гг.). Полученные скорости горизонтальных смещений соответствуют модельным представлениям (модель 2, табл. 2) и результатам, полученным за период 1994–2007 гг. для близлежащих станций Слюдянка и Култук [16, 17, 27, 28]. Отметим, что иркутскими коллегами в 2004 г. была показана эквивалентность горизонтальных скоростей по обе стороны Главного Саянского разлома в этом районе, что говорит о накоплении деформаций в окрестностях разлома и о возможности землетрясения с магнитудой $7.1 \div 7.5$ [27]. Землетрясение с магнитудой 6.3 по Рихтеру в этом районе случилось 27 августа 2008 г. В 3D смещениях пункта Талая для эпохи ноябрь 2008–2009, 2010 гг. хорошо проявился косейсмический эффект Култукского землетрясения (рис. 2 б и в), скачок смещений до – 15 мм.

Далее обратимся к модельным представлениям о вращении тектонических плит и о характере смещений в их обрамлении в более древние геологические эпохи.

ВРАЩЕНИЕ СИБИРСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ДОМЕНА И ВНУТРИПЛИТНЫЕ СДВИГОВЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ (ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ)

Несомненный интерес представляет сравнение мгновенного полюса вращения Сибирской платформенной области относительно ее южного складчатого обрамления (в данном случае Амурской плиты) с полюсами вращения, рассчитанными по палеомагнитным данным для мезозойского интервала.

Сама идея о повороте Сибирского кратона относительно его складчатого обрамления в течение мезозоя является далеко не новой. Эта гипотеза была высказана П.С. Вороновым еще в 1959 г. Он установил, что целый ряд сдвиговых нарушений как в пределах Сибирской платформы, так и на ее периферии образуют картину, которая соответствует повороту платформы по часовой стрелке [8]. Позднее появились геофизические подтверждения такого поворота. А.Н. Храмов с соавторами на основе анализа палеомагнитных данных по позднему палеозою–раннему мезозою установил наличие дифференциальных поворотов Сибирской платформы по отношению к фрагментам ее западного и южного складчатого обрамления [9, 26].

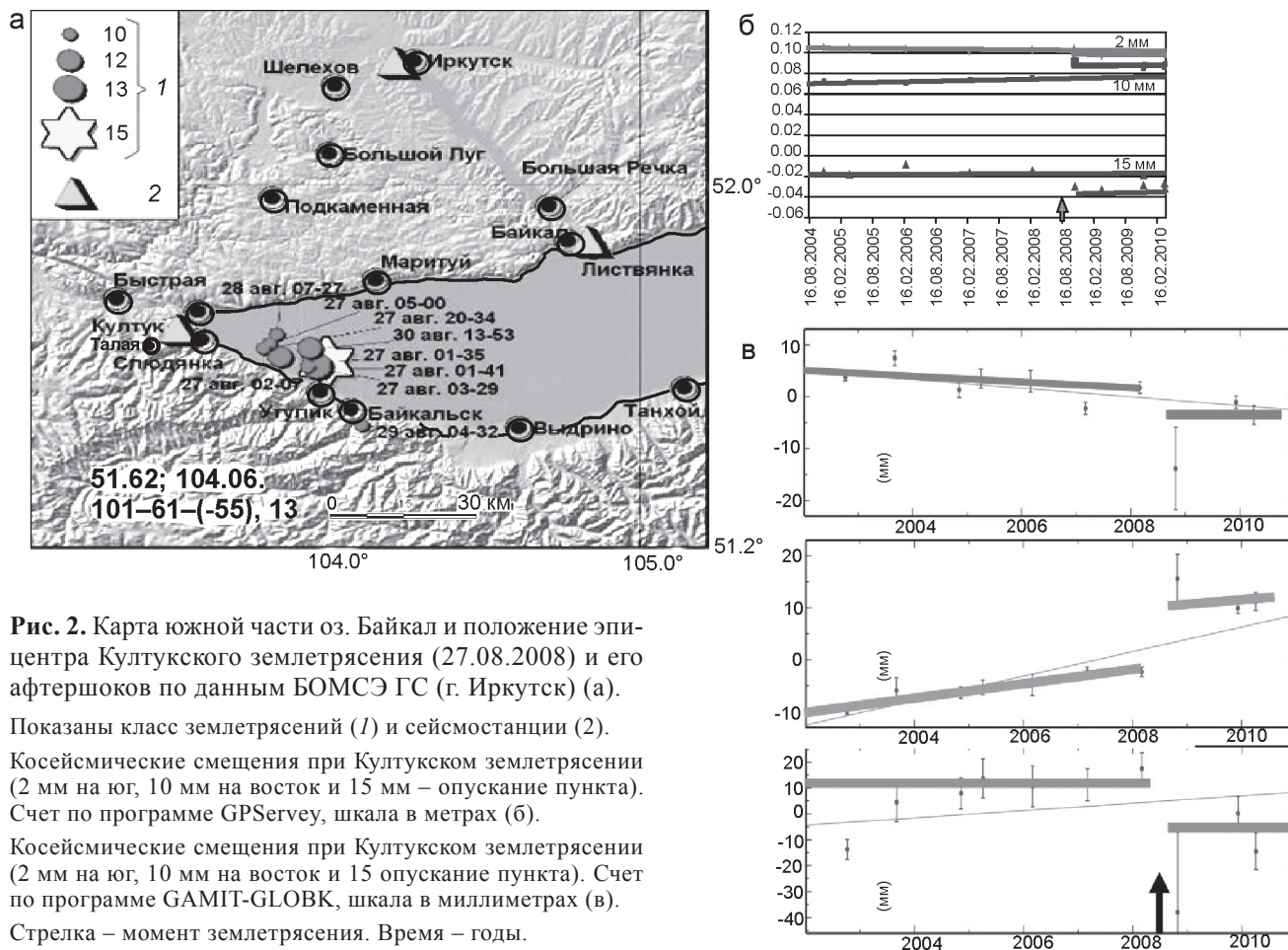


Рис. 2. Карта южной части оз. Байкал и положение эпицентра Култукского землетрясения (27.08.2008) и его афтершоков по данным БОМСЭ ГС (г. Иркутск) (а).

Показаны класс землетрясений (1) и сейсмостанции (2). Косейсмические смещения при Култукском землетрясении (2 мм на юг, 10 мм на восток и 15 мм – опускание пункта). Счет по программе GPSSurvey, шкала в метрах (б). Косейсмические смещения при Култукском землетрясении (2 мм на юг, 10 мм на восток и 15 мм – опускание пункта). Счет по программе GAMIT-GLOBK, шкала в миллиметрах (в). Стрелка – момент землетрясения. Время – годы.

Опубликованный М.Л. Баженовым и А.А. Моссаковским [2] анализ положения пермотриасовых палеомагнитных полюсов Сибирской и Восточно-Европейской платформ также выявил их значимое расхождение (не менее 10°), что позволило обоснованно утверждать реалистичность послераннетриасовых сдвиговых движений между платформами. Поворотом Сибирской платформы относительно Восточно-Европейской, по мнению авторов [2], может быть лучше всего объяснено размещение раннетриасовых структур сжатия и растяжения в Центральной Азии, при этом положение полюса вращения соответствует центральной части Сибирской платформы.

К аналогичному выводу пришел Л.П. Зоненшайн с соавторами [12]. Их независимая оценка поворота Сибирской платформы в составе Евразийской плиты в мезозое основана на закономерностях изменения возраста и места проявления внутриплитного магматизма на юге Сибири. Исходя из предложенных расчетов, полюс вращения также должен находиться

вблизи центра платформы, а поворот вокруг него в течение мезозоя составил до 75° [12]. Развитие идея получила в работе Г.Л. Митрофанова и А.П. Таскина [24], в которой приведены дополнительные геофизические, петрологические и геологические подтверждения поворота платформы.

Современные палеомагнитные данные подтверждают реальность поворота Сибирской платформы относительно ее западного обрамления в послепермское время и в целом Сибирского домена внутри Евразийской плиты (относительно Европейской части плиты) в течение почти всего мезозоя [54]. Под термином “домен” в данном случае понимается область, имеющая внутреннюю гетерогенную структуру, но выступающая в качестве тектонически жесткого блока коры. Под тектонической жесткостью понимается отсутствие масштабных деформаций, приведших к взаимным перемещениям или существенным поворотам блоков, составляющих внутреннюю структуру домена. В данном случае Сибирский домен включает Сибирский кратон

и складчато-покровные структуры обрамления: на юге – до Монголо-Охотской сутуры, на юго-западе – до Иртыш-Зайсанской сдвиговой зоны, разграничивающей каледонское основание Казахского составного террейна (домена) и Алтае-Саянской области, на западе за границу домена принят восточный борт Колтогорско-Уренгойской системы грабенов.

Ключевые позднемезозойские палеомагнитные полюсы для территории Сибирского домена представлены в табл. 3. Они составляют основу рассчитанной кривой кажущегося движения палеомагнитного полюса (ТКДП) Сибири для мезозойского интервала [54]. При расчете использован метод скользящего среднего, принятый также при построении синтетической кривой ТКДП Евразии [35]. Использование сферического сплайна (как второго основного метода построения кривых КДП) для сглаживания имеющихся данных дает аналогичный результат.

Позднемезозойская траектория КДП Сибири [54] в сравнении с референтной ТКДП Евразии (Европы) [35] и данными по Азиатской части плиты (Северо-Китайский блок) [44, 48, 63] показана на рис. 3.

Очевидно, что тренд КДП Сибирского домена в целом повторяет ТКДП Европы. Характерным явля-

ется смещение полюсов в западном направлении в течение юрского времени, затем резкий поворот и общий дрейф на север в течение мела, что, несомненно, является отражением общности в тектонике этих крупных фрагментов Евразийской плиты в мезозое. Судя по восстановленному палеомагнитному следу, Сибирский тектонический домен в составе Евразийской плиты в юрское время, находясь в высоких широтах северного полушария, испытывал общий незначительный дрейф южного направления (максимальная скорость в середине юры могла составлять 10–12 см/год) с постепенным поворотом по часовой стрелке (со скоростью до 2.5 град./млн лет).

К рубежу юра-мел Сибирь достигает своих современных координат и далее в основном испытывает только вращение по часовой стрелке со скоростью не более 0.5–1 град./млн лет. Однако налицо существенные отличия в положении одновозрастных полюсов Сибири и Европы. В целом, допоздне-меловые полюсы Сибири развернуты относительно Европейских к югу-юго-востоку. Причем угол, на который отличается положение соответствующих полюсов Сибири и Европы, постепенно уменьшается с юры до конца мела (рис. 3). Такое систематическое отклонение указывает на наличие масш-

Таблица 3. Ключевые палеомагнитные полюсы для позднего мезозоя Сибири, использованные при построении ТКДП.

Объект	Возраст, млн лет	n	Тест	Палеомагнитный полюс				Источник
				<i>Plat</i>	<i>Plong</i>	<i>A₉₅</i>	<i>T</i>	
Трубки взрыва и дайки Минусинского прогиба	74–82	16/243	Rb, C+	82.8	188.5	6.1	75	Метелкин и др., 2007 [21]
Вулканогенно-осадочные комплексы Забайкалья (хилокская свита)	110–130	25/193	Rb, F+, G*+	72.3	186.4	6.0	120	Метелкин и др., 2004 [20]
Осадочные серии Приверхоянского прогиба	140–120	11/93	F+	67.2	183.8	7.8	135	Метелкин и др., 2008 [22]
Вулканогенные комплексы Забайкалья (ичетуйская свита)	150–160	18/156	Rc, F+, G*+	63.6	166.8	8.5	155	Метелкин и др., 2007 [21]
Вулканогенно-осадочные комплексы Забайкалья (бадинская свита)	150–160	12/86	Ro, F+	64.4	161.0	7.0	155	Kravchinsky et al., 2002 [50]
Осадочные серии Приверхоянского прогиба	170–160	4/40	F+	59.3	139.2	5.7	165	Метелкин и др., 2008 [22]
Осадочные серии бассейна р. Лены	175–245	?/26	-	47.0	129.0	9.0	200	*Pisarevsky, 1982

Примечание. n – количество объектов, образцов использованных в определении полюса; тест – палеомагнитный тест: R – тест обращения, где индексы “b” и “c” соответствуют классификации [McFaden, McElchinnny, 1990], индекс “o” – означает неопределенный результат теста, F+ – положительный тест складки, C+ – положительный тест отжига, G*+ – положительный тест конгломератов (внутриформационные конгломераты); палеомагнитный полюс: *Plat*, *Plong* – соответственно, географические широта (в градусах с.ш.) и долгота (в градусах в.д.) полюса, *A₉₅* – радиус 95% овала доверия, *T* – принимаемый для полюса возраст в млн лет. * – Определение #4417 из базы IAGA GPMД принято условно, подтверждается данными по раннеюрским базальтам Тугнуйской впадины [39].

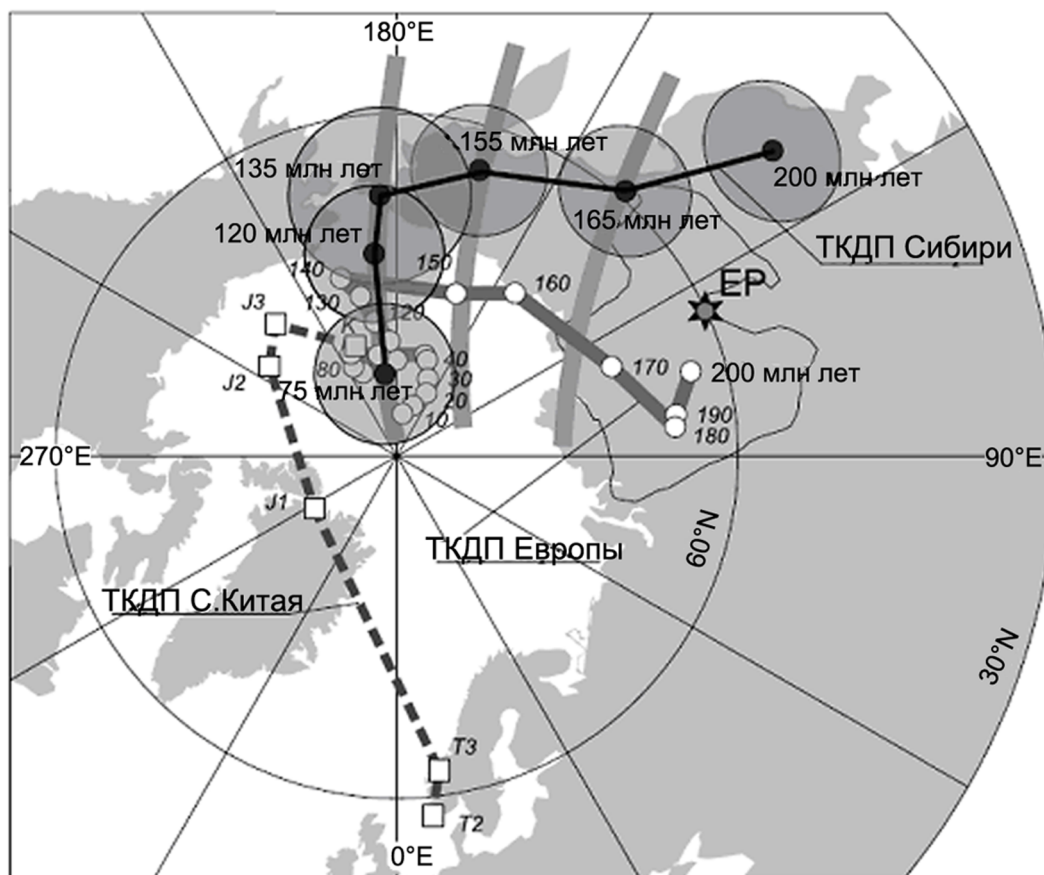


Рис. 3. Положение средних палеомагнитных полюсов для позднего мезозоя Сибирского региона (TKДП Сибири) в сравнении с референтными TKДП Европейского региона, [34] и Северного Китая по [43], [49].

Жирными серыми линиями показаны дуги малых кругов с центром 60° с.ш. 115° в.д. (Евразийский полюс EP), поворотом вокруг которого достигается совпадение соответствующих полюсов Сибири и Европы. Цифры и символы у полюсов обозначают принятый возраст полюса, овалы показывают 95 % область доверия для соответствующего полюса.

табных внутриплитных Евразийских сдвиговых перемещений ансамбля сибирских структур относительно европейских, кинематика которых может быть описана относительным “поворотом” Сибирского домена относительно Европейского по часовой стрелке. Для оценки масштабов сдвиговых перемещений необходимо рассчитать полюс Эйлера – точку, поворотом вокруг которой достигается наилучшее совпадение “одновозрастных” групп полюсов. Такое решение, в общем случае, не будет однозначным, поскольку любое движение на сфере можно описать вращением вокруг различных полюсов Эйлера. Чтобы исключить неоднозначность, мы, вслед за Л.П. Зоненшайном, приняли предположение о том, что полюс вращения должен находиться внутри Сибирской платформы и направление вращения соответствует повороту по часовой стрелке [12]. Если установленное отклонение полюсов является систематическим и обусловлено одним и тем же на-

бором тектонических и геодинамических факторов, положение полюса вращения плиты в рамках принятых предположений не должно сильно изменяться в течение реконструируемого интервала позднего мезозоя. Полюс Эйлера, соответствующий этим условиям, находится в точке с координатами 60° с.ш., 115° в.д., что с точностью до 10° – 15° согласуется с полюсами вращения, определенными другими авторами на основе сопоставления различных геолого-геофизических данных (табл. 4).

Следует оговориться, что координаты полюсов Эйлера, полученные по палеомагнитным данным, даны в относительной, а не абсолютной системе координат, тогда как для GPS определений эти две системы координат совпадают. Это позволяет корректно сравнивать положение полюсов вращения в относительной системе. Доверительные интервалы определения палеомагнитных полюсов, как правило, составляют 5 – 10° , поэтому, в пределах ошибки

Таблица 4. Координаты полюсов вращения Сибирского домена Евразийской плиты

Автор	Ф° с.ш.	Л° в.д.	Референтный блок	Время поворота, млн лет	Метод определения
Зоненшайн и др. [12]	54	104	Южное обрамление	250–130	Миграция магматизма
Храмов и др. [26]	65	110	Западное и южное обрамление	~250–0	Палеомагнитный
Казанский [13]	65	117	Западное обрамление	~250–0	Палеомагнитный
Метелкин и др. [21]	60	115	Европейский домен	165–75	Палеомагнитный
Наст. работа.	57.0	117.3	Амурская плита	0	GPS

определения, все полюсы имеют хорошую сходимость между собой, в том числе рассчитанный по результатам GPS наблюдений. Интересным является тот факт, что мезозойский полюс вращения практически не отличается от палеозойского [13, 20, 26]. Не исключено, что заданное Сибирской плите еще в раннем палеозое вращение в своей главной части сохраняется вплоть до конца мезозоя. Совмещение средне-позднеюрских полюсов с ТКДП Европы достигается поворотом на 45° (для 165 млн лет) и 28° (для 155 млн лет), а раннемеловых – на 17° (для 135 млн лет) и 12° (для 120 млн лет). Средняя угловая скорость поворота не превышала 0.7 град./млн лет. Совпадение позднемелового полюса (на 75 млн лет) с Европейской референтной кривой указывает, что масштабы активных тектонических процессов, связанных с внутриплитными сдвигами перемещениями между структурами Сибирского и Европейского доменов Евразийской континентальной плиты, находятся за пределами разрешающей способности палеомагнитного метода.

Таким образом, современный набор палеомагнитных данных по мезозою территории Сибири приводит к выводу о том, что структура Евразийской плиты в это время не была абсолютно жесткой [54]. Положение мезозойских палеомагнитных полюсов Сибири статистически значимо отличается от соответствующих по возрасту полюсов для территории Европы. В случае относительной жесткости структуры плиты “наблюдаемые” для Сибири палеомагнитные полюсы не должны были бы значимо отличаться от ожидаемого положения, рассчитанного из имеющейся последовательности полюсов Европы. В действительности мезозойские полюсы для территории Сибирского домена отличаются от ТКДП Европы, при этом расхождения имеют систематический характер. Различие в положении наблюдаемых палеомагнитных полюсов иллюстрирует постепенно угасающее вращение Сибирского домена относительно Европейского.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Практически неизменное положение полюса вращения Сибирской платформы относительно структур ее складчатого обрамления в относительной системе координат свидетельствует о постоянстве вращения Сибирского домена в структуре Евразийской плиты. По-видимому, вращение этого тектонического элемента по часовой стрелке, фиксируемое с конца палеозоя, является глобальным процессом, связанным с общепланетарным движением плит. Кроме того, наблюдается общее замедление этого процесса. В результате, с конца мелового периода поворот уже не фиксируется палеомагнитным методом в силу того, что его величина выходит за пределы разрешающей способности метода, а мгновенная скорость вращения, по данным GPS, по крайней мере, в 10 раз меньше таковой для мезозойского времени.

Сдвиговые перемещения Сибирского домена внутри Евразийской плиты, обусловленные поворотом по часовой стрелке, в силу конфигурации основных тектонических границ определили устойчивый режим сжатия в пределах Центрально-Азиатской провинции (юго-западное обрамление Сибирского кратона) и, напротив, режим растяжения в пределах севера Западно-Сибирской провинции. Перемещения, вероятно, имели дискретный характер, что проявляется в реконструируемой многоэтапности главных эпох орогении [4, 5, 40], приуроченности сдвигов и других структурных форм, нарушающих первоначальную целостность мезозойского осадочного комплекса Западной Сибири, к определенным временным рубежам [3, 11, 14, 31, 32]. Современные данные сейсмического 3D-моделирования сегодня позволяют распознавать деформационные структуры в дочетвертичных отложениях региона, определенно обусловленные сдвигами по домезозойскому фундаменту, которые, в основном, приурочены к Колтогорско-Уренгойской системе грабен-рифтов [15].

Следует отметить сходство исходных понятий и подходов GPS и палеомагнитных методов. Это понятие недеформируемой плиты или домена, относительная система при вычислениях, статистические оценки результатов. Важно, что для различных геологических эпох получено сходное положение полюса относительного вращения Сибирского домена, при этом скорости от мезозоя к современному этапу уменьшаются почти на порядок. Можно надеяться, что дальнейшее развитие методов и сетей GPS наблюдений позволит уточнить полученные оценки параметров.

Работа выполнена при поддержке гранта Президиума РАН №16, проекты № 3 и №8; ОНЗ 6-2; интеграционных проектов СО РАН №№ 27, 87, 116.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. и др. Кинематика Амурской плиты по данным GPS геодезии // Геология и геофизика. 2011. № 2. С. 299–311.
2. Баженов М.Л., Моссаковский А.А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 1986. № 1. С. 59–69.
3. Беляков С.Л., Бондаренко Г.Е., Иванюк В.В., Смирнов А.В. Новые данные о позднемезозойских сдвиговых деформациях чехла северной части Западно-Сибирской плиты // Докл. РАН. 2000. Т. 372 (4). С. 510–513.
4. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003, Т. 44 (1–2). С. 49–75.
5. Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49 (9). С. 862–870.
6. Быков В.Г., Бормотов В.А., Коковкин А.А. и др. Начало формирования единой сети геодинамических наблюдений ДВО РАН // Вестн. ДВО РАН. 2009. № 4. С. 83–93.
7. Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Кин Ч.У., Такахаша Х. Кососейсмические деформации земной поверхности на о. Сахалин в результате Невельского землетрясения 02.08.2007 // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 6–22.
8. Воронов П.С. Тангенциальные региональные сдвиговые деформации земной коры на севере Средней Сибири // Инф. бюл. Ин-та геологии Арктики. Вып. 17. Л., 1959. С. 13–20.
9. Воронов П.С., Храмов А.Н. Поворот Сибирской платформы и ее сдвиговая тектоника // Сдвиговые тектонические перемещения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. Л., 1988. С. 91–95.
10. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
11. Глухманчук Е.Д. Проявление сдвиговых деформаций в чехле Западно-Сибирской плиты в связи с нефтегазонасностью баженовской свиты // Тектоника платформенных областей. Новосибирск: Наука, 1988. С. 121–125.
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 340 с.
13. Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис... д-ра. геол.-минер. наук. Новосибирск, 2002. 40 с.
14. Конторович В.А. Мезозойско-кайнозойская тектоника и нефтегазонасность Западной Сибири // Геология и геофизика. 2009. Т. 50 (4). С. 461–474.
15. Короновский Н.В., Гогоненков Г.Н., Гончаров М.А. и др. Роль сдвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур “пропеллерного” типа // Геотектоника. 2009. № 5. С. 50–64.
16. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. и др. Современные тектонические деформации центральной Азии по данным измерений методом GPS геодезии за 1994–2004 гг. // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 2 / Отв. ред. К.Г. Леви и С.И. Шерман. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2005. С. 26–38.
17. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. и др. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 1006–1017.
18. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. и др. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
19. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х., Климук В.С. Раннемеловая геодинамика Забайкалья: палеомагнитный аспект // Докл. РАН. 2003. Т. 393 (4). С. 515–520.
20. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х. Палеомагнетизм нижнемеловых вулканитов Забайкалья: свидетельство в пользу мезозойских сдвиговых перемещений в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45 (12). С. 1404–1417.
21. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48 (10). С. 1061–1073.
22. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. и др. Мезозойский интервал траектории кажущегося движения полюса Сибирского домена Евразийской плиты // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 4. С. 500–505.
23. Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 2010. 36 с.
24. Митрофанов Г.Л., Таскин А.П. Структурные соотношения Сибирской платформы со складчатым окружением // Геотектоника. 1994. № 1. С. 3–15.
25. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С., Савостин Л.А. Тектоническая природа Олекмо-Становой сейсмической зоны // Геотектоника. 1987. № 6. С. 94–108.
26. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. СПб.: Наука, 1997. 591 с.

27. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И. и др. Растяжение в Байкальском рифте: Современная кинематика пассивного рифтогенеза // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 664–668.
28. Саньков В.А., Чипизубов А.В., Лухнев А.В. и др. Подход к оценке опасности сильного землетрясения в зоне Главного Саянского разлома по данным GPS геодезии и палеосейсмологии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45 (11). С. 1369–1376.
29. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г. и др. Результаты анализа данных GPS измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алиньской сети // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 39–49.
30. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г. и др. Моделирование плитных движений (на примере Амурской плиты) // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири: Докл. науч. симпоз. Хабаровск: ИТиГ ДВО, 2010. С. 65–67. ISBN 978-5-7442-1491-3.
31. Филиппович Ю.В. Новая концепция тектонического строения фундамента и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Геология нефти и газа. 2001. № 5. С. 51–62.
32. Чиков Б.М. Региональная деформированность мезозоя внутренних районов Западно-Сибирской плиты (сейсмоструктурный анализ) // Геология нефти и газа. 2000. № 2. С. 32–37.
33. Apel E.V., Burgmann R., Steblov G. et al. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modelling // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33, N 11. L11303, doi: 10.1029/2006GL026077.
34. Altamimi Z., Collilieux X., Legrand J. et al. ITRF 2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth orientation parameters // J. Geophys. Res. 2007. V. 112, N B9. B09401, doi: 10.1029/2007/JB004949.
35. Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, N B11. P. 1–31.
36. Boucher C., Altamimi Z., Sillard P., Feissel-Vernier M. The ITRF 2000 // IERS Technical Note. 2001. N. 31. 270 p.
37. Calais E., Vergnolle M., San'kov V. et al. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002); Implications for current kinematics of Asia // J. of Geophys. Res. 2003. V. 108, B10. P. 2501.
38. Calais E., Dong L., Wang M. et al. Continental deformation in Asia from a combined GPS solution // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33, N 24. L24319, doi: 10.1029/2006GL028433.
39. Cogné J.-P., Kravchinsky, V.A., Halim N., Hankard F. Late Jurassic – Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia) // Geophys. J. Int. 2005. V. 163. P. 813–832.
40. De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sci. 2007. V. 29. P. 194–213.
41. De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. V. 101. P. 315–353.
42. De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F. et al. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions // Geophys. Res. Lett. 1994. V. 21, N 20. P. 2191–2194.
43. England P.C., Molnar P. Late Quaternary to decadal velocity fields in Asia // J. Geophys. Res. 2006. 110. B12401. doi:10.1029/2004JB003541.
44. Gilder S., Courtillot V. Timing of North-South China collision from new middle to Late Mesozoic paleomagnetic data from the North China Block // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 17, 713–17,727.
45. Heki K., Shin'ichi M., Hiroaki T. et al. The Amurian Plate motion and current plate kinematics in eastern Asia // J. Geophys. Res. 1999. V. 104, N B12. P. 147–155. DECEMBER 10.
46. Holt W.E., Chamot-Rooke N. et al. Velocity field in Asia inferred from Quaternary fault slip rate and global positioning system observations // J. Geophys. Res. 2000. 105 (B8). P. 19185–19209.
47. Hsu Houtze, Pil-Ho Park, Teruyuki Kato et al. Amurian – A Nassium Plate: New GPS Result Supplemented by Geological and Geophysical Evidence // Abstract Book. APSG 2006, The 6-th Workshop of Asia-Pacific Space Geodynamics Program. October, 2006, ICC Jeju, Jeju, Korea. P. 50.
48. Huang B.C., Zhou Y.X., Zhu R.X. Paleomagnetic Discussions on the Phanerozoic Evolution and Formation of Chinese Continent // Earth Science Frontiers. 2008. V. 15(3). P. 348–359.
49. Jin Sh., Park P.-H., Zhu W. Micro-plate tectonics and kinematics in Northeast Asia inferred from a dense set of GPS observations // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 257. P. 486–496.
50. Kravchinsky V.A., Cogné J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 34–57.
51. Kreemer C., Lavallo'e, D.A., Blewitt, G. Holt W.E. On the stability of a geodetic no-net-rotation frame and its implication for the International Terrestrial Reference Frame // Geophys. Res. Lett. 2006. 33. L17306. doi:10.1029/2006GL027058.
52. Kreemer C., Holt W.E., Haines A.J. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation // Geophys. J. Int. 2003. V. 154, N 1. P. 8–34.
53. Meng G., Shen, X. Wu J., Rogozhin E.A. Present-day crustal motion in northeast China determined from GPS measurements // Earth Planets Space. 2006. V. 56. P. 1441–1445.
54. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // Gondwana Research. 2010. V. 18. P. 400–419.
55. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.
56. Prawirodirdjo L., Bock Y. Instantaneous global plate motion model 12 years of continuous GPS observations // J. Geophys. Res. 2004. V. 109, N B8. B084405. doi: 10.1029/2003JB002944
57. Sella G.F., Dixon T.H., Mao A. REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, N B4. 2081. doi: 10.1029/2000JB000033.

58. Shestakov N.V., Gerasimenko M.D., Kolomiets A.G. et al. About current geodynamic activity of the Central Sikhote-Alinsky fault and southern part of the Russian Far East as a whole according to GPS observations // The 13-th Workshop of Asia-Pacific space geodynamics program: Abstract book. Novosibirsk, 2008. P. 16–17.
59. Shestakov N., Gerasimenko M., Kolomiets A.G. et al. Recent crustal movements of Russian Far East as seen from GPS observations // Program and Abstracts. APSG Workshop 2010 on Progress in Space Geodesy and Earth Environment Change. Shanghai, 2010. China. P. 22.
60. Stein S., Gordon R., Statistical tests of additional plate boundaries from plate motion inversions // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 69. P. 401–412.
61. Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Gornov P.Yu., Boyko E.V. Sikhote-Alin GPS profile results and Amur plate motion // APSG 2008, PROCEEDING OF THE APSG SYMPOSIUM: “Space Geodynamics and Modeling of the Global Geodynamic Processes” International scientific conference in the frames of the “Asian-Pacific Space Geodynamics” Project, Published by Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, 2009. ISBN 978-5-9747-0156-6. P. 14 – 21.
62. Wei D., Seno T. Determination of the Amurian plate motion // Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia / Eds. M. Flower, S. Chung, C. Lo, T. Lee. 1998. P. 337–346.
63. Yang Z.Y., Besse J. New Mesozoic apparent polar wander path for south China: Tectonic consequences // J. Geophys. Res. 2001. V.106. P. 8493–8520.
64. Zonenshain, L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // Tectonophysics. 1981. V. 76. P. 1–45.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

V.Yu. Timofeev, A.Yu. Kazansky, D.G. Ardyukov, D.V. Metelkin, P.Yu. Gornov, N.V. Shestakov, E.V. Boiko, A.V. Timofeev, G.Z. Gil'manova

Rotation parameters of the Siberian domain and its eastern framing in different geologic epochs

The analysis of the motion of tectonic blocks of the Earth in the junction area between the Eurasian plate and its surroundings has been made. The present-day stage is examined using space geodesy and seismology data. Different models of rigid plate movements for Eurasia are analyzed. The use of the model of Eurasia (northern part of Asia) is exemplified to determine rotation parameters of the Amur plate on the basis of GPS data for the Far East (Sikhote-Alin profile) and the Transbaikalian region. The use of the model of the Amur plate is illustrated for the extension zone at its western boundary – the Baikal Lake depression in the epoch of the Kultuk earthquake (M = 6.3, 8/27/2008). Paleomagnetic data allowed us to determine the pole of rotation of the Siberian craton with respect to its fold framing during the Mesozoic from paleomagnetic evidence, and kinematic parameters were estimated. The constant position of the rotation pole in the relative coordinate system from the end of the Paleozoic to the Present testifies to the constancy of rotation of the Siberian domain in the structure of the Eurasian plate.

Key words: rotation of tectonic plates, present-day stage, Mesozoic, GPS method, paleomagnetic method, Siberian domain, Eurasian plate.

**ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ И ИХ СВЯЗЬ С ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОЕ (УЛЬИНСКИЙ ПРОГИБ, ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ
ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС)**

Л. Ф. Мишин

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена, 65, г. Хабаровск,
680000, e-mail: lfimishin@mail.ru*

Поступила в редакцию 4 ноября 2010 г.

Изучены гидротемально измененные породы и их связь с золоторудной минерализацией месторождения Светлое в Ульяновском прогибе (западный сектор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса). По составу пород и рудной минерализации этот объект является типичным представителем месторождений кислотного-сульфатного типа. Гидротемально измененные породы месторождения Светлое представлены среднетемпературными вторичными кварцитами с алунитовой фацией. В массиве вторичных кварцитов верхний структурный уровень образует пластообразная залежь площадью 30 км², мощностью до 300 м с пологим (5–10°) периклинальным залеганием относительно дугообразной оси вулканического хребта. Ниже пластовой залежи выявлена серия локальных круто залегающих зон преимущественно килевидного сечения, а также небольшие по размеру (первые сотни м²) многослойные мульдообразные структуры, подошва которых располагается на 100–150 м ниже уровня пластовой части залежи вторичных кварцитов. Все структуры нижнего уровня приурочены к периклинальной части вулканического хребта. Они маркируются повышенными мощностями монокварцитов и имеют плавные переходы к пластовой части массива.

Вторичные кварциты имеют симметричную зональность. Центральную зону в пластовой части слагают алунитовые кварциты, которые обрамляются диккитовыми кварцитами. Последние вниз по разрезу сменяются гидрослюдистыми и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми аргиллизитами. Монокварциты слагают осевые зоны в структурах нижнего яруса. В плащеобразной части залежи монокварциты встречаются в виде редких маломощных линз и прослоев, пространственно связанных с локальными структурами нижнего яруса.

Золотая минерализация на месторождении приурочена к монокварцитам, к их пористым разновидностям. Отложение золота происходило после образования кварцитов в процессе заполнения пор и полостей поздним коллоидным кремнеземом с баритом и гипогенным ярозитом.

Ключевые слова: вторичные кварциты, аргиллизиты, месторождения Au, кислотного-сульфатного типа, Ульяновский прогиб, Охотско-Чукотский вулканический пояс, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Термин вторичные кварциты был введен в начале прошлого столетия Е.С. Федоровым. Дальнейшее его уточнение и наполнение конкретным содержанием связано с именами Н.И. Наковника, М.П. Русакова, Д.С. Коржинского, Г.М. Власова, С.И. Набоко.

Большинство исследователей понимают под вторичными кварцитами существенно кварцевые метасоматические породы, содержащие в том или ином количестве высокоглиноземистые минералы, такие как алуниит, диккит, диаспор, серицит, пирофиллит,

корунд и ряд более редких: дюмуртьерит, зунит, топаз, лазулит, турмалин [14].

В последние годы, в связи с открытием эпитептермальных золоторудных месторождений в алунитовых кварцитах, резко возросло количество работ, посвященных этой проблеме [7, 19, 21–26, 31–33]. В Чилийских Андах начиная с 70-х годов среди золоторудных объектов начали доминировать месторождения кислотного-сульфатного типа [30]. В аналогичной геологической обстановке на Востоке России до последнего времени было известно лишь Озерновское

месторождение на Камчатке. Следует отметить, что информация об этом месторождении достаточно противоречива. С одной стороны, в его пределах широко распространены высокоглиноземистые вторичные кварциты, и золото ассоциирует с медными минералами и теллуридами, типичными для месторождений кислотно-сульфатного типа [15], а с другой стороны, на Озерновском месторождении установлены кварцадуляровые жилы, характерные для эпitherмальных месторождений адуляр-серицитового типа [15].

Термин “кислотно-сульфатный” отражает связь данного типа месторождений с алунитовыми вторичными кварцитами [24]. В англоязычной литературе для подобного типа месторождений широко используется термин “high sulfidation”. Этот термин подчеркивает особенности рудной минерализации данных месторождений, проявляющейся в высокой окисленности (повышенная валентность) рудных элементов, а также преимущественно в сульфатной форме серы во флюиде [25]. Поскольку основная цель данной работы – изучение гидротермально измененных пород, то мы предпочли термин – “кислотно-сульфатный тип”.

Высокоглиноземистые вторичные кварциты образуются в результате глубокой переработки первичных пород и являются индикатором крупных палеогидротермальных систем. Вместе с тем, имеется большое число залежей вторичных кварцитов, с которыми пока не установлена рудная минерализация. Проблема связи рудных месторождений с вторичными кварцитами достаточно дискуссионна. Считается, что среди них есть и рудоносные, и безрудные залежи, отличающиеся условиями образования [26]. Нами установлено, что вторичные кварциты, как правило, не несут рудной минерализации, но они маркируют верхние надрудные уровни гидротермально-рудных систем [8, 10, 13].

В последние годы на Востоке России также начались поиски месторождений кислотно-сульфатного типа. Повышенные содержания золота во вторичных кварцитах (рудопроявление Светлое в Ульинском прогибе) были обнаружены еще в процессе геолого-съёмочных работ Фроловым В.Н. в 1977 г. В период 2000–2010 гг. целенаправленные поисково-разведочные работы проводила горнорудная компания Felp Dodg. Результатом этих работ явилось открытие месторождения Светлое. По характеру рудной минерализации и составу гидротермально измененных пород месторождение Светлое является типичным представителем эпitherмальных золоторудных месторождений кислотно-сульфатного типа, поэтому полученные новые данные по составу и структуре залежей вторичных кварцитов и соотношению их с золо-

той минерализацией имеют научное и практическое значение. Интерес к этому месторождению вызван также тем, что на Востоке России имеется большое количество залежей вторичных кварцитов, но их перспективы на обнаружение рудных месторождений остались невыясненными.

МЕТОДИКА

Проведено объемное картирование гидротермально измененных пород с их опробованием через 50–100 м, а также описание и опробование керна многочисленных скважин на детальных участках. Вторичные минералы идентифицировались с помощью микроскопических исследований (изучено около 1000 шлифов), ИК-спектроскопии (использовался портативный спектрометр ПИМА), рентгенограмм порошка и электронной микроскопии. Рудные элементы определялись на портативном рентгенофлюоресцентном спектрометре NITON-XLT-592w. Часть проб проанализирована полуколичественным спектральным методом в центральной лаборатории ФГУП “Дальгеофизика”. Часть анализов, выполненных с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, была любезно предоставлена компанией Felp Dodg.

Анализ изотопного состава серы, кислорода и водорода выполнен в лаборатории изотопных исследований Дальневосточного геологического института ДВО РАН (аналитики А.В. Игнатьев и Т.А. Веливецкая).

Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу водорода и кислорода проведена по лазерной методике выделения воды из минералов и методике разложения воды на хrome [5].

Измерение изотопных соотношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 252 с использованием двойной системы напуска.

Вес анализируемых образцов составляет 1–2 мг. Воспроизводимость определения $\delta^{18}\text{O}$ (1σ) образцов составляет 0.1 ‰, $n = 5$. Калибровка метода проведена по лабораторным и международным стандартам NBS-28, NBS-30.

Подготовка образцов для масс-спектрометрического изотопного анализа серы проведена по методике [3]. Сера сульфидов окисляется до SO_2 с использованием оксида меди. Реакция окисления проводится в вакууме при температуре 850°C . Полученный SO_2 очищается от остальных продуктов реакции на криогенной ловушке. Изотопный анализ серы сульфидов выполнен на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 252 с использованием двойной системы напуска. Вес анализируемых образцов состав-

ляет 2–5 мг. Погрешность определения $\delta^{34}\text{S}$ (1σ) составляет 0.1 ‰, $n = 5$.

Изотопный состав воды, равновесной с каолинитом и диккитом, рассчитывался по уравнениям:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{воды}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{Каол}} - 10^3 \ln \alpha_{\text{Каол-H}_2\text{O (O)}}$$

$$\delta\text{D}_{\text{воды}} = \delta\text{D}_{\text{Каол}} - 10^3 \ln \alpha_{\text{Каол-H}_2\text{O (D)}}$$

где $\delta^{18}\text{O}_{\text{Каол}}$ и $\delta\text{D}_{\text{Каол}}$ – измеренные значения, а $10^3 \ln \alpha_{\text{Каол}}$ по данным [29], для кислорода при 100°C равен 11.6 ‰, при 150 °C – 7.6 ‰. Во вторичных кварцитах золото-серебряных месторождений диккит представлен тонкодисперсной разновидностью с оптически и ИК характеристиками, промежуточными между диккитом и каолинитом. Температура гомогенизации включений в кварце таких кварцитов составляет 90–120°. Диккит с хорошо индивидуализированными таблитчатыми кристаллами обычно ассоциирует с алунитом и образуется при более высокой температуре. В расчетах температура 100° принята для тонкодисперсной, а 150° – для кристаллической разновидностей диккита. Для водорода при расчетах было принято, что $10^3 \ln \alpha_{\text{Каол}}$ при возрастании температуры от 100° до 150° C изменяется от -28 до -24 ‰ [34].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Месторождение Светлое расположено в Ульяновском прогибе в пределах Секчинской кольцевой структуры, в 220 км к юго-западу от п. Охотск (рис. 1).

Среди вулканогенных пород Секчинской структуры (правобережье р. Колка) обнаружены андезиты, андезибазальты и их туфы предположительно нижнемеловой учуликанской свиты. Они перекрыты мощной толщей псаммито-псефитовых, слабо спекшихся туфов дацит-андезидацитового состава с горизонтами туфогенно-осадочных пород. Туфовая толща перекрывается игнимбритоподобными редковкрапленниковыми андезидацитами. В аналогичных андезидацитах в верховьях р. Нет абсолютный возраст циркона, определенный U-Pb SHRIMP методом, составил 107 млн лет [12].

На месторождении Светлое вулканогенные породы из-за их интенсивной гидротермальной проработки диагностируются с большим трудом. Нижнюю часть разреза слагают андезиты, менее распространены андезидациты и туфы андезитов учуликанской свиты. Верхнюю часть разреза мощностью более 300 м слагают породы дацитового состава с прослоями туфов, туфогенно-осадочных пород и игнимбритов. Преобладают роговообманково-биотитовые густовкрапленниковые разновидности дацитов и кристаллокластические игнимбриты. Среди кристаллоигнимбритов отмечаются постепенные переходы к гранодиорит-порфирам. Очевидно, часть дацитов и кри-

сталлоигнимбриты имеют субвулканическую природу. Среди покровов отмечаются отдельные дайки и мелкие штокообразные тела базальтов.

Судя по выходам пород на поверхности и многочисленным замерам слоистости, вулканические породы образуют вытянутую в субширотном направлении положительную структуру с пологим периклинальным залеганием пород относительно осевой ее части.

СТРУКТУРА И ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗАЛЕЖЕЙ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

В современном срезе вторичные кварциты на месторождении Светлое слагают отдельные разобщенные поля, представляющие собой фрагменты обширной, неравномерно эродированной залежи. Гидротермально измененные породы на месторождении в значительной мере наследуют первичный структурный план вулканогенных пород и залегают периклинально относительно оси вулканического хребта. В строении массива вторичных кварцитов выделяется пластовая часть, занимающая основную часть рудного поля, и отдельные, ограниченные по площади, локальные структуры, располагающиеся гипсометрически ниже уровня подошвы пластовой части массива вторичных кварцитов.

Под пластовой залежью кварциты образуют субвертикальные линейные зоны килевидного сечения (участки Елена и Эмми), жилоподобные протяженные зоны монокварцитов (участок Тамара) и многослойные мультислойные структуры, расположенные на 100–150 м ниже уровня подошвы пластовой части массива (рис. 2, 3). Все тела кварцитов нижнего уровня пространственно приурочены к осевой части вулканической структуры и маркируются на поверхности выходами монокварцевых пород.

В пластовой залежи нижнюю и верхнюю части разреза образуют кварц-диккитовые метасоматиты. Осевую зону слагают породы алунитовой фации с редкими маломощными линзами монокварцитов. В подошве залежи диккитовые метасоматиты подстилаются кварц-гидрослюдистыми аргиллизитами, обычно сильно пиритизированными. В зоне перехода к гидрослюдистым породам диккитовые кварциты нередко сменяются каолинитовыми разновидностями. На участках с сохранившейся кровлей переход диккитовых кварцитов к неизменным дацитам постепенный, минуя гидрослюдисто-монтмориллонитовую зону аргиллизитов. В круто залегающих телах кварцитов осевую их часть слагают монокварциты, которые обрамляются алуниновыми, затем диккитовыми кварцита-

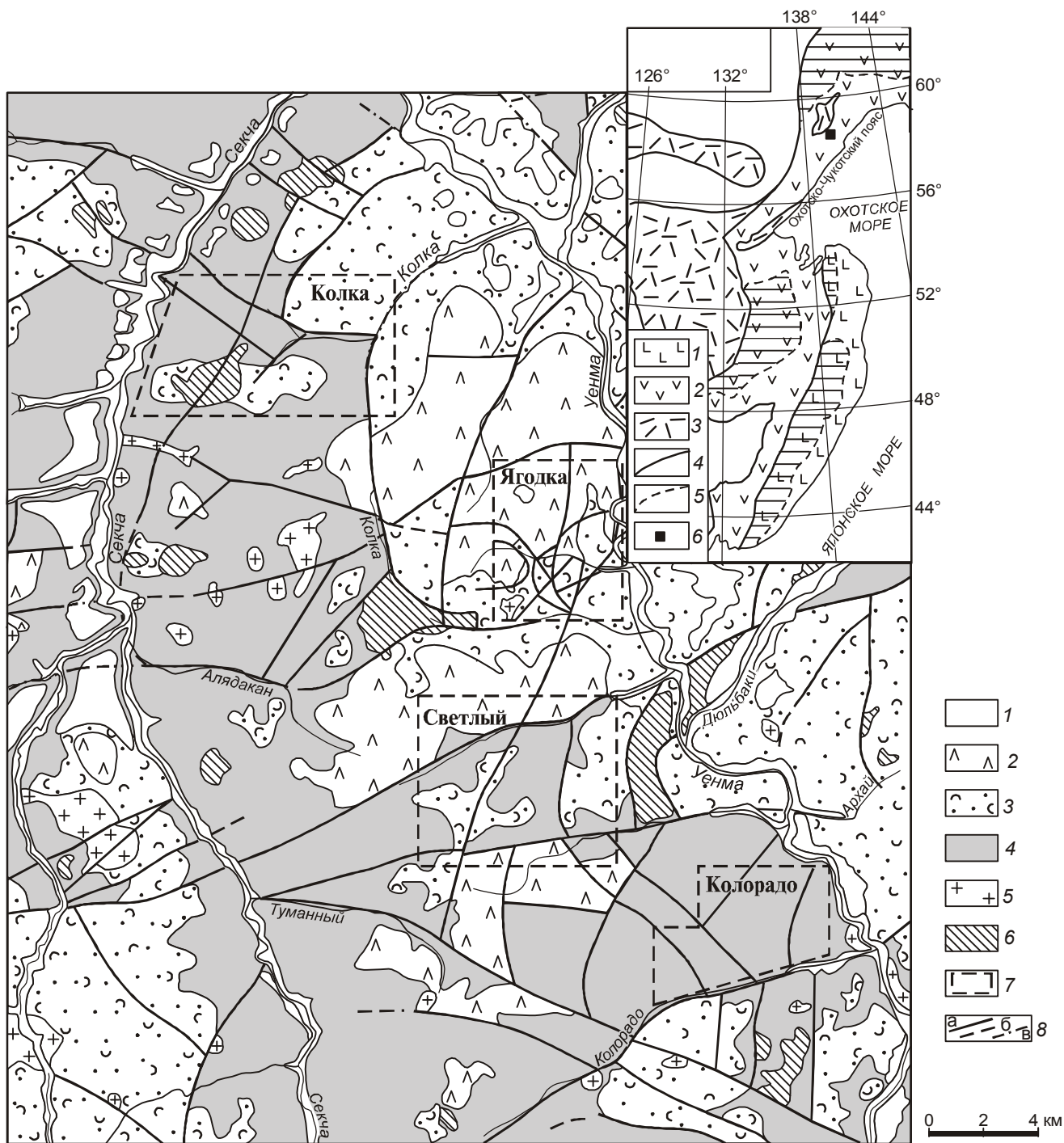


Рис. 1. Схематическая геологическая карта с поисковыми данными Секчинского золоторудного узла

1 – аллювиальные отложения; 2,3 – емандринская свита (K_1^2): 2 – верхняя толща: андезидациты редковкрапленниковые и их игнимбриты (покровные и субвулканические нерасчлененные), дациты и их туфы, 3 – нижняя толща: туфы дацитов, андезидацитов, слабо спелекшиеся, с горизонтами туфогенно-осадочных пород; 4 – учуликанская свита (K_1^1): андезиты, андезибазальты, дациты, трахиандезиты, трахидациты, пласты и линзы туффитов, туфопесчаников, туфоконгломератов; 5 – позднемиоценовые гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры; 6 – позднемиоценовые субвулканические интрузии: риолиты, дациты, риодациты, игнимбриты риодацитов; 7 – участки детальны работ на золото; 8 – тектонические нарушения достоверные (а), предполагаемые (б), скрытые под рыхлыми отложениями (в).

Врезка. Схема районирования мезозойско-кайнозойских вулканоплутонических образований юга Дальнего Востока. 1–3 – площади распространения разновозрастных вулканических и плутонических образований (мегапояса): сеноман-олигоценый (1), альб-сеноманский (2), позднеюрско-раннемиоценовый (3); 4 – границы мегапоясов; 5 – граница внутренней (без штриховки) и внешней (заштрихованная) зон; 6 – местоположение Секчинской структуры.

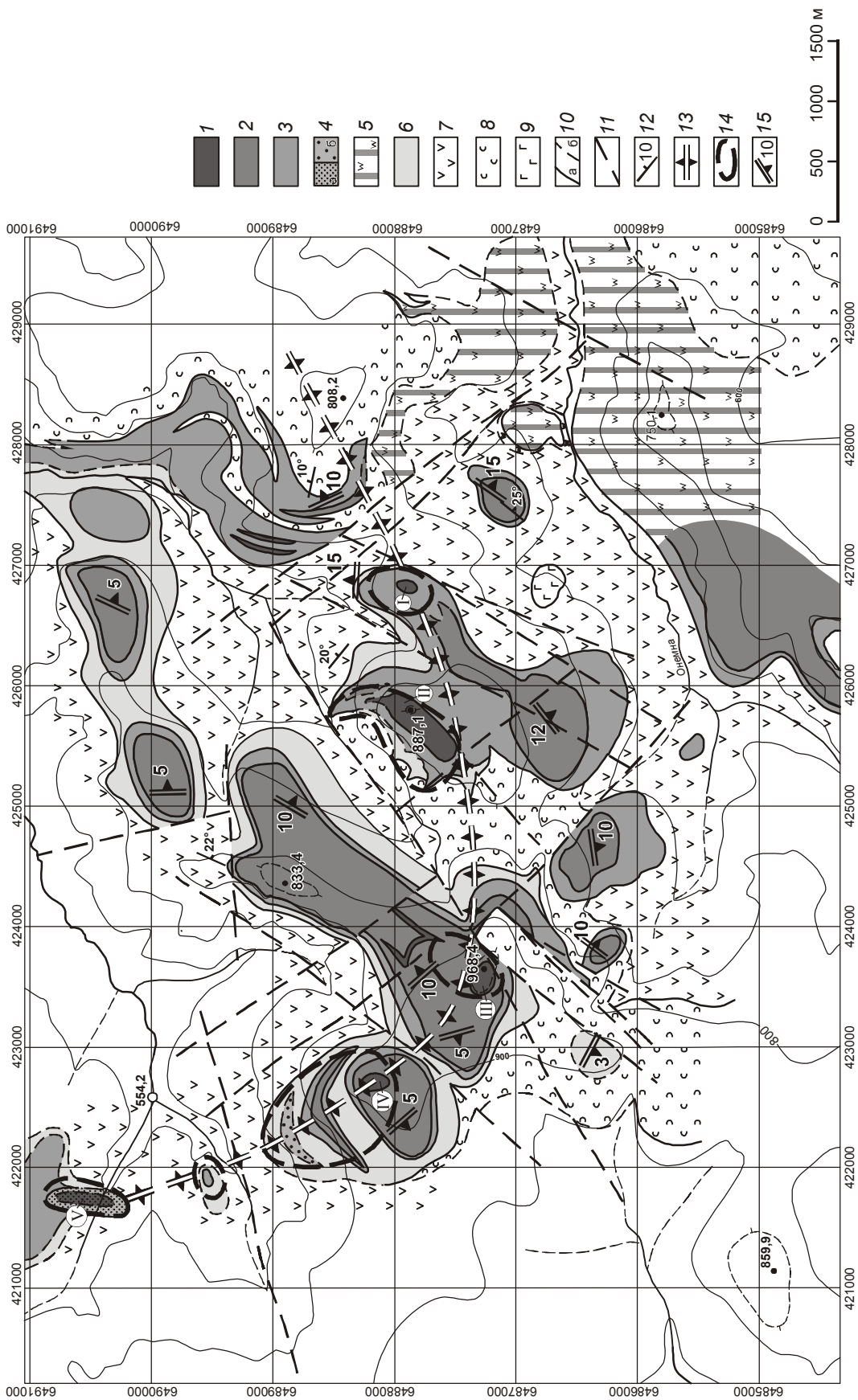


Рис. 2. Карта гидротермально измененных пород месторождения Светлое.

1-5 – фации вторичных кварцитов: 1 – монокварцевая, 2 – алунитовая, 3 – диоксид-серцитовая (а) и гидробиотитовая (б), 5 – вторичные кварциты нерасчлененные; 6 – кварц-гидрослюдастые и гидрослюдасто-монтмориллонитовые с пиритом породы; 7 – андезиты, реже андезиты пропилитизированные (хлорит-карбонатная фация); 8 – дациты роговообманково-биотитовые, гранодиорит-порфиры и кристаллокластические ипсифриды нерасчлененные; 9 – базальты; 10 – границы установленные (а) и предполагаемые (б); 11 – разломы; 12 – наклонное залегание флюидальности и слоистости; 13 – ось куполовидной структуры; 14 – границы мульдобразных и рудовмещающих структур; 15 – генерализованные элементы залегания подошвы и фашиальных границ пластовой части залежи вторичных кварцитов. I – V – участки детальных работ: Лариса (I), Елена (II), Тамара (III), Людмила (IV) и Эмма (V).

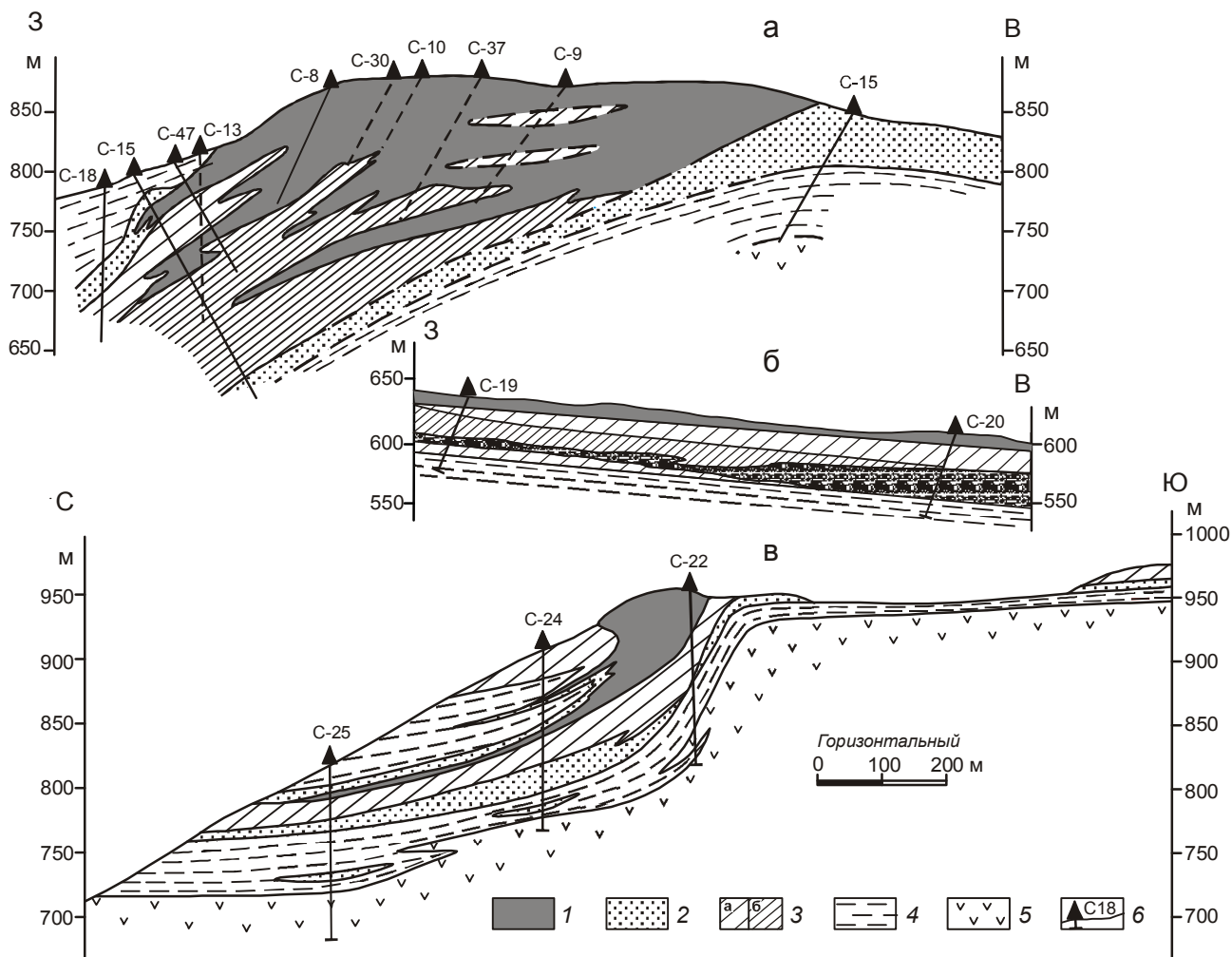


Рис. 3. Геологические разрезы: а – участок Елена, б – восточный фланг участка Тамара, в – участок Людмила.

1–4 – фации гидротермально измененных пород: 1 – монокварцевая, 2 – диккитовая, 3 – алунитовая: а – содержание алунита менее 40 %, б – содержание алунита более 40 %, 4 – гидрослюдистая; 5 – пропилитизированные андезиты; 6 – скважины и их номера.

ми и, наконец, аргиллизитами. Для мутьдообразных структур, отличающихся разнообразием петрографического состава первичных пород, характерно многослойное повторение различных по составу метасоматитов (рис. 3в).

Алунитовая фация на месторождении Светлое имеет максимальное распространение. На восточном фланге рудного поля (левобережье р. Онёмна) сохранился полный разрез пластовой части. Ее мощность здесь около 300 м, мощность алунитосодержащих пород достигает 250 м. Породы с содержанием алунита 40 % и более слагают нижнюю часть алунитового горизонта (мощность – 100–120 м).

На участке Елена вторичные кварциты слагают структуру с килевидным сечением размером 800×100–250 м, круто наклоненную на запад (рис. 3а), где алунитовые и диккитовые кварциты

вмещают залежь монокварцитов, с которыми связана золоторудная минерализация. Мощность алунитовой фации достигает 150 м. Мощность лежачего бока алунитового горизонта с содержанием алунита 40–70 % – около 100–120 м. Внутри алунитовой фации установлена асимметричная зональность: сверху вниз растет содержание алунита, а снизу вверх – содержание кварца. Вверху алунит распределяется преимущественно в виде гнезд или образует порфиробласты (до 1 мм) в тонкозернистом кварце. Вниз, по мере увеличения содержания алунита, размер его зерен уменьшается, и при содержании алунита более 40 % порода приобретает равномернозернистую рисовидную структуру. В качестве порфиробластов уже выступают зерна кварца рисовидного габитуса в тонкозернистом алунитовом агрегате (рис. 4а). Отмеченная зональность отчетливо просматривается во всех

выходах вторичных кварцитов, косвенно подтверждая вывод, полученный на основе структурных данных, о принадлежности их некогда одной залежи.

По химическому составу алуниты месторождения Светлое относятся к калиевому типу (K_2O – от 4.51 до 5.87 мас. %; Na_2O – от 0.9 до 1.88 мас. %)

Диккитовые кварциты слагают приподошвенную и прикровлевую зоны в пластовой части массива вторичных кварцитов и формируют внешнее обрамление в килевидных структурах, а также постепенно замещают алунит по падению залежи на флангах массива вторичных кварцитов. В зоне перехода к алунитовым кварцитам и монокварцитам диккит образует гнезда размером от десятых долей миллиметра до 3 см, состоящие из таблитчатых, иногда розетчатых зерен размером до 1–2 мм (рис. 4б). Диккит замещает вкрапленники и обломки, реже – основную массу пород. В последнем случае нередко образуются мономинеральные диккитовые агальматолиты.

Монокварциты на месторождении Светлое отличаются большим структурно-текстурным разнообразием. Их можно объединить в три группы: массивные, брекчиевые и пористые разновидности.

Массивные кварциты развиваются по тонким пепловым туфам и реже по дацитам. Сложены они халцедоновидным кварцем или халцедоном, обычно в них присутствуют тонкие иголки рутила (до 1 %). За счет изменения зернистости кварца под микроскопом хорошо читается первичная структура, свидетельствующая о метасоматической природе окварцевания с сохранением объема и структурных особенностей породы.

Среди брекчий преобладают породы с унаследованной текстурой. Это монокварциты, образующиеся по первично обломочным вулканическим породам (туфы, эруптивные брекчии; рис. 5а). Очевидно, вследствие того, что проницаемость обломков и цементирующего материала различна, зернистость кварца, замещающего обломки, и цементирующий агрегат в этих метасоматитах различаются, что создает видимость позднего брекчирования.

“Настоящие” гидротермальные брекчии состоят из обломков однородных монокварцитов, сцементированных поздним, относительно крупнозернистым кварцем, поздним алунитом или гидроксидами железа.

В полостях выщелачивания обнаружены брекчии обрушения. Они состоят из обломков, иногда слабо окатанных, метасоматического кварца. Частично такие обломки спаяны поздним колломорфным кварцем или гематитом (рис. 5б).

Пористые монокварциты достаточно широко распространены на месторождении Светлое. Размер пор и их количество варьируют от мелкопористых пемзовидных разновидностей, плотность которых приближается к единице (рис. 5в), до крупных пор и полостей сложной морфологии (рис. 5б, г). Замечено, что основные объемы пористых пород приурочены к наиболее проницаемым горизонтам грубых туфов и брекчий.

Связь золотоносности с пористостью отмечают большинство исследователей месторождений кислотно-сульфатного типа, причины этого явления не установлены.

Сравнительный анализ содержаний золота и серебра в различных текстурных типах монокварцитов не выявил корреляции между видимой пористостью и содержаниями золота на месторождении Светлое. Оказалось, что значительная часть пористого пространства, а иногда и все поры заполнены кварцем. В таких порах и полостях халцедоновидный кварц превращен в относительно крупнозернистый агрегат, но в нем хорошо просматриваются в проходящем свете первичные колломорфно-полосчатые текстуры, свидетельствующие об отложении кремнезема в открытых полостях (рис. 4, 5).

На месторождении Светлое среди алунитовых и диккитовых кварцитов выявлены отдельные жилы мощностью до 1 м с содержанием Au до 5 г/т, сложенные колломорфно-полосчатым халцедоновидным кварцем, таким же, как и кварц, выполняющий поры и полости.

К порам в монокварцитах приурочена вкрапленность барита и ярозита (рис. 4д). В отличие от гипергенного ярозита, замещающего пирит, гипогенный ярозит концентрируется преимущественно в колломорфном кварце. Он более чистый, не содержит включений гидроксидов железа и вследствие этого характеризуется очень ярким желтым цветом. Форма зерен ярозита неправильная, чаще всего они повторяют контуры полостей, которые выполняют. Барит также концентрируется главным образом в колломорфном кварце, часто совместно с гипогенным ярозитом, или нарастает в виде отдельных кристаллов на стенки остаточных пор (рис. 4е). Иногда отмечаются крупные полости, выполненные щетками барита или агатовидным полосчатым кварц-баритовым тонкозернистым агрегатом (рис. 5е).

Все типы монокварцитов в той или иной степени претерпели собирательную перекристаллизацию, при этом интенсивность перекристаллизации кремнезема отчетливо контролируется кавернами и полостями. Вокруг остаточных пор кварц более зернистый и очищенный от пелитоморфных включений. В

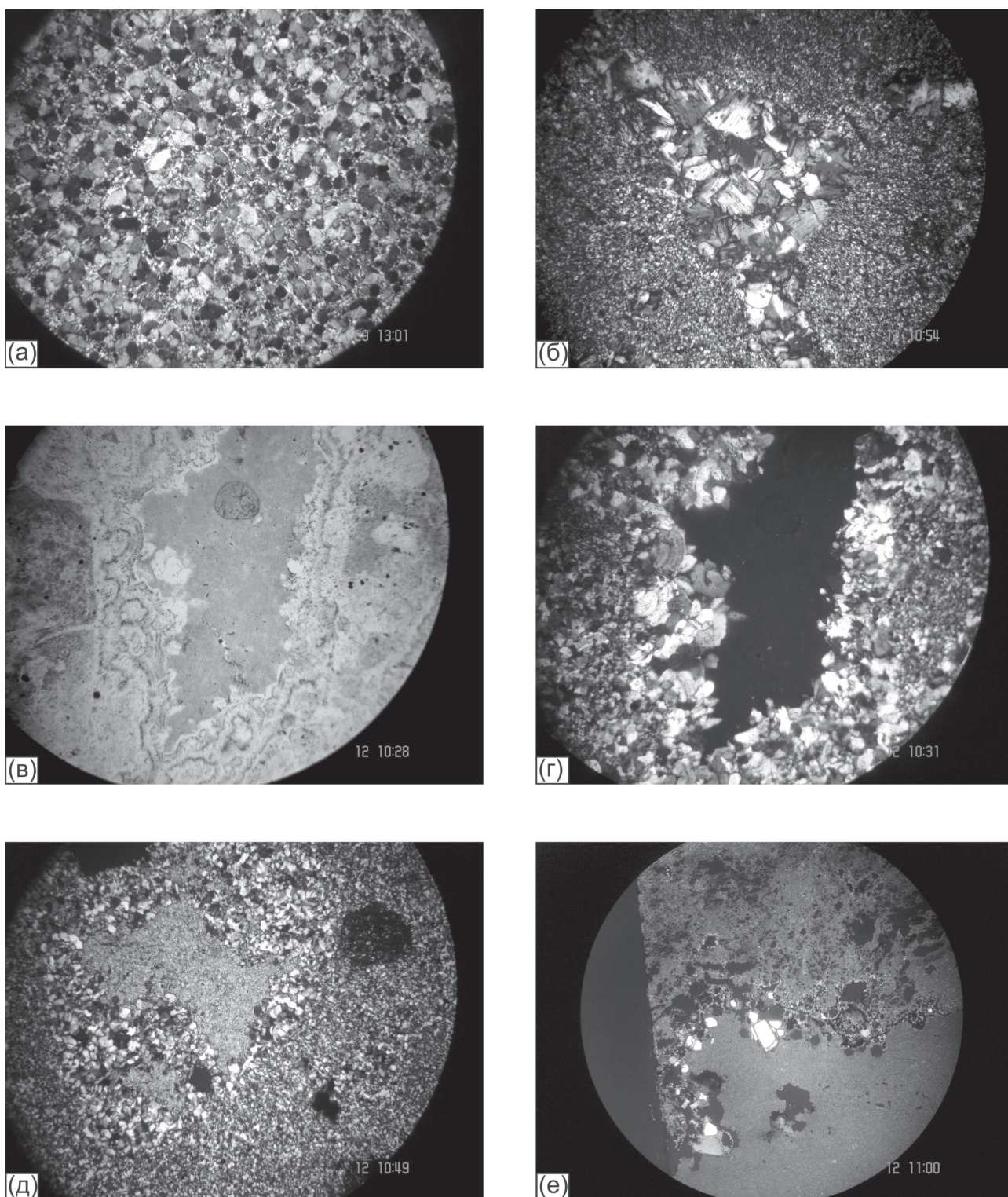


Рис. 4. Структуры вторичных кварцитов.

а – алунитовый кварцит, структура рисовидная, б – диккитовый кварцит, крупнотаблитчатый диккит слагает гнезда в мелкозернистом кварцевом базисе, в–г – фрагмент крупной полости растворения с перегородками метасоматического кварца, заполненной кварцем второй генерации колломорфной структуры, и остаточной полостью, выполненной опалом, д – полость в метасоматическом кварце, заполненная относительно крупнозернистым кварцем с зерном гипогенного ярозита в центре, е – нарастание ограниченных зерен барита на фрагмент полости в метасоматическом кварце (правая нижняя часть шлифа). а, б, г, д, е – николи +, в – николи II. Увел. 30.

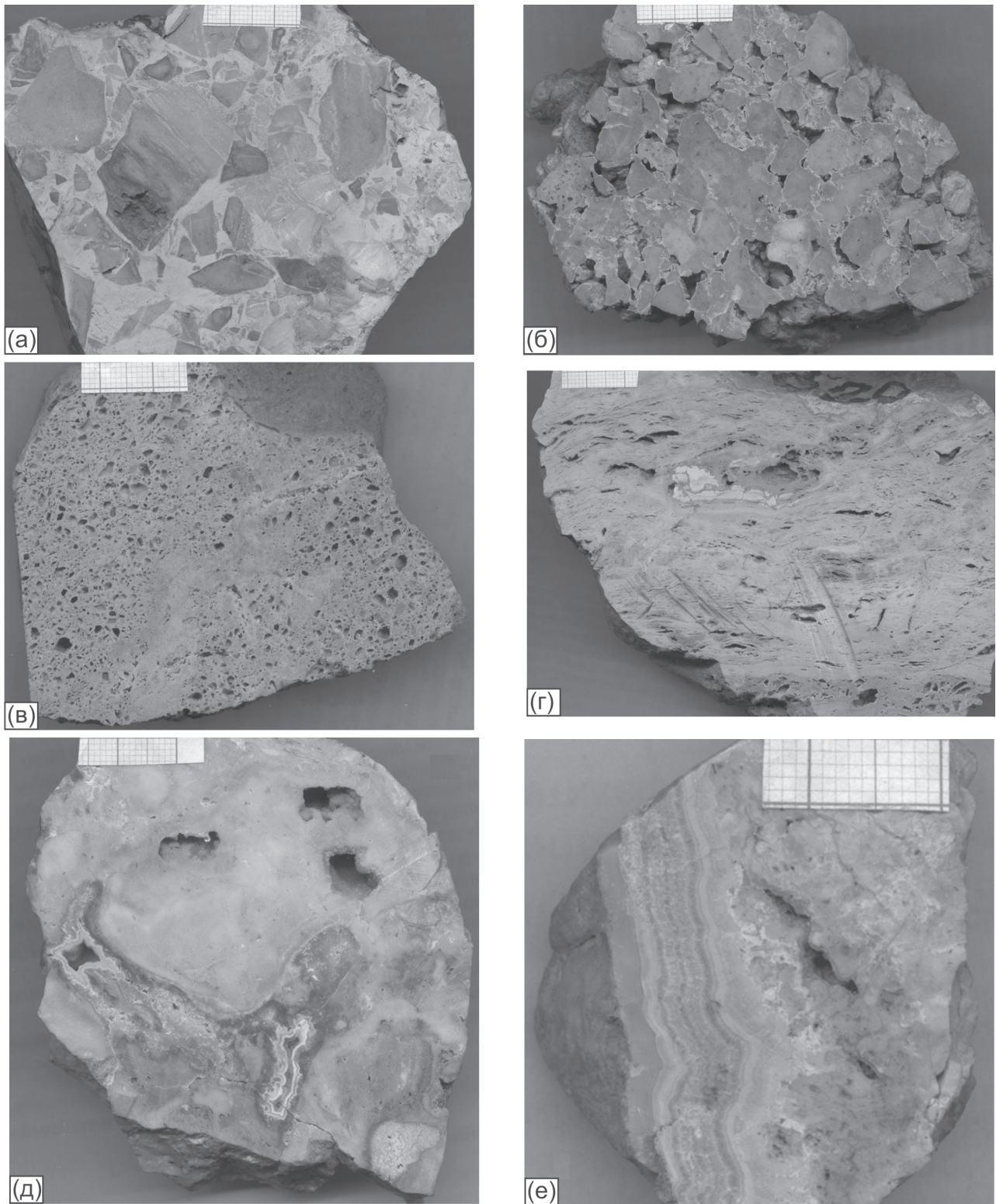


Рис. 5. Различные типы текстур монокварцитов.

а – монокварцит по туфу, обломки и цемент различаются зернистостью кварца, б – брекчия обрушения, слабо окатанные обломки метасоматического кварца неплотно упакованы, участками сцементированы колломорфным кварцем, в – мелкопористый пензовидный монокварцит, г – крупнопористый монокварцит, д – крупная полость в монокварците, выполненная колломорфным кварцем, е – фрагмент полости в монокварците, выполненной относительно крупнозернистым кварцем (правая часть фотографии), который обрамляется агатовидным кварц-баритовым агрегатом (барит – более светлые полоски). Масштабная миллиметровка – сетка размером 1 мм.

итоге наиболее крупнозернистым оказался кварц с колломорфными структурами, который изначально был представлен, очевидно, аморфным кремнеземом. Кристалличность метасоматического кварца, служащего базисом для пор с колломорфным кварцем, также определяется положением относительно ближайшей каверны, а частично структурными особенностями субстрата. Перекристаллизация кремнезема, выполняющего поры, на определенной стадии полностью прекратилась, хотя на отдельных участках заполнение остаточных пор поздним опаловидным кремнеземом еще продолжалось (рис. 4в, г). Причиной перекристаллизации кремнезема, очевидно, являются остаточные флюиды, концентрирующиеся в кавернах и полостях.

Метасоматический кварц первой генерации, в отличие от колломорфного кварца выполнения полостей, всегда более тонкозернистый, но в нем также отмечается такситовость по зернистости. По всей видимости, структурные фрагменты субстрата (обломки в туфах, вкрапленники, ксенолиты, фьямме в игнибригах, основная масса) отличались микропористостью и содержанием остаточных флюидов.

Серицитовые вторичные кварциты распространены ограниченно в наиболее эродированном северо-западном фланге рудного поля (участок Эмми). Здесь пористые монокварциты обрамляются пиррофиллит-серицитовыми с диаспором, реже, с диккитом вторичными кварцитами, которые на флангах сменяются кварц-гидрослюдистыми пиритизированными породами. Алунитовые кварциты на данном эрозионном срезе отсутствуют. Серицит на участке Эмми имеет яркие, типично мусковитовые цвета интерференции и по рентгеноструктурным данным определяется как мусковит – структурная модификация 2M1.

Кварц-гидрослюдистые породы состоят из гидрослюды, кварца, пирита и обычно содержат в незначительном объеме реликты первичных пород. Содержание кварца в этих аргиллизитах не более 10–20 %, поэтому, в отличие от вторичных кварцитов, они подвержены выветриванию и не образуют коренных выходов и делювиальных осыпей. В аргиллизитах постоянно присутствует пирит, содержания его достигают 15–20 %. По результатам ИК спектроскопии и рентгено-структурного анализа, слюды представлены иллитом. В зоне перехода к диккитовым кварцитам иллит сочетается с каолинитом, а в переходной зоне к пропилитам – со смектитами.

На северо-западном фланге рудного поля, на участке Людмила, представляющем собой многослойную мультислойную структуру, слюда представлена тонкочешуйчатым гидробиотитом, плеохромующим от бурого до соломенно-желтого цвета.

Пропилиты в районе месторождения по минералогическому составу полностью соответствуют региональной пропилизации андезитов (хлорит, карбонат), но в обрамлении круто залегающих зон кварцитов нижнего этажа количество вторичных минералов резко возрастает от 5–10 % (в региональных пропилизатах) до 80–100 % в пределах рудного поля и сопровождается интенсивной (до 15–20 %) пиритизацией.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Монокварциты на месторождении Светлое практически являются рудными телами, но кондиционные руды распределены неравномерно и определяются исключительно по результатам опробования. Распределение золота в монокварцитах показано на рис. 6: 60 % проб содержат Au от 0.1 до 0.6, 18 % – более 0.6 и 22 % – более 1 г/т. В фациях метасоматитов, обрамляющих монокварцевые зоны, содержания золота несколько возрастают от внешних зон к внутренним, но в целом – значительно ниже 0.1 г/т. Золото – тонкодисперсное, и лишь на участке Эмми отмечались выделения видимого золота.

Во вторичных кварцитах и в обрамляющих их аргиллизитах имеются повышенные содержания Ba, As, Se, Cu, Mo, Pb и Zn. С золотом коррелируются содержания Ag, Ba, Se, Mo и, в меньшей степени, Te (рис. 7, 8). Висмут присутствует в большинстве проб, но корреляция с другими рудными элементами невысокая.

Золото-серебряное отношение в пробах с содержанием Au более 1 г/т составляет 1.2. С серебром, кроме Au, Ba, Se, Mo, Te, коррелируются As, Cu, Pb и Zn (рис. 8), поэтому осевая периклиналильная зона, в которой сосредоточены основные рудные участки, трассируется контрастными металлотметрическими аномалиями этих элементов.

Исходя из того, что барит в основном концентрируется в кварце второй генерации, выполняющем пористое пространство в монокварцитах, а содержания золота имеют значимую положительную корреляцию с содержаниями бария (рис. 8), сделано предположение, что отложение золота, серебра и основного количества бария во вторичных кварцитах месторождения Светлое происходило после образования вторичных кварцитов при заполнении пор и полостей кварцем второй генерации. Действительно, по результатам определения содержаний Au и Ag из различных типов вторичных кварцитов, максимальные их концентрации оказались в пробах монокварцитов, содержащих значительный объем кварца второй генерации и видимый барит. Отобрать пробы на определение Au и Ag раздельно монокварцита и кварца,

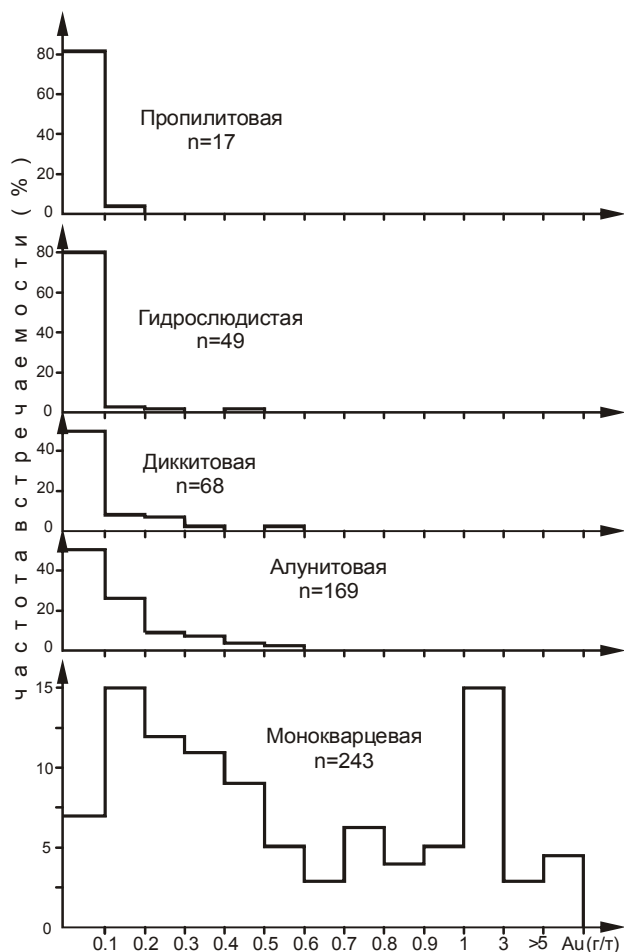


Рис. 6. Гистограммы распределения Au в фациях гидротермально измененных пород.

Использованы результаты спектрального и пробирного (при содержаниях ≥ 1 г/т) анализов.

выполняющего поры и полости, оказалось сложно, поэтому было произведено зондирование таких образцов с помощью портативного рентгенофлуоресцентного спектрометра. Данные, приведенные в табл. 1, подтверждают, что золото и серебро в образцах распределены неравномерно и максимальные их концентрации наблюдаются на участках, обогащенных баритом.

В пределах основной, слабо эродированной части поля вторичных кварцитов рудные минералы, за исключением единичных находок блеклой руды на участке Елена, не установлены. По обилию рудных минералов выделяется северо-западный фланг рудного поля (участок Эмми). Здесь на площади 800×350 м среди преимущественно серицитовых кварцитов установлена серия выклинивающихся на глубину зон пористых монокварцитов мощностью от 1 до 50 м, протяженностью от 10 до 300 м с содержаниями Au

Таблица 1. Распределение Au и Ag (г/т) в образцах монокварцитов с видимым баритом.

№ анализа	№ пробы	Ag	Au	Минеральный состав
604	6-98/12	43	н	Кварц
605	– « –	н	н	– « –
606	– « –	57.8	н	– « –
607	– « –	н	н	– « –
608	– « –	54.0	61.0	Гнездо барита
609	– « –	119.0	3248.0	– « –
610	6-98/19	213.0	н	Кварц-баритовая полоса
611	– « –	н	н	Кварц
612	– « –	274.0	н	Кварц-баритовая полоса
613	– « –	н	н	Кварц

Примечание. н – содержания ниже предела чувствительности (50 г/т).

1–10 г/т. Золоторудная минерализация сопровождается сложным набором теллуридов с халькопиритом и годфилдитом. В отдельных гнездах содержания рудных минералов в порах монокварцитов и прожилках достигают 50 %. По данным спектрального анализа, в таких обогащенных рудными минералами метасоматитах содержится Au > 100 г/т, Ag – 300 г/т, Cu – 0.3 %, Sn – 0.3 %, Mo – 0.02 %, Sb – 0.8 %, Bi > 1 %, Te – 1.4 %. Д.Х.М. Альдертон и Ф.К. Брамельд [20] и А.Г. Колесников с соавторами [6], изучавшие минералогию этих руд, установили в них самородное золото, акантит, кюстелит, самородный теллур, теллуриды висмута (до 70 % от общего числа).

Пирит присутствует во всех метасоматических фациях. Содержание пирита в пластовой части залежи растет сверху вниз, в килевидных структурах – от центра к периферии. В пропилитах и гидрослюдистых метасоматитах содержание пирита достигает 15–20 %. Более крупные (до 0.1 мм) зерна имеют кубический габитус, а мелкозернистый пирит, густо вкрапленный в основную массу пород, представлен зернами октаэдрического габитуса. В верхней части разреза пластовой части залежи кварцитов содержание пирита резко падает и он обычно окислен с образованием лимонита и ярозита.

На верхних уровнях пластовой части залежи отмечаются гнезда и линзы мощностью до 2 м, выполненные брекчиями обрушения с гематитовым цементом. Они состоят из обломков пород, пропитанных гидроксидами железа, и гипергенного ярозита, сцементированных скрытокристаллическим гематитом. По данным рентгеноструктурного анализа, гематит частично окислен с образованием гетита и ярозита.

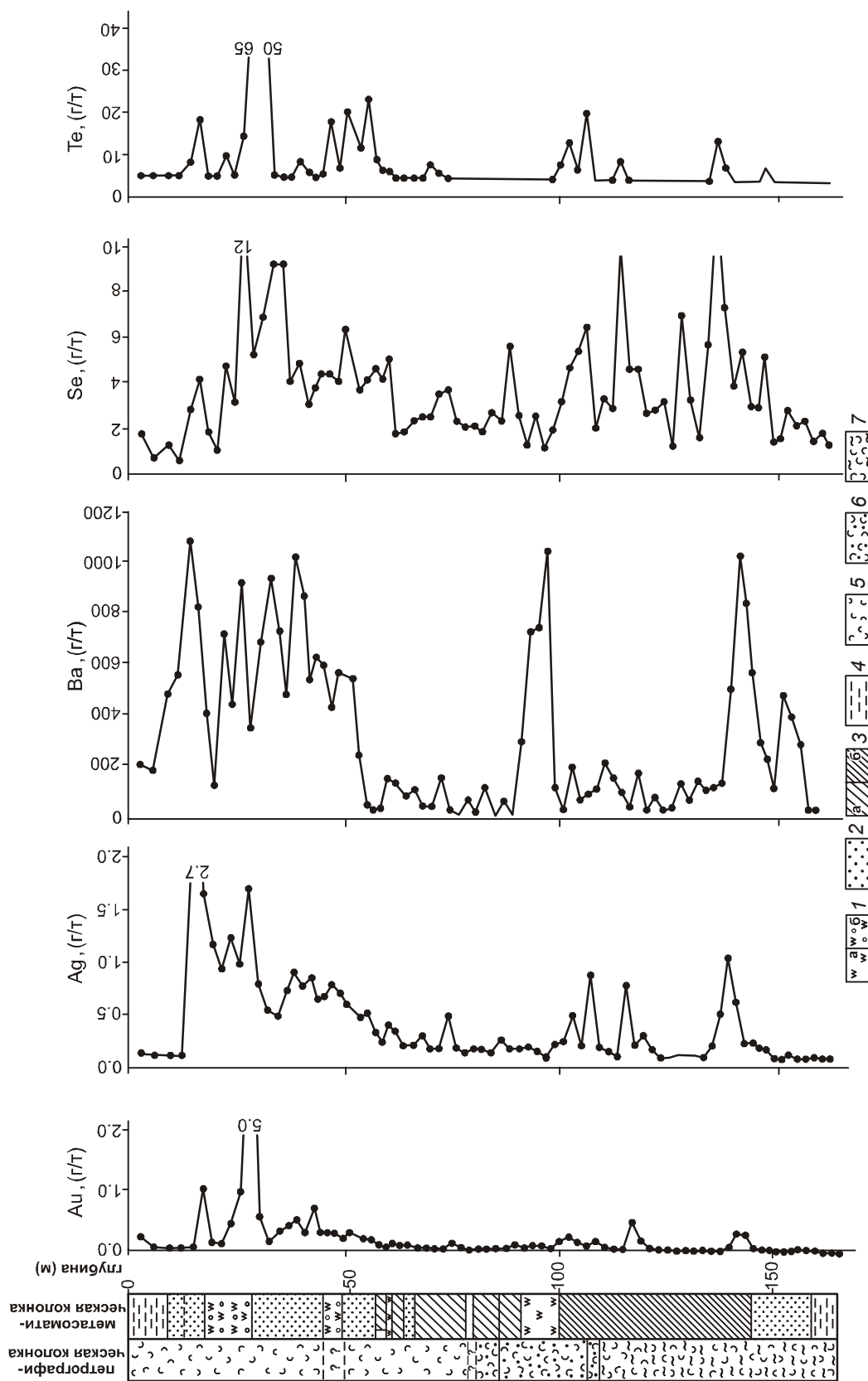


Рис. 7. Графики содержания Au, Ag, Ba, Se и Te по скважине 39, участок Елена.

1 – монокварциты массивные (а) и пористые (б), 2 – дикиитовые кварциты, 3 – алунитовые кварциты с содержанием алунига менее 40 % (а) и более 40 % (б), 4 – кварц-гидрослюдистые породы, 5 – дациты, их туфы (б) и игнимбриты (7).

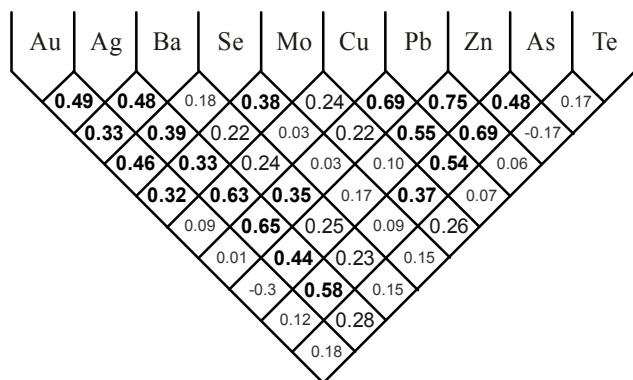


Рис. 8. Матрица коэффициентов корреляции между концентрациями рудных элементов во вторичных кварцитах (скваж. 39, N=80, ISP-MS анализ).

Крупным шрифтом выделены коэффициенты корреляции (95 % уровень значимости): жирным – со значениями ≥ 0.32 , нежирным – $0.22-0.32$.

В гематите присутствуют отдельные пойкило-включения ограненных кристаллов кварца (до 5 мм), барита и гипогенного ярозита. Судя по этим соотношениям, заполнение полостей гематитом происходило одновременно с отложением колломорфного кварца в порах и полостях.

СОСТАВ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ

Изотопный состав кислорода и водорода определен в диккитах на участке Елена и одной пробы (3029–22) (табл. 2) из пластовой части массива вторичных кварцитов. Рассчитанные составы гидротерм, равновесных с диккитом, на диаграмме (рис. 9) располагаются вблизи линии метеорных вод. По отношению к вторичным кварцитам из

других массивов [10] они смещены в более низкотемпературную область составов метеорных вод, что связано, очевидно, с высокими широтами или высотами гипсометрического положения месторождения [18].

На месторождении Светлое изотопный состав кислорода кварца пористых монокварцитов был изучен на участках Елена, Тамара и Эмми [20] (табл. 2). Авторы сделали предположение, что пористый монокварцит на месторождении Светлое образовался при температуре около 150°C за счет гидротерм существенно метеорного происхождения, а прожилки кварца с рудными минералами могли образоваться из гидротерм с близким изотопным составом кислорода, но при высокой (выше 300°C) температуре.

Изотопный состав серы определен в пирите из гидрослюдистых аргиллизитов, обрамляющих алунитовые и диккитовые кварциты на участке Елена. Значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита близки $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов магматических пород, но, в отличие от близких по составу вторичных кварцитов Гряды Каменистой [11], несколько смещены в сторону отрицательных значений (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для стратегии поисков золоторудных месторождений кислотно-сульфатного типа и других рудных объектов, связанных со вторичными кварцитами, важно определить, есть ли в минералогических особенностях самих вторичных кварцитов признаки, указывающие на их рудную специализацию.

Температуры образования минералов вторичных кварцитов определены экспериментально и составляют $100-500^\circ\text{C}$ [4]. Исходя из минералогичес-

Таблица 2. Изотопный состав кислорода, водорода и серы в минералах вторичных кварцитов и равновесных с ними гидротерм, месторождение Светлое.

№ пробы	Минерал	T° C	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Кислород			Водород		
				$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$10^3 \ln \alpha$ kaol. H ₂ O(O)	$\delta^{18}\text{O}$ (вода), ‰	δD , ‰	$10^3 \ln \alpha$ kaol. H ₂ O (O)	δD (вода), ‰
3029-22	Диккит	100		-3.5	-11.7	-15	-184	-28	-156
C15/16.7	– «–	100		0.4	-11.7	-11	-179	-28	-151
C20/30.8	– «–	100		-2.2	-11.7	-13	-168	-28	-140
C20/63.6	– «–	100		-5.3	-11.7	-17.3	-170	-28	-142
C25/63.9	– «–	100		-0.8	-11.7	-12.5	-166	-28	-138
C-21/21.8	Пирит		-8.2						
C-22/119.5	– «–		-6.4						
SV 5*	Кварц (пористый монокварцит)	150		4.97		-10.5			
SV 9*	– «–	150		2.23		-13.2			
SV 2*	Жильный кварц	450		-5.17		-9.7			
SV 3*	– «–	150		2.93		-1.6			

Примечание. * – данные из работы [20].

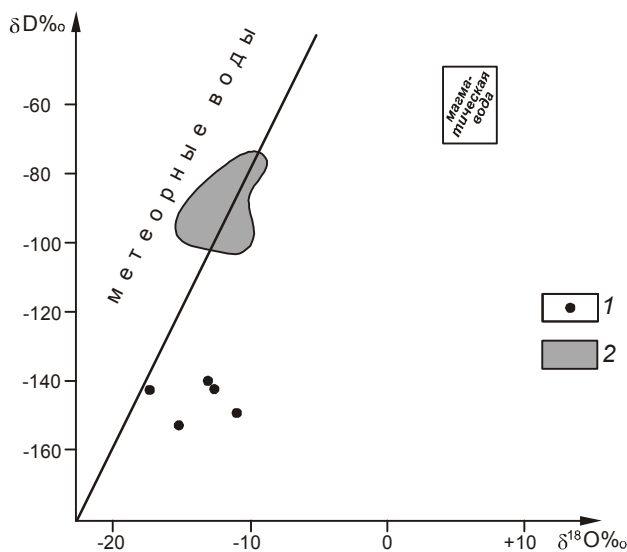


Рис. 9. Рассчитанный изотопный состав гидротермальных растворов, равновесных с диккитом и каолинитом. 1 – месторождение Светлое, 2 – вторичные кварциты месторождений Красивый, Белая Гора, Шелеховское и Гряда Каменистая [9].

кого состава доминирующей фации и температур, определенных гомогенизацией флюидных включений, залежи вторичных кварцитов могут быть классифицированы на низкотемпературный – 100–150° С (преобладают диккит-каолинитовые кварциты), среднетемпературный – 150–250° С (доминирует алунитовая и диккитовая фации) и высокотемпературный (>250° С) типы [8, 10, 11]. Высокотемпературный тип можно подразделить на подтипы алунит-диаспоровый и более высокотемпературный – корунд-андалузитовый.

Широкое распространение алунитовых и диккитовых кварцитов позволяют уверенно отнести вторичные кварциты месторождения Светлое к среднетемпературному типу. Более высокотемпературный состав высокоглиноземистых минералов отмечается лишь на участке Эмми, где доминирует серицитовая фация, а также присутствуют диаспор, пирофиллит. Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце монокварцитов и прожилков на этом участке имеют бимодальное распределение. Образование монокварцитов, по данным [6], произошло при температуре 240–270° С, а прожилков и гнезд с рудной минерализацией – при температурах 330–370° С.

Залежи среднетемпературных вторичных кварцитов с развитой алунитовой фацией широко распространены на Востоке России и в других ее регионах. По минералогическому составу, зональности и структуре эти залежи принципиально не отличаются от

массива вторичных кварцитов месторождения Светлое, однако чаще с ними связана полиметаллическая минерализация, иногда с Au и Ag, например, Береговское и Баганьское месторождения в Закарпатье [1], Маднеульское в Южной Грузии [2], Чаятынское на Нижнем Амуре. На Дальнем Востоке в большинстве разведанных на алунит месторождений вторичных кварцитов установлены признаки полиметаллической и полиметаллической с золотом и серебром минерализации. Пример – Шелеховское и Искинское месторождения алунитовых кварцитов [10].

Сравнительные данные изотопного состава кислорода и водорода в диккит и серы в пирите из различных температурных типов вторичных кварцитов также указывают на сходные источники гидротерм, образующих эти метасоматиты в зоне смешения эндогенных флюидов с метеорными водами. Изотопный состав серы в пиритах месторождения Светлое свидетельствует в пользу ее эндогенного происхождения, а изотопия кислорода и водорода в диккитах указывает на существенно метеорный состав гидротерм. Этот вывод находит подтверждение на других месторождениях мира [17, 27, 28]. Таким образом, следует признать, что в самих среднетемпературных вторичных кварцитах месторождений кислотно-сульфатного и полиметаллического типов ни в их составе, ни в зональности, ни в условиях их образования резких различий нет, имеются лишь некоторые количественные отличия. Прежде всего, отметим очень высокую активность серы на месторождении Светлое, которая проявляется в исключительно широком развитии сульфатной минерализации: алунит, а также барит и, обычно редко встречающийся, гипогенный ярозит. Второй немаловажный фактор – это широко проявленная пиритизация, которая охватывает как внешние, так и внутренние зоны метасоматической колонны. И, наконец, отметим значительный объем пористых монокварцитов и их брекчиевых разновидностей, указывающих на ультракислый состав гидротерм с $pH = 1-2$ и интенсивность процессов собирательной перекристаллизации кремнезема. Все эти признаки свидетельствуют о развитости гидротермальной системы. Заметим, что ни один из них не является исключительной принадлежностью месторождений кислотно-сульфатного типа, большинство в том или ином объеме встречаются в различных залежах вторичных кварцитов, в том числе и в низкотемпературных. Например, на Карамкенском месторождении – типичном представителе Au-Ag-месторождений адуляр-серицитового типа – имеются линзы монокварцитов с кавернозными и различными брекчиевыми структурами. В массиве вторичных кварцитов Саласу (Нижний Амур) объем моноквар-

цитово́й фа́ции значительно превосходит таковой месторождения Светлое, но пористость развита крайне ограниченно и золоторудная минерализация в них не установлена. В Ваюонском поле вторичных кварцитов (Нижний Амур) среди алунитовых кварцитов выявлены тела монокварцитов с пористыми и брекчиевыми текстурами, аналогичные таковым месторождения Светлое, но золоторудная минерализация с ними пока не установлена.

На основе изучения большого количества рудных объектов, сопровождающихся вторичными кварцитами, была разработана модель гидротермальной системы [8, 10, 11]. Основное поисковое значение ее заключается в том, что вторичные кварциты образуются в предрудную стадию и слагают верхнюю надрудную зону. На рудной стадии кварциты играют роль экрана. Показана связь вторичных кварцитов преимущественно с купольными вулканическими структурами центрального или линейного типов [10, 21, 32]. Апикальные зоны таких куполов являются областью питания эндогенными флюидами и смешения их с метеорными водами, они же являются центрами рудной минерализации. К местам разгрузки (подножия куполов) кислые термальные воды постепенно нейтрализуются и происходит фаціальное замещение монокварцитов и высокоглиноземистых фаций гидрослюдисто-сметитовыми аргиллизитами и пропилитами. Такая гидрогеологическая обстановка обуславливает асимметрию строения залежей вторичных кварцитов. В них выделяются головная и хвостовая части. Головная часть отличается значительной мощностью высокоглиноземистых фаций и маркируется выходами монокварцитов, а в хвостовой части происходит постепенное замещение высокоглиноземистых вторичных кварцитов аргиллизитами. Головная часть расположена по восстанию кварцитово́й залежи и показывает относительное расположение рудных зон.

В вертикальном разрезе залежей вторичных кварцитов смена пиритизации на гематитизацию фиксирует положение зеркала грунтовых вод. Выше зеркала грунтовых вод метеорные гравитационные воды насыщены кислородом, при этом степень насыщения с глубиной, в связи с возрастанием литостатического давления, увеличивается. В этих условиях высвобождающееся при выщелачивании железо связывается в гематите. Ниже зеркала грунтовых вод, в восстановительных условиях, железо связывается с серой в пирите. Заметим, что появление на верхних уровнях залежей гематита не зависит от фаціального состава вторичных кварцитов, оно в равной степени проявляется в низко- и высокотемпературных залежах и во время рудной стадии [9].

По условиям залегания и внутренней структуре залежь вторичных кварцитов месторождения Светлое не отличается от других минералогических типов вторичных кварцитов. Подошва пластовой части залежи и фаціальные границы в ее пределах имеют периклинальное залегание относительно оси вулканического хребта. Все рудоносные участки расположены по восстанию пластовой залежи в ее периклинальной зоне (рис. 2, 3). Пластовая часть залежи практически безрудная и является крышкой для рудоносных структур нижнего яруса. В полном объеме она сохранилась лишь на флангах рудоносной структуры, в водораздельной части рудного поля она в значительной мере эродирована.

Сочетание полого залегающих пластообразных залежей вторичных кварцитов с килевидными и жиллообразными и трубчатыми зонами характерно для многих эпитеpmальных месторождений золота кислотно-сульфатного типа – Саммитвилль в Калифорнии [33], Мивах в Индонезии, Нена-Фрида в Папуа-Новая Гвинея [23].

Флюиды, за счет которых образуются высокоглиноземистые вторичные кварциты, отличаются высокой кислотностью и низкой соленостью – 1–2, реже до 4 мас. %-экв. NaCl [9, 10], а рудообразующий флюид, по данным [25], менее кислый и имеет более высокую соленость (более 6 мас. %-экв. NaCl). Пористые монокварциты на месторождениях кислотно-сульфатного типа, как подмечено [26], – это благоприятная в структурном отношении среда для транспортировки гидротерм и отложения из коллоидных растворов кремнезема и золота.

На примере месторождения Светлое и очень близкого к нему в структурном отношении месторождения Саммитвилль [33] видно, что монокварциты занимают стержневую зону «килевидных» структур с максимальным расширением их объема на уровне подошвы основной пластовой части залежи кварцитов. Это обстоятельство важно при прогнозе не выходящего на поверхность золотого оруденения кислотно-сульфатного типа, поскольку на слабо эродированных залежах монокварциты могут бронироваться сверху безрудными алунистыми и диккитовыми кварцитами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По составу гидротермально измененных пород и характеру рудной минерализации месторождение Светлое является типичным представителем эпитеpmальных Au-Ag месторождений кислотно-сульфатного типа. Вторичные кварциты, с которыми пространственно связана золоторудная минерализация, относятся к среднетемпературному типу с

развитой алунитовой фацией. По составу и зональности гидротермально измененных пород, а также условиям образования и структурным особенностям залежи вторичные кварциты месторождения Светлое практически не отличаются от других залежей среднетемпературных вторичных кварцитов с развитой алунитовой фацией. Имеются лишь некоторые отличия исключительно количественного характера: широкое развитие сульфатной минерализации (алунит, барит, гипогенный ярозит), обязательное присутствие монокварцевой фации с широко проявленной пористостью и брекчиевыми структурами.

Сами вторичные кварциты не несут рудной минерализации. Они образуются на дорудном этапе. Отложение золота и сопутствующих элементов происходило в процессе заполнения пор, полостей выщелачивания и, реже, трещин растяжения аморфным кремнеземом на втором (рудном) этапе. Кварц, выполняющий полости и поры, в отличие от метасоматического кварца первого этапа, имеет колломорфные структуры, характерные для осаждения кремнезема в полостях из коллоидных растворов. Весь кремнезем претерпел собирательную перекристаллизацию, которая по-видимому, контролировалась остаточными флюидами и, опосредованно, пористостью монокварцитов.

Основываясь на материалах по месторождению Светлое, можно утверждать, что все массивы вторичных кварцитов с развитой алунитовой фацией требуют ревизии на предмет обнаружения золоторудных месторождений кислотно-сульфатного типа.

Наиболее отчетливо специфика месторождений кислотно-сульфатного типа проявляется на рудной стадии развития гидротермально-рудной системы. Типоморфными для нее, наряду с теллуровой минерализацией, являются сульфосоли меди, такие как тетраэдрит, теннантит, люцит, голдфиллит, энаргит. Халькопирит в этих месторождениях в отличие от медно-порфировых – второстепенный минерал [23, 25].

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает признательность сотрудникам компании Felp Dodg Томасу Боуэну и Майку Шихан за помощь в проведении полевых исследований и предоставленные материалы, Н.С. Бортникову, В.Г. Невструеву, О.Ю. Полянской и В.Г. Хомичу за конструктивные критические замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проекты 06–11–СО–08–029 и 06–III–А–08–347).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение М.: Недра, 1972.
2. Гогишвили В. Г., Аревадзе Д.В. Температурные перепады при формировании Маднеульского месторождения (Южная Грузия) и оценка рудоносности глубин // Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: АН СССР, 1972. С. 230–231.
3. Гриненко В.А. Приготовление двуокиси серы для изотопного анализа // Неорганическая химия. 1962. № 7. С. 2578–2582.
4. Иванов И.П. Термодинамическое моделирование минеральных парагенезисов и зональности вторичных кварцитов на примере открытой системы $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ // Геохимия. 1993. № 5. С. 621–644.
5. Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А. Лазерная методика подготовки проб для анализа стабильных изотопов // Тезисы докладов Всероссийской конф. “Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы”. М., 2005. ИС-1. С. 98.
6. Колесников А.Г., Брызгалов И.А., Рассказова Т.Л., Савва Н.Е. К условиям формирования редкометаллового рудопоявления Эмми (Ульинская структурно-металлогенетическая зона) // Чтения памяти К.В. Симакова. Магадан, 2007. С. 90–91.
7. Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М.: Науч. мир, 1998. 490 с.
8. Мишин Л.Ф. Место вторичных кварцитов среди гидротермально измененных пород и соотношение их с рудами металлов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. Хабаровск, 2001. С. 239–265.
9. Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Природа высокоглиноземистых вторичных кварцитов по данным термобарогеохимии и изотопного анализа кислорода и водорода // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 123–139.
10. Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Вторичные кварциты и их рудоносность. Владивосток: Дальнаука, 2003.
11. Мишин Л.Ф. Связь вторичных кварцитов месторождения Гряда Каменистая (Нижний Амур) с рудной минерализацией // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47, № 5. С. 472–484.
12. Мишин Л.Ф., Акинин В.В., Мишин Е.Л. Новые данные о возрасте магматических пород западного сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 3. С. 12–24.
13. Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Индикаторная роль высокоглиноземистых вторичных кварцитов при поисках рудных месторождений // Руды и металлы. 2010. № 3. С. 14–24.
14. Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1964. 337 с.
15. Наумова О.А., Алышева Э.И. Гидротермально измененные породы Озерновского золото-серебряного месторождения Камчатки // Отеч. геология. 1995. № 1. С. 35–43.
16. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Изд-во СПб. картограф. фабрики ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
17. Хоссейни М., Русинов В.Л., Баранова И.Б. и др. Алунит в горах Таром (Северо-западный Иран) // Вестн. МГУ. Сер. 4. 1998. Т. 1. С. 34–40.
18. Хью П., Тейлор мл. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия

- гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982 С. 200–318.
19. Albino G. Time – pH – f_{O_2} paths of hydrothermal fluids and the origin of quartz-alunite gold deposits // US Geol. Surv. Bull. 1994. N 2081. P. 33–42.
 20. Alderton D. H. M., Brameld F.C. Telluride mineralization at the Svetloe gold prospect, Khabarovsk Krai, eastern Russia // Field Workshop of IGCP-486, Izmir, Turkey, 2006. P. 1–5.
 21. Arribas A.Jr. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid // Mineralogical Association of Canada. Short Course. 1995. V. 23. P. 419–454.
 22. Cooke D. R., Simmons S. F. Characteristics and Genesis of Epithermal Gold Deposits // Reviews in Econ. Geol. 2000. V. 13. P. 221–244.
 23. Corbett G. J., Leach T.M. Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, alteration, and mineralization // Workshop manual. Baguio, Philippines, 1996. 186 c.
 24. Heald P., Hayba D.O., Foley N.K. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types // Econ. Geol. 1987. V. 82, N 1. P. 1–26.
 25. Hedenquist J.W. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin / M.K. Horn, ed. Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, 4th, Singapore, 1986 // Transactions. 1987. P. 513–524.
 26. Hedenquist J. W., Arribas A. R., Gonzalez-Urien E. Exploration for epithermal gold deposits // Reviews in Econ. Geol. 2000. V. 13. P. 245–277.
 27. Larsen, Taylor H.P Solfataric alteration in the San Juan Mountains, Colorado: oxygen isotope variations in a boiling hydrothermal environment // Econ. Geol. 1987. V. 28, N 4. P. 1019–1036.
 28. Rye R.O., Bethke Ph.M., Wasseman M.D. The stable isotope geochemistry of acid sulphate alterations // Econ. Geol. 1992. V. 87. P. 225–226.
 29. Savin S.M., Epstein S. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of minerals // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1970. V. 34. P. 43–64.
 30. Sillitoe R.H. Gold metallogeny of Chile – an Introduction // Econ. Geol. 1991. V. 86, N 6. P. 1187–1205.
 31. Sillitoe R.H Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralization in the porphyry and epithermal environments / G. Weber, ed. Pacrim 99 Congress, Bali, Indonesia, 1999 / Proceedings Parkville, Australian Institute of Mining and Metallurgy. 1999. P. 29–44.
 32. Sillitoe R.H., Hedenquist J. W. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions and epithermal precious-metal deposits // Giggenbach Volume, Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10. 2003. P. 1–50.
 33. Stoffregen R. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado // Econ. Geol. 1987. V. 82. P. 1575–1591.
 34. Taylor H.P., Jr. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 843–883.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

L.F. Mishin

Secondary quartzites and their relation to gold ore mineralization of the Svetloye deposit (Ulya trough, Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt)

Hydrothermally altered rocks and their relation to gold ore mineralization of the Svetloye deposit in the Ulya trough (western sector of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt) have been studied. The composition of the hydrothermally altered rocks and ore mineralization are evidence that this area is a characteristic representative of the acid-sulfite type deposits. The hydrothermally altered rocks of the Svetloye deposit are represented by secondary quartzites of medium-temperature type with the developed alunite and dickite facies. The upper structural level in the massif of secondary quartzites is formed by a sheet-like deposit 30 km² in areal extent, ≤ 300 m thick with a gentle (5-10°) periclinal occurrence with respect to the arcuate axis of the volcanic ridge. A number of local steep zones with a mainly keeled section, and also small in size (a few hundreds of m²) multilayered trough-shaped structures, whose bottom is 100-150 m lower than the level of the sheet-like part of the secondary quartzite deposit, have been recognized. All structures of the lower level are confined to the periclinal part of the volcanic ridge. They are marked by increased thicknesses of monoquartzites and display a smooth transition to the sheet-like part of the massif.

Secondary quartzites show symmetrical zoning. The central zone in the sheet-like part is made up of alunite quartzites, which are framed by dickite quartzites. The latter are changed downsection by hydromicaceous and hydromicaceous-montmorillonite argillizites. Monoquartzites form axial zones in the lower-stage structures. In the cloak-shaped part of the deposit, monoquartzites occur as rare lenses and interlayers of low thickness, spatially related to the local lower-stage structures.

Gold mineralization at the deposit is confined to the monoquartzites, to their porous varieties. Gold deposition occurred after quartz formation in the course of pore and cavity infilling with late colloform silica with barite, and with hypogenic jarosite.

Key words: secondary quartzites, argillizites, Au deposits, acid-sulfate type, Ulya trough, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, Russian Far East.

СТРАТИГРАФИЯ И СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ (ВОСТОК РОССИИ)

С.В. Зябрев

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000, e-mail: sziabrev@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 18 ноября 2010 г.

Восточно-Сахалинская аккреционная призма является частью меловой-палеогеновой аккреционной системы, которая развивалась на восточной окраине Азии в результате субдукции океанических плит Пацифики. Ее развитие было связано с формированием раннемеловой Кемско-Самаргинской островной вулканической дуги и позднемелового-палеогенового Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса. Структура, лито- и биостратиграфия аккреционной призмы была изучена в центральной части Восточно-Сахалинских гор вдоль двух профилей, пересекающих Набильскую и Рымникскую зоны на протяжении около 40 км. Общая структура изученной части аккреционной призмы представляет совокупность многочисленных тектонических пластин восточной вергентности. Эти тектонические пластины (мощностью десятки–сотни метров) сложены различными терригенными обломочными отложениями, формировавшимися на конвергентной границе плит, и в меньшей степени – океаническими пелагическими кремнями и базальтами, гемипелагическими кремнистыми и туфогенно-кремнистыми алевропелитами. Терригенные отложения включают алевропелиты и турбидиты глубоководного желоба и отложения покровного комплекса аккреционной призмы. Структура аккреционной призмы предположительно формировалась в результате фронтальной аккреции и тектонического подслаивания. Последующее совмещение фронтально аккрецированных и тектонически подслоенных фрагментов, а также отложений покровного комплекса, вероятно, происходило по вторичным надвигам. Для определения возраста отложений и времени эпизодов аккреции в различных частях аккреционной призмы использовалась фауна радиолярий. Выделенные радиоляриевые комплексы были скоррелированы со шкалой Тетических регионов методом унитарных ассоциаций. В Набильской зоне возраст пелагических кремней охватывает диапазон от поздней юры до раннего мела, баррема, возраст гемипелагических отложений лежит в интервале ранний апт–средний альб, а возраст отложений желоба и покровного комплекса аккреционной призмы – средне-позднеальбский. В Рымникской зоне возраст кремней определен в интервале от поздней юры до раннего мела, среднего апта. Возраст гемипелагических отложений лежит в интервале средний апт–средний сеноман, а возраст отложений желоба и покровного комплекса аккреционной призмы – средне-позднесеноманский. В восточном направлении, от тыловых частей призмы к фронтальным, происходит омоложение стратиграфических границ между разнофациальными отложениями. Для определения возраста эпизодов аккреции использовался возраст отложений желоба и покровного комплекса аккреционной призмы. В западной части Набильской зоны аккреция происходила в интервале от конца апта до среднего альба, а в восточной части Рымникской – в среднем сеномане. Западная часть Набильской зоны была аккрецирована синхронно с Киселевско-Маноминской аккреционной призмой, расположенной западнее на континенте. Предполагается формирование этих аккреционных призм вдоль единой конвергентной границы плит с расположением аккреционной системы Сахалина в альбе к югу от Киселевско-Маноминского террейна.

Ключевые слова: структура, стратиграфия, радиолярии, мезозой, аккреционная тектоника, Сахалин, Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Аккреционная призма Восточного Сахалина является составной частью меловой-палеогеновой аккреционной системы, которая развивалась на востоке Азии сначала как островодужная, а затем окраинно-континентальная в результате субдукции океанических плит северо-западной Пацифики [9, 22, 30, 36, 37, 62]. Эта аккреционная система включает также раннемеловой-кайнозойский Западно-Сахалинский преддуговой прогиб, раннемеловую островную дугу (ее фрагменты Монерон-Ребун-Кабато и Кемско-Самаргинский) и позднемеловой-палеогеновый Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс (рис. 1). Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском прогибе установлено в апте [14]. Островная дуга развивалась в апте-альбе [6, 20, 31, 33], а вулканический пояс начал формироваться в сеномане [23, 32].

Аккреционная призма характеризуется чешуйчато-надвиговой структурой, в которую включены сложнодислоцированные вулканогенно-кремнистые, терригенные и метаморфические породы, а также массивы офиолитов [9, 22, 24, 25, 28, 36, 37]. О времени формирования аккреционной призмы существуют лишь общие представления. Так, Л.М. Парфенов связывал образование западной ее части с развитием позднемезозойской островной дуги, а восточной – с эволюцией позднемеловой-палеогеновой активной континентальной окраины [22]. А.И. Ханчук считает, что западная часть аккреционной призмы (Аниво-Гомонский террейн) сформировалась в раннем-позднем мелу (альбе-сеномане), а восточная (Набильский террейн) – в позднем мелу (позднем мелу-палеоцене) [36, 37].

Построение более детальных моделей эволюции аккреционной призмы невозможно при нынешнем состоянии стратиграфической изученности ее отложений. Существующие стратиграфические представления сложились, в основном, в процессе геологического картирования во второй половине прошлого века [5]. Выделенные стратиграфические подразделения (свиты, объединяемые в серии) характеризуются значительной мощностью и многократным повторением в их разрезах вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений [5], что не соответствует современному пониманию стратиграфии и эволюции аккреционных призм. Типовая стратиграфическая последовательность аккрецированных отложений содержит в основании океанические пелагические отложения, сменяющиеся гемипелагическими, а затем терригенными отложениями глубоководного желоба [54, 55]. Такая последовательность отражает исто-

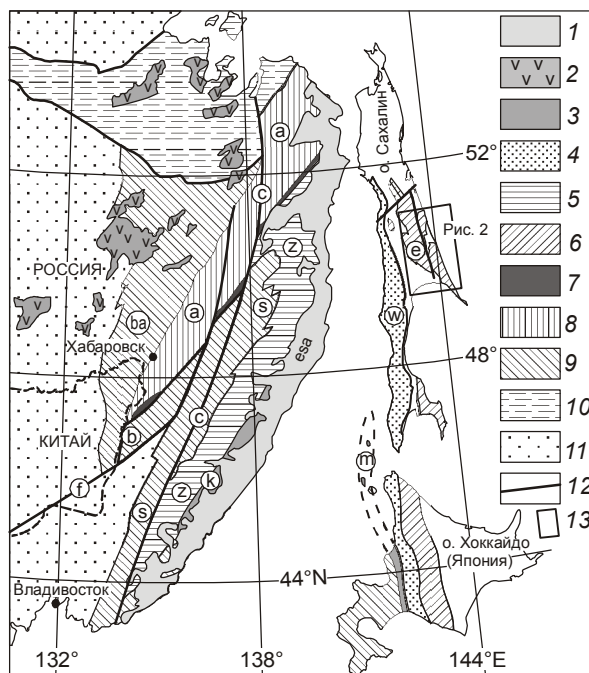


Рис. 1. Тектоническая схема Дальнего Востока России и смежных областей, по [21, 48, 56] с изменениями, и положение района исследования.

1 – позднемеловой-палеоценовый Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (esa), 2 – ранне-позднемеловой Хингано-Охотский вулканический пояс, 3 – фрагменты раннемеловой вулканической дуги: Кемско-Самаргинской (k) и Монерон-Ребун-Кабато (m); 4 – преддуговой прогиб Западного Сахалина (w) и Хоккайдо (апт–кайнозой); 5 – раннемеловой турбидитовый прогиб, Журавлевский террейн (z), 6–9 – аккреционные призмы: 6 – меловые Восточного Сахалина (e) и Хоккайдо, 7 – апт-альбская Киселевско-Маноминского террейна, 8 – раннемеловая Амурского террейна (a), 9 – юрско-раннемеловые Баджальского (ba), Бикинского (b) и Самаркинского (s) террейнов; 10 – Монголо-Охотская сутурная зона; 11 – кратонные области; 12 – крупные разломы, в том числе Центрально-Сихотэ-Алинский (c) и Фушунь-Мишань (f); 13 – район исследования.

рию седиментации на океанической плите, перемещавшейся от центра спрединга до зоны субдукции, где часть накопившихся отложений включалась в состав аккреционной призмы [46, 54, 55].

Результаты биостратиграфических исследований в отдельных районах Восточного Сахалина показали существование подобных последовательностей отложений [1, 27, 28] и позволили судить о времени формирования разрозненных фрагментов аккреционной призмы, но накопленных стратиграфических данных недостаточно для воссоздания более полной и детальной эволюционной картины. Изменение представлений о стратиграфии было связано с применением фауны радиолярий для определения возраста отложений. К настоящему времени наибольший

прогресс в пересмотре стратиграфии достигнут для южной части аккреционной призмы. В процессе биостратиграфических исследований и геологического доизучения территории Тонино-Анивского полуострова был не только уточнен возраст разнофациальных отложений, но и принципиально изменена стратиграфическая основа [12, 13]. Во вновь выделенных стратиграфических подразделениях отсутствует многократное чередование вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений, которые отчетливо разделены по возрасту. На основе новой стратиграфии была создана детальная модель эволюции этой части аккреционной призмы [11, 12].

Севернее, в Восточно-Сахалинских горах схема стратиграфического расчленения отложений практически не претерпела изменений. Новые находки радиолярий приводили лишь к пересмотру возраста ранее выделенных стратиграфических подразделений при сохранившейся литостратиграфической основе. Очевидно, что для дальнейшего совершенствования модели эволюции аккреционной призмы необходимы новые исследования. Автором проведено изучение общей структуры и лито- и биостратиграфии аккреционной призмы в центральной части Восточно-Сахалинских гор. Полученные возрастные датировки (по радиоляриям) разнофациальных отложений позволяют значительно уточнить стратиграфию и определить возраст аккреции различных частей аккреционной призмы.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученная часть аккреционной призмы расположена в центральной части Восточно-Сахалинских гор (рис. 2) и включает выделенные А.В. Рихтером [28] восточную часть Аниво-Гомонской зоны, Пиленгско-Набильскую и Рымникскую подзоны Восточно-Сахалинской зоны, что примерно соответствует восточной части Аниво-Гомонского террейна и Набильскому террейну, выделенных А.И. Ханчуком [36, 37]. На тектонической схеме, предложенной В.М. Гранником, район исследования попадает в выделенные им Гомонский и Рымникский террейны [9]. В связи со сложностью точного определения положения границ зон/террейнов на упомянутых мелкомасштабных тектонических схемах, изученная часть аккреционной призмы подразделена на Набильскую и Рымникскую зоны (рис. 2) в соответствии с закартированными на их площади отложениями набильской и рымникской серий [4, 5, 18], которые отделены друг от друга Прибрежным разломом меридионального простирания.

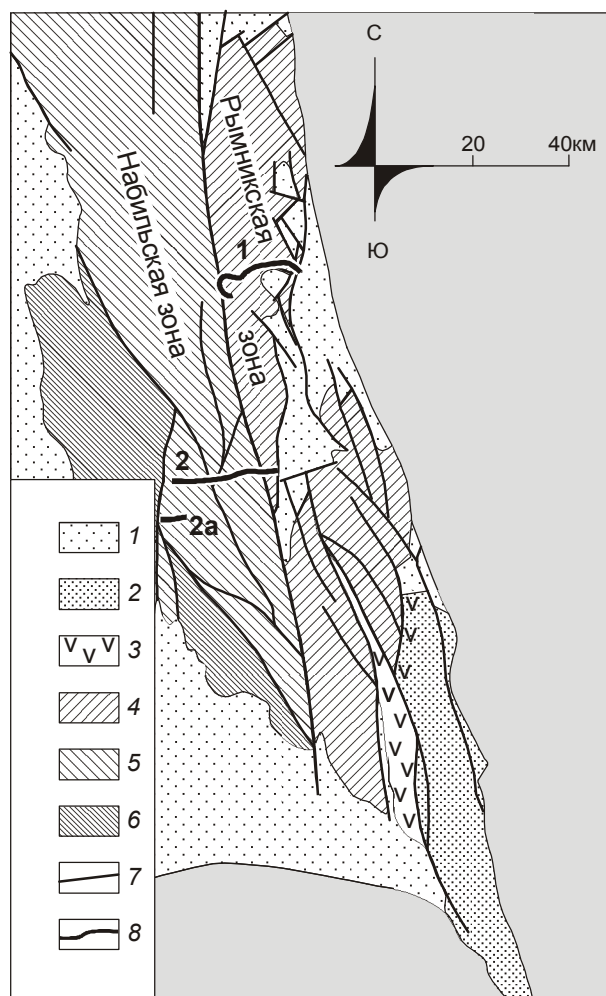


Рис. 2. Тектоническая схема района исследования, на основе [4, 18], и положение маршрутных пересечений.

1 – кайнозойские отложения Тымь-Поронайской депрессии и грабенов, 2 – верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения, 3 – верхнемеловые островодужные вулканы, 4 – 6 – аккреционная призма: 4 – Рымникская зона, 5 – Набильская зона, 6 – метаморфический комплекс, 7 – разломы, 8 – маршруты: р. Лангери (1), р. Спрут – р. Пиленга (2), разрозненные обнажения по р. Ивашка (2a).

К востоку от Рымникской зоны распространены верхнемеловые вулканы и вулканогенно-осадочные отложения [4, 5, 7, 8], отнесенные А.В. Рихтером к Терпеньевской подзоне Восточно-Сахалинской зоны [28], а А.И. Ханчуком и В.М. Гранником – к террейну Терпения (Терпеньевскому), фрагменту поздне-меловой островодужной системы [8, 9, 36, 37]. Западнее Набильской зоны залегают метаморфические образования аккреционного комплекса, которые рассматриваются А.В. Рихтером в составе Аниво-Гомонской зоны [28], а В.М. Гранником выделены в Вальзинский террейн [9].

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРАТИГРАФИИ И ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ

В пределах рассматриваемой территории в *Набильской зоне* вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения отнесены к остринской и хойской свитам, объединенных в набильскую серию [4, 5, 18]. Остринская свита (1500–2000 м) характеризуется разнородным составом (глинистые сланцы, алевролиты и песчаники с несколькими вулканогенно-кремнистыми горизонтами, сложенными яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами, известняками, спилитами) и значительной фациальной изменчивостью по простиранию [5]. Залегающая выше хойская свита (2200 м) отличается более однообразным составом и сложена преимущественно песчаниками, глинистыми сланцами и алевролитами, которым подчинены кремнисто-глинистые сланцы, яшмы, известняки, эффузивы [5]. Юрско-раннемеловой возраст обеих свит был определен достаточно условно по находкам шестилучевых кораллов, гастропод и фораминифер в известняках [5]. Комплекс радиолярий из кремней (набильский комплекс) рассматривался А.И. Жамойдой как безусловно мезозойский, скорее всего, юрский [5, 10]. Позднее В.С. Рождественский в состав набильской серии дополнительно включал две толщи: кремнисто-вулканогенную правонабильскую (600–2500 м) и терригенную, существенно песчаниковую, лопатинскую (более 2200 м). Возраст этих толщ, залегающих выше хойской свиты, принимался позднеюрско-раннемеловым и альб-сеноманским [29].

Возраст набильской серии был существенно пересмотрен после проведения литолого-стратиграфических работ А.Н. Речкиным и И.Ю. Жаровым в 1982–1985 гг. Детальное изучение разрезов сопровождалось получением многочисленных возрастных датировок по радиоляриям, изученным Л.И. Казинцовой. В результате возраст остринской свиты был принят альб-сеноманским, а хойской свиты – сеноманским. При этом из состава хойской свиты была выделена мощная (2900 м) ивашкинская олистостромовая толща сеноман-туронского возраста. Л.И. Казинцова дала описание радиоляриевых комплексов и определила возраст остринской свиты позднеальбским-раннесеноманским, а хойской свиты – позднесеноманским-раннетуронским [16].

А.В. Рихтер и Н.Ю. Брагин для западных районов восточного Сахалина установили переход от кремнистой седиментации к терригенной в альбе-сеномане [27, 28]. В кремнях набильской серии рассматриваемого района (на р. Пиленге и р. Ивашке) ими были обнаружены валанжин-барремские радиолярии, а в кремнистых алевропелитах и терригенных алевролитах – альб-сеноманские [1, 28]. В.С. Виш-

невской недавно описаны и проиллюстрированы валанжинский, барремский и апт-раннеальбский комплексы радиолярий из вулканогенно-кремнистых отложений набильской серии [2, 3].

В *Рымникской зоне* вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения отнесены к богатинской, раkitинской и березовской свитам верхнемеловой рымникской серии [5, 7]. Богатинская свита (1200–1600 м) включает кремнистые аргиллиты и алевролиты с меньшей ролью туфов и туффитов. Раkitинская свита (1300–1400 м) характеризуется сходным составом, но со значительной ролью яшм, базальтов и известняков. Березовская свита (3000–4000 м) объединяет терригенные, известково-кремнистые и вулканогенные отложения. Ю.Н. Разницин рассматривал отложения березовской свиты как олистоstromу с включениями кремнисто-вулканогенных пород богатинской и раkitинской свит и предполагал широкое развитие олистоstrom на востоке Сахалина [24, 25].

Возраст богатинской свиты считался предположительно сантон-раннекампанским, раkitинской – раннекампанским на основании находок крупных, предположительно радиально-ребристых иноцеромов плохой сохранности, в березовской свите найдена позднекампанская фауна аммонитов, иноцеромов и пателл [5]. Позднее возраст богатинской свиты был принят коньякским (?)–раннесантонским, возраст раkitинской свиты определен как сантонский на основании новых фаунистических находок, а березовской свиты – позднесантонским-датским [7]. Следует заметить, что большинство находок ископаемой фауны сделано в восточной полосе распространения отложений рымникской серии, вблизи морского побережья. По радиоляриям возраст раkitинской свиты определен Л.И. Казинцовой как кампанский, возможно, и раннемаастрихтский, а березовской – маастрихтский, возможно, и позднекампанский [16].

Как видно из этого обзора, представления о возрасте стратиграфических подразделений претерпевали значительные изменения. Это связано с использованием для датировки различных групп ископаемой фауны, а также с нахождением фауны в различных местах и в отложениях различных фаций. Полученные возрастные датировки для отдельных частей осадочной последовательности во многих случаях интерпретировались как возраст стратиграфических подразделений, в которые включены разнофациальные и разновозрастные отложения, распространенные на обширной территории. Несмотря на давно существующую интерпретацию тектонического сооружения Восточного Сахалина как аккреционной призмы, сохранившиеся представления о чередова-

нии в разрезе вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений остались на уровне геосинклинальной концепции. Неясен возраст и стратиграфический объем кремнистых, кремнисто-глинистых и терригенных обломочных отложений в различных частях аккреционной призмы. Время начала терригенной седиментации, важное для датировки эпизодов аккреции, также остается неопределенным. Неполнота существующих стратиграфических данных определила необходимость проведения новых лито- и биостратиграфических исследований наряду с дополнительным изучением структуры района.

ОБЪЕКТЫ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование структуры и лито- и биостратиграфии Набильской и Рымникской зон аккреционного комплекса Восточного Сахалина проведено вдоль двух широтно ориентированных, протяженных (около 20 км каждый) и хорошо обнаженных профилей (рис. 2). Набильская зона изучена в пересечении Центрального хребта, на западном его склоне вдоль автодороги по правому борту р. Спрут, а на восточном склоне – в верхнем течении р. Пиленга, в обнажениях вдоль реки и параллельной ей автодороги. Для западной части Набильской зоны дополнительные биостратиграфические данные получены в нескольких разрозненных обнажениях в верхнем течении р. Ивашка, в 10 км южнее основного пересечения (рис. 2). Рымникская зона изучена в протяженных береговых обнажениях р. Лангери, в нижнем ее течении.

На основе геологических, седиментологических и структурных наблюдений составлены маршрутные геологические карты (рис. 3, 4), на которых показаны различные типы отложений, характер их залегания и соотношения друг с другом. В целях определения возраста отложений и реконструкции стратиграфических последовательностей был применен биостратиграфический метод с использованием микрофауны радиолярий. Для выделения радиоляриевых комплексов было отобрано значительное количество образцов из кремнистых, кремнисто-глинистых и тонкообломочных терригенных пород.

ОТЛОЖЕНИЯ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

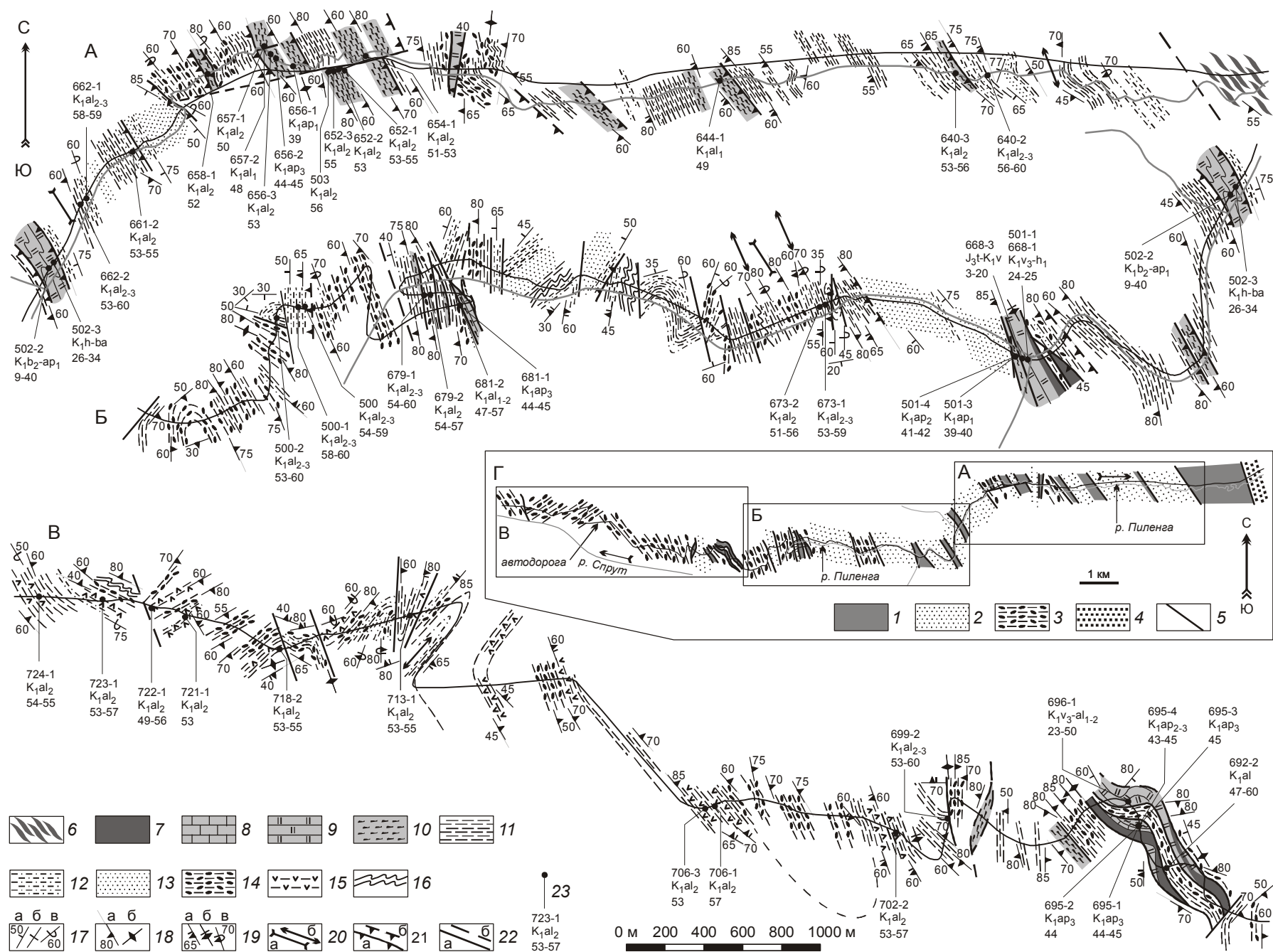
Рассматриваемая часть аккреционной призмы сложена преимущественно терригенными обломочными отложениями с меньшей ролью вулканогенно-кремнистых, кремнисто-глинистых и карбонатных. Отложения Набильской и Рымникской зон, несмотря на установленные различия в возрасте, обладают значительным сходством, что позволяет рассмотреть их совместно.

Кремни (10–150 м) представлены типичными ленточными разновидностями, для которых характерно монотонное чередование маломощных слоев кремней (2–8 см) и кремнистых аргиллитов (до 1 см). Среди кремней встречаются более грубослоистые (дециметры–метры) и более глинистые разновидности. Преобладающей окраской являются различные тона красного цвета, реже встречается переслаивание зеленых и темно-серых кремней с красными. Скелеты радиолярий слагают от 30 % до 70 % объема породы. Отдельные части кремнистого разреза содержат слои (2–10 см) розовых и серых микритовых известняков. Часть кремней пронизана густой сетью тонких кварцевых прожилков и изменена до микрокварцитов. Кремни являются типичными отложениями пелагической области мезозойского океана [46, 54, 55].

Базальты (8–200 м) находятся в тесной пространственной ассоциации с кремнями и, хотя имеют с ними тектонические контакты, содержат дециметровые прослои кремней, что свидетельствует об их изначально стратиграфических соотношениях. Некоторые базальты обладают подушечной отдельностью, другие характеризуются массивным сложением. Большая часть базальтов интенсивно хлоритизирована. Среди базальтов различаются толеитовые и щелочные разновидности, формировавшиеся в спрединговых центрах и горячих точках [9, 37].

Микритовые известняки (4–15 м) светло-серой окраски встречены в двух тектонических пластинах в западной части Набильской зоны, в которых они перекрыты кремнистыми алевропелитами. В одной из пластин известняки залегают на базальтах. Предполагается формирование известняков на вершинах вулканических построек. Массивы рифогенных известняков километровых размеров, известные в Набильской зоне [19], были интерпретированы как фрагменты палеогайотов [34, 35].

Кремнистые и туфогенно-кремнистые алевропелиты (15–200 м), как однородные, так и слоистые, характеризуются оливково-серой либо коричнево-красной окраской, реже проявлено дециметровое переслаивание разноокрашенных разновидностей. Породы в различной степени насыщены рассеянным пирокластическим материалом и часто содержат слои туфов и туфосилицитов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Скелеты радиолярий присутствуют в различном количестве, достигающем 40 % объема в породах с наименьшим содержанием пирокластики. Кремнистые алевропелиты являются типичными гемипелагическими отложениями, обычно залегающими в кровле пелагических кремней мезозойских аккреционных призм [17, 54,



55]. В изученной части аккреционной призмы эти отложения хоть и встречаются совместно с кремнями, но всегда отделены от них тектоническими контактами.

Терригенные отложения образуют несколько характерных слоевых ассоциаций значительной (десяти-сотни метров) мощности, сложенных обломочными породами различных генетических типов, сформировавшихся в различных обстановках седиментации.

Алевропелиты и алевролиты (50–250 м) характеризуются тонкой (2–8 см) слоистостью за счет различного содержания глинистого материала и присутствием песчано-алевритовых ламин и их групп. Часть алевропелитов обладают массивным сложением и несут следы интенсивной биотурбации. Среди алевропелитов и алевролитов присутствуют редкие слои маломощных турбидитов (3–8 см), а также слои туфоалевролитов и силифицированных туфов дециметровой мощности. В восточной части Набильской зоны слоистые алевропелиты и алевролиты согласно перекрывают гемипелагические кремнистые алевропелиты и вверх по разрезу сменяются тонко- и среднеритмичными турбидитами (рис. 3А). Алевропелиты и алевролиты интерпретируются как отложения, сформированные низкоплотностными турбидитовыми потоками и донными (контурными) течениями в обстановке бассейновой равнины [40, 60, 72]. Предполагается их накопление во фронтальной части глубоководного желоба, где они перекрывали гемипелагические отложения участка океанической плиты, вновь прибывшего в зону субдукции.

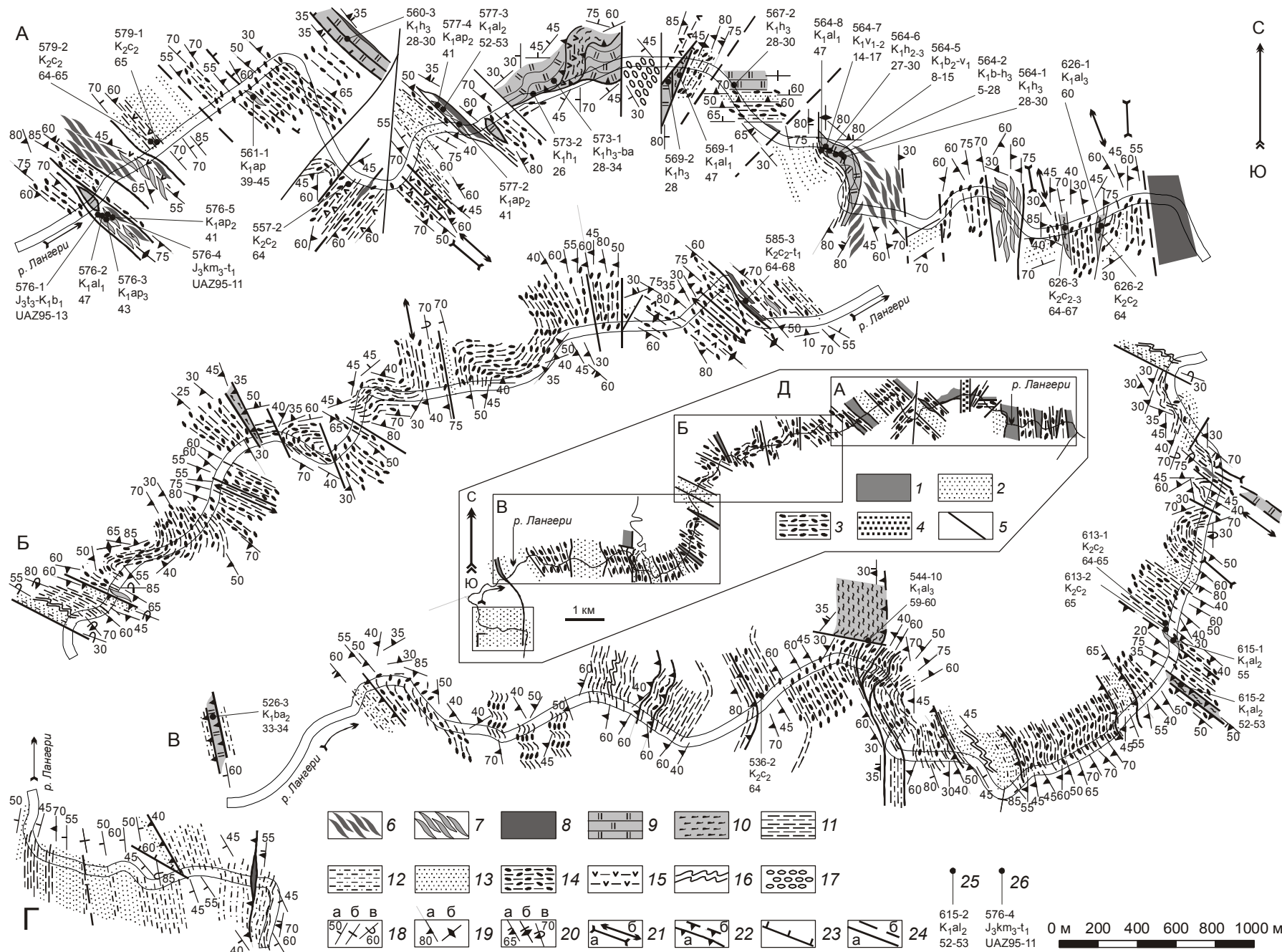
Турбидиты слагают значительный объем аккреционной призмы. Наиболее распространены груборитмичные турбидиты и турбидитовые песчаники, которыми сложены мощные (60–500 м) осадочные последовательности. Слои мощностью 0.5–4.5 м характеризуются эрозионной подошвой, градационной отсортированностью обломочного материала, в них различимы *abde*, *abcde* элементы текстурной последовательности А. Боума [39]. Песчаниками сложена большая часть ритма, мощность алевропелитовой

кровли составляет несколько сантиметров. Слои турбидитовых песчаников аналогичной мощности отличаются отсутствием алевропелитовой кровли и редуцированным сверху набором осадочных текстур *ab* и *a*. Мощные последовательности груборитмичных турбидитов и турбидитовых песчаников разделяются интервалами (4–15 м), сложенными тонко- и среднеритмичными турбидитами и алевропелитами. Принятой интерпретацией обстановки накопления таких турбидитовых последовательностей является область песчаной лопасти и ветвящихся каналов в верхней части глубоководных конусов [72]. Часть турбидитовых последовательностей (50–200 м) сложена тонко- и среднеритмичными турбидитами (8–50 см), с отчетливо параллельными границами слоев, эрозионной подошвой, градационной отсортированностью и набором осадочных текстур *abcde*, *abde*, *bcde*, *cde* А. Боума [39]. Эти турбидитовые последовательности либо перекрывают алевропелитовые части разреза, либо подстилают груборитмичные турбидиты и, вероятно, являются фрагментами более полных турбидитовых серий. Такие отложения формируются в более дистальных областях глубоководных конусов [72]. По принятой интерпретации, основной объем турбидитов, включенных в структуру аккреционных призм, накапливается в пределах глубоководного желоба [55, 66, 71]. Накопление груборитмичных турбидитов типично для осевой части желоба, а тонкоритмичных – для фронтальной [66]. Среди турбидитов присутствуют слои туфов мощностью до 2 м. По составу песчаники турбидитов классифицируются как граувакки, часть их приближается к аркозам, для песчаников характерно присутствие пирокластического материала [5, 26].

Хаотические отложения обломочных потоков являются характерной компонентой изученной части аккреционной призмы и совместно с ассоциирующими стратифицированными отложениями слагают около трети ее объема. Слои хаотического строения мощностью от нескольких метров до несколь-

Рис. 3. Маршрутная геологическая карта пересечения Набильской зоны вдоль автодороги в верховьях р. Спрут и р. Пиленга. На врезке Г показано расположение маршрутных лент А, Б и В.

1 – океанические вулканогенно-кремнистые и кремнисто-глинистые отложения, 2 – алевролиты и турбидиты желоба, 3 – отложения покровного комплекса, 4 – кайнозойские отложения (в грабене), 5 – разломы; 6 – разобщенные на линзы кремни и базальты, 7 – базальты, 8 – известняки, 9 – кремни, 10 – кремнистые и туфогенно-кремнистые алевропелиты, 11 – алевропелиты и алевролиты, 12 – тонко- и среднеритмичные турбидиты, 13 – груборитмичные турбидиты и турбидитовые песчаники, 14 – хаотические отложения обломочных потоков, 15 – туфы и туфоалевролиты, 16 – оползневые отложения, 17 – залегание слоистости: нормальное (а), вертикальное (б) и опрокинутое (в), 18 – залегание кливажа: нормальное (а) и вертикальное (б), 19 – залегание слоистости и параллельного ей кливажа: нормальное (а), вертикальное (б) и опрокинутое (в), 20 – оси синформ (а) и антиформ (б), 21 – крутые надвиги: установленные (а) и предполагаемые (б), 22 – прочие разломы: установленные (а) и предполагаемые (б), 23 – положение образцов с радиоляриями с указанием номера образца и возраста отложений по радиоляриям, в том числе и в шкале унитарных ассоциаций (нижний ряд цифр).



Зябрег

ких десятков метров состоят из однородной песчано-алевритово-глинистой массы, в которой неравномерно распределены включения различного состава, морфологии и размера. Насыщенность основной массы включениями изменяется в широких пределах и достигает 30 % объема. Включения представлены, в основном, песчаниками, в меньшей степени – кремнистыми алевропелитами, туфосилицитами, кремнями, микрокварцитами, базальтами и известняками. Размер включений варьирует от сантиметра до нескольких метров. Присутствуют как изометричные, так и в различной степени удлиненные включения, большинство из них обладает угловатыми очертаниями, реже встречаются сглаженные. Включения турбидитовых песчаников, туфосилицитов и кремнистых алевропелитов часто представлены деформированными фрагментами слоев мощностью до нескольких дециметров и длиной до нескольких метров. Состав, концентрация и размер включений меняются от слоя к слою, преобладание базальтовых и кремнистых включений и более крупные их размеры обнаруживаются вблизи некоторых тектонических пластин, сложенных этими породами. Многие включения базальтов, кремней, кремнистых алевропелитов и туфов несут следы тектонического воздействия на породу (кливаж, трещиноватость, хлоритизация, окварцевание) до попадания в связующую массу.

Слои хаотических отложений и их группы мощностью до нескольких десятков метров чередуются в разрезе со слоистыми интервалами сравнимой мощности. Эти интервалы сложены преимущественно алевропелитами и алевролитами, включающими слои туфов, туфоалевролитов и турбидитов. Многие слои алевропелитов и туфоалевролитов содержат обильные скелеты радиолярий. Некоторые разделяющие интервалы сложены турбидитами, в том числе и груборитмичными. Часть слоистых интервалов вовлечена в подводнооползневые деформации. Последовательности чередующихся хаотических и слоис-

тых отложений достигают мощности нескольких сотен метров.

Слои хаотического сложения представляют типичные отложения подводных обломочных потоков, генерирующихся на склоне [43, 44, 52]. Судя по составу включений, рассматриваемые отложения формировались в процессе разрушения склона аккреционной призмы, подстилаемого тектонически совмещенными вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями. Область накопления отложений обломочных потоков и ассоциирующих слоистых отложений, вероятно, ограничивалась склоном аккреционной призмы, поскольку мощные последовательности груборитмичных турбидитов осевой части желоба не содержат хаотических отложений. Аналогичное чередование хаотических отложений (обломочных потоков и оползневых) с алевропелитами и турбидитами установлено бурением в покровном осадочном комплексе и осадочных бассейнах на склоне современных аккреционных призм хребта Барбадос в Карибском регионе [63–65] и трога Нанкай в Японии [67–69]. По аналогии с современной обстановкой чередующиеся хаотические и стратифицированные отложения изученного района интерпретируются как отложения покровного комплекса аккреционной призмы.

СТРУКТУРА АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

Общая структура изученной части аккреционной призмы представляет совокупность многочисленных тектонических пластин различной мощности, сложенных как океаническими вулканогенно-кремнистыми образованиями, так и отложениями глубоководного желоба и склона аккреционной призмы (рис. 3, 4). Разнофациальные отложения в большинстве случаев разобщены тектонически, и лишь в нескольких пластинах восточной части Набильской зоны гемипелагические кремнистые алевропелиты перекрываются алевропелитами и турбидитами глубоководного желоба (рис. 3А). Структура характери-

Рис. 4. Маршрутная геологическая карта пересечения Рымникской зоны в нижнем течении р. Лангери. На врезке Д показано расположение маршрутных лент А, Б, В и Г.

1 – океанические вулканогенно-кремнистые и кремнисто-глинистые отложения, 2 – алевролиты и турбидиты желоба, 3 – отложения покровного комплекса, 4 – кайнозойские отложения (в грабене), 5 – разломы, 6 – разобщенные на линзы кремни и базальты, 7 – разобщенные на линзы кремни и кремнистые алевропелиты, 8 – базальты, 9 – кремни, 10 – кремнистые и туфогенно-кремнистые алевропелиты, 11 – алевропелиты и алевролиты, 12 – тонко- и среднеритмичные турбидиты, 13 – груборитмичные турбидиты и турбидитовые песчаники, 14 – хаотические отложения обломочных потоков, 15 – туфы и туфоалевролиты, 16 – оползневые отложения, 17 – кайнозойские отложения, 18 – залегание слоистости: нормальное (а), вертикальное (б) и опрокинутое (в), 19 – залегание кливажа: нормальное (а) и вертикальное (б), 20 – залегание слоистости и параллельного ей кливажа: нормальное (а), вертикальное (б) и опрокинутое (в), 21 – оси синформ (а) и антиформ (б), 22 – крутые надвиги: установленные (а) и предполагаемые (б), 23 – сбросы, 24 – прочие разломы: установленные (а) и предполагаемые (б), 25 – положение образцов с радиоляриями с указанием номера образца и возраста отложений по радиоляриям, в том числе и в шкале унитарных ассоциаций (нижний ряд цифр), 26 – положение образцов с радиоляриями с указанием номера образца и возраста отложений по радиоляриям, в том числе и в шкале зон унитарных ассоциаций UAZ95 (нижний ряд).

зуется преимущественным С-СЗ простиранием пластин и их крутым (50° – 80°) залеганием с преобладающим падением к З-ЮЗ. Локально наблюдаются значительные отклонения от общего структурного плана. Так, для группы пластин в восточной части Рымникской зоны характерны противоположные, СВ падения (рис. 4А), что указывает на масштабные складчатые деформации мощных пакетов пластин. Структура этой части аккреционной призмы дополнительно осложнена и разворотом против часовой стрелки нескольких пластин до их субширотного и северо-восточного простирания (рис. 4А), предположительно, в результате левосдвиговых дислокаций. Тектонические пластины также смещены по разломам различных направлений, что определяет разупорядоченный характер их расположения и сочленения друг с другом.

Внутренняя структура тектонических пластин различается характером дислокаций. Пластины океанических отложений мощностью в несколько десятков метров обычно включают породы одного типа – кремни или кремнистые алевропелиты. Они, как правило, обладают простой моноклиальной структурой с ориентровкой слоистости параллельно тектоническим ограничениям. В породах развит чешуйчатый кливаж (*scaly cleavage*) различной интенсивности, ориентированный параллельно слоистости и проявленный зонально или затрагивающий всю мощность пластины. Более мощные (50–400 м) пластины, сложенные кремнями, базальтами и кремнистыми (кремнисто-туфогенными) алевропелитами, характеризуются более сложной внутренней структурой. Часть кремней смята в узкие изоклиальные и асимметричные складки с различно ориентированными шарнирами. Некоторые пластины кремней или их фрагменты разобщены системой частых переплетающихся разломов на совокупность линз дециметровой-метровой мощности, деформированных и сложно сочлененных друг с другом. Такая линзовидная структура обретает еще большую сложность во фрагментах пластин, сложенных чередующимися кремнями и базальтами. Линзы кремней и базальтов нередко перемешаны друг с другом до хаотического состояния, и масса пород обладает обликом меланжа. В некоторых случаях сильно хлоритизированные базальты образуют матрикс, в котором распределены линзы и блоки кремней и базальтов. В других пластинах в подобную структуру дефрагментации и перемешивания вовлечены кремни и туфогенно-кремнистые алевропелиты, при этом часть интенсивно рассланцеванных туфогенно-кремнистых алевропелитов слагает матрикс.

Большинство пластин, сложенных алевропелитами и турбидитами глубоководного желоба (мощно-

стью 100–900 м), обладает простой моноклиальной структурой с незначительными вариациями в направлениях и углах падения слоистости. В некоторых из них проявлены редкие изоклиальные складки, распознаваемые по смене нормального залегания на опрокинутое. Кливаж различной интенсивности, как чешуйчатый, так и план-параллельный, развит преимущественно в алевропелитах и тонкоритмичных турбидитах. Он ориентирован параллельно слоистости, проявлен зонально и во многих пластинах приурочен к их тектоническим ограничениям.

Пластины, сложенные отложениями покровного комплекса (хаотическими отложениями обломочных потоков и разделяющими их слоистыми пачками), изменяются в мощности от сотни метров до нескольких километров. Их внутренняя структура достаточно разнообразна. Пластины мощностью в несколько сотен метров не выделяются из общего структурного плана (рис. 3, 4). Они характеризуются либо моноклиальной структурой, либо содержат изоклиальные складки, которые обнаруживаются по смене нормальных залеганий на опрокинутые. Чешуйчатый кливаж проявлен зонально, его интенсивность и степень упорядоченности ориентровки изменяются в широких пределах.

В пластинах километровой мощности в западной части Набильской зоны (рис. 3В) и центральной части Рымникской зоны (рис. 4Б) наряду с фрагментами изоклиальных складок присутствуют крупные и открытые складчатые формы, образующие в плане относительно пологие изгибы. Осевые поверхности этих складок ориентированы как субпараллельно общему простиранию структуры, так и заметно отклоняются от него. Шарниры многих складок погружаются под значительными (30° – 60°) углами. Складки разбиты крутопадающими разломами различного простирания, их смещенные фрагменты незакономерно сочленяются друг с другом. Формирование складок с крутопадающими шарнирами связано со сдвиговыми смещениями различных направлений. Чешуйчатый кливаж проявлен зонально. Мощные пластины, сложенные покровным осадочным комплексом, заметно выделяются из общего структурного плана аккреционной призмы своими крупными и менее упорядоченными складчатыми формами. Возможно, что такие пластины и их группы представляют деформированные фрагменты узких осадочных бассейнов склона аккреционной призмы.

Различия в составе и строении пластин, вероятно, отражают разный способ их вовлечения в структуру аккреционной призмы. Формирование аккреционных призм принято связывать с двумя процесса-

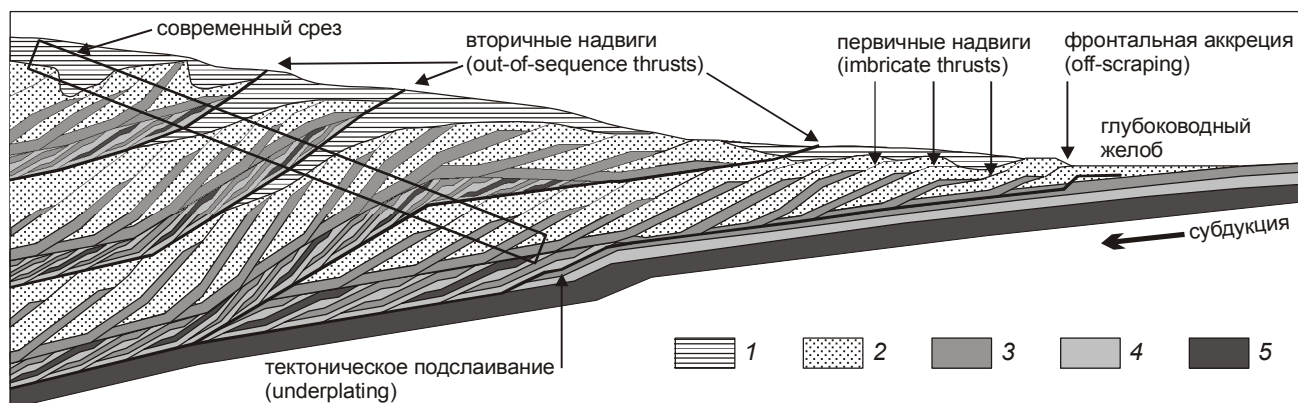


Рис. 5. Идеализированная модель формирования аккреционной призмы Восточного Сахалина, по [41, 50, 51] с изменениями.

1 – покровные отложения, 2 – турбидиты желоба, 3 – гемипелагические отложения, 4 – пелагические отложения, 5 – базальты океанического ложа.

ми: 1) фронтальной аккреции (off-scraping) и 2) тектонического подслаивания (underplating) [46, 50, 51, 70]. Первым процессом определяется латеральное наращивание призмы за счет последовательного приращения новых тектонических пластин к ее фронтальной части вдоль поверхностей первичных надвигов (imbricate thrusts). В результате второго процесса происходит увеличение мощности призмы путем приращения тектонических пластин в виде дуплексов к ее основанию. Фронтально аккрецированные пластины слагаются верхними частями осадочного комплекса субдуцирующей плиты, преимущественно турбидитами желоба, а тектонически подслоенные фрагменты включают нижние части осадочного комплекса и базальты океанического ложа. В тыловых частях призмы предполагается совмещение по крупным вторичным надвигам (out-of sequence thrusts) фронтально аккрецированных и тектонически подслоенных фрагментов, что ведет к дальнейшему увеличению мощности призмы [41].

Для изученной части аккреционной призмы можно лишь предполагать совмещение в ее современном срезе как фронтально аккрецированных, так и тектонически подслоенных фрагментов (рис. 5). Достоверное их распознавание осложнено значительными изменениями начальной аккреционной структуры в процессе длительного аккреционного развития и постаккреционных преобразований. Для пластин, сложенных турбидитами, реальнее всего предполагать их фронтальную аккрецию. Вероятно, фронтально аккрецированы были и пластины, в которых кремнистые и туфогенно-кремнистые алевропелиты перекрыты алевропелитами желоба. Пластины, сложенные кремнями и базальтами, возможно, были

изначально тектонически подслоены к основанию призмы, что не исключалось и другими исследователями Набильской зоны в этом районе [49]. Их последующее совмещение с фронтально аккрецированными пластинами предполагается в процессе продолжающегося надвигообразования в тыловых частях призмы. Там же предполагается и вовлечение в чешуйчато-надвиговую структуру отложений покровного комплекса, которые в современном срезе аккреционной призмы тектонически совмещены с различными аккрецированными пластинами (рис. 5).

ВОЗРАСТ И СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения, включенные в чешуйчато-надвиговую структуру Набильской и Рымникской зон, отличаются неполнотой разрезов и значительной тектонической нарушенностью, возникшей как в процессе аккреции, так и при последующих тектонических преобразованиях. Реконструкция изначальных стратиграфических последовательностей по отдельным фрагментам в различных тектонических пластинах оказалась возможной лишь благодаря определению возраста отложений по ископаемым радиоляриям.

Для извлечения радиолярий было отобрано около 180 образцов из кремней, кремнистых и туфогенно-кремнистых алевропелитов, а также из алевропелитов различных терригенных обломочных отложений. Радиолярии выделялись из породы слабым (1–4 %) раствором плавиковой кислоты. Более 80 образцов содержали радиоляриевые комплексы хорошей сохранности, позволившие определить их возраст с различной степенью точности. Положение образцов с указанием их возраста показано на маршрутных геологических схемах (рис. 3, 4). Диагностирован-

ные виды радиолярий (в таксономической номенклатуре [57]) сведены в таблицы (табл. 1, 2), для большинства видов приведены их электронно-микроскопические изображения (фототабл. 1–3).

Для определения возраста меловых комплексов радиолярий использована биостратиграфическая шкала унитарных ассоциаций [58], объединяющая шкалы [47] и [57]. Выделенные радиоляриевые комплексы скоррелированы с этой шкалой методом унитарных ассоциаций [45] с применением компьютерной программы BioGraph [61]. С технической точки зрения, комплексы радиолярий в соответствующей цифровой кодировке были обработаны совместно с цифровой базой данных использованной биостратиграфической шкалы. Таксоны, определенные в открытой номенклатуре (cf. и aff.), не использовались для корреляции. В ходе реализации алгоритма программы была получена последовательность из 69 унитарных ассоциаций, которая включает 16 новых, дополняющих 53 унитарные ассоциации изначальной шкалы и распределенных между ними. Модифицированная последовательность скоррелирована с изначальной шкалой [58], а также со шкалами [47, 57]. Полученные данные представлены в виде графика (рис. 6), на котором возрастные датировки разделены по типу отложений и расположены (слева направо) согласно относительной позиции датированных образцов в пересечении аккреционной призмы с запада на восток. Возраст двух юрских комплексов радиолярий (в образцах кремней 576-1 и 576-4 Рымникской зоны) определен в шкале зон унитарных ассоциаций UAZ95 [38] и спроецирован на использованную шкалу [58].

В *Набильской зоне* возраст кремней устанавливается в пределах от титона-валанжина до баррема. Возраст кремнистых и туфогенно-кремнистых алевропелитов охватывает интервал от раннего апта до среднего альба. Возраст турбидитов в восточной части зоны средне-позднеальбский, такой же, как и возраст отложений покровного комплекса в западной части зоны. Возраст известняков в двух пластинах западной части зоны древнее позднего апта, судя по позднеаптскому возрасту перекрывающих их (возможно, со значительным перерывом в седиментации) кремнистых алевропелитов.

В *Рымникской зоне* возраст кремней распределяется в интервале от позднего киммериджа-раннего титона до раннего апта. Возрастные датировки кремнистых и туфогенно-кремнистых алевропелитов лежат в диапазоне от среднего апта до сеномана. Возраст турбидитов в восточной части зоны и отложений покровного комплекса в западной части зоны – среднесеноманский.

По результатам датировки отложений реконструируются стратиграфические последовательности, содержащие в основании пелагические кремни (включающие базальты) с расположенными выше гемипелагическими кремнистыми и туфогенно-кремнистыми алевропелитами, которые сменяются терригенными обломочными отложениями, как турбидитами глубоководного желоба, так и отложениями покровного комплекса. Плохая сохранность радиолярий не позволила определить более полные стратиграфические объемы кремнистых отложений и точное положение в них базальтов.

В направлении с запада на восток, от тыловой части аккреционной призмы к фронтальной, заметно систематическое омоложение разнофациальных отложений и границ между ними, так что нижележащие отложения последовательно занимают стратиграфические уровни вышележащих, расположенных западнее (рис. 6). Особенно отчетливый диахронизм характерен для границы гемипелагических и терригенных обломочных отложений, которая поднимается с рубежа апта/альба на западе Набильской зоны до среднего (позднего?) сеномана на востоке Рымникской зоны.

Реконструированные стратиграфические последовательности (рис. 7) отличаются от существующих схем стратиграфического расчленения отложений Набильской и Рымникской зон отсутствием многократного чередования в разрезе разнофациальных отложений. Полученные данные о возрасте указывают на отсутствие в Набильской зоне отложений моложе альбских, что находится в противоречии с ранее определенными по радиоляриям позднеальбским-раннесеноманским возрастом остринской свиты и позднесеноманским-раннетуронским возрастом хойской свиты [16]. Это связано как с применением более совершенной биостратиграфической шкалы, так и с диагностикой выделенных из пород объемных форм радиолярий. Значительно меняются представления о стратиграфии Рымникской зоны. В изученной ее части установлены позднеюрские, раннемеловые и сеноманские отложения и не обнаружено более молодых. Позднемеловой возраст отложений рымникской серии от коньяк (?)–сантонского до маастрихтского (датского?) ранее был обоснован находками фауны в самой восточной части зоны и распространен на отложения за ее пределами.

ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ И АККРЕЦИИ

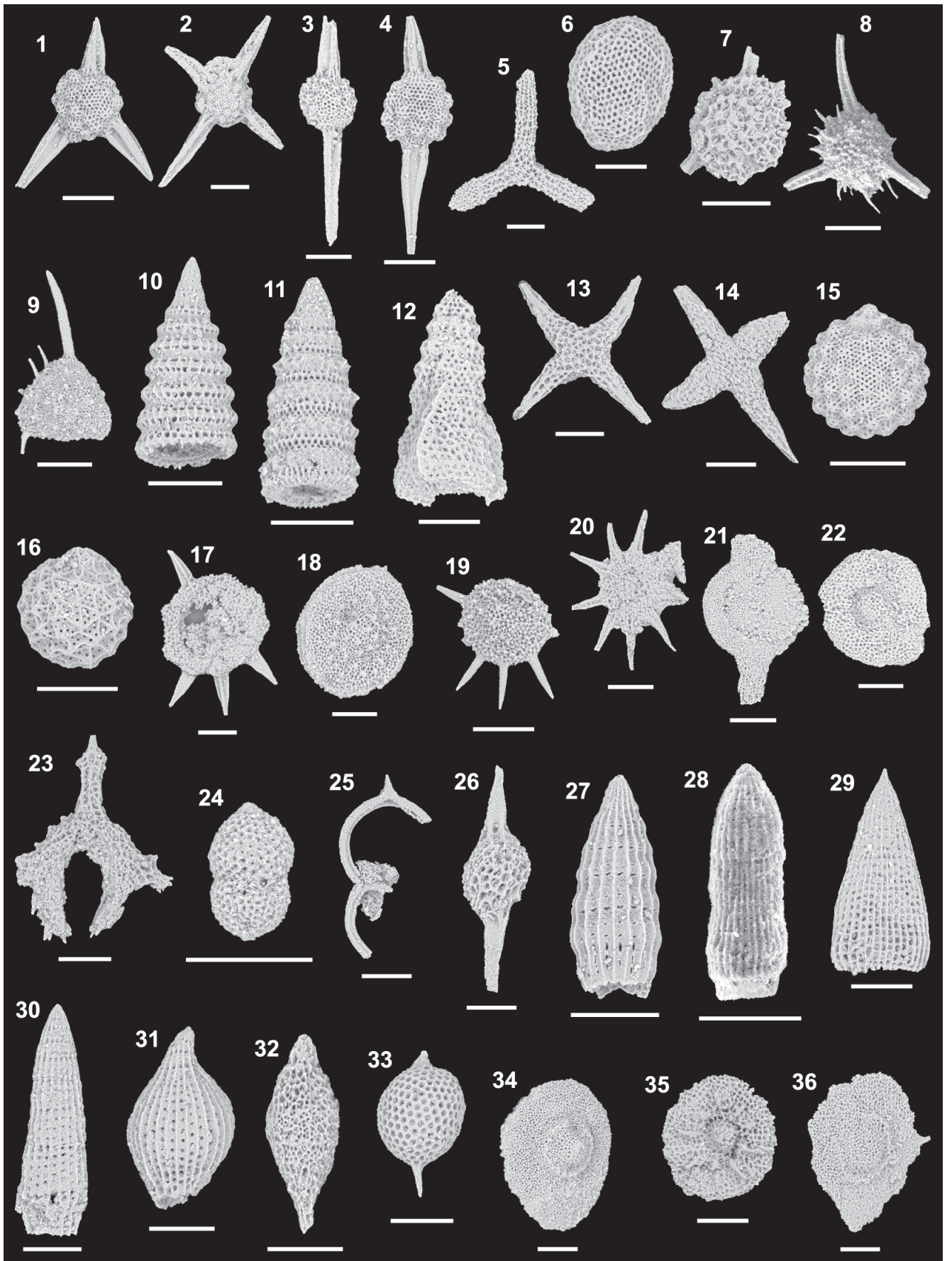
Полученные результаты позволяют воссоздать историю формирования отложений на океанической плите и конвергентной границе, а также определить время их аккреции. Реконструированные последова-

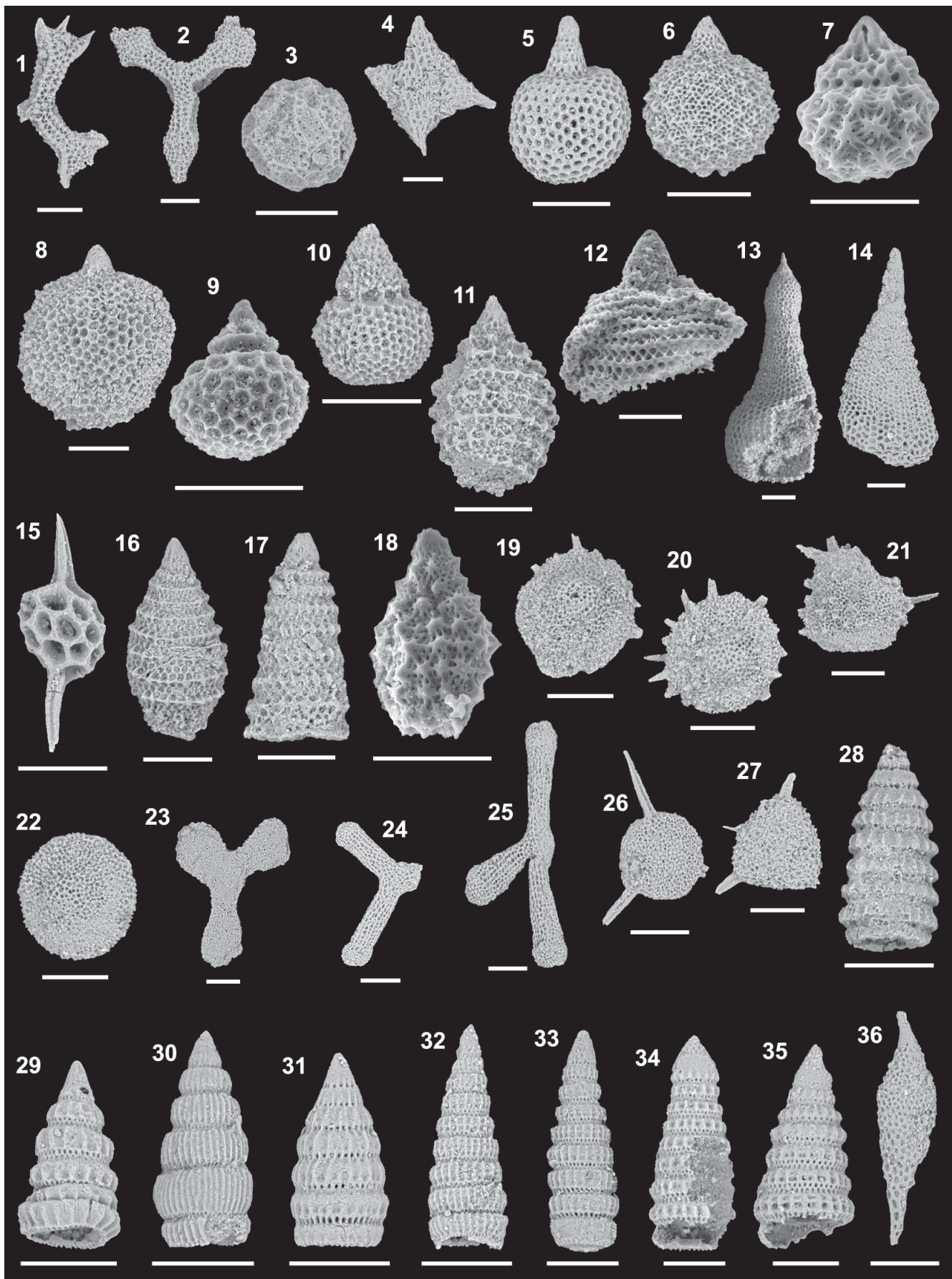
Таблица 2. Продолжение. Радиоларии, диагностированные в образцах Рымникской зоны.

ВИД	образец	526-3	536-2	544-10	557-2	560-3	561-1	564-1	564-2	564-5	564-6	564-7	564-8	567-2	569-1	569-2	573-1	573-2	576-1	576-2	576-3	576-4	576-5	577-2	577-3	577-4	579-1	579-2	585-3	613-1	613-2	615-1	615-2	626-1	626-2	626-3			
		<i>Pseudodictyomitra nuda</i> (Schaaf)																																					
<i>Pseudodictyomitra paronai</i> (Aliev)																																							
<i>Pseudodictyomitra pentacolaensis</i> Pessagno																																							
<i>Pseudodictyomitra pseudomacrocephala</i> (Squinabol)																																							
<i>Pseudodictyomitra tiara</i> (Holmes)																																							
<i>Pseudoeucyrtis hanni</i> (Tan)																																							
<i>Pyramispongia glascockensis</i> Pessagno																																							
<i>Quinquecapsularia grandiloqua</i> O'Dogherty																																							
<i>Quinquecapsularia ombonii</i> (Squinabol)																																							
<i>Quinquecapsularia parvipora</i> (Squinabol)																																							
<i>Rhopalosyringium</i> sp. cf. <i>R. euganeum</i> (Squinabol)																																							
<i>Rhopalosyringium mosquense</i> (Smirnova & Aliev)																																							
<i>Savaryella novalensis</i> (Squinabol)																																							
<i>Savaryella</i> sp. cf. <i>S. sinistra</i> O'Dogherty																																							
<i>Sciadocapsa speciosa</i> (Squinabol)																																							
<i>Spongocapsula obesa</i> Jud																																							
<i>Spongocapsula palmerae</i> Pessagno																																							
<i>Spongostichomitra elatica</i> (Aliev)																																							
<i>Squinabollum fossile</i> (Squinabol)																																							
<i>Staurosphaeretta grandipora</i> (Squinabol)																																							
<i>Staurosphaeretta wisniowskii</i> (Squinabol)																																							
<i>Stichomitra communis</i> Squinabol																																							
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko & Nishimura)																																							
<i>Stichomitra magna</i> Squinabol																																							
<i>Stichomitra mediocris</i> (Tan)																																							
<i>Stichomitra navalis</i> O'Dogherty																																							
<i>Stichomitra simplex</i> (Smirnova & Aliev)																																							
<i>Stichomitra stocki</i> (Campbell & Clark)																																							
<i>Stichomitra tosaensis</i> Nakaseko & Nishimura																																							
<i>Syringocapsa longitubus</i> Jud																																							
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)																																							
<i>Thanarla conica</i> (Squinabol)																																							
<i>Thanarla lacrimula</i> (Foreman)																																							
<i>Thanarla pacifica</i> Nakaseko & Nishimura																																							
<i>Thanarla spoletensis</i> O'Dogherty																																							
<i>Thanarla veneta</i> (Squinabol)																																							
<i>Torculum bastetani</i> O'Dogherty																																							
<i>Torculum coronatum</i> (Squinabol)																																							
<i>Transhsuum brevicostatum</i> (Ozoldova)																																							
<i>Triactoma</i> sp. cf. <i>T. cellulosa</i> Foreman																																							
<i>Triactoma echiodes</i> Foreman																																							
<i>Triactoma paronai</i> (Squinabol)																																							
<i>Triactoma tithonianum</i> Rüst																																							
<i>Trisyringium capellini</i> Vinassa																																							
<i>Trisyringium echitonium</i> (Aliev)																																							
<i>Turbocapsula costata</i> (Wu)																																							
<i>Xitus alievi</i> (Foreman)																																							
<i>Xitus channelli</i> Jud																																							
<i>Xitus clava</i> (Parona)																																							
<i>Xitus mclaughlini</i> Pessagno																																							
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)																																							

Фототаблица 1. Радиоларии центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы. После названия видов указаны номера образцов. Масштабная планка = 100 μm.

1 – *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, 564-8; 2 – *Acaeniotyle glebulosa* (Foreman), 679-2; 3 – *Acaeniotyle longispina* (Squinabol), 658-1; 4 – *Acaeniotyle umbilicata* (Rüst), 576-3; 5 – *Angulobracchia portmanni* Baumgartner, 576-3; 6 – *Archaeocenosphaera ? mellifera* O'Dogherty, 615-1; 7 – *Becus helenae* (Schaaf), 576-3; 8 – *Becus horridus* (Squinabol), 615-1; 9 – *Becus* sp. cf. *B. regius* O'Dogherty, 579-1; 10 –





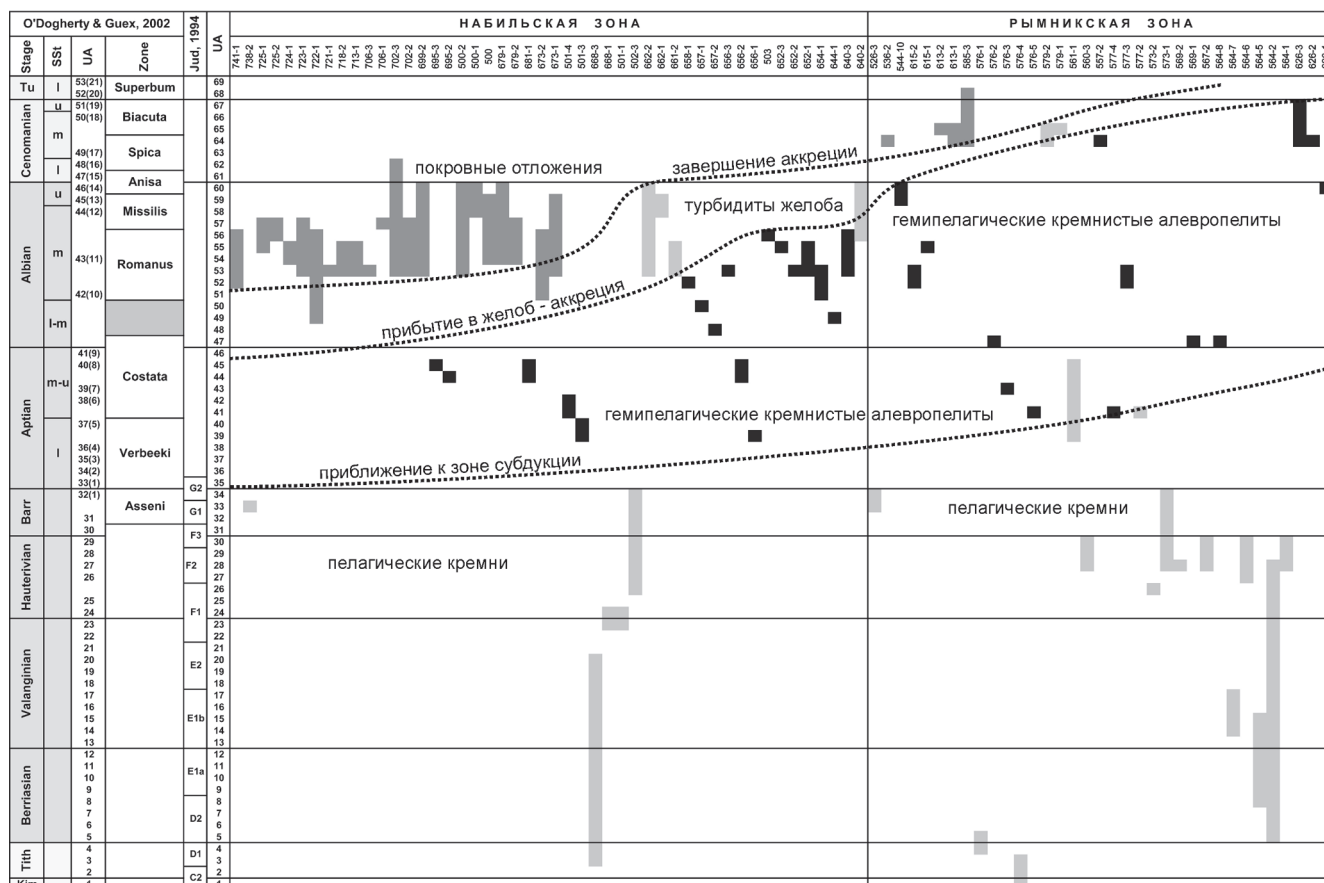
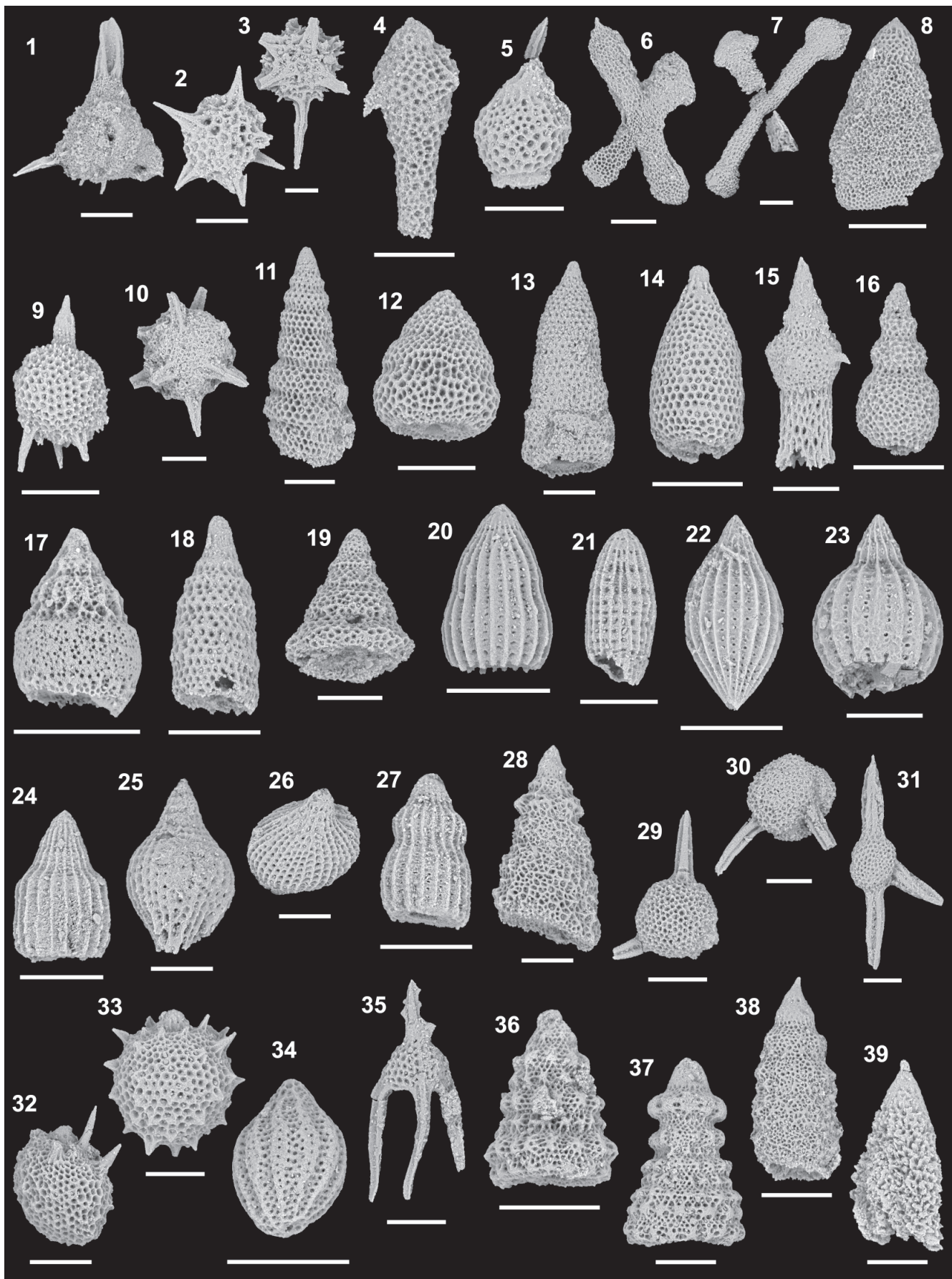


Рис. 6. Возраст отложений центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы в шкале унитарных ассоциаций (UA). Возрастные датировки разделены по типу отложений и расположены (слева направо) согласно относительной позиции датированных образцов в пересечении аккреционной призмы с запада на восток.

Вновь полученная последовательность унитарных ассоциаций UA 1-69 соотнесена с изначальной шкалой UA 1-53, O'Dogherty and Guex, 2002 [58] (в скобках приведены унитарные ассоциации UA 1-21 шкалы O'Dogherty, 1994 [57]), а также со шкалой Jud, 1994 [47]. Прерывистыми линиями показаны стратиграфические границы разнофацальных отложений с указанием их палеогеографической/тектонической интерпретации. Возраст образцов 576-1 и 576-4 (кремни Рымникской зоны) определен в шкале UA Z95 [38] и спроецирован на использованную шкалу UA. Образцы 725-1, 725-2, 738-2, 741-1 отобраны в разрозненных обнажениях на р. Ивашке (рис. 2 пересечение 2а) юго-западнее основного маршрутного пересечения Набильской зоны.

Фототаблица 2. Радиоларии центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы. После названия видов указаны номера образцов. Масштабная планка = 100 μ m.

1 – *Halesium amissum* (Squinabol), 626-2; 2 – *Halesium crassum* (Ozoldova), 576-3; 3 – *Hemicryptocapsa prepolyhedra* Dumitrica, 626-2; 4 – *Hexapyramis* sp. aff. *H. pantanellii* Squinabol, 656-3; 5 – *Hiscocapsa asseni* (Tan), 576-3; 6 – *Hiscocapsa grutterinki* (Tan), 644-1; 7 – *Hiscocapsa kaminogensis* (Aita), 569-2; 8 – *Hiscocapsa orca* (Foreman), 569-2; 9 – *Hiscocapsa uterulus* (Parona), 569-2; 10 – *Hiscocapsa zweilii* (Jud), 569-2; 11 – *Mirifusus apenninicus* Jud, 569-2; 12 – *Mirifusus minor* Baumgartner, 569-2; 13 – *Obeliscoites giganteus* (Aliev), 644-1; 14 – *Obeliscoites perspicuus* (Squinabol), 564-8; 15 – *Pantanellium lanceola* (Parona), 576-5; 16 – *Parvicingula boesii* (Parona), 569-2; 17 – *Parvicingula cosmoconica* (Foreman), 569-2; 18 – *Parvicingula usotanensis* Tumanda, 569-2; 19 – *Patellula cognata* O'Dogherty, 579-1; 20 – *Patellula helios* (Squinabol), 626-2; 21 – *Patellula spica* O'Dogherty, 626-2; 22 – *Patellula verteroensis* (Pessagno), 579-1; 23 – *Pessagnobranchia dalpiazii* (Squinabol), 656-3; 24 – *Pessagnobranchia fabianii* (Squinabol), 662-1; 25 – *Pessagnobranchia irregularis* (Squinabol), 56-3; 26 – *Pseudoaulophacus putahensis* Pessagno, 579-1; 27 – *Pseudoaulophacus sculptus* (Squinabol), 658-1; 28 – *Pseudodictyomitra carpatica* (Loznyiak), 569-2; 29 – *Pseudodictyomitra hornatissima* (Squinabol), 576-3; 30 – *Pseudodictyomitra lodogaensis* Pessagno, 564-8; 31 – *Pseudodictyomitra nuda* (Schaaf), 576-5; 32 – *Pseudodictyomitra paronai* (Aliev), 679-2; 33 – *Pseudodictyomitra pentacolaensis* Pessagno, 657-1; 34 – *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), 503; 35 – *Pseudodictyomitra tiara* (Holmes), 557-2; 36 – *Pseudoecyrtis hanni* (Tan), 576-3.



тельности отложений (рис. 7) типичны для мезозойских аккреционных призм [17, 46, 54, 55]. Такие последовательности, сложенные кремнями, кремнистыми алевропелитами и обломочными отложениями глубоководного желоба (chert-clastic sequence [55]) отражают историю седиментации на перемещающейся океанической плите от ее зарождения в зоне спрединга до попадания в зону субдукции [46, 54, 55].

В стратиграфических последовательностях Набильской и Рымникской зон Восточно-Сахалинской аккреционной призмы запечатлена значительная часть истории седиментации на океанической плите Изанаги, которая в это время существовала в северо-западной Пацифике и перемещалась в С-СЗ направлениях [42, 53]. Пелагическая кремнистая седиментация прослеживается с позднего киммериджа-титона до баррема-апта. На отдельных участках плиты формировались вулканические постройки, сложенные базальтами и перекрытые известняками. Гемипелагическая седиментация началась в раннем апте и отражает приближение участка океанической плиты к конвергентной границе, ее несколько более раннее начало фиксируется в аккретированных отложениях Набильской зоны. Завершение гемипелагической седиментации на различных участках плиты Изанаги устанавливается с конца апта до среднего-позднего сеномана. Присутствие в составе гемипелагических отложений пирокластической компоненты и многочисленных слоев туфов указывает на синхронное проявление эксплозивного вулканизма на конвергентной границе плит. Апт-альбский вулканизм, вероятно, связан с развитием фрагментов вулканической дуги Монерон-Ребун-Кабато и Кемско-Самаргинского, а сеноманский – с началом формирования Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса.

Начало накопления турбидитов означает продвижение океанической плиты в область глубоковод-

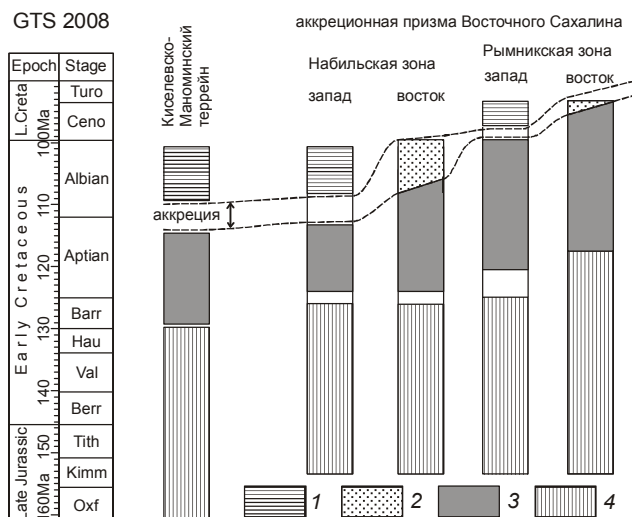


Рис. 7. Сопоставление стратиграфических последовательностей аккреционных призм Киселевско-Маноминского террейна и Восточного Сахалина и времени их аккреции в шкале геологического времени GTS 2008 [59].

1 – отложения покровного комплекса, 2 – турбидиты желоба, 3 – гемипелагические кремнистые и туфогенно-кремнистые алевропелиты, 4 – пелагические кремни (включающие базальты).

ного желоба и наилучшим образом аппроксимирует время аккреционных событий [46, 55]. Возраст турбидитов, определенный в двух тектонических пластинах, позволяет установить средне-позднеальбский эпизод аккреции для восточной части Набильской зоны и среднесеноманский – для восточной части Рымникской зоны. Для оценки времени аккреции можно также использовать возраст части гемипелагических отложений и отложений покровного комплекса. Накопление наиболее молодых гемипелагических отложений непосредственно предшествует аккреции, тогда как формирование покровного комп-

Фототаблица 3. Радиоларии центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы. После названия видов указаны номера образцов. Масштабная планка = 100 μm .

1 – *Pyramispongia glascocksensis* Pessagno, 579-1; 2 – *Quinquecapsularia ombonii* (Squinabol), 658-1; 3 – *Quinquecapsularia parvipora* (Squinabol), 656-3; 4 – *Rhopalosyringium* sp. cf. *R. euganeum* (Squinabol), 577-3; 5 – *Rhopalosyringium mosquense* (Smirnova & Aliev), 657-1; 6 – *Savaryella novalensis* (Squinabol), 615-1; 7 – *Savaryella* sp. cf. *S. sinistra* O'Dogherty, 656-3; 8 – *Spongostichomitra elatica* (Aliev), 564-8; 9 – *Squinabollum fossile* (Squinabol), 679-2; 10 – *Staurosphaeretta wisniowskii* (Squinabol), 725-2; 11 – *Stichomitra communis* Squinabol, 658-1; 12 – *Stichomitra japonica* (Nakaseko & Nishimura), 576-3; 13 – *Stichomitra magna* Squinabol, 725-2; 14 – *Stichomitra mediocris* (Tan), 564-8; 15, 16 – *Stichomitra navalis* O'Dogherty, 615-1, 656-3; 17 – *Stichomitra simplex* (Smirnova & Aliev), 576-5; 18 – *Stichomitra stocki* (Campbell & Clark), 557-2; 19 – *Stichomitra tosaensis* Nakaseko & Nishimura, 615-1; 20 – *Thanarla brouweri* (Tan), 564-8; 21 – *Thanarla conica* (Squinabol), 658-1; 22 – *Thanarla lacrimula* (Foreman), 576-5; 23 – *Thanarla pacifica* Nakaseko & Nishimura, 576-5; 24 – *Thanarla pulchra* (Squinabol), 679-2; 25, 26 – *Thanarla spoletensis* O'Dogherty, 656-3; 27 – *Thanarla veneta* (Squinabol), 503; 28 – *Torculum coronatum* (Squinabol), 615-1; 29 – *Triactoma* sp. cf. *T. cellulosa* Foreman, 626-2; 30 – *Triactoma echiodes* Foreman, 576-3; 31 – *Triactoma paronai* (Squinabol), 615-1; 32 – *Trisyringium capellini* Vinassa, 576-3; 33 – *Trisyringium echitonicum* (Aliev), 644-1; 34 – *Turbocapsula costata* (Wu), 564-8; 35 – *Ultranapora praespinifera* Pessagno, 644-1; 36 – *Xitus clava* (Parona), 576-5; 37 – *Xitus mclaughlini* Pessagno, 644-1; 38 – *Xitus spicularius* (Aliev), 644-1; 39 – *Xitus spinosus* (Squinabol), 658-1.

лекса определяет ее завершение. С привлечением всей совокупности возрастных данных можно определить, что в западной части Набильской зоны аккреция происходила в интервале от конца апта до среднего альба, а в восточной части этой зоны – в среднем-позднем альбе (рис. 7). Пластины западной части Рымникской зоны были аккрецированы в раннем сеномане (до среднего сеномана), а восточной – в среднем сеномане (рис. 7). Самые восточные фрагменты Рымникской зоны были аккрецированы после среднего-позднего сеномана, так как они включают гемипелагические отложения этого возраста. За период альба-сеномана длительностью ~18 млн лет был сформирован фрагмент аккреционной призмы шириной ~35 км в современной структуре. Скорость наращивания аккреционной призмы оценивается величиной ~2 км/млн лет, что представляет минимальную оценку скорости фронтальной аккреции без учета последующего сокращения ширины призмы.

Формирование Набильской зоны аккреционной призмы Восточного Сахалина в среднем-позднем альбе завершило этап островодужного развития аккреционной системы Сихотэ-Алиня – Сахалина. Продолжившаяся в сеномане аккреция Рымникской зоны совпадает со временем зарождения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса и преобразования аккреционной системы в окраинно-континентальную. Установленные события составляют лишь часть более длительной истории формирования аккреционной призмы Восточного Сахалина.

Полученные данные о возрасте аккреции имеют значение для корреляции аккреционных призм на востоке Азиатского континента и проведения палеотектонических реконструкций. Возраст аккреции западной части Набильской зоны соответствует позднеаптскому-раннеальбскому возрасту аккреции Киселевско-Маноминского террейна [15], расположенного на континенте. Несмотря на различия в составе аккрецированных отложений, в их стратиграфических последовательностях устанавливается заметное сходство – близкие во времени начало и завершение гемипелагической седиментации. Предположенное ранее синхронное формирование части аккреционной призмы Восточного Сахалина и Киселевско-Маноминской [15, 62] находит свое подтверждение во вновь полученных данных о возрасте аккреции Набильской зоны. Наиболее простой палеотектонической реконструкцией, объясняющей синхронную аккрецию, является модель единой конвергентной границы с положением элементов аккреционной системы Сахалина в конце апта-начале альба значительно южнее их современной позиции (рис. 8). Подобное положение тектонических элементов

Сахалина реконструировалось и ранее [62] в несколько ином окружении террейнов Сихотэ-Алиня.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование фрагмента аккреционной призмы в центральной части Восточно-Сахалинских гор позволило существенно уточнить стратиграфию ее отложений, реконструировать историю их формирования и определить возраст эпизо-

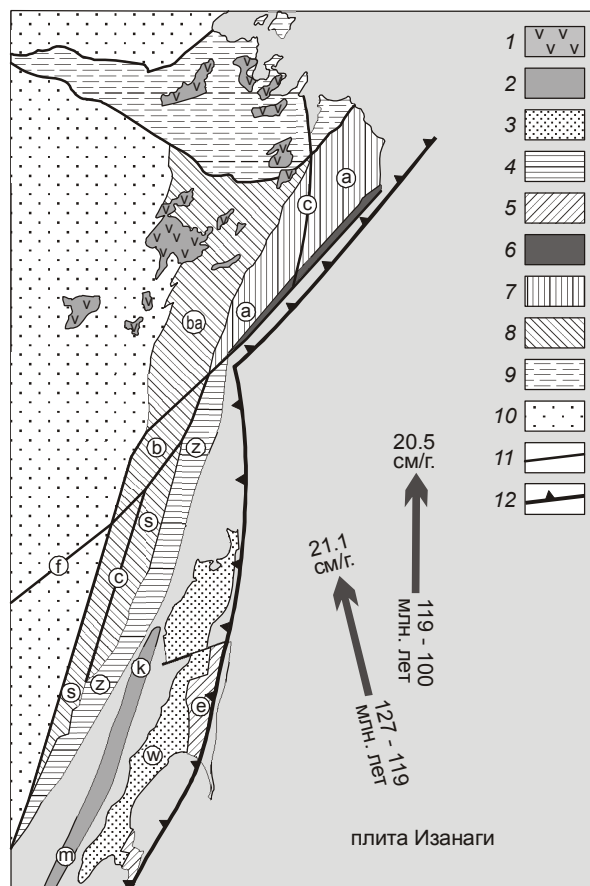


Рис. 8. Палеотектоническая реконструкция расположения аккреционных призм Киселевско-Маноминского террейна и Восточного Сахалина в раннем альбе. Направления и скорости перемещения плиты Иизанаги относительно Евразии – по [53].

1 – ранне-поздне меловой Хингано-Охотский вулканический пояс; 2 – раннемеловая островная дуга с ее фрагментами Кемско-Самаргинским (k) и Монерон-Ребун-Кабато (m); 3 – преддуговой прогиб Западного Сахалина (w); 4 – Журавлевский раннемеловой турбидитовый прогиб (z), 5–8 – аккреционные призмы: 5 – апт-альбская Восточного Сахалина (e), 6 – апт-альбская Киселевско-Маноминского террейна, 7 – раннемеловая Амурского террейна (a), 8 – юрско-раннемеловые Баджальского (ba), Бикинского (b) и Самаркинского (s) террейнов; 9 – Монголо-Охотская сутурная зона, 10 – кратонные области, 11 – крупные разломы, в том числе следы будущих Центрально-Сихотэ-Алинского (c) и Фушунь-Мишань (f); 12 – зона субдукции.

дов аккреции. Набильская зона была аккретирована в альбе, а значительная часть Рымникской зоны – в сеномане. Западная часть Набильской зоны формировалась синхронно с аккреционной призмой Киселевско-Маноминского террейна, расположенного на континенте. Предполагается формирование этих аккреционных призм вдоль единой конвергентной границы с расположением аккреционной системы Сахалина в альбе значительно южнее ее современной позиции.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен геологам Сахалинской геолого-разведочной экспедиции А.А. Коноваленко и В.Г. Гальверсену, оказавшим техническую поддержку при проведении полевых исследований в Восточно-Сахалинских горах, и Л. О'Догерти за возможность использования его базы данных по меловым радиоляриям. Автор также признателен рецензентам В.С. Вишневской, Н.Ю. Брагину и Б.А. Натальину за обстоятельные рецензии, позволившие улучшить содержание статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 469).
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Курилов Д.В. Первые находки достоверных нижнемеловых (берриас и валанжин) радиоляриевых ассоциаций на Восточном Сахалине // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 5. С. 653–656.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Курилов Д.В. Новые данные о баррем-альбских радиоляриевых ассоциациях Восточного Сахалина // Докл. РАН. 2003. Т. 392, № 6. С. 787–791.
- Геологическая карта Сахалина. 1 : 1000000 / Ред. В.Н. Верещагин. Приложение к Т. 33. Геология СССР. М.: Мингео СССР, 1970.
- Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. Геологическое описание / Ред. В.Н. Верещагин, Ю.М. Ковтунович. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 161–201.
- Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 162 с.
- Гранник В.М. Петрохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 67–86.
- Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
- Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 244 с.
- Жаров А.Э. Аккреционная тектоника и геодинамика Южного Сахалина // Геотектоника. 2004. № 4. С. 45–63.
- Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалин. кн. изд-во, 2004. 191 с.
- Жаров А.Э., Брагин Н.Ю., Речкин А.Н. Стратиграфия меловых-раннепалеогеновых аккреционных комплексов Тонино-Анивского полуострова, Южный Сахалин // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 1. С. 87–105.
- Зябрев С.В., Пересторонин А.Н., Жаров А.Э. Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе – деталь ранней истории аккреционной системы Сахалина и Хоккайдо // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 53–61.
- Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: Стратиграфия, субдукционная аккреция и постааккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
- Казинцова Л.И. Возраст кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по данным радиолярий // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 90–96.
- Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
- Клюев В.П., Семенов Д.Ф. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Сахалинская. Лист М-54-ХVIII: Объясн. зап. М., 1971. 95 с.
- Краснов Е.В. Савицкий Е.О. Верхнеюрские коралловые рифы Сахалина и гипотеза дрейфа Японских островов // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209, № 3. С. 659–661.
- Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Митрохин А.Н. Кемский террейн (Восточный Сихотэ-Алинь) – фрагмент раннемеловой островодужной системы восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 38–58.
- Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Попов В.К., Симаненко В.П., Сахно В.Г. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс (поздний сеноман-маастрихт). Вулканогенные образования // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 273–281.
- Разницин Ю.Н. Серпентинитовый меланж и олистограмма юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор // Геотектоника. 1978. № 2. С. 96–108.
- Разницин Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 108 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 371).
- Речкин А.Н. Докайнозойские песчаники Восточно-Сахалинских гор // Геология, металлогения и гидрогеология Курильских островов. Владивосток.: ДВО РАН, 1991. С. 91–98.
- Рихтер А.В., Брагин Н.Ю. Строение и возраст вулканогенно-кремнистых отложений Сахалина // Изв. АН СССР. Серия геол. 1984. № 2. С. 89–95.
- Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 411).

29. Рождественский В.С. Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор // Тихоокеан. геология. 1983. № 5. С. 48–58.
30. Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 76–88.
31. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
32. Симаненко В.П., Ханчук А.И. Сеноманский вулканизм Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2003. № 8. С. 866–878.
33. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 30–51.
34. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина. // Докл. РАН. 1989. Т. 307, № 1. С. 186–190.
35. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–254.
36. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.
37. Ханчук А.И. Сахалинско-Камчатский орогенный пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 202–205.
38. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican, S. et al. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology // Mémoires de Géologie (Lausanne). 1995. V. 23. 1172 p.
39. Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, 1962. 168 p.
40. Bouma A.H. Fossil contourites in Lower Niesenflysch, Switzerland // Journal of Sedimentary Petrology. 1972. V. 42, N. 4. P. 917–921.
41. Brown K.M., Mascle A., Behrmann J.H. Mechanisms of accretion and subsequent thickening in the Barbados Ridge accretionary complex; balanced cross sections across the wedge toe / Winkler, W.R., Ed. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1990. V. 110. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, US. P. 209–227.
42. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2006. 1985. 59 p.
43. Fisher R.V. Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. // Journal of Sedimentary Petrology. 1971 V. 41, N. 4. P. 916–927.
44. Ghibaudo G. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification // Sedimentology. 1992. V. 39, N 3. P. 423–454.
45. Guex J. Biochronological Correlations. Springer-Verlag: Berlin/Heidelberg/New York, 1991. 250 p.
46. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic material in Japan // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 179–205.
47. Jud R. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolarian of the Western Tethys // Mémoires de Géologie (Lausanne), 1994. V. 19. 147 p.
48. Kiminami K., Niida K., Ando H. Cretaceous-Paleogene arc-trench system in Hokkaido / Adachi M., Suzuki K., Eds. // 29th IGC Field Trip Guidebook. V.1: Paleozoic and Mesozoic Terranes: Basement of Japanese Island Arc. Nagoya University, 1992. P. 1–43.
49. Kimura G., Rozhdestvensky V.S., Okumura K. et al. Mode of mixture of oceanic fragments and terrigenous trench fill in an accretionary complex: example from southern Sakhalin // Tectonophysics. 1992. V. 202, N 2–4. P. 361–374.
50. Kimura G., Ludden J. Peeling oceanic crust in subduction zones // Geology. 1995. V. 23. P. 217–220.
51. Kimura G., Maruyama S., Isozaki Y., Terabayashi M. Well-preserved underplating structure of the jadeitized Franciscan complex, Pacheco Pass, California // Geology. 1996. V. 24. P. 75–78.
52. Lowe D.R. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to flows and deposits // Geology of continental slopes: SEPM Special Publication N 27, Tulsa, 1979. P. 75–82.
53. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions – Example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. V.127, N 3/4. P. 305–329.
54. Matsuda T., Isozaki, Y. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: From remote ocean to subduction zone // Tectonics. 1991. V. 10. P. 475–499.
55. Matsuoka A., Yao A. Southern Chichibu Terrane / Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Hada S., Yao A. Eds. // Pre-Cretaceous Terranes of Japan. Publication of IGCP Project 224. Osaka, 1990. P. 203–16.
56. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // Island Arc. 1993. V. 2, N 1. P. 15–34.
57. O'Dogherty L. Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // Mémoires de Géologie (Lausanne), 1994. V. 21. 413 p.
58. O'Dogherty L., Guex J. Rates and pattern of evolution among Cretaceous radiolarians: relations with global paleoceanographic events // Micropaleontology. 2002. V. 48, N 1. P. 1–22.
59. Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. The Concise Geologic Time scale. Cambridge University Press. 2008. 150 p.
60. Piper D. J.W. Turbidite origin of some laminated mudstones // Geological Magazine. 1972. V. 109, N 2. P. 115–126.
61. Savary J., Guex J. Discrete Biochronological Scales and Unitary Associations: Description of the BioGraph Computer Programm // Mémoires de Géologie (Lausanne). 1999. V. 34. 281 p.
62. Sengör A.M.C., Natal'in B.A. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1996. V. 24. P. 263–337.
63. Shipboard Scientific Party. Synthesis of shipboard results: Leg 110 transect of the northern Barbados Ridge / Mascle A., Moore J.C. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1988. V. 110: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 577–591.
64. Shipboard Scientific Party. Site 673 / Mascle A., Moore J.C. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1988. V. 110: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 311–388.

65. Shipboard Scientific Party. Site 674 / Mascle A., Moore J.C. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1988. V. 110: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 389–485.
66. Shipboard Scientific Party. Site 808 / Taira A., Hill I., Firth J.V. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports. 1991. V. 131, Texas A & M University, Ocean Drilling Program. College Station, TX, US, P. 71–269.
67. Shipboard Scientific Party. Site 1175 / Moore G.F., Taira A., Klaus A. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 2001. V. 190: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, online http://www-odp.tamu.edu/publications/190_IR/chap_06/chap_06.htm
68. Shipboard Scientific Party. Site 1176 / Moore G.F., Taira A., Klaus A. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 2001. V. 190: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, online http://www-odp.tamu.edu/publications/190_IR/chap_07/chap_07.htm
69. Shipboard Scientific Party. Site 1178 / Moore G.F., Taira A., Klaus A. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 2001. V. 190: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, online http://www-odp.tamu.edu/publications/190_IR/chap_09/chap_09.htm
70. Silver E.A., Ellis M.J., Breen N.A., Shipley T.H. Comments on growth of accretionary wedges // *Geology*. 1985. V. 13. P. 6–9.
71. Underwood M.B., Bachman S.B. Sedimentary facies associations within subduction complexes / Leggett J.K., Ed. // *Trench-Forearc Geology*. 1982. Geol. Soc. of London, Spec. Publ. 10. P. 537–550.
72. Walker R.G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps // *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 1978. V. 62, N 6. P. 932–966.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

S.V. Zybrev

Stratigraphy structure and of the central part of the East Sakhalin accretionary wedge (Eastern Russia)

The East Sakhalin accretionary wedge is a part of the Cretaceous-Paleogene accretionary system that evolved along the eastern margin of Asia in response to subduction of Pacific oceanic plates. It developed in association with the Early Cretaceous Kema-Samarga volcanic island arc and Late Cretaceous-Paleogene East Sikhotealin continental-margin volcanic belt. Structure litho- and biostratigraphy of the accretionary wedge was studied in the central part of the East Sakhalin Mountains along the two sections that traverse the Nabil and Rymnik litho-tectonic units (zones) crossing ~ 40 km of their width. An overall structure of the studied portion of the accretionary wedge is a pile of numerous east-verging tectonic slices. These slices (tens to hundreds of meters thick) consist of various siliciclastic deposits that formed along a convergent plate margin with lesser amount of oceanic pelagic chert and basalt and hemipelagic siliceous and tuffaceous mudstone. Siliciclastic deposits include trench-fill mudstone and turbidites and cover sequence deposits. The structure of the accretionary wedge was likely formed by off-scraping and underplating. Subsequent juxtaposition of the off-scraped and underplated portions of the wedge as well as cover sequence deposits likely occurred along out-of-sequence thrusts. Radiolarian biostratigraphy was used to constrain the ages of lithologies and timing of accretionary events for different parts of the accretionary wedge. Radiolarian assemblages were correlated to the radiolarian range chart for the Tethyan regions by means of the unitary associations method. In the Nabil zone, ages of pelagic chert range from Late Jurassic, Tithonian to Early Cretaceous, Barremian. Ages of hemipelagic deposits are early Aptian to mid Albian, and ages of trench-fill and cover sequence deposits are mid-late Albian. In the Rymnik zone, ages of chert range from Late Jurassic to Early Cretaceous, mid Aptian. Ages of hemipelagic deposits are mid Aptian to mid Cenomanian, and ages of trench-fill and cover sequence deposits are mid-late Cenomanian. Younging of stratigraphic boundaries between different lithologies occurred in the easterly trenchward direction. The timing of accretion was constrained by the ages of trench-fill and cover sequence deposits. Accretion occurred from the end of the Aptian to mid Albian in the western part of the Nabil zone, and in the mid Cenomanian in the eastern part of the Rymnik zone. The western part of the Nabil zone was accreted synchronously with the Kiselevka-Manoma accretionary wedge located to the east, on the continent. Both accretionary wedges are thought to have formed along a single convergent plate margin, with Sakhalin accretionary system located to the south of the Kiselevka-Manoma accretionary wedge in the Albian.

Key words: structure, stratigraphy, Radiolaria, Mesozoic, accretionary tectonics, Sakhalin, Eastern Russia.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ ПОД ЮЖНЫМ САХАЛИНОМ

М.Н. Лунева

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена 65, 680000, e-mail: margo@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 22 июня 2010 г.

Проведены измерения параметров расщепленных S -волн от глубокофокусных и коровых землетрясений в области Южного Сахалина и северной части Хоккайдо. Результаты исследования амплитудных, поляризационных характеристик S -волн и пространственного распределения параметров расщепленных S -волн свидетельствуют об их взаимосвязи с геометрией погружающейся Тихоокеанской плиты и горизонтальной неоднородности реологических свойств/вязкости среды. На основе сопоставления наблюдаемых данных с результатами моделирования распространения волн в анизотропных средах предполагается развитие мантийного течения в ССЗ направлении под Южным Сахалином и северной частью Хоккайдо. Степень анизотропии мантии, определенная по разности времен прихода S -волн, оценивается 1–2 % под Южным Сахалином и 1.5–2.5 % под северной частью Хоккайдо. Достаточно высокая степень анизотропии 2–15 % обнаружена от коровых событий в области Центрально-Сахалинского разлома.

Ключевые слова: сейсмическая анизотропия, расщепление S -волн, коровые и глубокофокусные землетрясения, Южный Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

Остров Сахалин принадлежит задуговой области Курильской дуги и области сочленения Курильской и Японской дуг. Под Сахалином проявляется коровая сейсмичность до глубины около 20 км и глубокофокусная сейсмичность в погружающейся Тихоокеанской плите. На рис. 1 показано распределение эпицентров землетрясений с $M \geq 4.5$ на глубине 250–700 км по данным сети NEIC [28]. В области Курильской дуги наблюдается четкий фронт распространения сейсмичности с глубиной в северо-западном направлении. Под Японской дугой Тихоокеанская плита погружается на запад под более пологим углом. Отмечается несимметричность в характере распределения глубинной сейсмичности, уменьшение количества глубоких землетрясений в области островов Хоккайдо и Сахалин. По данным сейсмической томографии [14, 25, 34], поверхность погружающейся Тихоокеанской плиты в области сочленения дуг представляет сложную конфигурацию с плавным погружением плиты под Азиатский континент до глубины 500–700 км с образованием возвышенности, ориентированной на северо-запад, и более крутым погружением в сторону Сахалина под Приморьем. Ост-

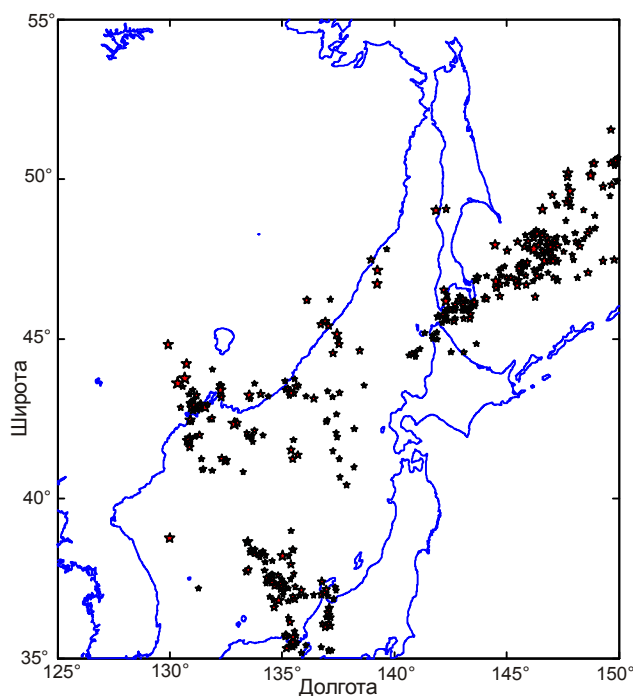


Рис. 1. Распределение крупных землетрясений ($M \geq 4.5$) на глубине 250–700 км за период 1970–2009 гг. в области сочленения Курильской и Японской дуг по данным сети NEIC.

ров Сахалин простирается вдоль впадины погружающейся плиты с осью, ориентированной на север. По геологическим данным, о. Сахалин является палеосубдукционной зоной, сформированной в меловой и ранний кайнозойский периоды в области конвергенции Азиатской окраины и Тихого океана. Этапы эволюции Охотского моря и о. Сахалин, глубинное строение региона являются малоизученными и дискуссионными [2, 3, 13, 32].

Сложная геометрия поверхности погружающейся плиты под Сахалином может вызывать значительные деформации в областях изменения кривизны погружающейся плиты, приводить к образованию сложной геометрии течений в мантийном клине и деформациям в вышележащей литосфере. Отражением происходящих деформационных процессов в области субдукции является распределение сейсмичности, скорости сейсмических волн с глубиной, а также проявление анизотропии среды – предпочтительном ориентировании элементов среды (пор, трещин, кристаллов), кристаллической решетки минералов, отвечающих характеру деформирования среды в зависимости от термодинамических условий [18–21]. Эффективным методом изучения анизотропии среды в сейсмоактивных районах является метод, основанный на эффекте распространения в анизотропной среде двух объемных поперечных сейсмических волн, ортогонально-поляризованных и распространяющихся с разными скоростями. Основными параметрами изучения являются азимут поляризации быстрой S -волны (φ) и разность времен прихода S -волн (δt), определяемые по сейсмограммам от местных или удаленных землетрясений. Ориентация φ указывает на направленность сдвиговых деформаций, а δt отражает степень анизотропии среды по разности в скоростях S -волн вдоль различных направлений. Многочисленные исследования по изучению сейсмической анизотропии на основе эффекта расщепления поперечных волн от местных и удаленных землетрясений проведены в зонах субдукции Тихого океана, которые показывают ряд закономерностей изменения поляризации S -волн, степени анизотропии среды вдоль зон субдукции и при движении от желоба к задуговой области [9, 21, 27, 34]. Менее изученными являются территории Курильских островов, Охотского моря и о. Сахалин.

Первые результаты по сейсмической анизотропии на основе расщепленных S -волн в области Сахалина представлены в работах [11, 12, 31]. Исследования проводились на основе анализа пара-

метров S -волн от глубокофокусных землетрясений и SKS волн от удаленных землетрясений, зарегистрированных станцией YSS IRIS (г. Южно-Сахалинск) за период 1992–1995 гг. Измерение параметров S -волн проводилось в низкочастотном диапазоне (0.01–0.5 Гц). Наблюдаемые средние направления поляризации быстрой S -волны ориентируются субмеридионально и круто наклонены к направлению абсолютного движения Тихоокеанской плиты и субпараллельны простиранию сдвиговых систем Сахалина [12, 31]. В работах неоднозначно оценивается характер изменения степени анизотропии мантии с глубиной по разности времен прихода S -волн и основной источник анизотропии. По [12], увеличение разности времен прихода S -волн δt до 1.35 с под Охотским морем и Сахалином указывает на существование анизотропии до глубин 500–600 км, коэффициент анизотропии мантии оценивается около 0.5 %. Предполагается, что ориентация φ согласуется с направлением движения Северо-Американской плиты. В работе [31] увеличение δt до 1.8 с зафиксировано до глубины 350 км. Предполагается, что анизотропия мантии проявляется до глубины 400 км, а ориентация φ отражает деформации в верхней литосфере.

Результаты исследования параметров расщепленных S -волн от глубокофокусных землетрясений в диапазоне частот 1–5 Гц за период 2005–2007 гг. в области 12 станций Южного Сахалина показали неоднородное распределение анизотропных свойств в области Южного Сахалина с доминированием азимутов поляризации быстрой S -волны под станциями вдоль ССЗ-ССВ, В-ЮВ направлений. Максимальные значения δt до 1.5–2 с отмечены в области активных разломов и под восточным побережьем Сахалина [1].

Представленная работа является продолжением исследования сейсмической анизотропии под Южным Сахалином. Для выявления причины неоднородного распределения параметров расщепленных S -волн проведен дополнительный анализ кинематических и динамических параметров S -волн, моделирование распространения S -волн в рамках вязкоупругой анизотропной модели среды. Для учета влияния верхней части среды проведено измерение параметров расщепленных S -волн от коровых землетрясений в центральной части Южного Сахалина. Для оценки доминирующих частот расщепленных S -волн от глубокофокусных землетрясений и влияния фокального механизма на измеряемые параметры φ , δt проведены исследования параметров S -волн от Курильских землетрясений в области 6 широкополосных станций вдоль северного Хоккайдо.

ДАнные И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

В исследовании использовались записи 15 глубокофокусных землетрясений (250–400 км), зарегистрированные 12-ю сейсмическими цифровыми станциями DAT локальной сети Сахалинского филиала Геофизической службы РАН [1] за период 2005–2007 гг., а также записи коровых землетрясений, зарегистрированных в области трех станций ZGR, OJD, BSK в 2005 г. Дополнительно проведено измерение параметров расщепленных волн в области 6 станций вдоль северной части острова Хоккайдо от двух глубокофокусных землетрясений близкой локализации (M 5.1, 27.11.2005, H 497 км; M 5.3, 14.03.2006, H 449 км), но с разными фокальными механизмами. Использовались ВН компоненты записей японской сейсмологической широкополосной сети F-net, NIED [29].

При обработке сейсмических записей проводилось измерение кинематических и динамических параметров прямых P - и S -волн на основе методов поляризационного и статистического анализа [1, 24], позволяющих наиболее точно определять такие волновые характеристики, как: 1) вектор поляризации; 2) амплитуда; 3) степень линейности/эллиптичности; 4) степень ортогональности волн; 5) время прихода волны; 6) время задержки между волнами. Ошибка измерения направления поляризации волны оценивается с точностью около 10 – 20° . Точность измерения вектора поляризации волны оценивается количественно через соотношение осей эллипсоида поляризации для выбранных волновых фаз. Средняя точность времен задержки между поперечными волнами δt оценивается около 0.03 с.

На основе измеренных данных дополнительно проводилась оценка степени анизотропии среды (α) для каждого выбранного события исходя из предположений, что разность времен прихода расщепленных S -волн ($\delta t = t_{s_2} - t_{s_1}$) является интегральной характеристикой вдоль трассы источник–приемник (R) и трассы распространения расщепленных S -волн близки [5]. В общем случае параметр α определяется через скорости S -волн (V_{s_1} , V_{s_2}), но учитывая $R \approx V_{s_1} t_{s_1} \approx V_{s_2} t_{s_2}$, степень анизотропии может быть оценена по экспериментальным данным как

$$\alpha = 100\% \times \frac{V_{s_1} - V_{s_2}}{V_{s_1}} \approx 100\% \times \frac{\delta t}{t_{s_2}} \quad (1)$$

Параметр α является эффективной мерой разницы в скоростях расщепленных S -волн в различных направлениях в пространстве.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Распределение параметров S -волн от глубоких землетрясений под Южным Сахалином и Хоккайдо

На рис. 2 представлены наблюдаемые азимуты поляризации быстрой S -волны (ϕ) с учетом разности времен прихода S -волн (δt). Данные вынесены к координатам соответствующих станций и эпицентрам землетрясений (рис. 2А), а также к середине расстояния эпицентр–станция (рис. 2Б). Азимуты поляризации быстрой S -волны доминируют вдоль ССЗ-СВ и В-ЮВ направлений. Ориентации ϕ на ССЗ, С-СВ фиксируются под станциями центральной части острова, а также под станциями OSM, ОКТ, LSN восточного побережья и YBL, KHL западного побережья. Восточные направления ϕ и более низкие значения δt проявляются под станциями KLN, KKH, KRS и MLK. Разность времен прихода S -волн изменяется в диапазоне от 0.12 с до 2 с в зависимости от положения станции. Четкой зависимости δt от глубины событий не обнаружено.

Наблюдаемый разброс δt под станциями может быть связан с ограничением частотного диапазона используемых записей, диаграммой направленности источника (фокального механизма), а также с особенностями распространения волн. Для выявления доминирующих частот проходящих S -волн и оценки сейсмической анизотропии вдоль Курильской дуги проведено измерение параметров расщепленных S -волн в области 6 станций NKG, NOP, KNP, KSR, SHR, NMR вдоль северного сегмента Хоккайдо от двух глубокофокусных землетрясений близкой локализации и с разными фокальными механизмами. Доминирующие значения частоты S -волн определены около 0.5 Гц в области 5-и станций и более высокие частоты около 0.8 Гц в области п-ова Немуро (NMR).

На рис. 3 показано распределение ϕ под северным Хоккайдо с доминированием вдоль 320 – 340° , перпендикулярно к простиранию Курильской дуги. Различия в ориентации ϕ наблюдаются в области станций NMR и SHR. Максимальные значения δt до 1.5 – 3 с фиксируются от второго события (14.03.2006). От первого события (27.11.2005) δt изменяется в пределах 0.25 – 1.15 с в зависимости от положения станции. Степень анизотропии среды под северным Хоккайдо оценивается в пределах 1.5 – 2.5 %. Значительная разность в величине времен задержки от S -волн от двух землетрясений с близким положением их гипоцентров может быть обусловлена различием в направлении подвижки, диаграммой направленности излучения. По каталогу NIED простирания фокальных плоскостей в первом событии оценено почти парал-

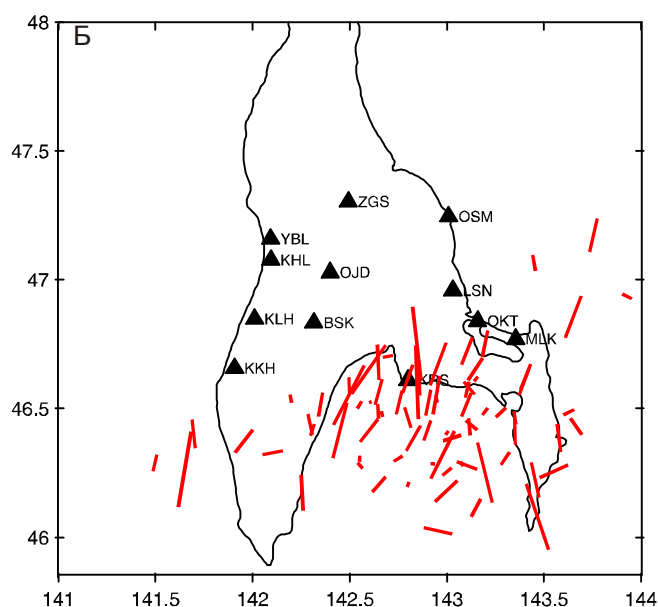
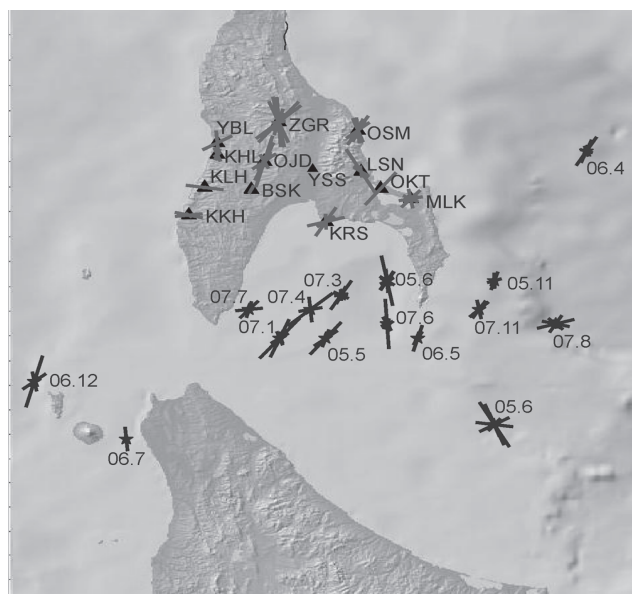


Рис. 2. Распределение наблюдаемых азимутов быстрой *S*-волны с учетом времени задержки между *S*-волнами в области Южного Сахалина.

А – данные отнесены к координатам соответствующих станций и эпицентров землетрясений. Б – данные отнесены к координатам середины луча эпицентр–станция. Азимут отображается отрезком, длина которого пропорциональна времени задержки между *S*-волнами. Треугольники показывают положение станций. Цифры – даты происхождения землетрясений (год, месяц).

лельно/перпендикулярно простиранию Курильской дуги, а во втором – в субмеридиональном и субширотном направлениях. В первом событии направление подвижки происходило вдоль продвижения Тихоокеанской плиты и генерировалась только одна

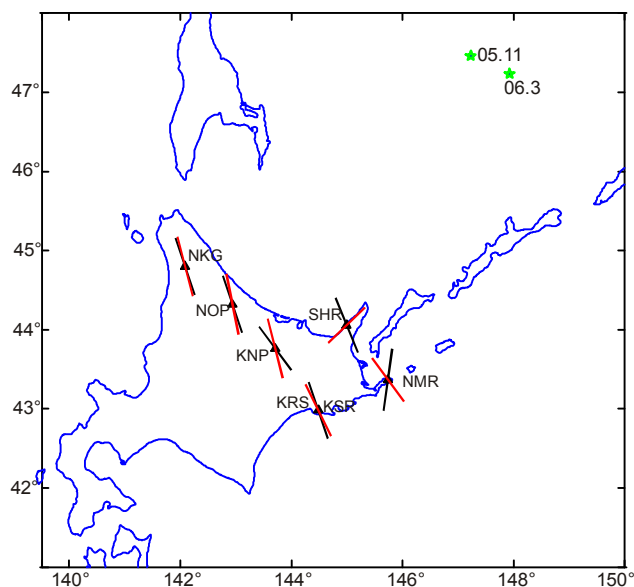


Рис. 3. Распределение наблюдаемых азимутов быстрой *S*-волны в области 6 станций вдоль северного Хоккайдо от двух глубокофокусных землетрясений близкой локализации в пространстве.

Азимуты быстрой *S*-волны отнесены к координатам станций. Звездочки показывают эпицентры землетрясений с указанием даты их происхождения (год, месяц).

S-волна с поляризацией вдоль подвижки ($\sim 128^\circ$). От второго события с косым направлением подвижки ($59^\circ/94^\circ$) источником излучались две расщепленные *S*-волны. В случае излучения источником одной *S*-волны, вторая *S*-волна с ортогональной поляризацией будет обменной на преломляющей границе раздела сред – на границе плита-мантия или неоднородностях верхней части среды. В этом случае время задержки δt будет соответствовать только трассе от преломляющей границы до станции. Анализ параметров расщепленных *S*-волн в области Хоккайдо показывает на необходимость учета фокальных механизмов при интерпретации данных.

Распределение параметров *S*-волн от коровых землетрясений под Южным Сахалином

На рис. 4 представлены результаты измерения параметров расщепленных *S*-волн от коровых землетрясений за период март–октябрь 2005 г. в области трех станций BSK, OJD и ZGR (рис. 2). Станции расположены в сейсмоактивной зоне вдоль Центрально-Сахалинского разлома. Коровая сейсмичность в области станций локализуется на глубине 5–15 км, организуясь в кластеры. Азимуты поляризации быст-

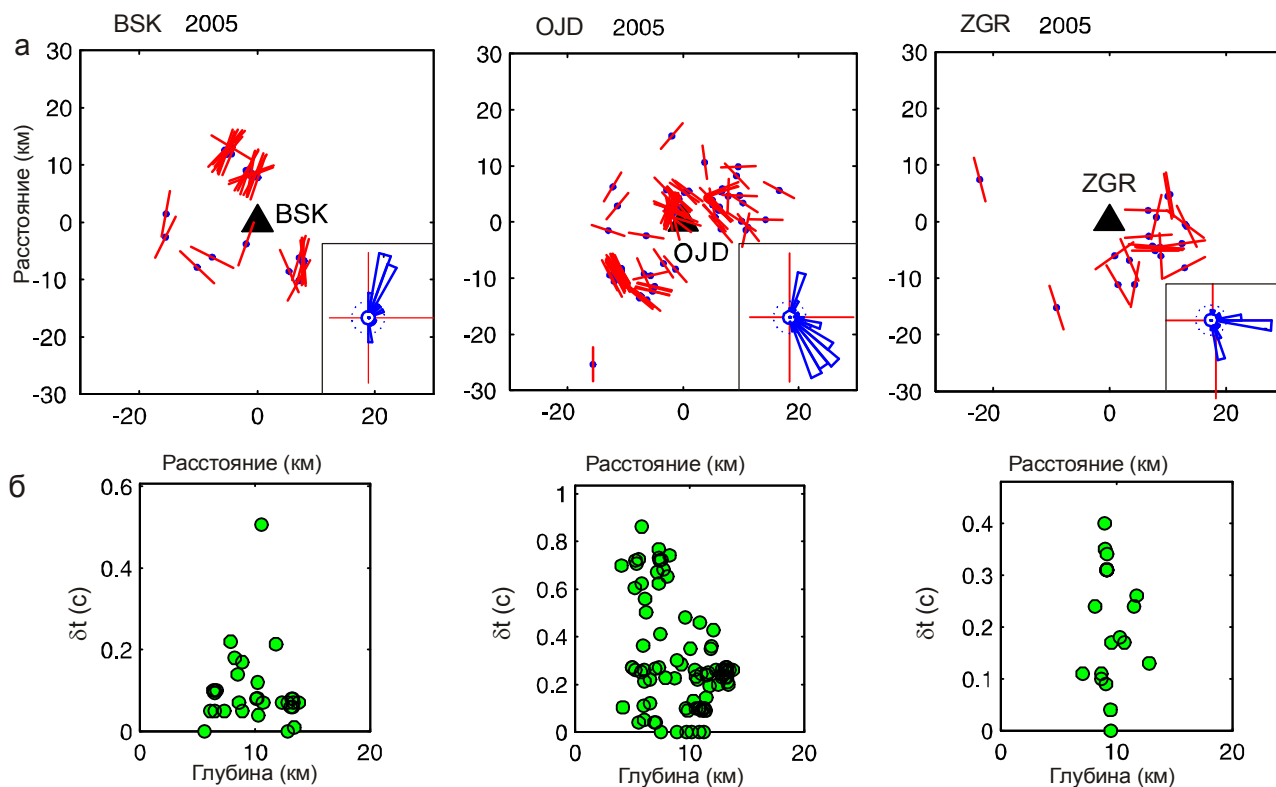


Рис. 4. Распределение наблюдаемых параметров расщепленных S -волн от коровых землетрясений в области станций BSK, OJD и ZGR за период 2005 г.

а – распределение азимутов быстрой S -волны в области станций. Азимуты отнесены к координатам эпицентров землетрясений. Треугольники показывают положение станций. На врезке – частотное распределение наблюдаемых азимутов быстрой волны. б – изменение разности времен прихода S -волн (δt) в зависимости от фокальной глубины событий.

рой S -волны ориентируются преимущественно вдоль ССВ и В-ЮВ направлений. Под станцией BSK φ доминируют вдоль ССВ, под OJD – вдоль ЮВ и под ZGR вдоль восточных направлений. Степень анизотропии в области станций BSK, OJD и ZGR оценивается в среднем около 2, 5–15 и 4 % соответственно. Максимальные значения δt фиксируются при ориентации φ вдоль ССВ и ЮВ направлений. Повышенные значения времен прихода S -волн до 0.5–0.9 с могут быть связаны с ориентацией минералов, сланцев, текстурой осадочных пород, которые имеют высокую степень анизотропии и чувствительны к изменению термодинамического состояния среды.

АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ РАСЩЕПЛЕННЫХ S -ВОЛН

Анализ данных для области Южного Сахалина показывает, что параметры расщепленных S -волн изменяются в зависимости от направления (эпицентр–станция). На рис. 5а показаны векторные диаграммы изменения φ , δt и соотношения амплитуд S -волн ($R = A_{S1}/A_{S2}$) в зависимости от направления эпицентр–станция в области станций KKH, OJD, ZGR и OSM,

также изменение φ , δt в области станции IRIS YSS по данным от глубокофокусных землетрясений 1992–1995 гг. из работы [29] (рис. 5б). На диаграммах хорошо прослеживается изменение в ориентации φ относительно северного направления. При западных азимутах на станцию (СЗ квадрант) φ ориентируются на ССВ. Повышенные значения δt (> 1.5 с) отмечаются при распространении волн в СВ ($\pm 180^\circ$) направлениях. Подобная картина в изменении ориентации φ в зависимости от направления наблюдается и от коровых событий в области станций BSK и OJD (рис 4а): в СВ квадранте ($\pm 180^\circ$) φ доминируют на СЗ, а в СЗ квадранте ($\pm 180^\circ$) – на СВ.

Значительные изменения зафиксированы в соотношении амплитуд расщепленных S -волн, например, повышенные амплитуды медленной S -волны (рис. 5а). На рис. 6 показан пример сейсмограмм и траектории смещения расщепленных S -волн с преобладанием амплитуды медленной S -волны под станцией OJD от землетрясения под заливом Анива. Медленная S -волна со смещением на СЗ является эллиптической и по амплитуде почти в два раза превышает быструю волну

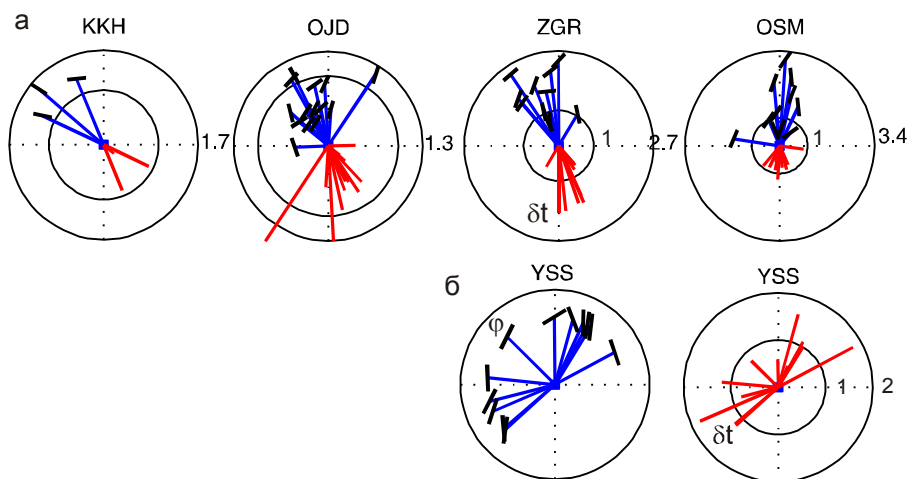


Рис. 5. а – изменение отношения амплитуд S -волн ($R = A_{S1}/A_{S2}$), азимута поляризации быстрой волны (φ) и разности времени прихода S -волн (δt) в зависимости от направления распространения волн в области 4-х станций.

Отношение амплитуд выстроено вдоль азимута эпицентр–станция и длиной R , а δt – в обратном направлении с длиной, пропорциональной δt . В концевых точках векторов R вынесены азимуты поляризации быстрой S -волны. Радиус внешнего круга соответствует максимальному значению R , а внутренний – $R = 1$.

б – изменение ориентации φ и δt в зависимости от направления распространения эпицентр–станция по данным из работы [27].

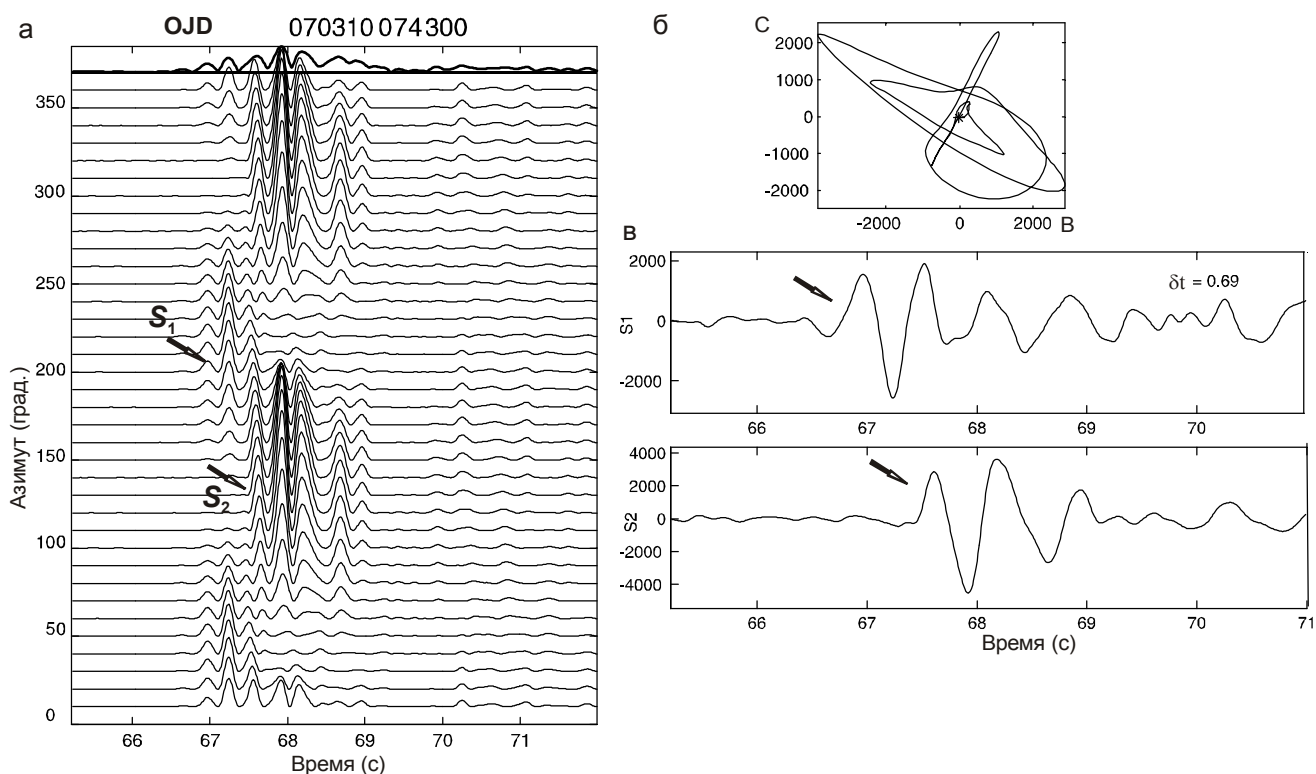


Рис. 6. Пример расщепления поперечных волн от глубокофокусного землетрясения (10.03.2007), зарегистрированного станцией OJD.

а – азимутальные сейсмограммы в интервале S -волн. Сейсмограммы построены в горизонтальной плоскости с шагом по азимуту в 10° и отсчетом от севера. Быстрая (S_1) и медленная (S_2) волны указаны стрелкой.

б – проекция траектории смещения S -волн на горизонтальную плоскость. Звездочкой отмечена начальная точка траектории.

в – сейсмограммы S_1 , S_2 -волн построены вдоль векторов поляризации соответствующих S -волн. Разность времен прихода S -волн (δt) указана в верхнем углу.

со смещением вдоль СВ-ЮЗ (рис. 6б, в). Быстрая S -волна характеризуется поляризацией, близкой к линейной, и меньшим периодом колебаний.

Отклонение траектории колебаний сейсмических волн от линейной поляризации к эллиптической и различия в соотношении амплитуд S -волн в зависимости от направления распространения указывают на проявление вязкоупругих свойств среды. В вязкоупругих анизотропных средах в общем случае объемные волны становятся неоднородными и характеризуются отклонением вектора затухания от направления распространения волны. Исключением может быть S -волна, поляризованная нормально к плоскостям симметрии (SH -волна), которая остается практически однородной с затуханием вдоль направления распространения волны. Распространение S -волн с разным типом поляризации (линейной и эллиптической) и степенью затухания типично для трансверсально-изотропных вязкоупругих сред [4, 6].

В области станции OJD наблюдается доминирование амплитуды медленной волны ($R < 1$) и азимута поляризации быстрой S -волны вдоль ССВ-СВ направлений. Минимальное затухание медленной волны фиксируется вдоль СЗ, а максимальное – вдоль З-ЮЗ ($\pm 180^\circ$) направлений. Обратная картина затухания отмечается для линейно-поляризованной быстрой S -волны типа SH . При выравнивании амплитуд S -волн ($R \sim 1$) отмечается увеличение времени задержки δt . Более быстрое затухание SH -волны в некоторых направлениях распространения связано с проблемой ее выделения на фоне рассеянных волн.

В области прибрежной станции ККН колебания S -волн близки к линейной поляризации, характеризуются более высокими частотами и степенью рассеяния волн, быстрая S -волна доминирует по амплитуде (рис. 5а). Это свидетельствует о проявлении более упругих/жестких свойств среды.

Для сопоставления характера волновых колебаний под разными станциями проведена оценка степени эллиптичности траектории смещения в быстрой и медленной S -волнах по соотношению главных осей эллипсоида $e = \lambda_2 / \lambda_1$, определенных на основе сингулярного разложения во временном интервале вектора смещения S -волны. Результатом сингулярного разложения являются три собственных значения $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$ и соответствующие им собственные векторы \mathbf{X}_m , которые достаточно полно характеризуют форму, величину энергии и направление главных осей эллипсоида, аппроксимирующего смещение частиц внутри временного интервала [1]. Энергия помех оценивается как λ_3 для эллиптически поляризованных волн и как $(\lambda_2 - \lambda_3)/2$ для линейно-поляризо-

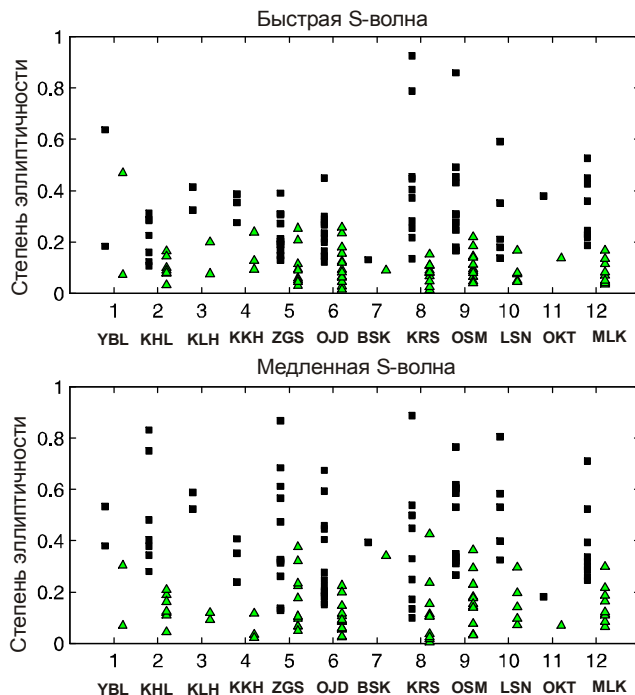


Рис. 7. Изменение степени эллиптичности (квадрат) и уровня энергии помех (треугольник) во временном интервале быстрой и медленной S -волн от глубокофокусных событий в области станций Южного Сахалина.

ванных волн. На рис. 7 представлены значения степени эллиптичности ($e = \lambda_2 / \lambda_1$) и уровня помех (λ_3), определенных во временных интервалах быстрой и медленной S -волн от глубокофокусных событий в области станций. Степень эллиптичности быстрой S -волны не превышает в среднем 0.4 при уровне помех меньше 0.3. Более высокие значения степени эллиптичности (> 0.6) наблюдаются от некоторых событий под станциями YBL, KRS, OSM. Степень эллиптичности медленной S -волны имеет более высокие значения – до ~ 0.8 для большинства станций, кроме ККН, YBL, хотя уровень шумов (λ_3) значительно не отличается от уровня шума в области быстрой волны. Увеличение энергии помех отмечается под станциями восточного побережья KRS, LSN, OSM и уменьшение энергии помех – под станциями западного побережья ККН, KLH, YBL.

Результаты анализа характеристик расщепленных S -волн показывают их зависимость от пространственного направления распространения волны и от положения станции, что может быть связано с изменением реологических свойств среды, а также с типом симметрии среды и ориентации осей симметрии в пространстве. По волновым характеристикам выделяются две области под Южным Сахалином – цен-

тральная часть (группа **A** – OJD, ZGR, BSK, KRS, OSM, LSN) и прибрежные области (группа **B** – YBL, KHL, KLH, KKH, OKT, MLK).

Для выявления особенности распределения параметров расщепленных S -волн проведено моделирование распространения волн в рамках эффективной однородной модели анизотропной среды на основе лучевой теории [4, 6–8] и сопоставление с экспериментальными данными. Выбраны модели анизотропных упругих и вязкоупругих сред ромбической (PM) и трансверсально-изотропной (ТИ) симметрии. В моделировании использовались тензоры упругих параметров оливина [19, 22], серпентина [30] и пористо-трещиноватых сред. Мнимые части тензора упругих параметров взяты из работ [4, 17, 33]. При распространении сейсмических волн в вязкоупругих средах могут наблюдаться значительные отклонения в распределении φ , δt от азимутальной анизотропии, изменение амплитудных и поляризационных характеристик P - и S -волн, степени поглощения волн в зависимости от направления распространения.

Результаты моделирования пространственного распределения φ , δt в области станций группы **A** показывают, что оптимальной моделью вязкоупругой среды в мантии, отвечающей наблюдаемым данным, является модель ромбической симметрии (E-тип оливина [19]) с горизонтальной ориентацией быстрой a -оси [100] оливина в СВ (40–60°) направлении, средней c -оси [010] – в СЗ-СЗЗ (330°) и падением около 30° относительно горизонтальной плоскости. На рис. 8а представлены распределения параметров φ , δt , вычисленных для вязкоупругой среды ромбической симметрии, и наблюдаемых данных в области станций группы **A**. Хорошее подобие в изменении ориентации φ отмечается относительно северного направления и в распределении максимальных значений δt вдоль СВ направлений. На рисунках 8б и 8в показаны результаты моделирования для вязкоупругой ТИ модели среды (серпентин [30]) и упругой PM симметрии (оливин [22]). В ТИ модели среды ось симметрии ориентирована вдоль 330° с 30° падением относительно горизонтальной плоскости и согласуется с направлением c -оси в предыдущей PM модели среды (рис. 8а). Неплохое соответствие между теоретическими и наблюдаемыми данными отмечается для ТИ модели среды, но проявляется несоответствие для экспериментальных азимутов субмеридиональных направлений. Большее расхождение между модельными и наблюдаемыми данными отмечается для упругой ромбической среды.

В пользу вязкоупругой ромбической модели среды (рис. 8а) свидетельствует также хорошее соот-

ветствие в изменении степени эллиптичности поляризации быстрой и медленной S -волн в зависимости от направления распространения. На рис. 9 показаны траектории смещения в S -волнах в вертикальной (XZ) и горизонтальной (XY) проекции вдоль фазового фронта волн без учета их амплитуд. Расчеты показывают, что степень эллиптичности волн меняется относительно северного направления и степень эллиптичности медленной волны изменяется более значительно. Средние оценки отношения эллиптичности траектории смещений в расщепленных волнах дают величины в пределах 2–4, отражая повышенную степень эллиптичности медленной волны, что хорошо согласуется с экспериментальными данными (рис. 7б, 8а). Различие степени эллиптичности S -волн от направления свидетельствует также об анизотропии затухания среды. Оценки затухания/добротности по соотношению фазовых и лучевых скоростей расщепленных S -волн показывают их изменение от направления с минимальной добротностью около $Q \sim 200$ –300 в рамках выбранной модели среды [7, 8]. Такие значения Q отмечаются под вулканическими и сейсмоактивными областями [10, 26].

Доминирование той или иной системы дислокационного скольжения (течения) определяется по наибольшей скорости деформаций при наименьших энергетических затратах. Этому направлению будет соответствовать понижение вязкости и затухания сейсмических волн с поляризацией, ориентированной вдоль течения. Рассматриваемая вязкоупругая ромбическая модель под Южным Сахалином согласуется с развитием мантийного течения на ССЗ в соответствии с ориентацией оси [001] вдоль сдвигового направления и (100)/(010) плоскости параллельно сдвиговой плоскости при условии повышенного содержания воды [18]. Учитывая повышенный тепловой поток в области Южного Сахалина, проявление грязевого вулканизма, возможно и развитие объемной сетки ослабленных зон, обогащенных расплавом в верхней мантии [15, 16]. Появление частичного плавления приводит к более сложной системе скольжений, отклонению c -оси на 20–30° от сдвиговой плоскости, понижению степени анизотропии и вязкости среды. Модели анизотропии мантии с водонасыщением и подплавлением используются для объяснения ориентации φ вдоль дуги под вулканическими областями, в зонах спрединга [18–20, 23].

Под областью прибрежных станций группы **B** распределение теоретических и наблюдаемых данных представлено на рис. 10 для двух моделей среды: 1) модель вязкоупругой среды ТИ симметрии (серпентин [30]) с направлением оси симметрии на

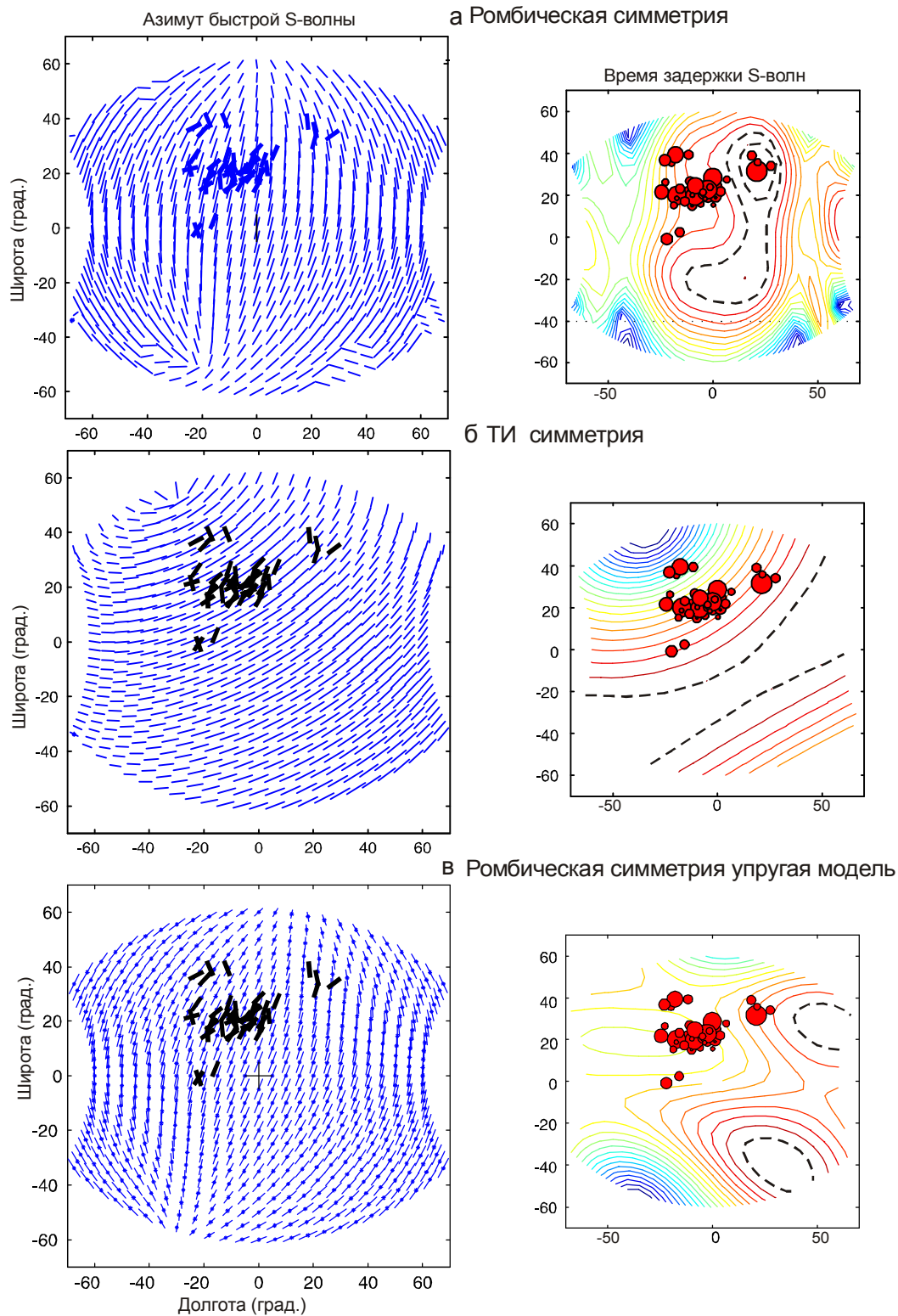


Рис. 8. Распределение теоретических векторов поляризации быстрой S -волны и разности времен прихода S -волн, рассчитанных для вязкоупругой модели среды ромбической (а), трансверсально-изотропной (ТИ) (б) симметрии и упругой ромбической модели среды (в).

Данные представлены в полярной проекции. Наблюдаемые данные в области станций группы А спроектированы на горизонтальную плоскость относительно положения каждой станции (0,0). Наблюдаемые азимуты быстрой волны показаны жирным отрезком прямой, время задержки волн показано кружком, размер которого пропорционален δt . Изолинии максимальных теоретических значений δt выделены пунктирной линией.

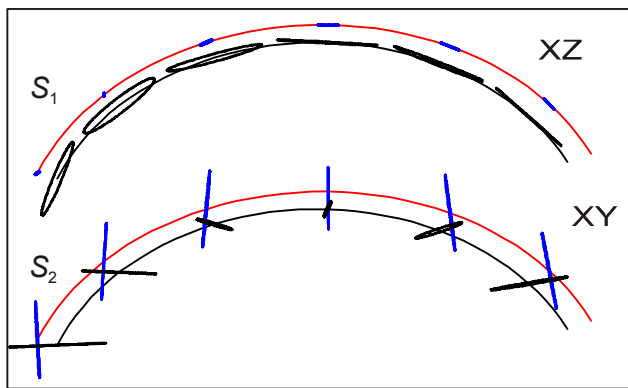


Рис. 9. Траектории смещения частиц в быстрой (S_1) и медленной (S_2) волнах вдоль участка волнового фронта в вертикальной (XZ) и горизонтальной (XY) проекциях для вязкоупругой модели ромбической симметрии.

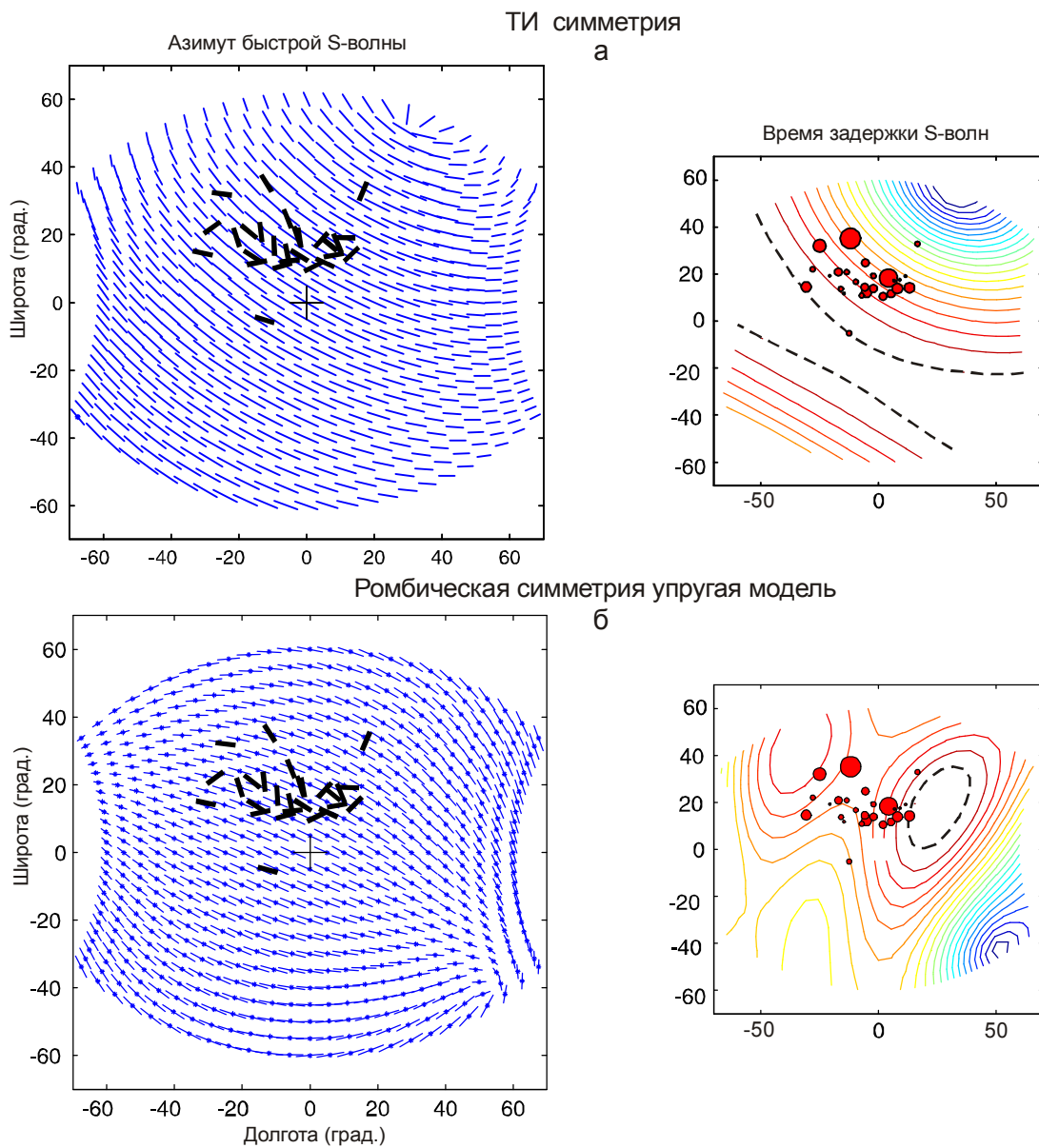


Рис. 10. То же, что на рис. 9, но для наблюдаемых данных в области станций группы В для вязкоупругой ТИ (а) и упругой ромбической (б) моделей среды.

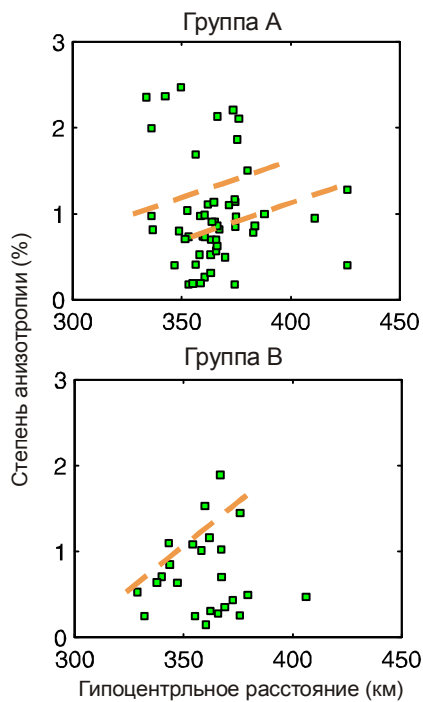


Рис. 11. Изменение степени анизотропии среды (α) от гипоцентрального расстояния событий, зарегистрированных в области станций групп **A** и **B**.

Пунктирной линией показан аппроксимирующий график нарастания α с увеличением гипоцентрального расстояния.

ССВ (30°) и падением на 20° относительно горизонтальной плоскости; 2) модель упругой ромбической среды (Е-тип оливина [19]) с ориентацией *a*-оси оливина на северо-восток (140°) и *b*-оси на северо-восток с углом наклона 50° от вертикальной оси. Сравнительный анализ данных показывает, что модель ТИ симметрии вязкоупругой среды отвечает лучше наблюдаемым данным (рис. 10а). Необходимо отметить, что ориентация осей симметрии ТИ модели среды отличается от ориентации в моделях, выбранных для группы **A**. Принимая во внимание невысокие значения δt , наблюдаемые под прибрежными станциями, предполагается, что ТИ модель отражает анизотропию верхней части среды – литосферу.

По экспериментальным значениям разности времен прихода расщепленных *S*-волн проведена оценка степени анизотропии среды α (1) от событий по двум группам станций **A** и **B**. На рис. 11 показано распределение степени анизотропии в зависимости от гипоцентрального расстояния событий. Максимальные значения δt наблюдаются от событий с фокальной глубины 250–350 км. Под группой **A** α стабилизируются на уровне $\sim 2.3\%$ и 1% . Под группой **B** α нарастает постепенно с увеличением гипоцент-

рального расстояния до 2% , стабилизируясь на уровне $\sim 1\%$. Степень анизотропии среды до глубины 350 км оценивается около $1\text{--}2\%$ под станциями группы **A** и около $0.5\text{--}1.5\%$ под станциями группы **B**.

ВЫВОДЫ

Анализ параметров расщепленных *S*-волн от глубокофокусных землетрясений и характер их распределения в пространстве свидетельствуют о взаимосвязи геометрии погружающейся Тихоокеанской плиты с мантийными течениями и горизонтальной неоднородности реологических свойств среды под Южным Сахалином и северным Хоккайдо.

Сейсмическая анизотропия под станциями западного побережья Южного Сахалина может быть описана трансверсально-изотропной моделью среды с ориентацией оси симметрии на север-северо-восток и падением $\sim 20^\circ$ от горизонтальной плоскости. Учитывая невысокие значения разности времен прихода *S*-волн, предполагается, что данные отражают анизотропию верхней части мантии (литосферы) и ориентации азимута быстрой волны согласуются с направлением регионального сжатия. Степень анизотропии мантии оценивается около $0.5\text{--}1.5\%$.

Анизотропия мантии под центральной частью Южного Сахалина может быть описана в рамках вязкоупругой ромбической модели среды с ориентацией средней оси оливина на ССЗ-СЗ с погружением около 30° от горизонтальной плоскости и быстрой оси, ориентированной на СВ. Ориентация осей симметрии в мантии соответствует водонасыщенной мантии с течением вдоль средней оси оливина. Степень анизотропии мантии оценивается около $1\text{--}2\%$.

Измерения параметров расщепленных *S*-волн от двух глубокофокусных землетрясений в области 6 станций вдоль северного Хоккайдо показали согласованность в направлении поляризации быстрой *S*-волны с направлением предполагаемого течения в мантии на $320\text{--}340^\circ$ под Южным Сахалином. Степень анизотропии среды оценивается около $1.5\text{--}2.5\%$. Отмечается зависимость разности времен прихода *S*-волн от диаграммы направленности излучения *S*-волн, фокального механизма.

Анализ параметров расщепленных *S*-волн от коровых землетрясений в центральной части Южного Сахалина показал доминирование азимутов поляризации быстрой *S*-волн в В, ЮВ и СВ направлений под станциями BSK, OJD и ZGR, соответственно, отражающих систему сдвиговых деформаций в Центрально-Сахалинском разломе. Степень анизотропии от коровых землетрясений оценивается в пределах $2\text{--}15\%$ в зависимости от напряженного состояния

среды и положения станции. Высокая степень анизотропии среды может быть обусловлена ориентацией высокоанизотропных минералов, сланцеватостью пород и др.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен Сахалинскому филиалу Геофизической службы РАН и японскому Национальному исследовательскому институту наук о Земле и предотвращении катастрофических явлений (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention) за предоставление сейсмологических данных. Автор благодарен рецензентам за ценные замечания, которые способствовали улучшению рукописи.

Работа поддержана программой Президиума РАН (№16) и Президиума ДВО РАН (гранты № 09-I-П16-10, № 09-III-A-08-443).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лунева М.Н., Сафонов Д.А. Сейсмическая анизотропия под Южным Сахалином по параметрам S-волн от местных глубокофокусных землетрясений // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 96–106.
2. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–23.
3. Рождественский В.С. Роль сдвигов в структуре Сахалина // Геотектоника. 1982. № 4. С. 99–111.
4. Червени В., Пшенчик И. Траектории смещения частиц в плоских волнах в вязкоупругой анизотропной среде // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 5. С. 557–567.
5. Чесноков Е.М., Краснова М.А., Абасеев С.С. и др. Изучение поляризации поперечных волн от местных землетрясений малых энергий // Сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1992. С. 34–48.
6. Cerveny V., Psencik I. Plane waves in viscoelastic anisotropic media – I. Theory // Geophys. J. Int. 2005. V. 161. P. 197–212.
7. Cerveny V., Psencik I. Energy flux in viscoelastic anisotropic media // Geophys. J. Int. 2006. V. 166. P. 1299–1317.
8. Cerveny V., Psencik I. Quality factor Q in dissipative media // Geophysics. 2008. V. 73, N 4. P. T63–T75.
9. Conrad C. P., Behn M.D., Silver P.G. Global mantle flow and the development of seismic anisotropy: Differences between the oceanic and continental upper mantle // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. P. B07317.
10. Eberhart-Phillips D., Reyners M. Three-dimensional distribution of seismic anisotropy in the Hikurangi subduction zone beneath the central North Island, New Zealand // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. B06301. doi:10.1029/2008JB005947.
11. Fischer K.M., M.J. Fouch D.A. Wiens M.S. Boettcher anisotropy and flow in Pacific subduction zone back-arcs // Pure Appl. Geophys. 1998. V. 151. P. 463–475.
12. Fouch M.J., Fischer K.M. Mantle anisotropy beneath northwest Pacific plate // J. Geophys. Res. 1996. V. 101, N B7. P. 15987–16002.
13. Fournier M., Jolivet L., Huchon P. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N. B 2. C. 2701–2725.
14. Fukao Y., Widiyantoro S., Obayashi M. Stagnant slab in the upper and lower mantle transition region // Rev. Geophys. 2001. V. 39. P. 291–323.
15. Holtzman B.K., Kohlstedt D.L., Zimmerman M.E. et al. Melt segregation and strain partitioning: Implications for seismic anisotropy and mantle flow // Science. 2003. V. 301. P. 1227–1230.
16. Holtzman B.K., Kohlstedt D.L., Morgan J.P. Viscous energy dissipation and strain partitioning in partially molten rocks // J. Petrology. 2003. V. 46, N. 12. P. 2569–2592.
17. Jacobsen M., Johansen T.A., McCann C. The acoustic signature of fluid flow in complex porous media // J. Appl. Geophys. 2003. V. 54. P. 219–246.
18. Kaminski E. Interpretation of seismic anisotropy in terms of mantle flow when melt is present // Geophys. Res. Letters. 2006. V. 33. P. L02304. doi:10.1029/2005GL024454.
19. Katayama I., Jung H., Karato S. New type of olivine fabric from deformation experiments at modest water content and low stress // Geology. 2004. V. 32, N. 12. P. 1045–1048.
20. Katayama I., Hirauchi K., Michibayashi K., Ando J. Trench-parallel anisotropy produced by serpentine deformation the hydrated mantle wedge // Nature. 2009. V. 461. P. 1114–1118.
21. Kneller E. A., van Keken P. E., Karato S., Park J. B-type olivine fabric in the mantle wedge: Insights from high-resolution non-Newtonian subduction zone models // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 237. P. 781–797.
22. Kumazawa M., Anderson O.L. Elastic moduli, pressure derivatives of single-crystal olivine and single-crystal forsterite // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 5961–5972.
23. Lassak T.M., Fouch M.J., Hall C.E., Kaminski E. Seismic characterization of mantle flow in subduction systems: can we resolve a hydrated mantle wedge? // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. 243. P. 632–649.
24. Luneva M.N., Lee J.M. Shear wave splitting beneath South Kamchatka during 3-year period associated with the 1997 Kronotsky Earthquake // Tectonophysics. 2003. V. 374. P. 135–161.
25. Miller M.S., Kennett B.L., Gorbatov A. Morphology of distorted slab beneath the Hokkaido corner // Phys. Earth Planet. Inter. 2006. V. 156. P. 1–11.
26. Morozov I.B. Geometrical attenuation, frequency dependence of Q, and the absorption band problem // Geophys. J. Int. 2008. V. 175. P. 239–252.
27. Nakajima J., Shimizu J., Hori S., Hasegawa A. Shear wave splitting beneath the southwestern Kurile arc and northwestern Japan arc: A new insight into mantle return flow // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33, N 5. L05305.
28. NEIC, <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>, National Earthquake Information Center.
29. NIED, <http://www.bosai.go.jp>, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention.
30. Reynard B., Hilaret N., Balan E., Lazen M. Elasticity of serpentine and extensive serpentinization in subduction zones // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. P. L113307. doi: 10.1029/2007GL030176.
31. Sandvol E., Ni J. Deep azimuthal seismic anisotropy in the

- southern Kurile and Japan subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102, N B5. P. 9911–9922.
32. Schellart W.P., Jessell M.W., Lister G.S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insight from analogous modeling // *Tectonics*. V. 22, N 5. P. 1047–1064.
33. Schoenberg M., Helbig K. Orthorhombic media: modeling elastic wave behavior in vertically fractured earth // *Geophysics*. 1997. V. 62. P. 1954–1974.
34. Tono Y., Fukao Y., Kunugi T., Tsuboi S. Seismic anisotropy of the Pacific slab and mantle wedge beneath the Japanese islands // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. P. B07307. doi:10.1029/2009JB006290, 2009

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

M. N. Luneva

Seismic anisotropy distribution beneath South Sakhalin

Shear wave splitting parameters from local deep focus and crustal earthquakes beneath South Sakhalin and Northern Hokkaido have been measured. The study of the split shear wave amplitude, polarization and splitting parameter distribution reveals their interrelationship with the subducted Pacific Plate geometry and horizontal heterogeneity of the rheological properties/viscosity of the medium. Comparison of observed data with those modeled in anisotropic media allows a mantle flow to be NNW-oriented beneath South Sakhalin and Northern Hokkaido. Based on the split shear wave time delays mantle anisotropy degree is estimated to be around 1-2% beneath South Sakhalin and 1.5-2.5% beneath Northern Hokkaido. A relatively high anisotropy (2-15%) from local crustal earthquakes is found beneath the Central Sakhalin Fault.

***Key words:* seismic anisotropy, shear wave splitting, crust and deep-focus earthquakes, South Sakhalin**

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ
ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ МАГМ ВУЛКАНОВ ГОРЕЛЫЙ И
МУТНОВСКИЙ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)**

**А.А. Чащин¹, Ю.А. Мартынов¹, А.Б. Перепелов², Н.И. Екимова¹,
Т.П. Владимирова²**

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159а, г. Владивосток,
690022, e-mail: achashchin@mail.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского 1А, г. Иркутск, 664033,
e-mail: region@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 25 сентября 2007 г.

На основании детального изучения минералогических и геохимических составов основных эффузивов современных построек вулканов Горелый (Q_3^4 – Q_4^4) и Мутновский (Q_3^2 – Q_4^4), а также результатов численного моделирования (программа “Комагмат”) выполнена оценка роли фракционной кристаллизации, флюидного режима и геодинамических условий в петрогенезисе исследованных базальтоидов. Особенности эволюции магм двух вулканов дают основание предполагать, что, начиная с позднего плейстоцена (Q_3^4), вся рассматриваемая территория испытала изменение геодинамического режима с усилением роли растягивающих напряжений в ее развитии.

Ключевые слова: базальты, минералогия, геохимия, вулканы Мутновский и Горелый, Камчатка

ВВЕДЕНИЕ

Из всех известных долгоживущих вулканических центров Южной Камчатки наиболее детально изученными являются действующие вулканы Горелый и Мутновский. В опубликованных работах приведены главным образом детальные сведения о геологическом строении и динамике вулканической активности этих вулканов [6–8, 15, 18, 21, 22], а также достаточно подробные данные о минералогическом составе пород [10–12] и их петрогеохимических особенностях [12, 14, 24, 27]. Вместе с тем, в литературе практически отсутствуют данные об эволюции магматических расплавов вулканических центров. Немногочисленна информация и о физико-химических условиях кристаллизации вулканитов, что не позволяет решать многие вопросы петрогенезиса и реконструкции геодинамических условий формирования.

В настоящей работе сделана попытка в какой-то мере восполнить этот пробел на основе минералогического и геохимического изучения представительных образцов, отобранных авторами при полевых исследованиях в районе вулканов Горелый и Мутновский в 1985–1989 гг. Основное внима-

ние было уделено петрологическому исследованию посткальдерных базальтовых и андезибазальтовых лав влк. Горелый. Данные по основным породам влк. Мутновский использовались для сравнения.

Для интерпретации полученных результатов был использован программный комплекс “Комагмат”, который позволяет рассчитать термодинамические параметры кристаллизации пород, последовательность выделения минералов и химическую эволюцию расплава по мере равновесной или фракционной кристаллизации базальтовой магмы [4]. Хорошие результаты практического применения этой программы при решении вопросов петрогенезиса островодужных вулканитов были продемонстрированы в ряде работ [2–4, 13].

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Согласно геофизическим данным, мощность континентальной коры Южной Камчатки варьирует от 30 км на северо-западе до 15–20 км – на востоке [25]. Вулканы Горелый и Мутновский расположены вблизи Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций, в пределах крупной отрицательной гра-

витационной аномалии – Толмачевско-Гореловской депрессии [22]. Расположенный восточнее влк. Мутновский относится также к градиентной геофизической зоне, которая интерпретируется как система крутопадающих сбросов, ограничивающая с запада складчато-глыбовую зону Берегового хребта [22].

Фундаментом для голоценовых вулканитов влк. Горелый служат дислоцированные ранне-среднемиоценовые кислые эффузивы березовской свиты и позднемиоцен-плиоценовые вулканогенно-осадочные образования алнейской серии. В основании влк. Мутновский картируются дислоцированная толща зеленокаменно-метаморфизованных и кремнистых вулканических и вулканогенно-осадочных отложений палеоген-неогенового возраста, а также слабодислоцированная толща, сложенная преимущественно вулканическими породами среднего-кислого состава позднемиоцен-плиоценового возраста. Эти отложения с угловым несогласием перекрывают вулканиты алнейской серии [22].

Вулкан Горелый по своей морфологии относится к сложным кальдерным стратовулканам [9], сформированным в результате трех крупных этапов вулканической активности (рис. 1).

Первый, *докальдерный* (Q_2), связан с формированием древней постройки щитового вулкана пра-Горелый. В настоящее время в уступах кальдеры сохранились только отдельные его фрагменты, сложенные потоками базальтов, андезитов, андезидацитов и дацитов, отдельными дайками и экструзивными телами андезидацитового и дацитового состава. Реликты щитового вулкана в виде слоистого плато сохранились также в районе истоков рек Опала и Паратунка [8].

Во второй, *кальдерный этап* (Q_3^3 , 33–34 тыс. лет), в результате серий катастрофических извержений кислой пирокластики (пемза, игнимбриты) произошло формирование обширного плато площадью в 600 км^2 [5] с объемом вулканических продуктов $\sim 100 \text{ км}^3$, а в вершинной части вулкана пра-Горелый возникла кальдера размером $13 \times 12 \text{ км}$ [8].

Третий, *посткальдерный этап* развития влк. Горелый, объект нашего исследования, связан с формированием раннего посткальдерного комплекса (Q_3^{3-4}) и сложной современной постройки (Q_3^4 – Q_4^4). Первый представлен лавами базальт-дацитового ряда, излияние которых произошло из моногенных вулканических аппаратов, расположенных на внешних юго-западных склонах вулкано-структуры. Современная вулканическая постройка (Q_3^4 – Q_4^4) – щитообразный с пологими склонами вулканический хребет, вытянутый на 7 км в

западно-северо-западном направлении. По результатам тефрохронологических исследований [15, 22], в ее становлении можно выделить шесть крупных циклов голоценовой вулканической активности.

В первый цикл (Q_3^4) в результате излияния лав базальт-андезитового ряда произошло формирование крупного конуса влк. Горелый-I в центральной части кальдеры.

Второй цикл (Q_4^1) характеризовался развитием конуса влк. Горелый-II и появлением большого количества побочных прорывов магмы на склонах современной постройки. Вершинную часть влк. Горелый-II венчают остатки трех больших кратеров и группа гнездовых кратеров меньшего диаметра, перекрывающих друг друга. Состав пород варьирует от базальтов до андезитов с преобладанием андезибазальтов. В этот же период времени произошло заложение трещинной (рифтогенной в понимании [22]) зоны, которая стала основной магмопроводящей структурой на завершающей стадии развития современной постройки (рис. 2).

Третий цикл (Q_4^2) вулканической деятельности связан с формированием на юго-восточном склоне влк. Горелый-II самого молодого и малообъемного конуса Горелый-III. Склоны последнего осложнены рядом побочных прорывов, из которых происходили излияния лав преимущественно андезибазальтового состава. Практически одновременно на северо-западном и юго-западном склонах влк. Горелый-II в незначительных объемах изливались лавы среднего состава четвертого цикла (Q_4^2).

Последние два крупнейших эпизода вулканической активности пятого (Q_4^3) и шестого (Q_4^4) циклов связаны с извержением лав основного и среднего состава вдоль разветвленной рифтогенной зоны, пересекающей современную постройку, а также образующей короткое северо-западное ответвление на склоне влк. Горелый-I [22]. К этому же периоду вулканической активности, по-видимому, относится шлаковый конус, расположенный между горами Двугорбая и Скалистая. Сложен он мелкопорфировыми оливинowymi базальтами (обр. 5671a).

Вулкан Мутновский представляет собой сложное сооружение, ориентированное в северо-западном направлении и состоящее из четырех слившихся между собой двойных стратовулканов, осложненных многочисленными побочными шлаковыми конусами и лавовыми потоками на склонах. Развитие каждого стратовулкана протекало по единой схеме: рост конуса – образование вершинной кальдеры – рост внутрикальдерной постройки с последующим затуханием вулканической деятельности. После пространствен-

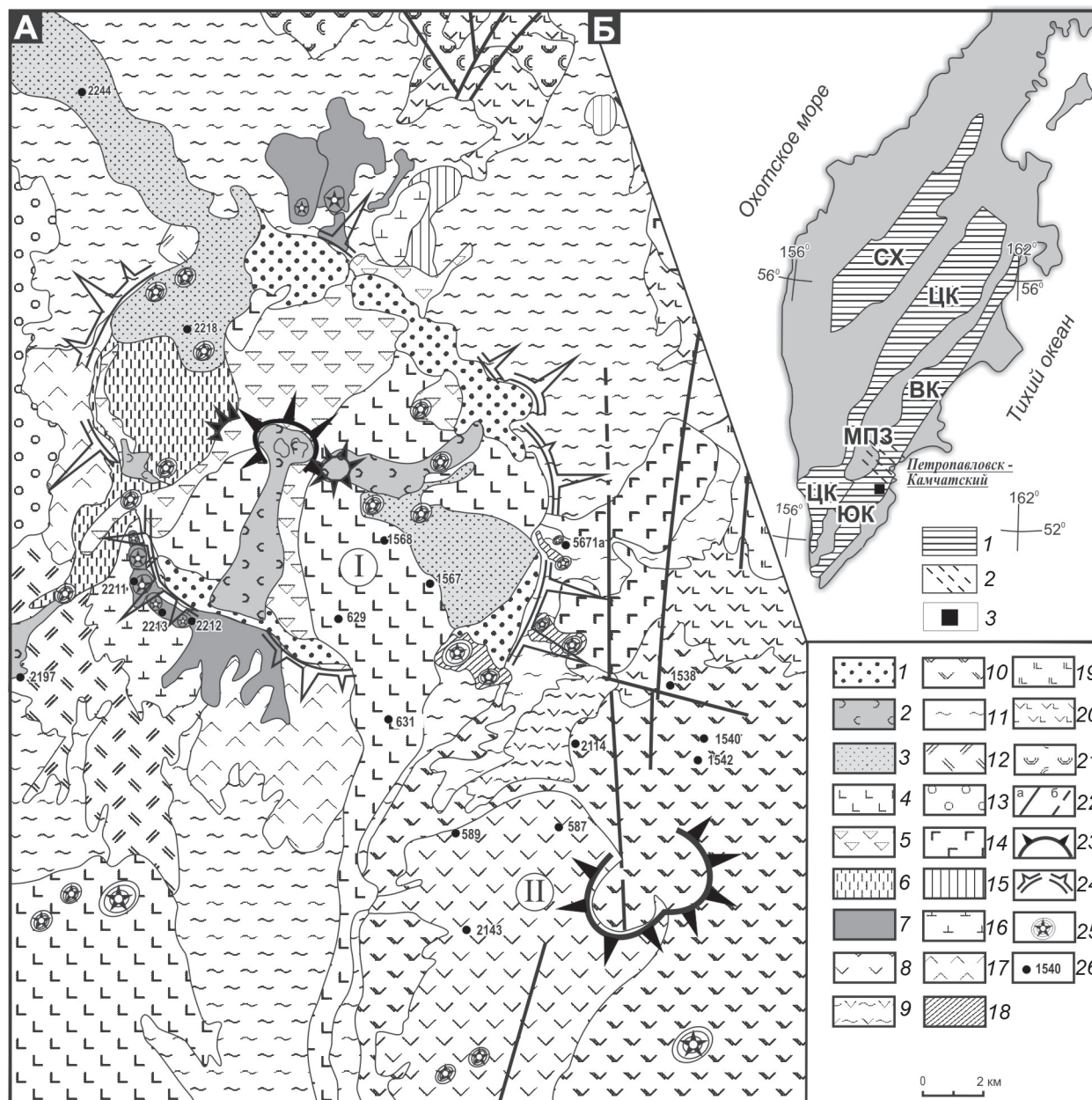


Рис. 1. Схематическая геологическая карта вулканов Горельий и Мутновский (по [21, 22 и др.], с изменениями и добавлениями авторов).

1 – комплекс водно-ледниковых, аллювиально-пролювиальных и озерных отложений с прослоями вулканических пеллов и шлаков кальдеры в. Горельий (Q_4^{1-4}); 2–6 – лаво-пирокластический комплекс современной постройки влк. Горельий: 2 – андезибазальты, андезиты VI цикла развития (Q_4^4 , 2,6 тыс. лет назад–ныне), 3 – базальты, андезибазальты, андезиты V цикла развития (Q_4^3 , 5,0–2,6 тыс. лет назад), 4 – базальты, андезибазальты, андезиты III цикла развития (Q_4^2), 5 – лавы и шлаки базальтового и андезибазальтового состава II цикла развития (Q_4^1), 6 – базальты, андезибазальты, андезиты I цикла развития (Q_3^4); 7 – базальты, андезибазальты, андезиты, дациты ранне-посткальдерного комплекса влк. Горельий (Q_3^{3-4}); 8–10 – лаво-пирокластический комплекс влк. Мутновский: 8 – базальты, андезибазальты (Q_4^4), 9 – пемзовый покров андезидацитового, андезидацитового состава (Q_3^4), 10 – базальты, андезибазальты, андезиты, дациты (Q_3^{2-3}); 11 – игнимбриты андезидацитового, дацитового состава влк. Горельий (Q_3^3), 12 – пемзы дацитового состава влк. Горельий (Q_3^3); 13 – ледниковые и водно-ледниковые отложения (Q_3^2); 14 – базальт-риолитовый комплекс вулканического хребта Двугорбая–Скалистая–Каменная (Q_{2-3}); 15 – экструзии дацитов, риодацитов, риолитов (Q_{2-3}); 16–17 – породы докальдерного комплекса влк. пра-Горельий (Q_2): 16 – андезиты, 17 – дациты, риодациты; 18 – базальты докальдерного комплекса влк. Горельий (Q_{2-3}); 19–20 – лаво-пирокластический комплекс влк. Жировской (N_2-Q_1): 19 – базальты, андезибазальты, андезиты и туфобрекчии (Q_1), 20 – лаво-пирокластические образования средне-основного состава (N_2); 21 – экструзии риодацитового и риолитового составов (N_2); 22 – тектонические нарушения: достоверные (а) и предполагаемые (б); 23 – гребни кратеров; 24 – контур кальдеры влк. Горельий; 25 – шлаковые конуса; 26 – место отбора образца. Вулканы: Горельий (I), Мутновский (II). На врезке: схема вулканических зон Камчатки, по [19]. 1 – вулканические зоны: СХ – Срединного хребта, ЦК – Центральной Камчатки, ВК – Восточной Камчатки, ЮК – Южной Камчатки; 2 – разломы, 3 – район работ. МПЗ – Малко-Петропавловская зона сдвиговых дислокаций.

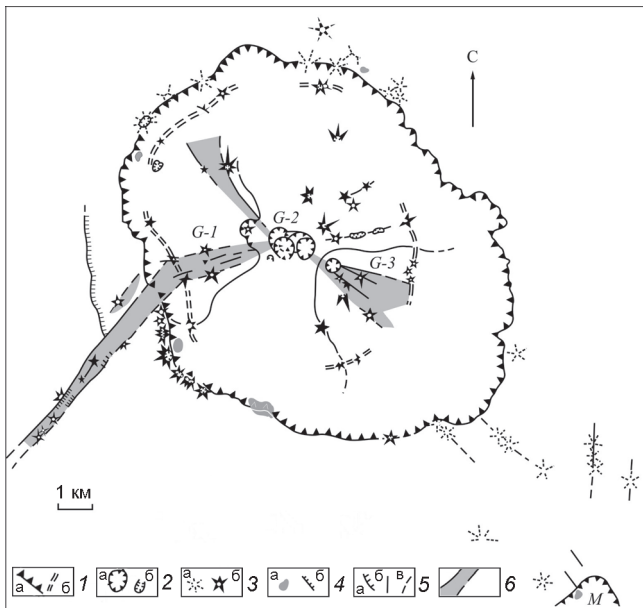


Рис. 2. Структурная схема влк. Горелый, по [22].

1 – контур кальдеры влк. Горелый по бровке уступа (а) и очертания блока предполагаемой дополнительной просадки (б); 2 – кратеры (а) и лавовые бокки (б); 3 – шлаковые конусы прорывов докальдерного и ранне-посткальдерного комплексов (а), побочные прорывы влк. Горелый (б); 4 – экструзии (а) и дайки (б); 5 – разломы с выраженным смещением блоков (а), безамплитудные (б), погребенные и предполагаемые (в); 6 – рифтовая система вулкана; G-1 – G-3 – конусы влк. Горелый; М – влк. Мутновский.

ного смещения выводного канала цикл возобновлялся на новом месте [21].

В *первый цикл* (Q_3^2) сформировался вулканический конус Мутновский-I, сложенный базальтами и андезибазальтами, с незначительной долей андезитов, андезидацитов и дацитов.

Во *второй цикл* (Q_3^3) был сформирован конус влк. Мутновский-II, жерло которого смещено от оси предшествующего на 3 км. Эта довольно хорошо сохранившаяся постройка представляет собой двойной вулкан типа Сомма-Везувий. Сложен он преимущественно базальтами, и только на северном склоне постройки обнаружены риодациты, а на северо-восточном и южном склонах – потоки андезитов.

Третий цикл (Q_3^4) связан с образованием постройки Мутновский-III, расположенной между вершинами двух ранее образованных сооружений. Состав слагающих пород варьирует от базальтов до андезидацитов при доминирующей роли базальтов. В конце третьего цикла происходило формирование кальдеры, сопровождавшееся выбросами пемзы андезидацитового состава.

Четвертый цикл (Q_4^4) вулканической деятельности приходится на начало голоцена, когда на юго-западном склоне влк. Мутновский-III образовался новый конус – Мутновский-IV, сложенный исключительно лавами основного состава.

Последней крупной вспышкой активности влк. Мутновский является эксплозивное извержение, образующее так называемую активную воронку. Стенки воронки сложены в основном гидротермально-измененными базальтами, а также пирокластическим материалом андезибазальтового состава [1]. В настоящей работе использовались петрогеохимические данные по эффузивам основного состава первого и четвертого циклов, наиболее детально геологически изученных.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав минералов определялся на микрозонде Camebax в Институте вулканологии ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский) и на микроанализаторе JXA-5a в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток зонда – около 50 нА. В качестве эталонов использованы химически проанализированные, однородные по составу минералы (санидин – для Si, Na, K, Al; диопсид – для Ca и Mg; оливин – для Fe; ильменит – для Ti и родонит – для Mn). Ошибка анализа – не более 1.5–2 отн. %.

Содержания петрогенных оксидов определены традиционным методом “мокрой” химии в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (аналитики: Л.В. Шкодюк, Г.И. Макарова, С.П. Баталова); концентрации Ni, Co, Cr, V – количественно спектральным анализом; Rb, Ba, Sr, Zr – рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре VRA-30 (ДВГИ ДВО РАН, аналитик Е.А. Ноздрачев) по методике, описанной в работе [17].

Температуры гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах и пироксенах определялись (ДВГИ ДВО РАН, аналитик Э.Г. Одариченко) при помощи предварительно отградуированной по точке плавления золота (1063°C) муфельной печи конструкции ИГЕМ РАН, с применением известного метода закалки [16]. Длительность каждого опыта составляла 7–9 часов. $T_{\text{гом}}$ включений определялись с точностью $\pm 10^\circ\text{C}$.

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД Вулкан Горелый

Базальты и андезибазальты раннего посткальдерного комплекса влк. Горелый характеризуются плагиоклаз-клинопироксен-оливиновым парагене-

зисом минералов-вкрапленников и преобладающей субафировой структурой.

Плагиоклаз – доминирующий минерал-вкрапленник, представлен единичными мелкими фенокристами удлиненно-таблитчатой, реже таблитчатой формы (до 0.3 мм). По составу соответствует лабрадору (62–54 % An), андезину (43–49 % An), иногда битовниту (85–82 % An). Некоторые кристаллы имеют прямую зональность, с падением содержания анортитового минала от центра (60–54 % An) к краю (31–51 % An) зерна. Одновременно в этом же направлении растет содержание ортоклазовой молекулы. Концентрация Al_2O_3 снижается (табл. 1).

Клинопироксен представлен редкими вкрапленниками таблитчатой формы, отвечающими по составу авгиту ($Wo_{42-45} En_{40-43} Fs_{18-15}$), с высокими содержаниями Al_2O_3 (3.70–6.40 %) и низкими – MnO (0.15–0.28 %) при низкой железистости ($f=22-27$).

Оливин образует мелкие, реже крупные кристаллы округлой или изометричной формы, по составу относящиеся к хризолиту или гиалосидериту (Fo_{81-66}). Отдельные вкрапленники имеют прямую зональность, с закономерным увеличением к краевым зонам содержания ферросилитового минала. Иногда зерна оливина окружены пижонитовой каймой.

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза (41–61 % An), ксеноморфными зернами клинопироксена ($Wo_{44-34} En_{46-44} Fs_{10-22}$), пижонита ($Wo_{9-7} En_{59-60} Fs_{32-33}$), оливина (Fo_{66-63}) и рудного минерала.

Отличительной особенностью пород раннего посткальдерного комплекса влк. Горелый является низкое содержание темноцветных минералов и отсутствие вкрапленников ортопироксена.

Базальты и андезибазальты всех циклов формирования молодой постройки достаточно близки между собой по петрографическим и минералогическим характеристикам и в дальнейшем описаны совместно.

Структура пород порфировая или мелкопорфировая. По соотношению минералов-вкрапленников среди них выделяются две основные петрографические разновидности – плагиоклаз-ортопироксен-оливиновая с клинопироксеном (преобладающая) и плагиоклаз-оливин-клинопироксеновая с ортопироксеном. Для лав первой петрографической разновидности характерны высокие содержания ортопироксена (7–8 %), тогда как в породах второй разновидности существенно возрастает доля оливина (7–10 %) при подчиненной роли ортопироксена (1–2 %). Крайне редко среди изученных вулканитов встречается оливиновая разновидность. Последняя свойственна только для молодых высокомагнезиальных базальтов со-

временной постройки. Своеобразие данных пород заключается в высоком содержании оливина и в полном отсутствии пироксенов в виде вкрапленников.

Плагиоклаз образует удлиненно-таблитчатые или таблитчатые вкрапленники, по составу отвечающие лабрадор-андезину (69–43 % An). Как показало микроскопическое профилирование, кристаллы плагиоклаза обнаруживают слабую зональность нормально-го типа с колебанием составов от $An_{60-68} Or_{1.62-1.76}$ в центральной части до $An_{54-51} Or_{3.52-4.39}$ в краевой зоне. Одновременно от центра к краю кристалла возрастают концентрации FeO, SiO_2 и уменьшаются – Al_2O_3 (табл. 1).

В отдельных образцах присутствуют единичные кристаллы плагиоклаза с аномально высоким содержанием кальция – битовниты (76–89 % An), иногда окруженные каймой кислого плагиоклаза (63–52 % An). Наиболее часто высокоосновной плагиоклаз встречается в молодых лавах рифтогенной зоны вулкана. Важным представляется и присутствие в базальтоидах всех циклов развития современной постройки единичных вкрапленников плагиоклаза с обратной зональностью – с увеличением содержания CaO, Al_2O_3 и уменьшением – SiO_2 и K_2O к краям кристаллов.

В целом по своему составу изученные плагиоклазы пород современной постройки близки минералам соответствующих пород раннего посткальдерного комплекса. Исключение составляют плагиоклазы из базальтоидов рифтогенной зоны, для которых свойственны повышенное содержание ортоклазовой молекулы (2.5–4.5 %) и низкое – FeO.

Клинопироксен представлен довольно крупными таблитчатыми или шестоватыми вкрапленниками (до 2.5 мм), а также мелкими изометричными и удлиненно-столбчатыми выделениями в основной массе. Кристаллы по составу отвечают авгиту ($Wo_{39-36} En_{43-44} Fs_{18-21}$). В отличие от минералов из базальтов раннего посткальдерного комплекса, они обладают низкими концентрациями Al_2O_3 (1.60–2.82 %), повышенными железистостью ($f=28-32$) и содержанием MnO (0.20–0.46 %). Отдельные вкрапленники обнаруживают зональность как нормально-го ($Wo_{38-40} En_{47-44} Fs_{14-16}$ – для центральных и $Wo_{36-39} En_{48-44} Fs_{17}$ – для краевых частей вкрапленников), так и обратного типа ($Wo_{41-38} En_{42-44} Fs_{17-18}$ для центральных и $Wo_{41-39} En_{45-46} Fs_{14-16}$ для краевых частей вкрапленников). Последний тип зональности наиболее характерен для авгитов из базальтоидов II и III циклов формирования современной постройки.

Ортопироксен встречается преимущественно в виде вкрапленников удлиненно-шестоватой формы

Таблица 1. (Окончание).

	Вулкан Горелый												Вулкан Мутновский																
	ЮМ-2218												ЮМ-1542																
	Pl ^I	Pl ^r	Spx ^c	Spx ⁱ	Spx ^e	Spx ⁱ	Spx ^c	Ol ^e	Ol ⁱ	Ol ⁱⁱ	Pl ^e	Pl ^r	Pl ⁱ	Spx ^c	Spx ⁱ	Spx ^e	Ol ^e	Ol ⁱ	Ol ⁱⁱ	Pl ^e	Pl ^r	Pl ⁱ	Spx ^c	Spx ⁱ	Spx ^e	Ol ^e	Ol ⁱ	Ol ⁱⁱ	
SiO ₂	51.07	54.08	51.91	49.64	53.67	53.41	40.80	36.16	47.73	55.86	45.70	49.73	51.32	52.26	38.58	37.59	35.87												
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	1.32	0.33	0.56	0.06	0.00	0.01	0.04	0.00	0.86	0.65	0.40	0.05	0.00	0.00												
Al ₂ O ₃	30.0	28.09	1.83	3.12	1.42	1.12	0.00	0.00	33.09	26.93	34.68	4.19	1.76	1.14	0.07	0.00	0.00												
FeO [*]	0.58	1.21	11.86	12.93	18.09	19.67	18.92	28.59	0.80	1.05	0.59	10.93	14.45	18.06	23.95	27.77	35.79												
MnO	0.00	0.00	0.40	0.19	0.47	0.49	0.29	0.22	0.00	0.00	0.00	0.08	0.30	0.36	0.46	0.35	0.67												
MgO	0.00	0.09	15.30	14.65	23.4	22.41	40.26	34.93	0.04	0.05	0.06	13.60	14.67	16.33	36.15	34.48	27.5												
CaO	13.71	11.52	18.09	17.35	2.12	2.11	0.17	0.22	16.65	10.06	18.39	20.89	16.57	11.97	0.29	0.20	0.37												
Na ₂ O	3.57	5.24	0.34	0.25	0.33	0.15	0.00	0.00	2.06	5.86	0.91	0.33	0.24	0.25	0.00	0.00	0.00												
K ₂ O	0.27	0.49	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Σ	99.20	100.72	99.75	99.49	99.72	99.94	99.62	100.30	100.38	99.92	100.36	100.63	99.96	100.80	99.51	100.69	100.48												
An	66.88	53.37							81.67	48.49	91.64																		
Ab	31.55	43.93							18.33	51.10	8.20																		
Or	1.57	2.70							0.00	0.41	0.15																		
Fo			31.19	33.12	30.80	33.56	79.33	68.53				31.06	35.60	38.29	72.90	66.60	57.70												
f			37.20	36.28	4.33	4.36						43.21	34.33	24.54															
Wo			43.45	42.62	66.75	64.07						39.13	42.29	46.57															
En			19.03	21.10	28.92	31.57						17.66	23.37	28.90															
Fs																													

	Вулкан Мутновский																												
	Ча-589						Ча-587																						
	Pl ^I	Pl ^r	Pl ^e	Spx ^c	Spx ⁱ	Spx ^e	Ol ^e	Ol ⁱ	Ol ⁱⁱ	Pig ⁱⁱ	Spx ^r	Spx ^c	Pl ^e	Pl ^r	Pl ⁱ	Spx ^c	Spx ⁱ	Spx ^e	Ol ^e	Ol ⁱ	Ol ⁱⁱ								
SiO ₂	44.95	49.51	55.07	51.32	51.09	51.71	50.45	51.98	37.99	37.97	52.33	52.28	52.18	52.12	50.5	38.32	38.17												
TiO ₂	0.04	0.02	0.12	0.69	0.73	0.62	0.76	0.29	0.02	0.00	0.00	0.00	0.49	0.37	0.71	0.00	0.00												
Al ₂ O ₃	34.55	30.83	27.37	1.72	3.16	2.18	2.17	0.98	0.00	0.00	28.94	29.17	1.32	1.15	3.07	0.00	0.00												
FeO [*]	0.52	0.85	1.32	13.90	11.35	11.71	18.50	21.84	25.98	28.03	0.71	0.88	15.44	19.67	9.32	25.18	24.31												
MnO	0.00	0.00	0.00	0.40	0.30	0.29	0.52	0.55	0.34	0.41	0.00	0.00	0.48	0.70	0.00	0.46	0.41												
MgO	0.04	0.03	0.06	15.42	15.97	18.15	14.39	20.03	36.43	33.43	0.00	0.00	15.87	18.6	15.58	35.66	36.45												
CaO	18.16	14.49	9.81	16.74	18.11	15.33	13.94	5.32	0.21	0.22	12.86	13.31	13.86	6.45	19.71	0.21	0.25												
Na ₂ O	0.82	3.33	5.58	0.21	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	4.26	3.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
K ₂ O	0.05	0.08	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Σ	99.13	99.14	99.61	100.40	100.78	100.21	100.80	100.99	100.97	100.10	99.21	99.64	99.64	99.04	99.41	99.81	99.59												
An	92.21	70.32	48.52						62.16	64.93																			
Ab	7.51	29.23	49.92						37.76	34.61																			
Or	0.28	0.45	1.56						0.58	0.46																			
Fo									71.42	68.01																			
f			33.59	28.51	26.58	41.91	37.96						36.04	37.83	26.13														
Wo			34.15	36.83	30.84	28.80	10.59						28.9	13.50	41.40														
En			43.73	45.16	50.78	41.36	55.47						46.0	54.30	45.50														
Fs			22.12	18.01	18.39	29.84	33.94						25.0	32.20	13.10														

Примечание. Образцы: ЮМ-2211, ЮМ-2212 – базальты раннего посткальдерного комплекса влк. Горелый; Ча-629, Ча-631 – андезитобазальты П-III циклов формирования современной постройки влк. Горелый; ЮМ-2218 – базальт V-VI циклов формирования современной постройки влк. Горелый; ЮМ-1542 – базальт древней постройки влк. Мутновский-I; Ча-589, Ча-587 – базальты молодой постройки Мутновский-IV. Индексы у символов минералов означают: I – вкрапленники, II – микролиты основной массы; с – ядро, г – краевая зона кристалла. * – все железо определено как FeO. f = 100×FeO/FeO+MgO (ат. кол.). Оксиды – в мас. %, минеральные миналы – в мол. %.

размером 0.5–2 мм. Довольно часто они окружены клинопироксеновой каймой и мелкими зернами оливина. По составу минералы достаточно отчетливо подразделяются на две группы.

К первой относятся магнезиальные разновидности, представленные бронзитом (Wo_4 , En_{72-66} , Fs_{25-29}), которые встречаются, как правило, в базальтах первых трех циклов развития современной постройки. Некоторым кристаллам из андезибазальтовых потоков, излившихся во II и III циклы вулканической активности постройки, свойственна зональность как обратного (En_{67-71} , Fs_{29-25} – в центральной части и En_{71-73} , Fs_{25-23} – в краевой части), так и нормального (En_{69} , Fs_{27} – в центральной части и En_{67} , Fs_{30} – в краевой части) типов.

Вторую группу образуют гиперстены (Wo_4 , En_{67-58} , Fs_{30-37}), встречающиеся в лавах как I – III, так и V – VI циклов активности современной постройки. Примечательно, что некоторые вкрапленники минерала, присутствующие в лавах ранних извержений (II и III циклов) современной постройки, обладают зональностью обратного типа. Ядра таких кристаллов сложены гиперстеном ($f = 36$), а краевые зоны – бронзитом ($f = 25$).

Оливин представлен небольшими (до 1.5 мм) гипидиоморфными или изометричными порфиоровыми кристаллами и мелкими выделениями в основной массе. По составу кристаллы классифицируются как гиалосидерит или хризолит (Fo_{84-65}), практически не отличаясь от таковых в базальтах раннего посткальдерного комплекса. В отдельных образцах вокруг оливина наблюдается пижонитовая кайма. Довольно часто вкрапленники, а иногда и микролиты обладают резко выраженной прямой зональностью, с увеличением от центра к краю кристаллов содержания FeO и падением – MgO. Одновременно в краевых зонах возрастает концентрация CaO и MnO. Изредка встречаются зерна со слабовыраженной обратной зональностью (Fo_{65-66} – в центральной части и Fo_{70-67} – в краевой части). Вкрапленники высокомагнезиального оливина (Fo_{75-85}) обычно содержат твердофазные кристаллические включения шпинели.

Рудные минералы представлены преимущественно мелкими кристаллами титаномагнетита неправильной формы, иногда – зернами хромистой шпинели. По составу вкрапленники титаномагнетита можно разделить на две группы. К первой относятся кристаллы из умереннокалиевых базальтов и андезибазальтов ранних циклов (I–III) формирования современной постройки. Для них свойственно умеренное содержание TiO_2 (9–13 %) и высокое – MnO (0.33–0.45 %). Вторую группу образуют титаномагнетиты из высококалиевых базальтоидов рифтогенной зоны

вулкана. Они, как правило, обладают повышенными концентрациями TiO_2 (12–18 %) и низкими – MnO (0.17–0.45 %).

Основная масса сложена переменным количеством вулканического стекла, в которое погружены микролиты и лейсты плагиоклаза андезин-лабрадорного ряда (41–64 % An), мелкие зерна оливина (Fo_{76-61}), авгита (Wo_{42-33} , En_{43-46} , Fs_{15-21}), а также редкие кристаллы пижонита (Wo_{16-7} , En_{52-60} , Fs_{32-33}) и субкальциевого авгита (Wo_{27-18} , En_{54-59} , Fs_{25-23}). Последний минерал встречается только в базальтах ранних циклов (I–III) развития постройки.

Установлено, что стекла основной массы базальтоидов рифтогенной зоны вулкана по сравнению со стеклами аналогичных пород первых трех циклов формирования постройки более обогащены CaO (4.03–5.36 % и, соответственно, 2.31–4.62 %), MgO (1.37–2.64 % и, соответственно, 0.62–1.22 %), но менее – TiO_2 (1.90–2.16 % и, соответственно, 2.10–2.72 %).

Таким образом, при общих петрографических чертах между базальтоидами первых трех циклов формирования современной постройки и более молодыми основными лавами, связанными с активностью рифтогенной зоны вулкана, существуют определенные различия. Отличительной особенностью первых является присутствие кристаллов плагиоклаза, пироксена и оливина с обратной зональностью, а также наличие в основной массе зерен субкальциевого авгита. Минералогическая специфика лав рифтогенной зоны вулкана заключается в высоком содержании калия в плагиоклазе и титана в титаномагнетите, а также в практически полном отсутствии бронзита и субкальциевого авгита.

Вулкан Мутновский

Основные вулканы древней и молодой построек влк. Мутновский имеют во многом схожие петрографические характеристики и в дальнейшем описываются совместно.

По минеральному составу вкрапленников среди **базальтов** и **андезибазальтов** выделяются плагиоклаз-клинопироксен-оливиновая, плагиоклазовая и плагиоклаз-оливиновая с клинопироксеном разновидности. Причем первые две петрографические разновидности встречаются преимущественно среди базальтов и андезибазальтов древней постройки (Мутновский-I), тогда как последняя свойственна только для базальтов влк. Мутновский-IV.

Плагиоклаз является доминирующим минералом-вкрапленником, образующим крупные (до 2.5 мм) и мелкие (доли мм) удлиненно-таблитчатые, реже таблитчатые кристаллы битовнита (86–71 %

Ап) или анортита (90–93 % Ап). Причем последние наиболее часто встречаются в базальтах древней постройки (Q_3^2). Для минерала характерна зональность нормального типа (82–92 % Ап для центральных и 60–51 % Ап для внешних частей). К краям кристаллов увеличивается также содержание ортоклазовой молекулы, но снижаются концентрации глинозема и железа (табл. 1). Иногда ядра крупных зерен анортита (92 % Ап) резорбированы, содержат включения вулканического стекла и окружены каймой более кислого плагиоклаза (48–49 % Ап). Отдельные вкрапленники плагиоклаза в магнезиальных базальтах обнаруживают обратную зональность (74–59 % Ап – в центральной и 81–66 % Ап – в краевой части).

Оливин образует как крупные, так и мелкие порфировые выделения (0.8–2 мм), отвечающие по составу хризолиту (70–79 % Fo), реже гиалосидериту (60–70 % Fo). В магнезиальных базальтах иногда встречаются крупные кристаллы с содержанием форстеритового минала до 80–82 %. Зональность вкрапленников и микролитов обычно прямая. Внешние зоны (71–70 % Fo) имеют более железистый состав, чем ядра (68–65 % Fo). С ростом железистости в краевой части оливина возрастает концентрация CaO и MnO. Изредка, в магнезиальных базальтах, встречаются кристаллы с обратной зональностью (71–72 % Fo – в центральной части и 73–75 % Fo – в краевой части).

Клинопироксен присутствует в виде мелких, реже крупных зерен таблитчатой формы, отвечающих по составу авгиту ($Wo_{36-43}, En_{43-44}, Fs_{16-20}$). Выделены две группы минералов. Первая представлена кристаллами авгита с высокими концентрациями TiO_2 (0.52–0.87 %), Al_2O_3 (3.83–4.19 %) и CaO (19.5–21 %). Обнаружены они преимущественно в глиноземистых базальтах древней постройки влк. Мутновский-I. Микрозондовое профилирование показало, что в некоторых клинопироксенах этой группы проявлена резкая прямая зональность, связанная с обогащением краевых частей кристалла ферросилитовым компонентом и уменьшением содержания CaO и Al_2O_3 (табл. 1).

Для клинопироксенов второй группы, наиболее распространенных в магнезиальных базальтах современной постройки влк. Мутновский-IV, свойственны низкие содержания Al_2O_3 (1.81–2.81 %), TiO_2 (0.41–0.53 %) и CaO (17.6–18.5 %). Причем для них характерна как прямая, так и обратная зональность (табл. 1).

Основная масса сложена буровато-серым стеклом, микролитами плагиоклаза (59–46 % Ап), изометричными кристаллами оливина (63–68 % Fo), авгита ($Wo_{36-32}, En_{43-41}, Fs_{21-24}$), реже субкальциевого

авгита ($Wo_{20-24}, En_{53-47}, Fs_{27-29}$), а также рудными минералами. В некоторых образцах магнезиальных базальтов присутствуют редкие зерна ферроавгита ($Wo_{36-35}, En_{23-20}, Fs_{41-44}$) и пижонита ($Wo_{18-8}, En_{50-61}, Fs_{32-31}$). Структура основной массы микролитовая или интерсерральная, участками микродолеритовая.

При близких петрографических характеристиках основные лавы древней и современной построек влк. Мутновский несколько отличаются по минералогическому составу. Своеобразие древних лав (Мутновский-I) заключается в значительном присутствии крупных кристаллов высокоосновного плагиоклаза (90–93 % Ап), имеющих иногда резко выраженную прямую зональность. Примечательно, что ядра, а иногда и краевые зоны таких кристаллов резорбированы. Специфической чертой молодых базальтов (Мутновский-IV) является присутствие вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена и оливина с обратной зональностью, а также наличие в основной массе зерен ферроавгита и пижонита.

ХИМИЧЕСКИЙ И МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОРОД Петрогенные оксиды Вулкан Горелый

Ранний посткальдерный комплекс (Q_3^{3-4}) влк. Горелый сложен породами дифференцированного ряда от базальтов до дацитов. По содержанию K_2O базальты относятся к умереннокалиевым разновидностям известково-щелочной серии, располагаясь на диаграмме Мияширо в поле толеитовой серии (рис. 3А, 3Б). К петрохимическим особенностям пород также следует отнести высокие содержания CaO (8.83–9.76 %), TiO_2 (1.20–1.32 %), суммарного железа (10–11 %) и низкие – K_2O (0.86–1 %) (табл. 2).

Содержание SiO_2 в проанализированных образцах первых трех циклов вулканической активности современной постройки влк. Горелый (Q_3^4 – Q_4^2) варьирует от 51 % до 57 %. От основных лав раннего посткальдерного комплекса их отличают повышенные содержания K_2O , низкие CaO, суммарного железа и, в какой-то мере, TiO_2 (табл. 2; рис. 4). Базальты и андезибазальты относятся к умереннокалиевой известково-щелочной серии нормальной щелочности и принадлежат к высокоглиноземистым ($al=1-1.3$) разновидностям калиево-натриевого ряда ($Na_2O/K_2O=1.9-3.0$). На классификационной диаграмме $SiO_2 - FeO^*/MgO$ (рис. 3Б) их фигуративные точки располагаются вдоль границы известково-щелочной и толеитовой серий.

Вулканыты двух последних эффузивных извержений (V и VI циклы), связанные с активностью

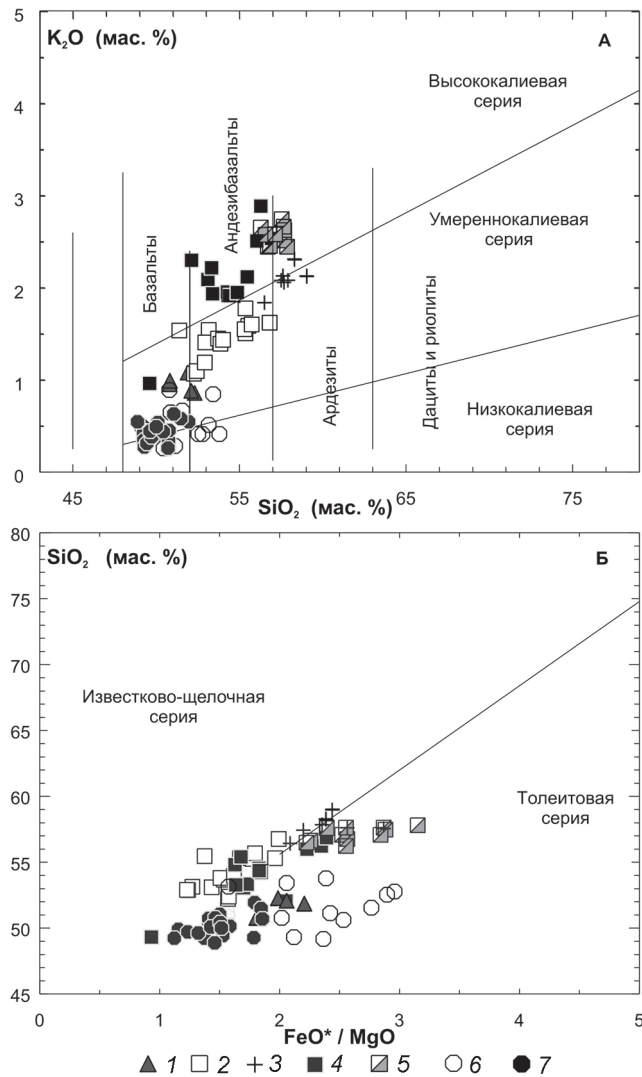


Рис. 3. Классификационные диаграммы $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (А) и $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (Б) для пород вулканов Горелый и Мутновский.

1–5 – влк. Горелый: 1 – базальты раннего посткальдерного комплекса (Q_3^{3-4}), 2 – базальты, андезибазальты первых трех циклов развития современной постройки ($Q_3^4\text{--}Q_4^2$), 3 – андезиты первых трех циклов развития современной постройки ($Q_3^4\text{--}Q_4^2$), 4 – базальты, андезибазальты двух последних циклов формирования современной постройки ($Q_4^3\text{--}Q_4^4$), 5 – андезиты двух последних циклов формирования современной постройки ($Q_4^3\text{--}Q_4^4$); 6–7 – влк. Мутновский: 6 – базальты древней постройки Мутновский-I (Q_3^2), 7 – базальты современной постройки Мутновский-IV ($Q_3^4\text{--}Q_4$). Здесь и на рис. 4, 5 содержания петрогенных элементов пересчитаны на сухой остаток.

рифтогенной зоны вулкана ($Q_4^3\text{--}Q_4^4$), в большинстве случаев представлены андезибазальтами, базальтами и реже андезитами. Все разновидности молодых эффузивов обладают повышенными содержаниями K_2O и соответствуют высококалийевой известково-щелочной серии (рис. 3А). Согласно классификационной

диаграмме $\text{SiO}_2\text{--}(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ (диаграмма не приводится) они относятся к породам нормальной щелочности ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 4\text{--}6.7\%$), хотя среди лав самых молодых извержений (Q_4^4) встречаются отдельные образцы с содержанием щелочей, соответствующем субщелочной серии. На диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO}\text{--}\text{SiO}_2$ большинство лав рифтогенной зоны располагаются вблизи границы известково-щелочной и толеитовой серий (рис. 3Б).

Таким образом, наблюдается закономерное изменение петрохимических характеристик основных лав влк. Горелый с омоложением возраста их излияния. Вулканы рифтогенной зоны отличаются повышенными концентрациями TiO_2 , K_2O и, в какой-то мере, P_2O_5 , при более низком уровне содержания CaO (рис. 4).

Вулкан Мутновский

Среди вулканитов, слагающих древнюю постройку (Мутновский-I), преобладают высокоглиноземистые ($al=1.15\text{--}1.80$) базальты и андезитобазальты натриевого ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=4.3\text{--}10$). В небольшом объеме присутствуют также андезиты и дациты. По соотношению кремнезема и калия (рис. 3А) основные вулканиты относятся к низкокалийевым разновидностям известково-щелочной серии. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--}\text{FeO}^*/\text{MgO}$ их фигуративные точки размещаются в поле толеитовых пород. К отличительным петрохимическим особенностям базальтоидов древней постройки относятся повышенные содержания Al_2O_3 и низкие – MgO и CaO .

Современная постройка вулкана (Мутновский-IV) сложена исключительно лавами основного состава низкой щелочности. По соотношению кремнезема и калия (рис. 3А) они относятся к низко- и умереннокалийевым разновидностям известково-щелочной серии, располагаясь на диаграмме Мияширо (рис. 3Б) вблизи границы толеитовой и известково-щелочной серий. По величине коэффициента глиноземистости ($al=0.85\text{--}1.04$) они принадлежат к умеренноглиноземистому типу. По сравнению с базальтами древней постройки молодые базальты обогащены MgO , CaO , но отличаются низкими концентрациями SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O (табл. 2; рис. 5).

Микроэлементы

Вулкан Горелый. Для основных вулканитов раннего посткальдерного комплекса свойственны сравнительно низкие концентрации Ni (24–42 г/т), Cr (45–110 г/т), Co (20–30 г/т), несколько повышенные V (330–390 г/т) и низкие значения Ni/Co отношения (0.8–1.6). Отличительной особенностью описываемых пород является заметная обогащенность Sr (640–680 г/т) и Zr

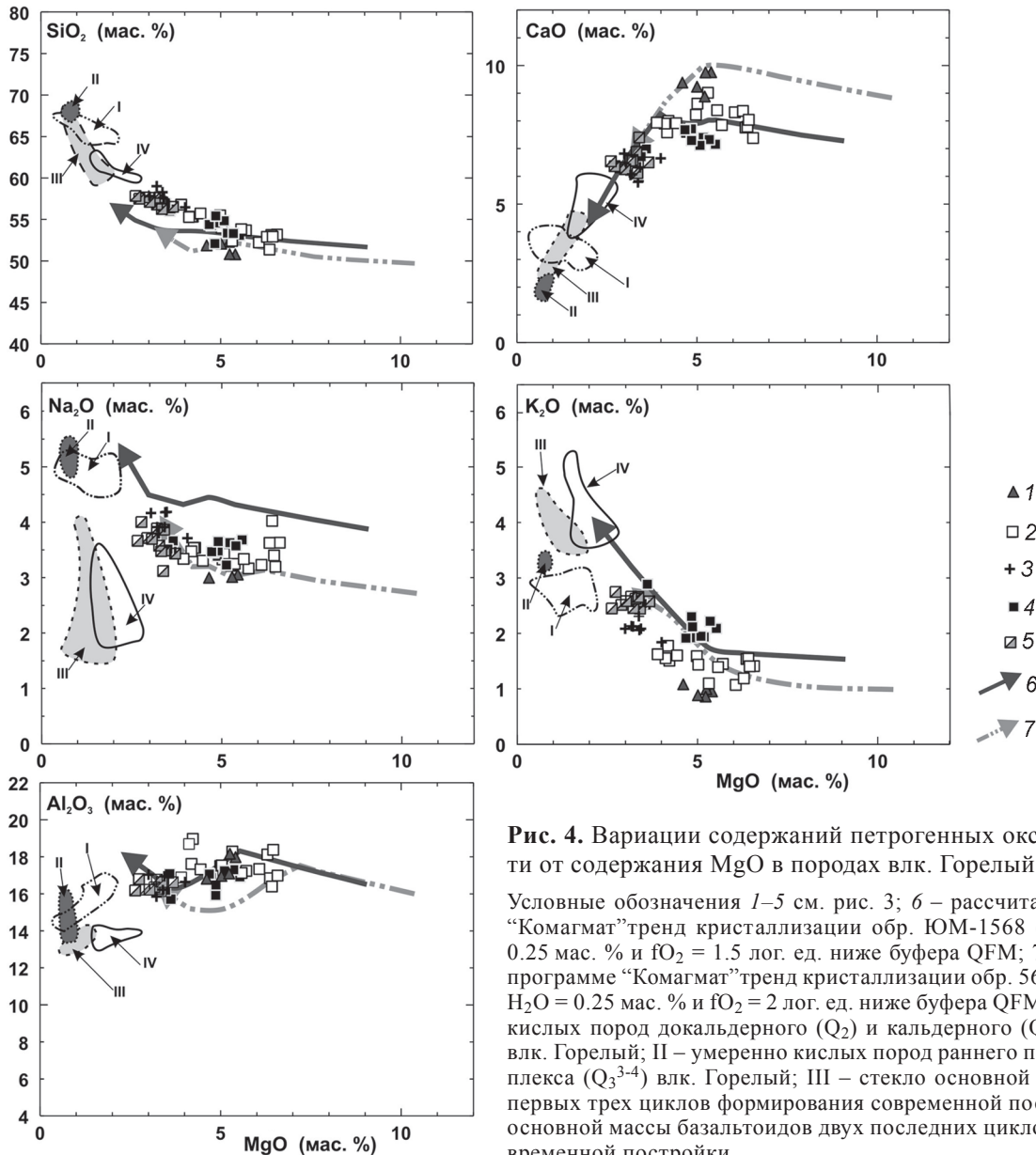


Рис. 4. Вариации содержаний петрогенных оксидов в зависимости от содержания MgO в породах влк. Горелый.

Условные обозначения 1–5 см. рис. 3; 6 – рассчитанный по программе “Комагмат” тренд кристаллизации обр. ЮМ-1568 (табл. 2) при $H_2O = 0.25$ мас. % и $fO_2 = 1.5$ лог. ед. ниже буфера QFM; 7 – рассчитанный по программе “Комагмат” тренд кристаллизации обр. 5671a (см. табл. 2) при $H_2O = 0.25$ мас. % и $fO_2 = 2$ лог. ед. ниже буфера QFM. Поля: I – умеренно кислых пород докальдерного (Q_2) и кальдерного (Q_3^3) этапов развития влк. Горелый; II – умеренно кислых пород раннего посткальдерного комплекса (Q_3^{3-4}) влк. Горелый; III – стекло основной массы базальтоидов первых трех циклов формирования современной постройки; IV – стекло основной массы базальтоидов двух последних циклов формирования современной постройки.

(180–190 г/т), а также некоторая деплетированность в отношении таких крупноионных элементов, как Rb (16–18 г/т), Ba (400–440 г/т), что хорошо согласуется с их относительно низкой калиевостью (табл. 2).

Для лав *первых трех циклов формирования современной постройки* характерны значительные вариации концентраций когерентных элементов (Ni – 40–100 г/т, Sr – 80–200 г/т, V – 190–360 г/т), положительно коррелирующие с содержанием MgO (рис. 6). Концентрация Co изменяется в более узких пределах (20–35 г/т) и практически не зависит от магнезиальности пород.

Существенно варьируют содержания Sr и Zr (400–600 г/т и 120–240 г/т, соответственно), в мень-

шей мере Rb и Ba (25–35 г/т и, соответственно, 400–500 г/т). С ростом магнезиальности в породах намечается тенденция увеличения концентрации Sr и падения – Zr; содержания Rb и Ba остаются практически постоянными (рис. 6).

По сравнению с вулканитами раннего посткальдерного комплекса породы первых трех циклов формирования современной постройки отличаются повышенными концентрациями Sr, Ni, Rb и низкими – V, Sr. Им также свойственны более высокие величины Ni/Co (2–4) и Sr/V (0.30–0.84) отношений.

Высококалиевые базальтоиды *рифтогенной зоны* (V и VI циклы) вулкана по уровню содержания и характеру поведения когерентных элементов (Co,

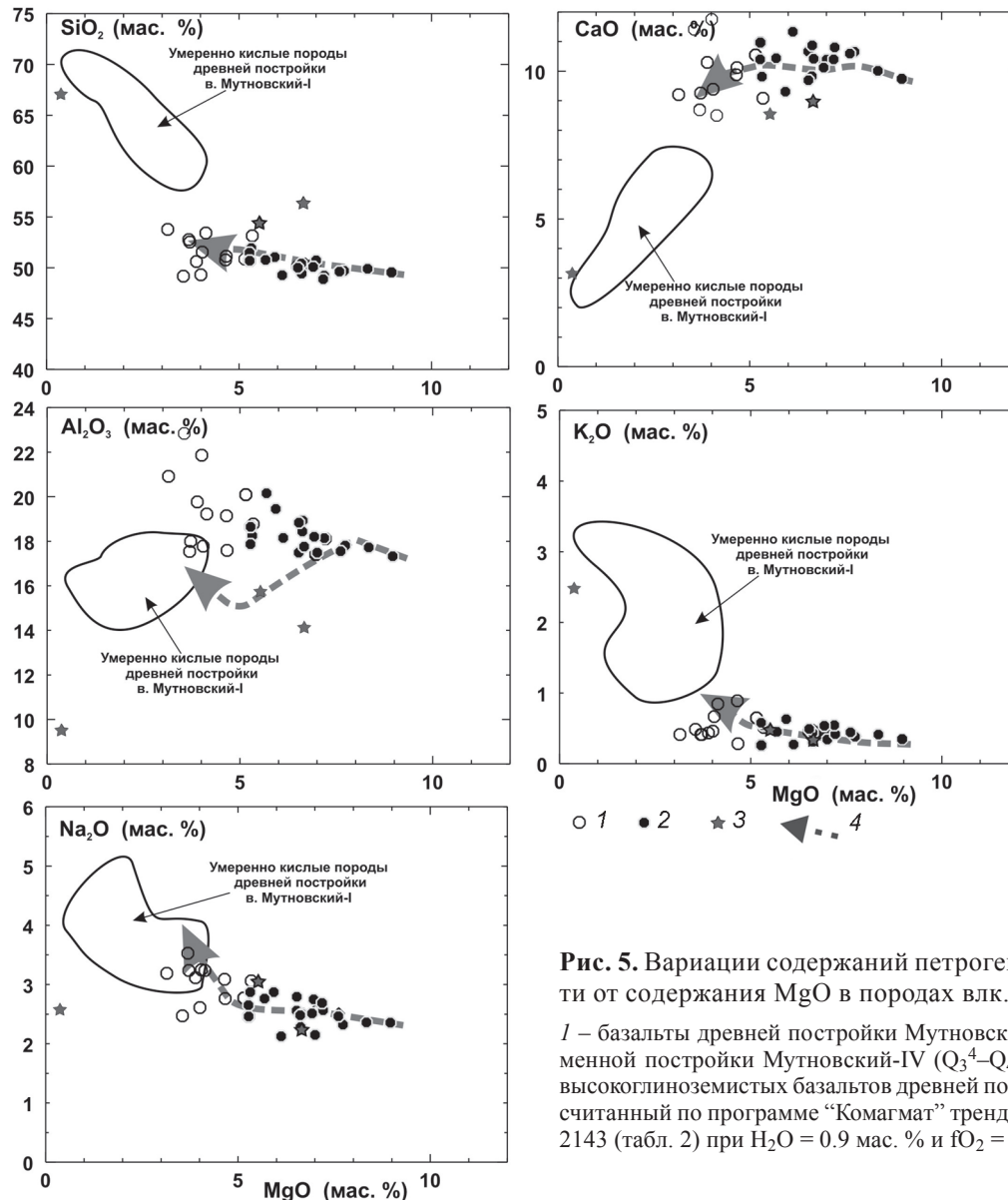


Рис. 5. Вариации содержаний петрогенных оксидов в зависимости от содержания MgO в породах влк. Мутновский.

1 – базальты древней постройки Мутновский-I (Q_3^2), 2 – базальты современной постройки Мутновский-IV (Q_3^4 – Q_4), 3 – стекло основной массы высокоглиноземистых базальтов древней постройки Мутновский-I; 4 – рассчитанный по программе “Комагмат” тренд кристаллизации образца ЮМ-2143 (табл. 2) при $H_2O = 0.9$ мас. % и $fO_2 = 0.9$ лог. ед. выше буфера QFM.

V, Cr), а также Sr во многом подобны умереннокалиевым базальтоидам I–III циклов. В то же время, они отличаются относительно низкими концентрациями Ni (20–70 г/т) и, соответственно, низкими значениями Ni/Co отношения (2.2–2.5). При этом концентрации некогерентных элементов (Rb, Ba, в какой-то мере –Zr) в них выше, что хорошо коррелируется с их повышенной калиевостью.

Вулкан Мутновский. Базальты и андезибазальты древней постройки (Мутновский-I) характеризуются низкими содержаниями Ni (10–40 г/т), Cr (12–40 г/т), Co (20–45 г/т) и высокими – V (280–470 г/т), с низкими величинами Ni/Co (0.4–1.2) и Cr/V (0.040–0.070) отношений. Низкие концентрации Rb (5–10 г/т), Ba (150–250 г/т) и Zr (80–94 г/т) хорошо коррелируют-

ся с низкой калиевой щелочностью этих пород. Несколько повышенный уровень содержания Sr хорошо согласуется с важной минералогической особенностью вулканитов – значительным присутствием вкрапленников высококальциевого плагиоклаза.

Магнезиальные базальты современной постройки (Мутновский-IV) отличаются высокими содержаниями Ni (30–80 г/т), Cr (45–145 г/т), но сравнительно низкими – V (200–320 г/т). Соответственно для этих пород характерны высокие отношения Ni/Co (1.60–2.47) и Cr/V (0.2–0.6).

Содержание крупноионных литофильных (Rb, Ba) и некоторых высокозарядных (Zr) некогерентных элементов в древних и молодых лавах влк. Мутновский близки (рис. 6).

Таблица 2. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (г/т) в образцах вулканов Горелый и Мутновский.

Компоненты	ЮМ-2211	ЮМ-2212	ЮМ-2213	ЮМ-1568	ЮМ-1567	ЧА-629	ЧА-46	М-5671а	ЮМ-2218	ЮМ-2244	ЮМ-2197	ЮМ-2114	ЮМ-1538	ЮМ-1540	ЧА-589	ЧА-	ЮМ-2143
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	влк. Горелый																
SiO ₂	50.89	50.95	50.16	52.82	53.09	55.06	58.54	49.32	52.78	53.94	57.02	48.55	49.09	50.80	51.38	50.54	48.50
TiO ₂	1.33	1.32	1.20	1.07	1.13	0.94	1.20	1.06	1.47	1.30	1.39	0.88	0.88	1.12	0.95	0.82	0.91
Al ₂ O ₃	18.02	18.22	16.26	16.30	17.04	18.61	15.71	15.88	16.92	16.77	16.83	22.55	21.76	19.15	18.05	20.06	16.85
Fe ₂ O ₃	3.05	5.46	10.25	4.43	3.28	3.7	3.14	2.59	1.56	5.19	1.75	4.65	3.40	7.46	3.69	2.36	4.49
FeO	7.08	4.63	0.64	5.18	5.73	3.97	4.99	7.27	7.50	4.06	6.77	4.12	5.40	2.67	6.11	6.17	6.14
MnO	0.07	0.17	0.17	0.14	0.15	0.13	0.14	0.17	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.19	0.17	0.15	0.17
MgO	5.43	5.28	4.47	6.39	5.65	4.11	3.20	10.32	5.14	4.72	3.25	3.51	3.99	4.65	5.26	5.66	9.07
CaO	9.76	9.76	9.06	7.73	7.75	7.86	6.01	8.78	7.31	7.55	6.60	11.27	11.70	9.88	9.71	10.39	9.47
Na ₂ O	3.05	3.01	2.89	3.37	3.12	3.45	3.76	2.70	3.58	3.42	3.58	2.44	2.60	3.09	2.84	2.75	2.29
K ₂ O	0.96	1.00	1.05	1.54	1.44	1.55	2.11	0.99	1.92	1.95	2.47	0.48	0.46	0.89	0.54	0.45	0.34
P ₂ O ₅	0.56	0.50	0.56	0.45	0.49	0.20	0.37	0.27	0.57	0.36	0.56	0.12	0.10	0.13	0.21	0.18	0.25
H ₂ O			0.36		0.14		0.18	0.08	0.62	0.15		0.31	0.10		0.15	0.05	0.31
п.п.п.			2.90		0.77	0.20	0.35	0.08		0.07		0.86		0.07	1.08	0.37	0.48
Σ	100.20	100.30	99.97	99.78	99.78	99.75	100.0	99.51	99.60	99.77	100.37	99.90	99.63	100.1	100.14	99.95	99.58
Cr	73	109	45	150	200	88	20		165	122	29	40	28	22	61	56	110
Ni	33	31	32	78	82	50	19		85	51	24	20	19	16	27	47	80
Co	20	24	20	23	25	23	24		29	23	22	28	37	17	23	26	35
V	374	389	333	350	320	300	400		210	250	235	472	346	516	370	180	210
Rb	16	18	17		27	24	37		33	46	63	5	6	5	6	5	5
Ba	403	420	441		478	768	581		423	725	672	497	519	127	194	156	131
Sr	679	677	642		569	558	431		423	417	371	497	519	517	440	451	420
Zr	180	187	190		179	148	201		198	216	371	92	91	94	56	49	49
	влк. Мутновский																

Примечание. 1–11 – влк. Горелый: 1–3 – базальты раннего посткальдерного комплекса, 4–7 – базальты и андезиты II–III циклов формирования современной постройки, 8–11 – базальты и андезиты V–VI циклов формирования современной постройки; 12–17 – влк. Мутновский: 12–14 – базальты древней постройки Мутновский-I, 15–16 – базальты молодой постройки Мутновский-IV.

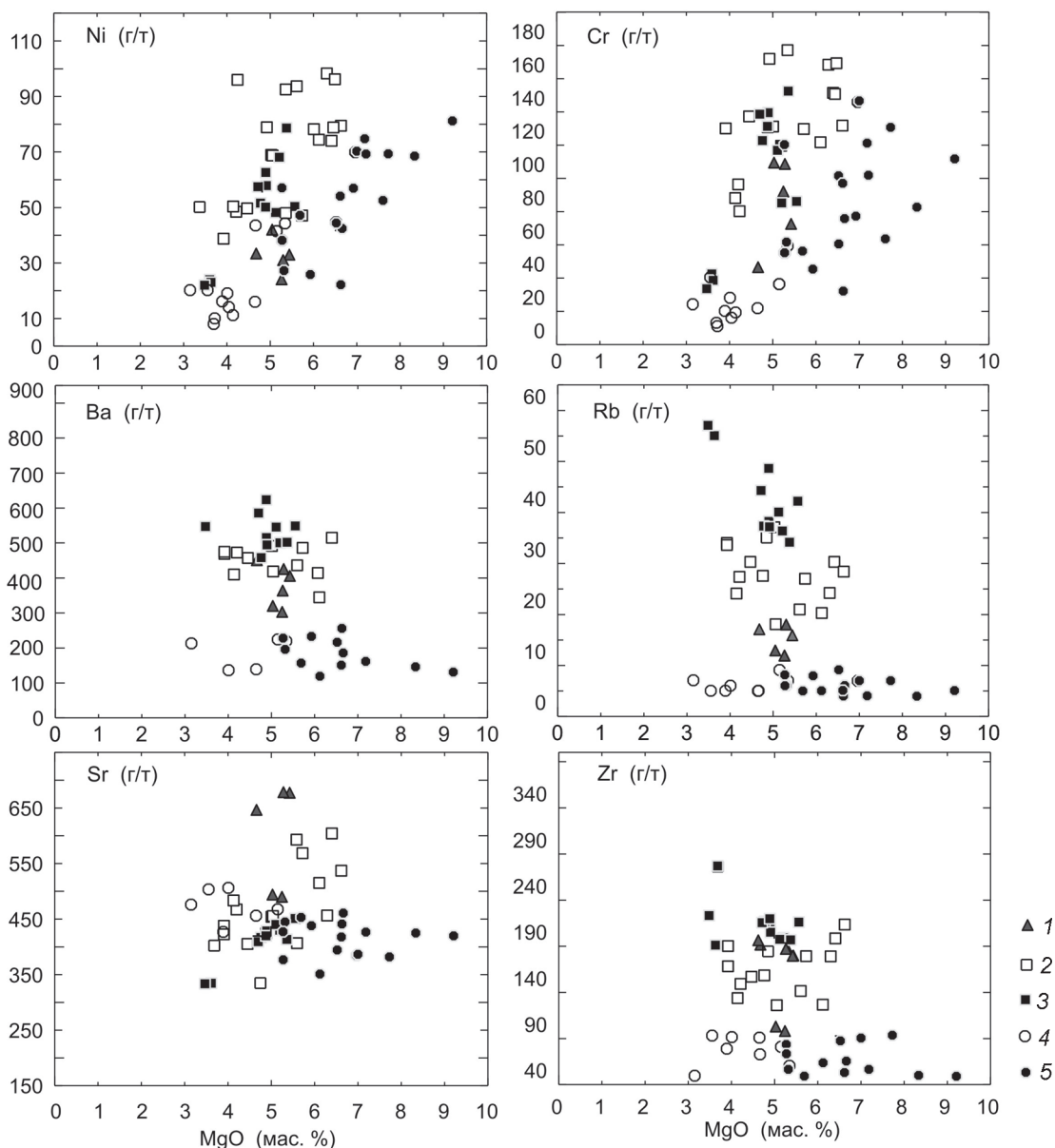


Рис. 6. Вариации содержаний микроэлементов в лавах основного состава вулканов Горелый и Мутновский в зависимости от содержания MgO.

1–3 – влк. Горелый: 1 – базальты раннего посткальдерного комплекса (Q_3^{3-4}), 2 – базальты, андезибазальты первых трех циклов развития современной постройки ($Q_3^4-Q_4^2$), 3 – базальты, андезибазальты двух последних циклов формирования современной постройки ($Q_4^3-Q_4^4$); 4–5 – в. Мутновский: 4 – базальты древней постройки Мутновский-I (Q_3^2), 5 – базальты современной постройки Мутновский-IV ($Q_3^4-Q_4$).

С увеличением магнезиальности базальтов современной постройки концентрации Ni, Sr заметно возрастают, содержания V слабо уменьшаются, а Rb, Ba, Zr, Sr остаются практически на одном уровне (рис. 6).

Оценка термодинамических параметров кристаллизации базальтовых магм вулканов Горелый и Мутновский

Для оценки термодинамических параметров кристаллизации основных лав вулканов Мутновский

и Горелый нами были использованы методы математического моделирования с применением программы “Комагат” [4]. Такой подход позволяет выполнять независимую проверку полученных результатов с использованием минералогических термометров. Расчеты проводились в следующей последовательности. На начальном этапе моделирования рассчитывался порядок кристаллизации минералов в представительных образцах базальтов. Затем анализировалось

совпадение расчетных и природных парагенезисов минералов и их составов. На основании этого делались выводы о достоверности выбранных термодинамических параметров моделирования (fO_2 , H_2O) и, при необходимости, выполнялась их корректировка.

Вулкан Горелый. Для проведения ЭВМ-моделирования среди базальтов современной постройки влк. Горелый было выбрано 14 образцов. В эту группу вошли умереннокалиевые базальты раннего посткальдерного комплекса (Q_3^{3-4}), а также умереннокалиевые базальты позднплейстоценового–голоценового возраста ($Q_3^4 - Q_4^2$) современной постройки и наиболее молодые высококалиевые базальты двух последних крупных извержений ($Q_4^3 - Q_4^4$), связанных с вулканической активностью *рифтогенной* зоны. Вычисления проводились для следующих условий: давление $P=1$ кбар, незначительное содержание воды в системе – 0.25 мас. %, до максимальной степени кристаллизации 70 мол.%. Принимая во внимание некоторые минералогические особенности (разный состав и степень окисленности шпинелидов в базальтоидах), моделирование осуществлялось в диапазоне фугитивности кислорода от 0.5 логарифмической единицы выше буфера QFM до 2 логарифмических единиц ниже буфера QFM.

Согласно данным ЭВМ-моделирования, для пород *раннего посткальдерного комплекса* (Q_3^{3-4}) свойственна следующая последовательность кристаллизации минералов: Pl (1221–1197 °C) → Ol (1158–1141 °C) → Crx (1120–1116 °C) → магнетит (ниже 1098 °C). В некоторых случаях (обр. 2212) при температуре 1052 °C появляется пижонит (рис. 7).

В умереннокалиевых базальтах I – III циклов развития современной постройки, а также высококалиевых лавах *рифтогенной* зоны первым на ликвидусе кристаллизуется Ol (1200–1140°C). Одновременно с ним или сразу после него появляется Pl (1197–1135°C), Орх (1130–1105°C) и Crx (1120–1088°C). Следует добавить, что в образце Ча-629 установлена ранняя кристаллизация плагиоклаза (при 1197°C). На более поздних стадиях при температуре ниже 1070°C иногда наблюдается кристаллизация ильменита.

Подтверждением реалистичности выбранных термодинамических параметров при проведении ЭВМ-моделирования для древних и молодых базальтов современной постройки влк. Горелый является близость рассчитанных составов минеральных фаз с данными микронзондовых анализов (рис. 7). Помимо этого наблюдается хорошее совпадение парагенезисов природных и расчетных минералов. Исключение составляют лишь ильмениты, которые в природных образцах не обнаружены.

Расчетные температуры кристаллизации для поздний плейстоцен–голоценовых и голоценовых базальтов современной постройки неплохо согласуются с температурами гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах и пироксенах, а также с расчетными температурами, установленными с помощью ряда минералогических термометров, таких как *двупироксеновый Д. Линдсли* [28] и *оливин-шпинелевый* [20]. В частности, модельные температуры начала кристаллизации плагиоклаза отличаются от установленных температур гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах не более, чем на 40°C, а пироксенов – 20–60°C (табл. 3). Расчетные температуры кристаллизации пироксенов хорошо укладываются в температурный интервал значений, полученный с помощью *двупироксенового геотермометра* (1130–1090°C и, соответственно, 1126–1060°C), а *оливина – оливин-шпинелевого геотермометра* (1200–1140°C и, соответственно, 1150–1120°C).

Вулкан Мутновский. При ЭВМ-моделировании для лав основного состава влк. Мутновский были использованы 9 образцов, отвечающих двум основным петрохимическим типам базальтов: *высокоглиноземистые древней (Мутновский-I) и магнезиальные современной (Мутновский-IV) построек*. Вычисления по базальтам древней постройки влк. Мутновский-I осуществлялись для следующих условий: давление 1 кбар, содержание воды в системе 0.25 мас. % и fO_2 на 0.5 лог. ед. ниже буфера QFM. Моделирование по базальтам молодой постройки Мутновский-IV проводилось для условий: давление 2 кбар, содержание воды в расплаве ~0.9 мас. % и fO_2 на 0.9 лог. ед. выше буфера QFM. Как следует из полученных данных, кристаллизация как магнезиальных, так и глиноземистых базальтов начинается с плагиоклаза (1370–1200°C). Сразу после плагиоклаза на ликвидусе появляется оливин (1188–1139°C). Исключение составляют базальты с содержанием MgO около 10 %, где первым на ликвидусе выделяется оливин (1230°C). Третьей кристаллизующейся фазой во всех образцах является авгит (1134–1025°C). В интервале 1100–1080°C в магнезиальных базальтах иногда отмечается появление пижонита, что подтверждается присутствием этой минеральной фазы в изученных образцах. В некоторых образцах высокоглиноземистых и магнезиальных базальтов при температуре ниже 1081°C появляется магнетит.

В целом, рассчитанный порядок кристаллизации минералов, а также их составы хорошо согласуются с данными петрологических наблюдений, что доказывает реалистичность заданных параметров (рис. 8). Кроме того, модельные температуры начала кристаллизации плагиоклаза в высокоглиноземистых

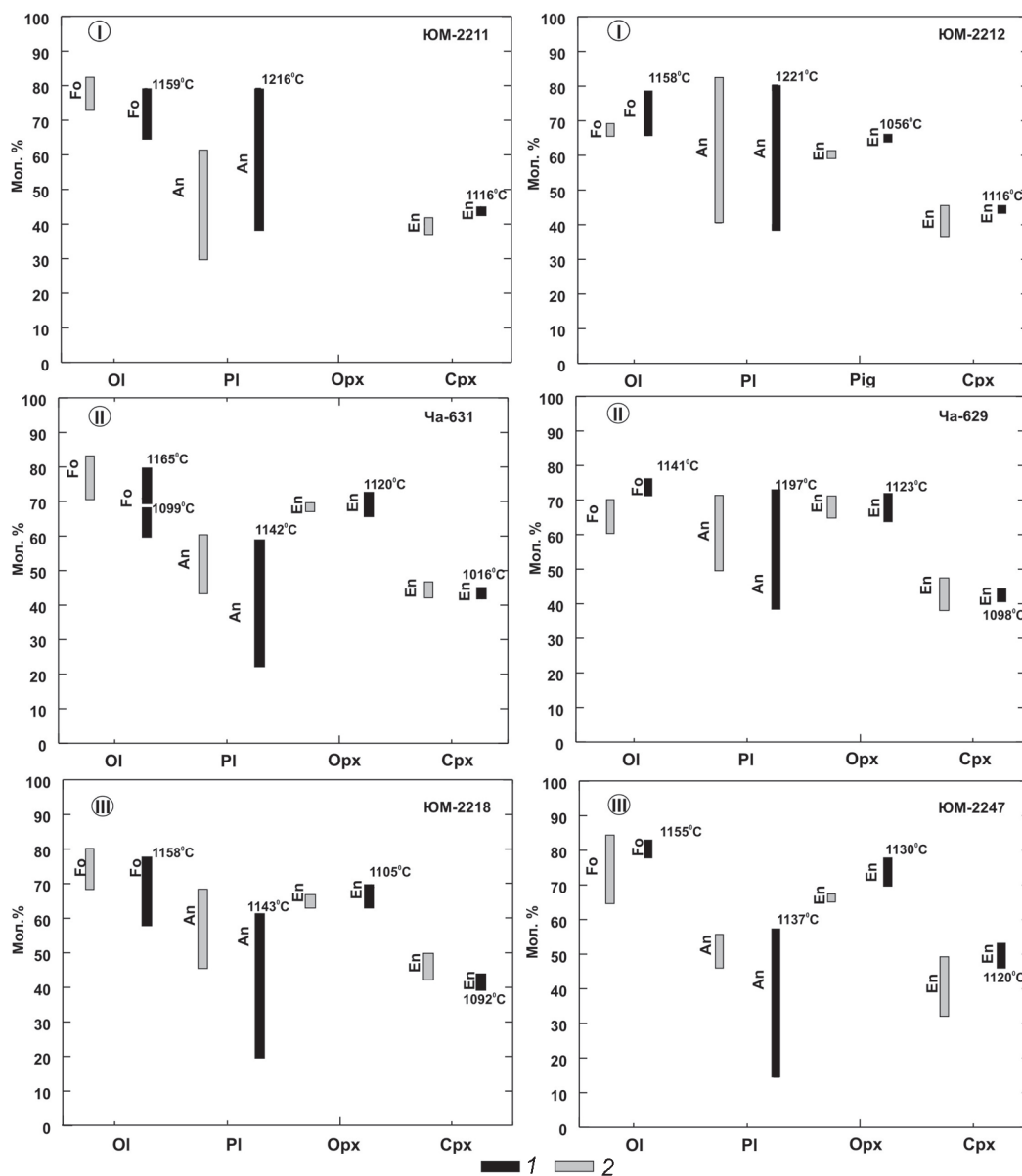


Рис. 7. Сопоставление расчетных (1) и реальных (2) составов породообразующих минералов в образцах влк. Горелый.

Цифры I–III – породы: I – базальты раннего посткальдерного комплекса (расчеты осуществлялись для $H_2O = 0.25$ мас. % и $fO_2 = 0.5$ лог. ед. выше буфера QFM); II – андезибазальты первых трех циклов развития современной постройки (расчеты осуществлялись для $H_2O = 0.25$ мас. % и $fO_2 = 1.5$ лог. ед. ниже буфера QFM); III – базальты и андезибазальты двух последних циклов развития современной постройки (расчеты осуществлялись для $H_2O = 0.25$ мас. % и $fO_2 = 2$ лог. ед. ниже буфера QFM). Pl – плагиоклаз, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Ol – оливин, Pig – пижонит. Цифрами на диаграмме показаны расчетные температуры начала кристаллизации минералов.

базальтах близки к температурному интервалу гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах ($1370\text{--}1250^\circ\text{C}$ и, соответственно, $1310\text{--}1280^\circ\text{C}$), а в магнезиальных базальтах постройки влк. Мутновский-IV несколько занижены ($1280\text{--}1210^\circ\text{C}$ и, соответственно, $1320\text{--}1300^\circ\text{C}$).

В процессе моделирования для согласования составов расчетных и природных минералов нами

были использованы разные значения $\lg fO_2$. В частности, расчеты для базальтоидов современной постройки влк. Горелый ($Q_3^4\text{--}Q_4^4$) осуществлялись, как правило, для более низкой активности кислорода, чем для основных лав влк. Мутновский. Это хорошо согласуется с выводами, сделанными ранее при анализе данных высокотемпературной газовой хроматографии [23]. При $T = 1100^\circ\text{C}$ значения $\lg fO_2$ для базаль-

Таблица 3. Температуры кристаллизации породобразующих минералов, полученные различными методами (°C).

№ образца	Температуры кристаллизации минералов в базальтах, полученные с помощью программы Комагат				Температуры двулирокового равновесия, определяемые по термометру [28]	Температуры Ol-Sph равновесия, определяемые по термометру [20]	Температуры гомогенизации первичных расплавов включений, T°C	
	Pl	Ol	Orx	Srx			Pl	Rx
	Pig							
ЮМ-2212	1220	1158		1116				
ЮМ-2211	1197	1140		1056				
Ча-625	1150	1160		1093				
Ча-629	1197	1140		1098			1150-1170	
Ча-631	1140	1165		1109				
ЮМ-1568	1154	1199		1100			1150-1180	1120-1180
5671a	1193	1290		1130				
ЮМ-2218	1143	1158		1090				
ЮМ-2247	1137	1155		1120			1160	1120-1140
ЮМ-2242	1143	1146		1100			1133	
ЮМ-1538	1350	1166		1166				
ЮМ-1540	1250	1160		1115				
ЮМ-1542	1215	1139		1114				
ЮМ-2114	1370	1160		1095			1280-1310	
ЮМ-2143	1210	1240		1128				
ЮМ-2139	1215	1213		1093				
Ча-589	1230	1167		1126				
Ча-588	1233	1190		1121				
Ча-587	1283	1188		1123				

Базальты раннего посткальдерного комплекса влк. Горелый (Q_3^3)

Базальтоиды II-III циклов формирования современной постройки влк. Горелый ($Q_3^4 - Q_4^2$)

Базальтоиды V-VI циклов формирования современной постройки влк. Горелый (Q_4^4)

Базальты древней постройки влк. Мутновский-I (Q_3^2)

Базальты современной постройки влк. Мутновский-IV ($Q_3^4 - Q_4$)

1300-1320(?)

тоидов современной постройки влк. Горелый (Q_3^4 – Q_4^4) лежат в интервале от -13.5 до -14.9, а для базальтов влк. Мутновский-I – от -12.5 до -13.3. О низкой фугитивности кислорода при кристаллизации базальтов и андезибазальтов молодой постройки влк. Горелый косвенно свидетельствует ограниченное содержание в них оксидных фаз железа и обогащение остаточных стекол FeO и TiO₂.

Роль кристаллизационной дифференциации

Особенности поведения ряда петрогенных элементов и микроэлементов дают основание предполагать важную роль кристаллизационной дифференциации в происхождении пород вулканов Мутновский и Горелый. Например, изменение наклона трендов на диаграммах CaO–MgO, Al₂O–MgO (рис. 4 и 5) и Sr–MgO (рис. 6) в области (MgO = 0.5–5 %) логично объясняется появлением во фракционирующем минеральном парагенезисе плагиоклаза. На возможность участия в процессе фракционирования темноцветных минералов (Ol, Crx) указывает снижение концентраций когерентных микроэлементов Ni, Co, Cr при увеличении кремнекислотности и падении магнезиальности вулканитов (рис. 6).

Минералогическим признаком кристаллизационной дифференциации является широкое распространение в изученных вулканитах фенокристов плагиоклаза, пироксена и оливина с прямой зональностью. Наиболее часто подобные минеральные признаки встречаются в глиноземистых базальтах древней постройки влк. Мутновский-I и в базальтоидах раннего посткальдерного комплекса влк. Горелый.

Вулкан Горелый. На рис. 4 показаны вариации составов природных образцов и расчетные тренды фракционной дифференциации магнезиальных базальтов влк. Горелый.

Для умереннокалиевых базальтов ранних этапов (Q_3^{3-4} , Q_3^4 – Q_4^2) формирования современной постройки в качестве исходного был выбран наиболее магнезиальный образец из нашей коллекции (ЮМ-1568, MgO ~ 6.4 %), пересчитанный на 9 % MgO по методу, описанному в [30]. Для высококалиевых базальтоидов двух последних циклов (Q_4^3 – Q_4^4) – голоценовый базальт М-5671а с содержанием MgO около 10 % (табл. 2).

Для пород I–III циклов в интервале базальт–андезибазальт рассчитанные и природные тренды вариаций CaO, Al₂O₃, K₂O и SiO₂ близки между собой. Вблизи или на их продолжении располагаются и составы остаточных стекол основных пород. Модельные тренды достаточно хорошо описывают поведение Na₂O, хотя содержание этого элемента в расчетных остаточных жидкостях выше, чем в проанализи-

рованных природных образцах (рис. 4). Наблюдаемое расхождение по Na₂O указывает на влияние иных процессов, вероятнее всего коровой контаминации, на эволюцию магматических расплавов. Последнее подтверждается частой встречаемостью в изученных вулканитах минералов с обратной зональностью, существованием зон резорбции и следов плавления у ранних вкрапленников плагиоклаза, а также наличием неравновесных минеральных ассоциаций.

Для голоценовых базальтов двух последних циклов (V и VI) формирования современной постройки влк. Горелый рассчитанные и природные тренды практически совпадают для большинства петрогенных элементов (SiO₂, Na₂O, K₂O и, в меньшей степени, для CaO). Поведение Al₂O₃ в модельных жидкостях близко к таковому в природных образцах, но при более низких концентрациях (рис. 4).

Вулкан Мутновский. Отсутствие в коллекции авторов высокомагнезиальных базальтов древней постройки (Мутновский-I) не позволило корректно выполнить численное моделирование фракционной кристаллизации первичных магм. Для пород современного конуса (Мутновский-IV) в качестве исходного состава был выбран магнезиальный базальт ЮМ-2143 (MgO ~ 10 %, табл. 2) голоценового возраста. Картина здесь во многом сходна с ранее описанной для влк. Горелый. Для большинства элементов (SiO₂, CaO, Na₂O, K₂O) в области составов базальт–андезибазальт (до 55 % SiO₂) наблюдается хорошее соответствие природных и расчетных трендов (рис. 5). Существенно различаются лишь концентрации Al₂O₃. Поведение этого элемента при низкобарическом фракционировании контролируется, главным образом, плагиоклазом, состав и порядок кристаллизации которого зависит не только от температуры, но и от давления воды. Последнее может вносить определенные погрешности в численное моделирование систем с высокими содержаниями Al₂O₃.

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНОВ ГОРЕЛЫЙ И МУТНОВСКИЙ

Выполненные исследования позволяют сделать определенные выводы о некоторых закономерностях эволюции составов лав вулканов Горелый и Мутновский.

Как отмечалось выше, ранний посткальдерный этап формирования влк. Горелый характеризуется значительно более широким (от базальтов до дацитов) спектром составов излившихся пород, заметно более высокими концентрациями CaO, Sr, V, но низкими – K₂O, Ni, Rb, Ba, в какой-то мере, P₂O₅, по сравнению с близкими по магнезиальности вулканитами современной постройки, особенно двух после-

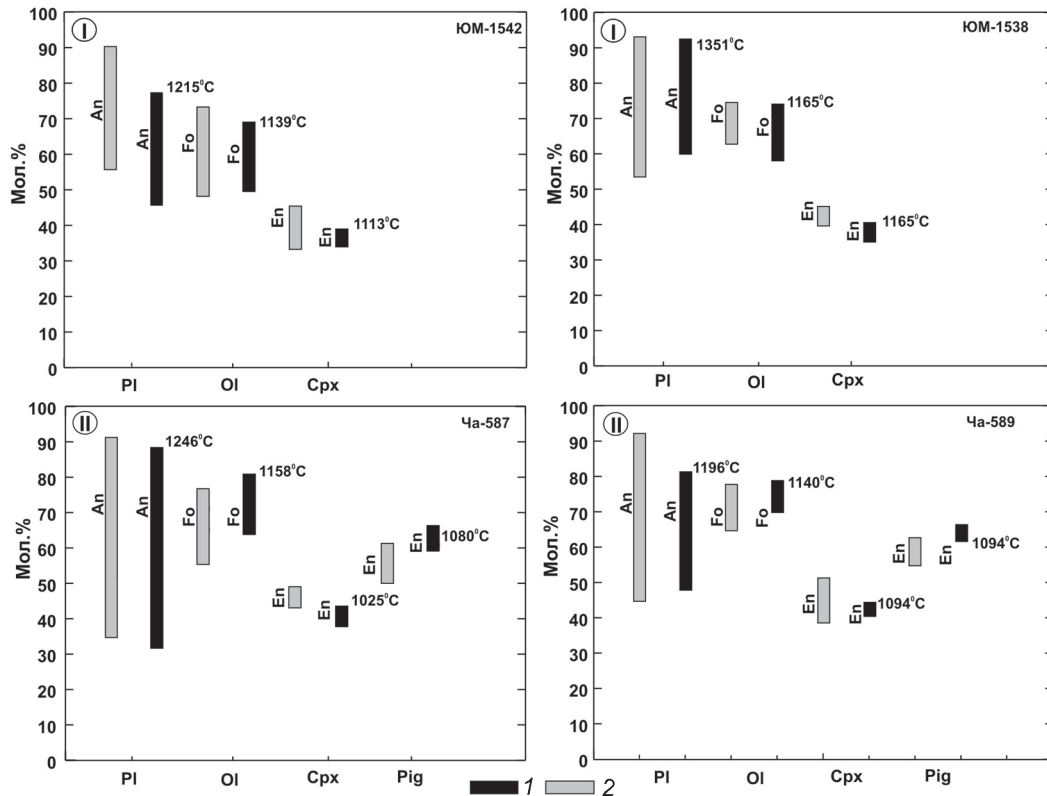


Рис. 8. Сопоставление расчетных (1) и реальных (2) составов породообразующих минералов в образцах влк. Мутновский.

Цифры I–II – породы: I – базальты древней постройки Мутновский-I (расчеты осуществлялись для $H_2O = 0.25$ мас. % и $fO_2 = 0.5$ лог. ед. ниже буфера QFM); II – базальты современной постройки Мутновский-IV (расчеты осуществлялись для $H_2O = 0.9$ мас. % и $fO_2 = 0.9$ лог. ед. выше буфера QFM).

дних циклов ее развития, связанных с вулканической активностью рифтогенной зоны (рис. 4, 6). Для пород ранних циклов развития современной постройки также типична обратная зональность фенокристов плагиоклаза, пироксена и оливина, что свидетельствует о смешении или контаминации первичных мантийных магм коровым материалом. Высокое содержание калия в плагиоклазе и титана в титаномагнетите лав рифтогенной зоны вулкана хорошо коррелируются с особенностями составов вмещающих пород.

В процессе формирования влк. Мутновский также наблюдается возрастание основности вулканических продуктов, с преобладанием на заключительной стадии базальтов и андезибазальтов со сравнительно низкими концентрациями Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 и Na_2O , но высокими – MgO , CaO , Cr , Ni . Минералогической особенностью древних лав (Мутновский-I) является значительное присутствие крупных кристаллов высокоосновного плагиоклаза (90–93 мол. % An), часто резорбированных, с реакционной каймой более кислого плаги-

оклаза. Для молодых базальтов (Мутновский-IV) типично присутствие фенокристов плагиоклаза, клинопироксена и оливина с обратной зональностью.

Петрологические различия и сходство составов пород вулканов Мутновский и Горелый наглядно демонстрируют расчетные тренды фракционной дифференциации магнезиальных базальтов в координатах $T^\circ C - MgO$ (рис. 9). Анализ графиков позволяет сделать два основных вывода:

1. Все типы лав влк. Мутновский характеризуются избыточным, по сравнению с низкотемпературной OI-PI котектикой, содержанием плагиоклазового компонента. Для влк. Горелый подобная особенность характерна только для основных лав раннего посткальдерного комплекса.

2. Содержание расчетного плагиоклаза в основных эффузивах обоих вулканов закономерно уменьшается с их омоложением. Молодые лавы по особенностям своего состава близки (Мутновский) или соответствуют (Горелый) низкотемпературной OI-PI котектике.

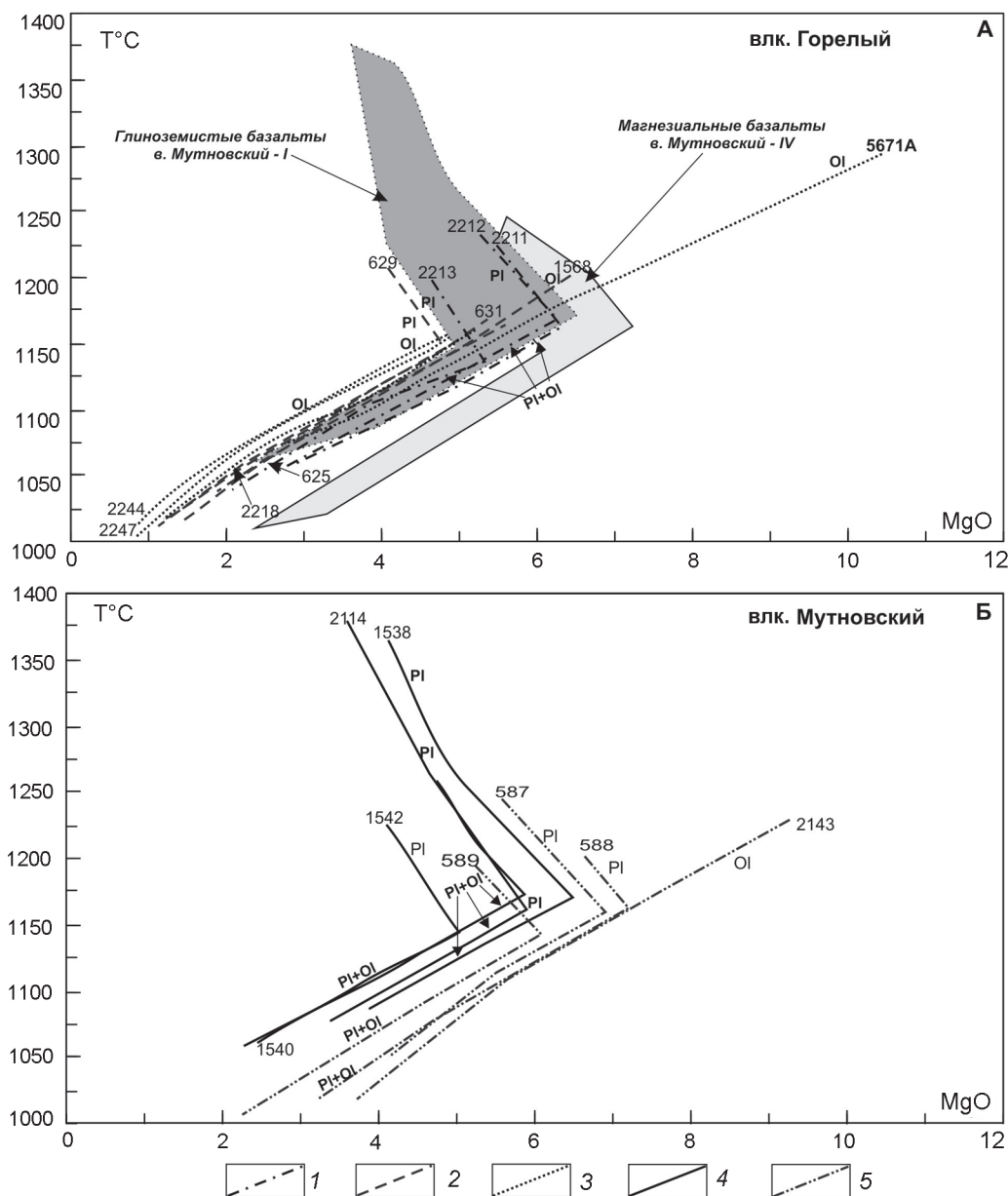


Рис. 9. Расчетные линии эволюции состава расплавов основных лав влк. Горелый (А) и влк. Мутновский (Б).

1–3 – влк. Горелый: 1 – базальты раннего посткальдерного комплекса, 2 – базальтоиды II–III циклов развития современной постройки, 3 – базальтоиды V–VI циклов развития современной постройки; 4–5 – влк. Мутновский: 4 – базальты древней постройки Мутновский-I, 5 – базальты современной постройки Мутновский-IV. Цифры на диаграммах соответствуют номерам образцов. Pl, Ol – области кристаллизации плагиоклаза, оливина; Pl+Ol – плагиоклаз-оливиновая котектика.

Вопросы происхождения избыточного нормативного плагиоклаза напрямую связаны с происхождением высокоглиноземистых расплавов, и их решение выходит за рамки данного исследования. Полученные результаты противоречивы и не могут быть объяснены только одной моделью. Например, аномальное обогащение плагиоклазовым компонентом основных лав Мутновский-I можно объяснить моделью кумулятивного накопления плагио-

лаза в остаточной жидкости [26, 29], о чем свидетельствует несовпадение реальных и расчетных составов плагиоклаза, аномально высокие содержания анортитового компонента (до ~ 90 мол % An, рис. 7 и 8) в природных вкрапленниках и отчетливые петрографические признаки резорбции последних. Но обогащенные глиноземом базальты раннего посткальдерного комплекса влк. Горелый характеризуются субафировой текстурой, что сви-

детельствует об иных процессах накопления избыточного плагиоклазового компонента.

С большей определенностью можно интерпретировать общие закономерности эволюции магматических расплавов двух изученных вулканов. Вне зависимости от принятой петрогенетической модели, резкое изменение петрологических особенностей магм является надежным критерием изменения геодинамической обстановки формирования магм. Для влк. Горелый, например, увеличение степени основности и магнезиальности пород, с падением содержания избыточного плагиоклазового компонента, отчетливо коррелируется с изменением типа вулканической активности, переходом к вулканизму трещинного типа, с излиянием преимущественно основных лав вдоль разветвленной рифтогенной зоны. Аналогичные изменения составов вулканических продуктов влк. Мутновский, примерно в тот же временной интервал, дают основание предполагать, что, начиная с позднего плейстоцена (Q_3^4), вся рассматриваемая территория испытала изменение геодинамического режима с усилением роли растягивающих напряжений в ее развитии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Активные вулканы и гидротермальные системы Камчатки: Путеводитель научных экскурсий. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО АН СССР, 1985. 24 с.
2. Альмеев Р.Р. Геохимия магматизма вулкана Безымянный: признаки мантийного источника и условия фракционирования исходной магмы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Москва, 2005. 26 с.
3. Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т.3, № 5. С. 42–67.
4. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 362 с.
5. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4–5. С. 5–32.
6. Кирсанов И.Т., Озеров А.Ю. Состав продуктов и энергетический эффект извержения вулкана Горелый в 1980–1981 гг. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 25–42.
7. Кирсанов И.Т. Вулкан Горелый: его геологическое строение, последние извержения, состав продуктов // Вулканическая деятельность: ее механизм, связь с геодинамикой, прогноз извержений и землетрясений. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 32–43.
8. Кирсанов И.Т., Мелекесцев И.В. Вулкан Горелый // Действующие вулканы Камчатки Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 294–315.
9. Кожемяка Н.Н. Действующие вулканы Камчатки: типы построек, длительность формирования, общий объем, продуктивность, состав вулканитов // Вулканология и сейсмология. 1994. № 6. С. 3–16.
10. Маренина Т.Ю. Геолого-петрографический очерк Мутновского вулкана // Труды лаборатории вулканологии. 1956. Вып. 12. С.3–53.
11. Мартынов Ю.А. Чашин А.А. Породообразующие минералы основных эффузивов Мутновского геотермального района // Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток, 1989. С. 112–123.
12. Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Чашин А.А. Геохимическая типизация базальтоидов Мутновского вулканического поля (Южная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 72–83.
13. Мартынов Ю.А., Мартынов А. Ю., Чашин А.А., Рыбин А.В. Базальты вулкана Тятя: петрология и генезис о-вов Кунашир, Курильская островная дуга // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 3. С. 22–31.
14. Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Округин В.М. Восточно-Камчатский вулканический пояс (квартер) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Ч. II. Гл. 5. Магматические пояса и зоны типовых геодинамических обстановок. Зоны внутриплитного магматизма. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 305–308.
15. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В. Динамика активности вулканов Мутновский и Горелый в голоцене и вулканическая опасность для прилегающих районов (по данным тейфрохронологических исследований) // Вулканология и сейсмология. 1987. № 3. С. 3–18.
16. Наумов В.Б. Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров // Геохимия. 1969. № 4. С. 494–498.
17. Ноздрачев Е.А. Рентгенофлуоресцентное определение Ni, Co, Fe в базальтоидах на спектрометре VRA-30 // Тезисы докладов VII конференции “Аналитика Сибири и Дальнего Востока” Т. 2. Новосибирск, 2004. С.77–78.
18. Овсянников А.А., Зубин М.И. Вулкан Мутновский // Действующие вулканы Камчатки. Т.2. М.: Наука, 1991. С. 318–337.
19. Очерки тектонического развития Камчатки / Под. ред. В.В. Белоусова. М.: Наука, 1987. 247 с.
20. Понамарев Г.П., Пузанков М.Ю. Распределение железа и магния в системе расплав-шпинель-оливин по экспериментальным данным. Геологические приложения. Петропавловск-Камчатский, 2002. 80 с.
21. Селянгин О.Б. Новое о вулкане Мутновский: строение, развитие, прогноз // Вулканология и сейсмология. 1993. № 1. С. 17–35.
22. Селянгин О.Б., Пономарева В.В. Строение и развитие Гореловского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 3–23.
23. Чашин А.А., Хетчиков Л.Н., Иванов В.В. и др. Флюидный режим формирования магматических пород и Au-Ag оруденения Вилючинской вулкано-тектонической структуры (южная Камчатка) // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 2. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 341–366.
24. Чашин А.А., Мартынов Ю.А. Срединно-Камчатский вулканический пояс: Южно-Камчатская и Центрально-Камчатская зоны (олигоцен-миоцен) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Ч. II. Гл. 5.

- Магматические пояса и зоны типовых геодинамических обстановок. Зоны внутриплитного магматизма. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 294–304.
25. Шеймович В.С., Зубин М.И. Структура земной коры и петрохимия позднекайнозойских вулканов юга Камчатки // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 4. С. 934–937.
 26. Crawford A.J., Falloon T.J., Eggins S. The origin of island arc high-alumina basalts // Contrib. Mineral. and Petrol. 1987. V 97. P. 417–430.
 27. Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2007. V. 71. P. 452–480.
 28. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Mineral. 1983. V. 68, N 5–6. P. 477–493.
 29. Plank T., Langmuir C.H. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 349–370.
 30. Turner S., Hawkesworth C. The nature of the subcontinental mantle: constraints from the major-element composition of continental flood basalts // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 295–314.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

A.A. Chashchin, Yu.A. Martynov, A.B. Perepelov, N.I. Yekimova, T.P. Vladimirova

Physical-and-chemical conditions of formation and evolution of Late Pleistocene-Holocene magmas of the volcanoes Gorelyi and Mutnovskiy (South Kamchatka)

The detailed study of mineralogical and geochemical compositions of major effusives of the modern structures of Gorelyi (Q_3^4 – Q_4^4) and Mutnovskiy (Q_3^2 – Q_4) volcanoes, and also the results of numerical modeling (“Comagmat” program) made it possible to estimate the role of fractional crystallization, fluid regime and geodynamic conditions in petrogenesis of the investigated basaltoids. The specific features of evolution of magmas of the two volcanoes give grounds to conjecture that beginning from the Late Pleistocene (Q_3^4) the whole study territory experienced a change in geodynamic regime attended by the strengthening of the role of tension stresses in its development.

Key words: basalts, mineralogy, geochemistry, Mutnovskiy Volcano, Gorelyi Volcano, Kamchatka.

НЕКРОЛОГ

СТАНИСЛАВ ГРИГОРЬЕВИЧ БЯЛОБЖЕСКИЙ

(18.11.1938–06.03.2011)

6 марта 2011 г. на 73 году жизни после тяжелой продолжительной болезни скончался замечательный человек и талантливый ученый – Станислав Григорьевич Бялобжеский. До 50-летнего юбилея своей трудовой деятельности в стенах Северо-Восточного комплексного института ДВО РАН он не дожил всего полгода.

Осенью 1961 г., по окончании Московского геологоразведочного института (МГРИ), Станислав Григорьевич прибывает в г. Магадан и становится сначала лаборантом, а затем и младшим научным сотрудником лаборатории региональной тектоники СВКНИИ. Руководитель лаборатории Соломон Маркович Тильман быстро оценил замечательные личностные и профессиональные качества молодого специалиста, и вскоре Станислав Григорьевич стал “правой рукой” шефа. И такой выбор был сделан не случайно. Начало 60-х ознаменовалось работами в арктической части СВ СССР, в частности на острове Врангеля, в которых активно участвовал Станислав Григорьевич. Эти работы привели к открытию крупных надвиговых структур на острове, значение которых было оценено геологическим сообществом значительно позднее уже в рамках новой тектонической парадигмы. В начале 70-х Станислав Григорьевич, с присущим ему энтузиазмом, подключился к изучению принципиально иного (по сравнению с мезозоидами) района Северо-Востока – альпинотипного Коряжского нагорья. Шесть полновесных непростых полевых сезонов провел Станислав Григорьевич в тесном содружестве с коллективом сотрудников московского ГИНа – Геологического института Академии наук СССР (С.В. Руженцев, С.Д. Соколов, А.А. Пейве, А.Д. Казимиров и др.). Эти работы привели к новой интерпретации Коряжских структур как покровно-складчатых образований, что позволило С.Г. Бялобжескому подготовить и защитить диссертацию “Тектоника Коряжского хребта (Северо-Восток СССР)” в 1979 г. Она осталась, к сожалению, неопубликованной. Но, несомненно, эти материалы пригодились Станиславу Григорьевичу при его участии в работе большого коллектива авторов, создавшего тектоническую карту Северо-Востока СССР, основанную на развиваемых под руководством академика А.В. Пейве принципах так называемого конструктивного тектогенеза. Карта была издана в 1979 г. и сопровождалась монографией-запиской “Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана” (1980). На картографической выставке Международного геологического конгресса (Москва, 1984) эта работа была удостоена медали.



В 1984 г., после отъезда С.М. Тильмана в Москву, С.Г. Бялобжеский возглавил лабораторию тектоники и успешно руководил ею в течение 16 лет. Этот период был ознаменован существенными переменами. В частности, была создана группа математического моделирования тектонических структур, которую возглавил А.Н. Петров. Былая конфронтация со специалистами якутской тектонической школы по поводу Колымского массива перешла в тесное сотрудничество на новой плитотектонической (террейновой) основе, чему в немалой степени способствовало участие С.Г. Бялобжеского в международных тектоно-металлогенических проектах “Металлогения Аляски и Северо-Востока СССР” (1989–1993 гг.) и “Тектоника и металлогенезис Северо-Американских Кордильер, российского Дальнего Востока и Аляски” (1994–2000 гг.). В последнем проекте им, вместе с Л.М. Парфеновым и А.И. Ханчуком, была создана плейт-тектоническая основа для металлогенических построений на огромной территории Востока России. Эти работы завершились изданием на английском языке крупных монографических сводок по тектонике и металлогении северного обрамления Пацифика. В этих проектах Станислав Григорьевич играл ключевую роль, достойно представляя российскую (советскую) тектоническую школу в дискуссиях с нашими зарубежными коллегами.

Карьерный рост никогда всерьез не интересовал Станислава Григорьевича: он любил заниматься собственно научной работой, умел это делать талантливо и при этом предпочитал браться за сложные, принципиально важные геологические проблемы. Последнее десятилетие Станислав Григорьевич трудился в качестве ведущего научного сотрудника в лаборатории геологии нефти и газа, геоэкологии. В эти годы он участвовал в качестве одного из основных авторов в создании крупной коллективной сводки “Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России” (редактор А.И. Ханчук), которая увидела свет в 2006 г. Во многом благодаря его вдумчивой работе была успешно проведена геологическая интерпретация геолого-геофизического трансекта 2-ДВ и 2-ДВ-А (Магадан–Певек–Анадырь).

С.Г. Бялобжескому принадлежит около 200 научных публикаций, включая ряд коллективных, в том числе англоязычных, монографий, а также фондовые геологические отчеты по крупным хоздоговорам и особо важным научным проектам. Он принял участие в составлении большого количества (не менее десяти) тектонических, структурно-морфологических, формационных, террейновых карт различных регионов Востока Азии, Северной Евразии, севера Тихоокеанского кольца. В течение многих лет активно работал в составе Ученого совета СВКНИИ, был постоянным членом разнообразных общественных комиссий. Был награжден медалью “Ветеран труда”, Почетным знаком “Магадану 70 лет”, имел почетные звания “Заслуженный ветеран ДВНЦ АН СССР”, “Ветеран труда Магаданской области”. Но его многолетняя плодотворная деятельность была прервана, увы, тяжелым заболеванием.

Ушел из жизни талантливый исследователь, энтузиаст геологии и тектоники Северо-Востока Азии, настоящий российский интеллигент, романтик и поэт. Он оставил заметный след в изучении геологии нашего сурового труднодоступного края и теплые воспоминания в душах всех знавших его коллег и друзей.

Редколлегия, друзья и коллеги СВКНИИ ДВО РАН.

Научные редакторы Войнова И.П., Калун В.Б., Развозжаева Е.П.
Корректор Пескова Л.Д.

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Института тектоники и геофизики ДВО РАН, 680000, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

Изд. лиц. ИД № 05497 от 01.08.2001 г. Подписано к печати 11.05.2011 г.
Формат 60×88/8. Печать офсетная. Усл.п.л. 13,8. Усл.-изд.л. 13,2
Тираж 200 экз. Заказ 4.

Отпечатано в типографии ФГУП Издательство “Дальнаука” ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 2011. Т. 30, № 4