

Том 26, номер 1
ISSN 0207 - 4028

Январь_Февраль 2007

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



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

СОДЕРЖАНИЕ

25 лет журналу “Тихоокеанская геология”	3
<i>Р.Г. Кулнич, Б.Я. Карп, Б.В. Баранов, Е.П. Леликов, В.Н. Карнаух, М.Г. Валитов, С.М. Николаев, Т.Н. Колпацкова, И.Б. Цой.</i> О структурно-геологической характеристики “сейсмической бреши” в центральной части Курильской островной гряды	5
<i>В.В. Жигулев, В.Н. Патрикеев.</i> Возможности малоглубинной сейсморазведки методом преломленных волн при исследовании активных разломов Северного Сахалина	20
<i>Б.Н. Пискунов.</i> База петрохимических данных по магматическим породам внутренней гряды Курильской островной дуги	29
<i>Ю.Д. Захаров, С.П. Плетнев, М.Е. Мельников, О.П. Смышляева, В.Д. Худик, Г.А. Евсеев, Т.А. Пунина, П.П. Сафонов, А.М. Попов.</i> Первые находки меловых белемнитов в Магеллановых горах Тихого океана	36
<i>А.Н. Филиппов, И.В. Кемкин.</i> Кремнисто-глинистые отложения юрской аккреционной призмы хр. Хехцир, Сихотэ-Алинь: стратиграфия и генезис	51
<i>А.И. Ханчук, Л.П. Плюснина, В.П. Молчанов, Е.И. Медведев.</i> Благородные металлы в высокоуглеродистых метаморфических породах Ханкайского террейна, Приморье	70
<i>А.И. Малиновский, П.В. Маркевич.</i> Тяжелые обломочные минералы островодужных комплексов Дальнего Востока	81
<i>И.А. Тарарин, В.М. Чубаров, Е.К. Игнатьев, С.В. Москалев.</i> Геологическая позиция, минералогия и платиноидная минерализация медно-никелевых рудопоявлений Квинумского рудного поля Срединного хребта Камчатки	94
<i>С.В. Высоцкий, С.А. Щека, А.В. Баркар, В.Л. Иванова, А.А. Карабцов.</i> Гранатовые включения в щелочных базальтах Приморья – глубинные ксенолиты или родственные мегакристы?	111

CONTENTS

The "Tikhookeanskaya Geologiya" journal is 25	3
<i>R.G. Kulinich, B.Ya. Karp, B.V. Baranov, Ye.P. Lelikov, V.N. Karnaukh, M.G. Valitov, S.M. Nikolaev, T.N. Kolpaschchikova, I.B. Tsoi.</i> The structural and material characteristic of the “seismic gap” in the central part of the Kuril Island Range	5
<i>V.V. Zhigulev, V.N. Patrikeev.</i> The possibilities of the application of the refraction method for shallow depth seismic exploration during the investigation of the active faults of North Sakhalin	20
<i>B.N. Piskunov.</i> Analytical data base for magmatic rocks of the inner ridge of the Kuril Island Arc	29
<i>Yu.D. Zakharov, S.P. Pletnev, M.Ye. Melnikov, O.P. Smyshlyanova, V.D. Khudik, G.A. Yevseev, T.A. Punina, P.P. Safronov, A.M. Popov.</i> The first finds of Cretaceous belemnites on the Magellan Rise, Pacific Ocean	36
<i>A.N. Filippov, I.V. Kemkin.</i> Cherty-clay deposits of the Khekhtsy Ridge Jurassic accretionary prism, Sikhote-Alin: stratigraphy and genesis	51
<i>A.I. Khanchuk, L.P. Plyusnina, V.P. Molchanov, Ye.I. Medvedev.</i> Noble metals in the high-carbon metamorphic rocks of the Khanka terrane, Primorye	70
<i>A.I. Malinovsky, P.V. Markevich.</i> Heavy clastic minerals of the Far-East volcanic island arc assemblages	81
<i>I.A. Tararin, V.M. Chubarov, E.K. Ignatyev, S.V. Moskaleva.</i> The geological position, mineralogy, and platinoid mineralization of copper-nickel occurrences of the Kvinnom ore field, Sredinny Ridge of Kamchatka	94
<i>S.V. Vysotskiy, S.A. Shcheka, A.V. Barkar, V.L. Ivanova, A.A. Karabtsov.</i> Garnet inclusions in alkaline basalts from Primorye – deep-seated xenoliths or cognate megacrysts?	111

25 ЛЕТ ЖУРНАЛУ “ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ”

Первый номер журнала “Тихоокеанская геология”, учрежденного Президиумом Академии наук СССР, появился в январе 1982 г. Необходимость издания диктовалась широким размахом геолого-геофизических исследований в зоне сочленения Восточной Азии с Тихим океаном, созданием Дальневосточного научного центра АН СССР, в составе которого было 6 институтов геологического профиля.

Первым главным редактором журнала был академик Н.А. Шило, заместителями главного редактора – академики Ю.А. Косыгин и А.Д. Щеглов, приложившие много сил в период становления журнала. Бессменным ответственным секретарем является д. г.-м.н. Г.Л. Кириллова, которая ныне совмещает этот пост с обязанностями зам. главного редактора.

Журнал “Тихоокеанская геология” – уникальное издание, в котором публикуются новейшие данные в области наук о Земле, полученные в результате морских экспедиций в Тихом океане и окраинных морях и наземных исследований на прилегающих континентах (преимущественно в Азии, рис.1).



Рис. 1. Количество статей (за 5 лет) по регионам и странам.

Азиатско-Тихоокеанский регион – форпост геологии. Здесь сочленяются континентальные и океанические плиты, формируются грандиозные вулканические и сейсмические пояса. В этом регионе сосредоточены уникальные месторождения платины, золота, олова, а также рифтогенные месторождения нефти, газа и газогидратов на необъятных шельфах. Газогидраты, по оценке специалистов, – будущее мировой энергетики.

Тихоокеанское огненное кольцо с грандиозными вулканами – уникальное явление планеты. С ним связана высокая сейсмичность, волны цунами, которые угрожают человечеству, и поэтому эти явления подлежат интенсивному изучению.

В журнале публикуются результаты исследований состава и глубинного строения коры и мантии Земли, работ, освещающих геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилегающих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, стратиграфии, седиментологии, неотектоники, геоморфологии, геодезии, геэкологии, горного дела, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии. Печатаются также критические статьи, рецензии, хроника важнейших событий научной жизни, библиография.

С 1984 по 2001 г. журнал издавался на английском языке компанией “Гордон и Брич” (Великобритания), аннотации печатались в Cambridge Scientific Abstracts (USA), Elsevier Geo Abstracts (UK), Geo Systems (UK); Petroleum Abstracts, University Tulsa (USA).



Рис. 2. Тематика статей журнала за 5 лет.

С 1982 по 2006 г. опубликовано 150 выпусков журнала, включающих около 1500 научных статей, рецензий, докладов о международных научных конференциях, информации о научных проектах. Периодически издавались специальные тематические выпуски, посвященные актуальным проблемам, например сейсмичности или результатам работ по важным международным проектам.

Регулярно публикуются библиографические указатели на русском и английском языках, включающие авторский (именной) и географический указатели. Анализ за последние 5 лет показал, что 526 авторов опубликовали свои статьи в журнале, в том числе около 50 иностранных авторов. Тематика статей весьма разнообразна (рис. 2).

С 2007 г. возобновляется издание журнала “Тихоокеанская геология” на английском языке издательством Springer под названием “Russian Journal of Pacific Geology”, и это вселяет надежду, что круг читателей и авторов журнала значительно расширится.

*А.И. Ханчук
С.М. Родионов
Г.Л. Кириллова*

О СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ “СЕЙСМИЧЕСКОЙ БРЕШИ” В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ГРЯДЫ

*Р.Г. Кулинич¹, Б.Я. Карп¹, Б.В. Барапов², Е.П. Леликов¹, В.Н. Карнаух¹,
М.Г. Валитов¹, С.М. Николаев¹, Т.Н. Колпащиков¹, И.Б. Цой¹*

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильинчева ДВО РАН, г. Владивосток

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

Рассматриваются результаты экспедиции на НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, выполненной ТОИ ДВО РАН и ИО РАН в августе–сентябре 2005 г. с целью уточнения тектонического каркаса, оценки сейсмогенного потенциала и цунамигенной опасности центрального звена Курильской островной гряды. В комплекс исследований вошли: одноканальное сейсмическое профилирование, гравиметрия, магнитометрия, детальная батиметрия, драгирование донных пород и осадков, а также газогеохимия. Приведены результаты геофизических и геологических работ. Показано, что изученный район является зоной активной тектонической деструкции, намечены границы указанной зоны, определены основные внутренние структурно-вещественные неоднородности района исследований.

Ключевые слова: сейсмическая брешь, структурно-тектоническая деструкция, блоковая делимость, Курилы.

ВВЕДЕНИЕ

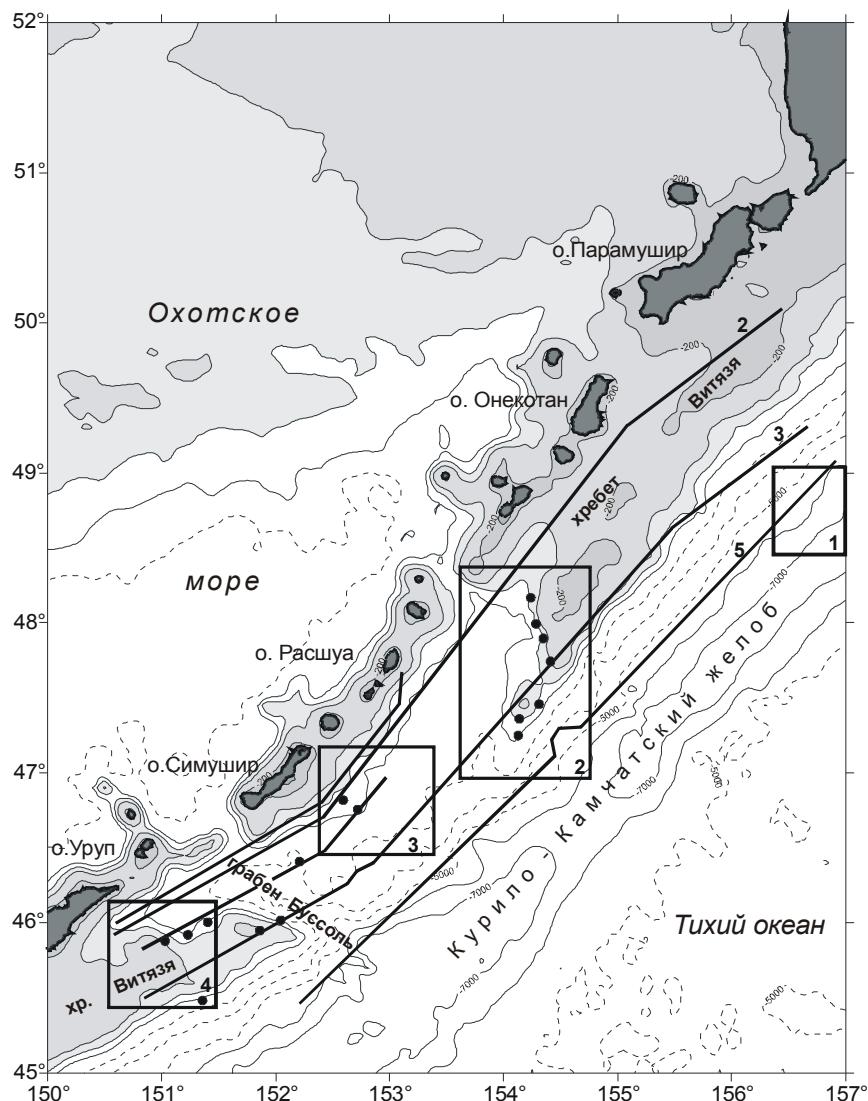
26 декабря 2004 г. вблизи северной оконечности о-ва Суматра, входящего в состав Зондской островной дуги, произошло катастрофическое землетрясение, вызвавшее цунами огромной разрушительной силы. Следствием этих процессов явилась гибель более 200 тысяч человек и огромные материальные потери в Индонезии, Таиланде и Бангладеш.

Указанные события привели к активизации исследований, позволяющих дать оценку тектонического и геодинамического состояния сейсмоопасных и цунамигенных районов в пределах Российской Федерации. Одним из таких районов является Курило-Камчатская островодужная система, в пределах которой геодинамические процессы весьма сходны с геодинамикой зоны конвергенции литосферных плит в пределах Зондской дуги. Более того, в центральной части Курильской островной гряды располагается так называемая “сейсмическая брешь”, в пределах которой в течение длительного времени не было отмечено ни одного сильного землетрясения [7]. Аналогичная “сейсмическая брешь” существовала и в пределах северного отрезка Зондской островной дуги. Ее длительное спокойствие, в конце концов, разрешилось катастрофой глобального масштаба. По аналогии можно полагать, что центральное звено

Курильских островов также может быть потенциально опасным районом, в пределах которого накопленное геодинамическое напряжение в обозримом будущем может быть сброшено в результате сильнейшего землетрясения, которое приведет к возникновению цунами.

Вышеизложенное послужило основой для разработки проекта “Изучение строения центральной части Курило-Камчатской островной дуги как возможного очага катастрофического цунамигенного землетрясения”. Инициатором и основным составителем проекта выступил ИО РАН при участии ТОИ ДВО РАН. Проект получил государственную финансющую поддержку для выполнения морской экспедиции, в задачу которой входило изучение тектонического каркаса и других структурно-вещественных характеристик фундамента и осадочного чехла в пределах фронтального склона дуги между островами Уруп и Парамушир для оценки его сейсмогенного потенциала. Научная программа экспедиции была реализована в совместной экспедиции ТОИ ДВО РАН и ИО РАН на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (рейс № 37). Расположение района работ и схема его отработки показаны на рис. 1.

В морфоструктурном плане район исследований располагается между Курильскими островами и



тектоникой, однако данные об их строении до начала экспедиции отсутствовали.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Поставленные задачи решались комплексом методов, куда вошли: непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), гравиметрия, магнитометрия, детальная батиметрия, драгирование донных пород и газогеохимия. Основной объем исследований был выполнен вдоль трех региональных профилей (2, 3, 5), проложенных вдоль простирания островодужной системы и в пределах четырех детальных полигонов, расположенных в местах концентрации предполагаемых и выявленных на первой стадии работ тектонических и вулканогенных структур (рис.1). В настоящей работе результаты газогеохимии не рассматриваются.

В задачу НСП входило изучение рельефа акустического фундамента, а также распределения мощности и структуры осадочных отложений. Сейсмические работы выполнялись с использованием пневматических источников объемом 2.5 и 3.3 литра при движении судна со скоростью 7 и 5 узлов. Цифровые сигналы с косы записывались на жестком диске персонального компьютера в формате SEGY.

Гравиметрия и магнитометрия были использованы для изучения скрытой тектоники и общей оценки вещественного состава консолидированного фундамента изучаемого района.

Гравиметрические наблюдения выполнялись шестью набортными гравиметрами ГМН, установленными на гиромаятниковые стабилизаторы ГМС-ГМН. Регистрация показаний гравиметров осуществлялась в цифровом виде на персональный компьютер и в аналоговом виде на самописцы КСП-4. Рядовые измерения выполнялись на региональных профилях и отдельных полигонах по стандартной методике.

Магнитометрия выполнялась двумя независимыми группами, сформированными в ИО РАН и ТОИ ДВО РАН. Измерения магнитного поля Земли обеими группами выполнялись в модификации градиентометрической съемки для исключения временных вариаций. Для выполнения указанных измерений группа ТОИ ДВО РАН была снабжена двумя морскими протонными магнитометрами МБМ-1. Группа ИО РАН проводила магнитные измерения с помощью буксируемого протонного градиентометра “Градиент” собственной разработки [4]. Магнитные датчики буксировались на расстоянии 200–300 м от кормы судна. Визуализация и регистрация показаний магнитометров осуществлялись персональными компьютерами. Все виды геофизических работ выполня-

лись единым комплексом на ходу судна, скорость и курс движения которого определялись требованиями НСП и гравиметрии.

Драгирование выполнялось для определения геологической природы акустического фундамента и источников геофизических аномалий, зафиксированных в процессе выполнения работ. Работы выполнялись на участках, выбранных по результатам предварительных батиметрических и сейсмических работ. Поднятые драгой породы документировались, из полученного материала отбирались образцы для дальнейшей обработки и изучения в лабораторных условиях.

Все виды работ сопровождались изучением рельефа дна, однако на отдельных участках, имеющих сложную морфоструктуру, батиметрия выполнялась в качестве самостоятельного вида исследований. Батиметрические измерения проводились с использованием штатного глубоководного эхолота ELAC LAZ-72 E-V. Определение местоположения судна обеспечивалось двумя морскими спутниковыми навигационными приемниками системы GPS – Garmin GPS 120 и Garmin GPS 128. Кроме этого использовался единый навигационно-батиметрический терминал, созданный в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По результатам сейсмических работ построены временные разрезы верхней части земной коры вдоль региональных профилей, а также карты мощности осадков и рельефа акустического фундамента для каждого из отработанных детальных полигонов.

По данным гравиметрии вычислены аномалии силы тяжести в свободном воздухе, построены графики соответствующих аномалий вдоль региональных профилей и карты изоаномал для детальных полигонов и исследованного района в целом.

По данным магнитометрии вычислены аномалии магнитного поля ΔT_a , построены соответствующие графики вдоль региональных профилей и карты изодинам аномального магнитного поля для каждого детального полигона. В данной работе используются только графики ΔT_a вдоль региональных профилей.

Ниже излагаются основные результаты сейсмического профилирования, гравиметрии, частично магнитометрии и геологических работ, выполненных в период экспедиции. Полный объем магнитометрических, газогеохимических и морфоструктурных исследований будут представлены к опубликованию отдельно.

Для выполненных исследований наибольший интерес представляли разрывные и пликативные формы деформаций в осадочной толще и фундаменте, продукты магматизма, сопровождавшего тектонические процессы, и общая блоковая делимость земной коры. Ниже рассматривается вклад геофизических методов и драгирования в решение экспедиционных задач.

Сейсмические исследования

Детальная картина распределения осадков и рельефа акустического фундамента по данным НСП получены в пределах полигонов 2–4.

Полигон 2 располагается в пределах южной оконечности северного отрезка подводного хребта Витязя, частично захватывая прилегающий к нему на западе междуговой прогиб, а на востоке – приостровной борт Курило-Камчатского желоба (рис.1). На указанном участке хребет хорошо выражен в рельефе дна, который отличается значительной сложностью. На отдельных участках вершины хребта располагаются на глубинах порядка 100 м и несут признаки волновой абразии, что свидетельствует о низком стоянии уровня моря в голоценовое время. Юго-восточный склон хребта постепенно опускается в сторону желоба. Северо-западный склон имеет более сложное строение, в целом включает в себя две ступени, разделенные уступами, и имеет простиранье, близкое к субмеридиональному.

По сейсмическим данным хребту Витязя соответствует общий подъем акустического фундамента (АФ) (рис. 2А). Кровля последнего располагается в диапазоне глубин 0,5–2,6 с (от уровня моря). В сторону междугового прогиба и желоба АФ погружается до глубин 4,6–5,0 с. Большая часть хребта лишена рыхлых отложений. Осадками заполнены указанный прогиб, склон желоба и отдельные депрессии АФ в пределах хребта. Осадки максимальной мощности (1,7 с) обнаружены в междуговом прогибе.

В осадочном чехле междугового прогиба выделены три сейсмических комплекса (СК): снизу вверх СК 1, СК 2 и СК 3. Геометрия отражающих границ у подножия хребта Витязя и в его центральной части свидетельствует, что накопление осадков происходило одновременно с местными тектоническими движениями. Эти движения возникли в конце периода формирования отложений сейсмокомплекса СК 1 и продолжались в течение всего осадконакопления комплекса СК 2. Еще одним свидетельством недавней тектонической активности данного участка является широкое развитие сбросовых уступов на западном склоне хребта Витязя и наличие практически со-

временных зон разломов у подножия хребта в междуговом прогибе. Можно предполагать, что отдельные тектонические подвижки происходят здесь и в настоящее время.

Полигон 3 располагается юго-западнее предыдущего, на траверзе о-ва Симушир, где хребет Витязя морфологически не выражен. По характеру рельефа дна этот район существенно отличается от предшествующего полигона. Генеральным отличием является общее СЗ-ЮВ простирание всех морфоструктур этого района. По сложности донного рельефа полигон может быть разделен на две части: северо-западную и юго-восточную, граница между которыми проходит примерно по изобате 2500 м. Северо-западная часть, прилегающая к островам, имеет более сложный рельеф. Здесь наблюдается несколько цепочек поднятий, образующих хребты, ориентированные в вышеуказанном СЗ-ЮВ направлении и спускающиеся вниз по склону до глубин 2500 м. Хребты разделены узкими прогибами, наиболее крупный из которых располагается в центральной части полигона. Хребты венчаются изометричными, округлыми постройками вулканогенной природы, что было подтверждено результатами драгирования.

По данным НСП осадки покрывают большую часть полигона, лишь на некоторых наиболее поднятых вершинах вулканических хребтов акустический фундамент выходит к поверхности дна (рис. 2Б). Мощность осадков закономерно увеличивается в сторону желоба и достигает значений более 1,2 с в локальных депрессиях акустического фундамента и, прежде всего, в прогибах, разделяющих указанные вулканические хребты.

Осадочный чехол в депрессиях фундамента двумя поверхностями несогласия разделяется на три сейсмических комплекса. Осадки верхнего комплекса местами образуют осадочные волны, что свидетельствует о развитии придонных течений в межгорной впадине. В депрессиях акустического фундамента на юге полигона верхний сейсмический комплекс представлен параллельно-слоистыми осадками со спокойным характером залегания. Нижележащий сейсмический комплекс (СК 2) повсюду представлен фацией стратифицированных отражений, перемежающихся с фацией хаотических отражений. Фацией хаотических отражений обычно представлены отложения, сформированные гравитационными оползнями и свалами осадков с возвышенных участков морского дна. Местами кровля второго сейсмокомплекса имеет холмообразную форму, что свидетельствует о развитии придонных течений во время и после его отложения. Самый

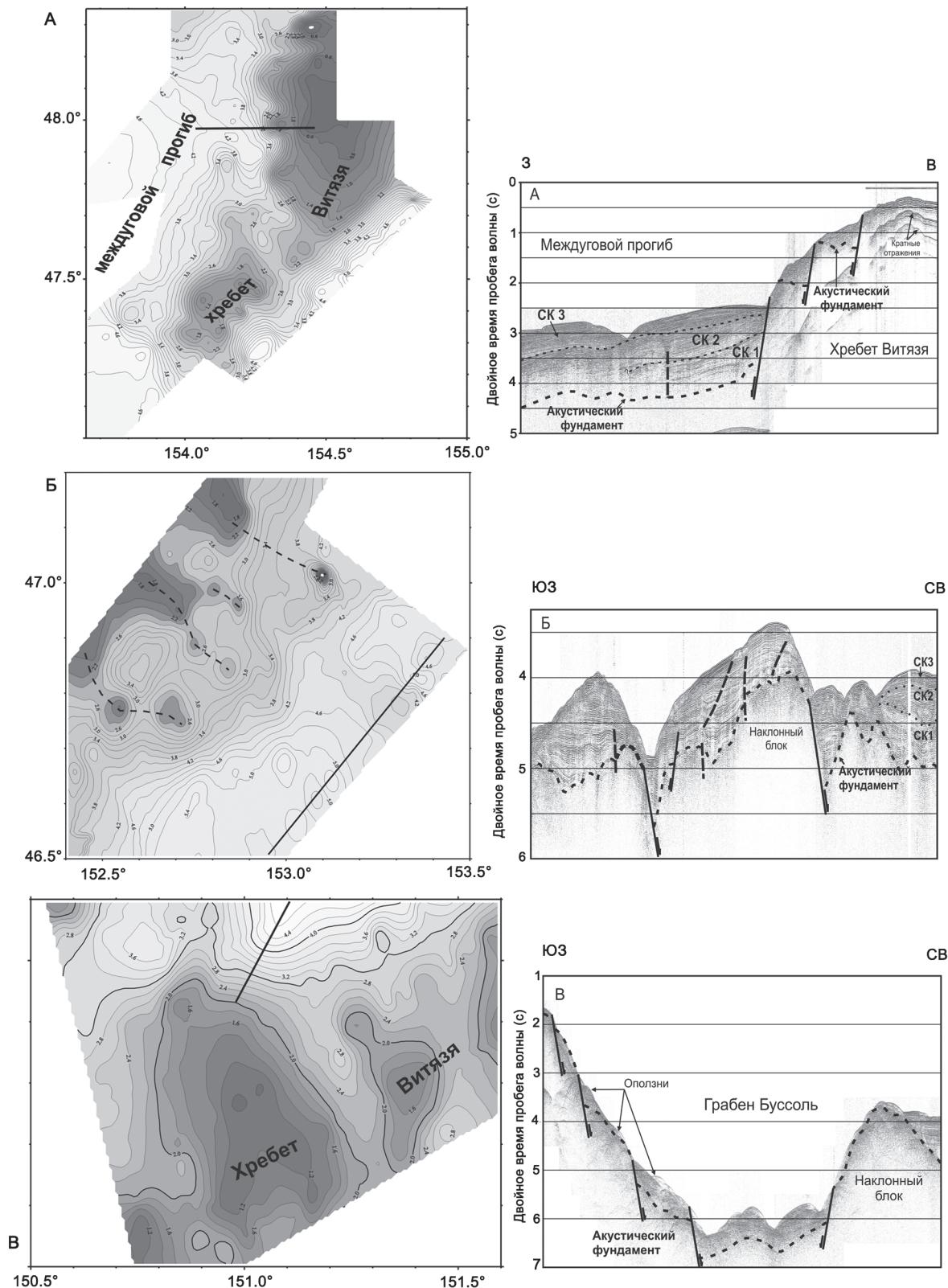


Рис. 2. Карты рельефа акустического фундамента и сейсмические разрезы полигонов 2 (А), 3 (Б) и 4 (В). На картах изолинии АФ – в секундах, жирными сплошными линиями обозначено положение сейсмических разрезов; штриховыми линиями (на 3 Б) обозначены коррелируемые цепочки вулканических построек; СК – сейсмические комплексы.

нижний сейсмокомплекс (СК 1) повсеместно сложен стратифицированными и полустратифицированными сейсмическими фациями.

В сейсмических разрезах присутствуют признаки недавних тектонических движений. Так, на юго-востоке полигона, в верхней части приостровного борта желоба наблюдается широкое развитие разломных нарушений в акустическом фундаменте и перекрывающей толще осадков с образованием наклонных тектонических блоков. Геометрия отражающих границ в прогибах акустического фундамента свидетельствует о том, что отложение осадков сейсмокомплексов 2 и 3 происходило синхронно с опусканием поверхности седиментации, т. е. в условиях вертикальных тектонических движений.

Полигон 4 располагается в пределах южного отрезка хребта Витязя, захватывая его северо-западный и юго-восточный склоны, а также частично грабен пролива Буссоль. В пределах полигона вершинная поверхность хребта находится на глубинах порядка 1000 м. На участке, где хребет Витязя круто обрывается в сторону грабена Буссоль, в зоне ширины 12 км перепад глубин морского дна составляет около 3 км. Северо-восточный борт грабена также является достаточно крутым, но перепады глубин здесь не превышают 1,5 км.

По сейсмическим данным, в рельфе акустического фундамента хребет отображается в виде двух субмеридиональных массивов (рис. 2 В). Их наиболее возвышенные участки располагаются на глубинах 1,0–1,4 с от уровня моря. Вершинные поверхности массивов разбиты разломными нарушениями субмеридионального направления, продолжающимися в пределы северного склона хребта. Осадки покрывают большую часть площади полигона. Лишены осадков только некоторые наиболее приподнятые части хребта и небольшие участки на его склонах. Мощность осадков на хребте не превышает 0,6 с и увеличивается до 1,4 с в депрессиях акустического фундамента в пределах его склонов. Маломощные осадки в пределах вершинной части хребта представлены фацией стратифицированных отложений с субпараллельными наклонными отражающими границами.

Всюду на изученном участке южного отрезка хребта Витязя геометрия отражающих границ свидетельствует о том, что в течение достаточно долгого геологического времени значительные вертикальные движения здесь отсутствовали.

Сейсмический профиль грабена Буссоль показан на рис. 2 В. Как видно, он представляет собой асимметричную структуру растяжения, оба борта ко-

торой сформированы серией сбросов с образованием наклонных блоков. Количество осадков на бортах минимально. Характер их распределения и внутренняя структура свидетельствуют об активных тектонических и гравитационных оползневых процессах, имевших место во время седиментации и в постседиментационный период. Дно грабена покрыто осадками мощностью до 0,6 с.

В целом, результаты сейсмических работ показали, что исследованный район был подвержен активным тектоническим дизъюнктивным и пликативным деформациям. Степень этих деформаций увеличивается с северо-востока на юго-запад. В северо-восточной части района исследований (примерно восточнее меридиана 154° в.д.) слои, слагающие верхнюю часть земной коры, залегают спокойно, без следов значительных тектонических перемещений. В юго-западном направлении ситуация существенно изменяется. В пределах всех вышеописанных полигонов обнаружены относительно молодые тектонические разломы сбросового характера. Сбросовые движения происходили в пределах северного отрезка хребта Витязя и в прогибах, разделяющих вулканические хребты на полигоне №2. Современные разломные нарушения наблюдаются в пределах западного склона и на вершинной поверхности северной и южной частей хребта Витязя, в верхней части приостровного борта желоба в пределах полигона №2.

Широкое развитие разломных деформаций без видимых признаков надвигов и наличие не перекрытых осадками наклонных блоков свидетельствуют, что юго-западная часть исследованного района является областью с превалирующими условиями растяжения и деструкции ранее существовавших морфоструктур.

Гравиметрия и магнитометрия

В комплексе экспедиционных исследований гравиметрия оказалась наиболее глубинным методом изучения структурно-вещественных изменений в крупных блоках земной коры. В силу этого данный метод был использован для определения макроблоковой делимости земной коры в изучаемом районе. Для решения этой задачи наиболее информативными стали результаты гравиметрии, выполненной на региональных профилях значительной протяженности (рис. 1, профили 2, 3, 5), а также сводная карта гравитационных аномалий, объединяющая результаты профильных и полигонных работ и создающая единую картину распределения коровых масс в изученном районе.

Основной целью анализа профильных данных было выявление крупных участков (блоков), различающихся по геофизическим, а значит и по структурно-вещественным характеристикам. Для этого были привлечены вероятностно-статистические методы, с помощью которых была оценена корреляционная связь гравитационного и магнитного полей с рельефом дна и между собой. Кроме того, для каждого геофизического поля были рассчитаны разрезы автокорреляционной функции (АКФ). Все расчеты были выполнены в режиме скользящего окна переменной величины.

Совокупный анализ геофизических полей, морфоструктуры дна и рельефа акустического фундамента позволил обозначить наиболее крупные структурные неоднородности вдоль отработанных профилей.

Результаты указанного анализа иллюстрируются геофизическими профилями 2 и 3 на рис. 3. На профилях показаны графики гравитационных аномалий в свободном воздухе, аномалий магнитного поля и рельефа дна. Гравимагнитный профиль 3 совмещен с сейсмическим разрезом для иллюстрации общей непротиворечивости данных, полученных всеми использованными методами. Вертикальными прерывистыми линиями отмечены границы участков, различающихся по частотно-амплитудным характеристикам геофизических полей, батиметрии и коровой структуре.

Профиль 2. Указанный профиль, как и остальные региональные профили, проложен параллельно островной гряде и протягивается от северо-восточной оконечности о-ва Уруп до траверза о-ва Парамушир. Он начинается в районе юго-западного высступа подводного хребта Витязя, далее протягивается, главным образом, вдоль прогиба, разделяющего указанный хребет и Курильскую островную гряду, и на северо-востоке выходит в зону шельфа о-ва Парамушир.

Общей характеристикой гравитационного поля этого профиля является его положительный уровень, наличие двух краевых максимумов, приуроченных к окрестностям о-вов Уруп на юго-западе и Парамушир на северо-востоке, и наличие между ними обширного асимметричного минимума, экстремальные значения которого приурочены к проливу Буссоль. Внутренняя область указанного минимума осложнена локальными аномалиями более высокого порядка. Среди них наиболее примечательной является группа относительных максимумов силы тяжести, зафиксированная на отрезке профиля между проливом Буссоль и траверзом о-вов Ушишир и Расшуга.

Магнитное поле профиля отличается значительной сложностью и представлено непрерывным рядом локальных возмущений различного порядка на всем его протяжении. Имея общий положительный уровень, оно понижается до отрицательных значений лишь в зоне пролива Буссоль, отчетливо коррелируясь с вышеуказанным гравитационным минимумом.

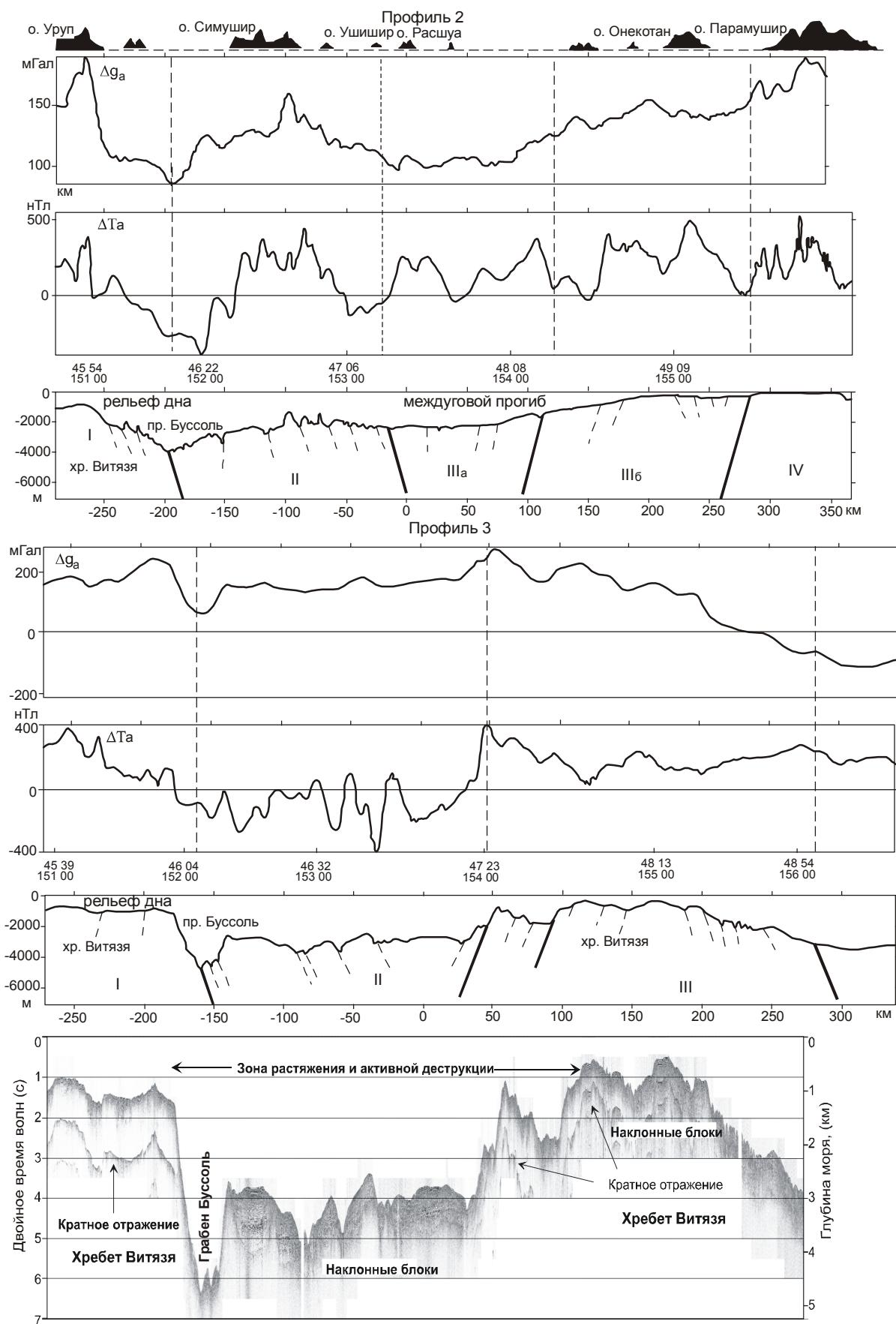
Принимая во внимание, что приведенные характеристики гравитационных и магнитных аномалий в совокупности дают информацию о структурно-вещественном состоянии геологического фундамента, можно сделать следующие выводы.

- Район, исследованный вдоль профиля 2, представляет собой зону активной деструкции консолидированного фундамента, расположенную между двумя относительно сохранившимися блоками: юго-западным и северо-восточным выступами хребта Витязя. По своей структуре эта зона представляет собой обширный асимметричный грабен с последовательным блоковым опусканием фундамента в юго-западном направлении. Его максимальное погружение можно предполагать в районе пролива Буссоль.

- Внутреннее строение зоны деструкции осложнено горсто-грабеновыми структурами более высокого порядка. Однако все они группируются в четыре крупных блока (I–IV), определивших, видимо, основную делимость фундамента и в целом коры в пределах профиля. Два из них (I и IV) образованы юго-западным и северо-восточным выступами хребта Витязя, а остальные располагаются внутри зоны деструкции, определяя ее внутреннюю структурно-вещественную неоднородность.

В обособленный блок выделился участок профиля (II), располагающийся на траверзе о-ва Симушир, в пределах которого развиты хорошо коррелируемые между собой гравитационные и магнитные максимумы. Приведенная геофизическая характеристика этого блока свидетельствует об интенсивной насыщенности его разреза магматогенными образованиями, представленными не только глубинными новидностями, но и вулканогенными аналогами. Последние, по всей вероятности, формируют те многочисленные рельефообразующие вулканические постройки, которые картируются на данном участке всеми видами наблюдений.

Границы данного блока имеют тектоническую природу. На западе такую роль выполняет разломная зона пролива Буссоль, которая одновременно является юго-западным ограничением всей деструктивной зоны. Восточная граница блока определяется менее уверенно и проходит, видимо, на траверзе о-вов Ушишир – Расшуга. Расположение описываемого



блока пространственно хорошо коррелируется с близлежащими вулканическими о-вами Симушир – Кетой – Ушишир, что может свидетельствовать об их едином цоколе и структурно-генетической связи.

Соседний, примыкающий с северо-востока блок (III) представляет собой систему горсто-грабеновых структур различного порядка, создающих в целом ступенчатый постепенный подъем фундамента в северо-восточном направлении. В пределах этого блока можно выделить относительно крупную, предположительно грабеновую структуру, которая располагается в центральной части профиля (IIIа). Она отмечается местным понижением гравитационного поля и магнитными максимумами, которые расположены по бортам указанной структуры и контролируют магматические внедрения по разломам в период формирования этой структуры растяжения. За ее пределами (IIIб) подъем фундамента в северо-восточном направлении становится более интенсивным.

- На протяжении всего профиля консолидированный фундамент представлен преимущественно магнитоактивными геологическими комплексами, в качестве которых должны выступать магматогенные формации от среднего до основного состава.

Профиль 3. Этот профиль располагается юго-восточнее предыдущего, примерно параллелен ему и проходит в большей своей части над хребтом Витязя, за исключением северо-восточного окончания, которое заходит в зону островодужного борта Курило-Камчатского желоба.

Гравитационные аномалии на большей части профиля положительные, отрицательным полем становится на участке, где профиль достигает зоны желоба. Другой заметный относительный минимум силы тяжести располагается, как на предыдущем профиле, над трогом залива Буссоль.

Магнитные аномалии отличаются большей сложностью. Вся юго-западная половина профиля представлена обширным минимумом ΔT_a , расположенным над проливом Буссоль и смежной с ним депрессией, выраженной в рельфе дна между меридианами 152° и 154° . В его центральной части магнитные аномалии поникаются до отрицательных значений. Указанный минимум осложнен высокочастотными возмущениями более высокого порядка и в целом хорошо коррелируется с понижением гравитаци-

онного поля на этом же участке. Далее на северо-восток магнитное поле переходит в положительную область и приобретает относительно спокойный характер вплоть до конца профиля.

Рассматриваемый профиль включает в себя три участка (блока), существенно различающихся по геофизическим характеристикам. Сопоставление геофизической делимости с особенностями рельефа дна и данными сейсмического профилирования показывают их хорошее соответствие. Это позволило, как и в случае с профилем 2, выделить здесь соответствующее количество разнородных блоков (I – III).

Блок I соответствует краевой части юго-западного выступа хребта Витязя и коррелируется с соответствующим блоком на профиле 2. Высокие гравитационные аномалии и наличие здесь магнитных экстремумов свидетельствуют о консолидированном состоянии фундамента, в составе которого присутствуют магматогенные образования среднего-основного состава. Тектонической границей этого блока является разломная зона пролива Буссоль.

Блок II представляет собой участок активного разрушения консолидированного фундамента с образованием сложной грабенообразной структуры асимметричного облика. Максимальное опускание фундамента произошло в тектонической зоне пролива Буссоль. Юго-западная часть этой структуры, ограниченная меридианами 152° – $153^{\circ}30'$, совпадает с участком интенсивных высокочастотных магнитных аномалий. Существование таких аномалий при общем опускании фундамента на значительную глубину свидетельствует о его насыщенности “свежим” магнитоактивным материалом, не затронутым деструктивными процессами. Таким материалом могут служить интрузивно-вулканогенные комплексы, поступившие к поверхности дна на конечной стадии структурно-тектонической деструкции, в процессе которой образовался описываемый блок. По своему положению и насыщенности продуктами магматизма этот участок соответствует блоку II предыдущего профиля и является его продолжением, маркируя существование поперечной к простираннию остриной дуги тектономагматической зоны. Северо-восточная граница блока образована серией разломов сбросового характера и венчается интенсивными локальными максимумами силы тяжести и ΔT_a , что

Рис. 3. Геофизические поля, сейсмический разрез и схема блоковой делимости коры вдоль региональных профилей 2 и 3.

Вертикальными пунктирными линиями обозначены границы участков (блоков), различающихся по геофизическим, батиметрическим и структурным характеристикам.

указывает на существование здесь магматических внедрений.

Необходимо отметить, что по результатам сейсмических исследований, выполненных ранее ИМГиГ ДВО РАН по профилю о. Уруп – о. Расшуа, уже отмечалось необычное строение земной коры в пределах выделяемой нами тектономагматической зоны. В последней интерпретации сейсмических данных в средней части коры здесь фиксируется наличие высокоскоростного слоя, отождествляемого с внедрениями базитового магматогенного материала, а на траперзее о-ва Симушир зафиксирован резкий подъем границы Мохо [5]. Все это могло служить глубинным источником магматогенных процессов в пределах выделенной зоны.

В блок III вошла лишь небольшая часть южной оконечности северо-восточного выступа хребта Витязя и его восточный борт, погружающийся в Кури-

ло-Камчатский желоб. Судя по высокому уровню гравитационных аномалий на участке, где боковое влияние желоба еще незначительно, и активных магнитных аномалий на протяжении всего блока, фундамент этой части хребта Витязя представляет собой не подвергнутый существенной деструкции блок, в составе которого значительную долю составляют магматиты повышенной основности.

На большую часть исследованного района по совокупности всех полученных данных построена единая карта гравитационных аномалий в свободном воздухе (рис. 4). По информативному содержанию она может рассматриваться в качестве одного из основных результативных документов, дающих представление о генеральном площадном распределении коровых масс в изученном районе, в определении общего плана блоковой (тектонической) делимости и степени деструктивных деформаций, имевших место

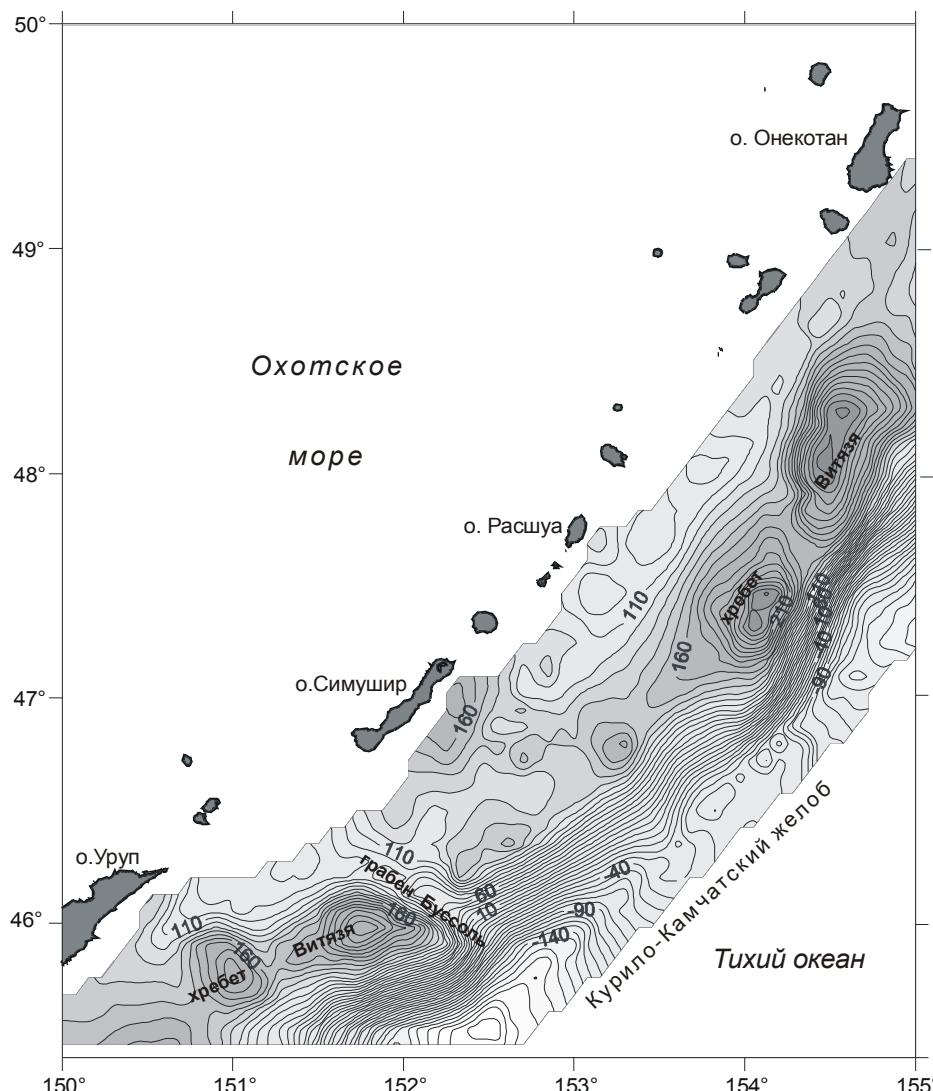


Рис. 4. Карта гравитационных аномалий в свободном воздухе, сечение изолиний 10 мГал.

в этом районе и намеченных в процессе интерпретации вышеописанных региональных профилей.

Общая структура гравитационного поля, отображенная на карте, имеет зональный облик в полном соответствии с морфотектоническим планом района исследований: в ней нашли отражение приостровной склон Курило-Камчатского желоба, хребет Витязя, прогиб, отделяющий указанный хребет от современной островной гряды, и фрагменты островного влияния. Всем перечисленным морфоструктурам соответствуют индивидуальные аномальные зоны, общий план которых конформен генеральному простианию островодужной системы (ЮЗ–СВ).

Наибольший интерес представляют внутренние особенности указанных аномальных зон, поскольку они несут основную информацию о характере наложенных деформаций и степени деструкции вышеуказанного генерального структурного плана района.

Наиболее выразительно в гравитационном поле отразился хребет Витязя, которому соответствует цепочка максимумов с экстремальными для района амплитудами. С обеих сторон эта морфоструктура ограничивается зонами минимумов, соответствующих глубоководному желобу на юго-востоке и межгорному прогибу на северо-западе.

На карте отчетливо отразилась внутренняя блоковая фрагментация хребта Витязя. Вышеназванные юго-западный и северо-восточный сегменты хребта, выраженные максимальными по амплитуде, обширными по площади положительными аномалиями и составляющие наиболее консолидированные участки указанной морфоструктуры, расчленены на отдельные блоки. В состав северо-восточного сегмента входят два крупных блока, ориентированных в северо-восточном направлении с разворотом к меридиану в своей северной оконечности. Юго-западный выступ хребта состоит из трех блоков, ориентированных в различных направлениях. При большом сходстве гравитационных аномалий над указанными блоками существуют и заметные различия: амплитуда гравитационных аномалий над юго-западным сегментом на 60 мГал ниже, чем над северо-восточным. Можно предполагать, что юго-западную оконечность хребта в свое время затронули более активные деструктивные процессы, чем северо-восточную. Это согласуется с вышеуказанным выводом об общем усилении деструктивных воздействий на первоначальную структуру района исследований в юго-западном направлении, в районе разломной системы пролива Буссоль.

В центральной, разрушенной части хребта двумя небольшими по амплитуде гравитационными максимумами зафиксированы еще два небольших, видимо претерпевших интенсивную деструкцию и погружение фрагмента хребта Витязя. Их существование свидетельствует о том, что полный разрыв хребта Витязя не состоялся, на уровне фундамента он трасцируется цепочкой скрытых выступов по всей длине этой морфоструктуры.

Прогиб, отделяющий хребет Витязя и островную Курильскую гряду, как единая отрицательная структура не существует. Вышеуказанной поперечной тектономагматической зоной, обнаруженной на траверзе о-вов Симушир – Ушишир, он расчленяется на два сектора. Один из них располагается юго-западнее тектонической зоны пролива Буссоль, второй – севернее широты 47°. В обоих случаях прогибу соответствуют относительные гравитационные минимумы.

Геологические работы

Этот вид исследований включил в себя драгирование каменного материала и осадочных отложений в районе исследований. Положение станций драгирования показано на рис. 1. В большинстве случаев получен разнообразный представительный каменный материал из докайнозойского фундамента и кайнозойских отложений. Ниже приведены результаты предварительного изучения полученного материала.

В пределах северо-восточного сегмента хр. Витязя среди полученного материала преобладают породы вулканогенно-терригенного состава, слагающие фундамент этой структуры. Последний перекрыт чехлом слабо литифицированных кайнозойских отложений. Все осадочные породы по составу и степени литификации предварительно разделены на несколько комплексов, которые в определенной степени отражают их возраст и условия образования. Кроме того, на ряде станций в подчиненном количестве подняты магматические породы (граниты, базальты и андезибазальты).

К первому комплексу отнесены туфогенно-кремнистые породы, поднятые с западного склона хр. Витязя в интервале глубин 1450–1200 м. Выдержаный состав, характер переслаивания туфогенно-кремнистых пород могут свидетельствовать об их формировании в спокойной тектонической обстановке в глубоководных морских условиях. По составу они близки отложениям малокурильской свиты о-ва Шикотан позднемелового возраста [6].

Второй комплекс включает вулканогенно-терригенные породы, представленные полимиктовыми,

граувакковыми, туфогенными песчаниками, туфами и вулканитами. По литологическому составу в этом комплексе условно выделяются две толщи: вулканогенно-терригенная и граувакковых песчаников. В первой из них преобладают полимиктовые песчаники, среди которых присутствуют среднезернистые разновидности с растительным детритом и обломки крупнозернистых песчаников. Здесь же установлены туфопесчаники, крупногалечные конгломераты с цементом среднезернистого песчаника, туфо-конгломераты, цементирующая масса которых представлена мелкозернистым туфом, а также красноцветные конгломераты с галькой ожелезненных вулканитов и цементом полимиктовых песчаников. В подчиненном количестве подняты породы вулканогенного состава: кристаллокластические туфы андезитов, риолитов, дакиты и игнимбриты.

Толща граувакковых песчаников представлена глыбами и обломками грубозернистой массивной породы с материалом коры выветривания порфировидных гранитов. Совместно с песчаниками присутствуют конгломераты с редкой галькой кислых вулканитов в грубозернистой основной цементирующей массе, сложенной крупными таблитчатыми и округлыми зернами белого выветрелого полевого шпата, сцепментированного железомарганцевым цементом.

В целом, для терригенных и вулканогенно-терригенных пород второго комплекса характерно отсутствие слоистости, преобладание крупно-среднезернистых неравномернозернистых осадков, слабая степень дезинтеграции, плохие сортировка и степень окатанности обломочного материала, наличие детрита растений, красноцветный облик конгломератов. Все это может свидетельствовать о мелководных и наземных условиях их образования, незначительной транспортировке обломочного материала от источников питания и высокой скорости осадконакопления.

Третий комплекс представлен слабо литифицированными осадками кайнозойского чехла, перекрывающего фундамент. Они представлены преимущественно туффитами (туфопесчаники, туфодиатомиты, туфоалевролиты, туфы), а также туфогенными алевропесчаниками, песчаниками, кремнистыми аргиллитами, алевроаргиллитами, глинами.

С целью определения возраста и условий осадконакопления этого комплекса поднятые образцы были изучены методом диатомового анализа. Их обработка проводилась по стандартной методике с использованием тяжелой калиево-кальциевой жидкости. Для датирования неогеновых комплексов использовалась северо-тихоокеанская неогеновая зо-

нальная диатомовая шкала Ю. Янагизавы и Ф. Акибы [10], для палеогеновых комплексов использовалась зональная шкала А. Гладенкова [3] и А. Гладенкова и Дж. Баррона [9]. Реконструкция палеоусловий проводилась на основе анализа экологического состава диатомовых комплексов [8]. В изученных осадках установлен комплекс диатомей: зоны *Neodenticula koizumii* (2.7/2.6–2.0 млн лет) позднего плиоцена, зоны *Actinocyclus oculatus* (2.0–1.0 млн лет) позднего плиоцена–раннего плейстоцена. Среди изученных комплексов диатомей преобладают океанические виды, что указывает на глубоководные условия формирования вмещающих осадков.

В пределах юго-западного сегмента хр. Витязя подняты отложения осадочного чехла, представленного туфодиатомитами, туфоалевролитами с прослоями туфопесчаников. В туфоалевролитах, туфоалевроаргиллитах и аргиллитах западного склона хребта обнаружен разнообразный комплекс диатомей и силикофлагеллят. Он соответствует комплексу диатомовой зоны *Thalassiosira praefraga* (24.0–20.3 млн лет) позднего олигоцена–раннего миоцена и зоне *Naviculopsis lata* раннего миоцена по силикофлагеллятам. Комплексы характеризуются незначительным преобладанием неритических видов и низким содержанием бентических видов. Предполагается, что подобный состав комплексов формировался в зоне обширного внешнего шельфа – верхнего склона. В пределах восточного склона хребта подняты осадочные породы третьего комплекса (туфоалевролиты, аргиллиты, туфопесчаники). Они более литифицированы, чем аналогичные породы на других участках исследованного района, и содержат самый древний комплекс диатомей из проанализированных образцов описываемого рейса. В туфоалевролите найден комплекс зоны *Rhizosolenia oligocaenica* (33.7–31 млн лет) раннего олигоцена. В комплексе доминируют неритические виды, что характерно для шельфовых осадков. Комплекс диатомей раннеолигоценовой зоны *Rhizosolenia oligocaenica* (подзона “а”, 33.7–31 млн лет) ранее был обнаружен в отложениях этого же участка, а также в отложениях Северо-Курильского плато [2, 8]. Экологический состав комплексов характеризуется преобладанием неритических видов, что характерно для шельфовых осадков.

Таким образом, изученный разрез кайнозойских отложений осадочного чехла подразделяется на три толщи: раннеолигоценовую, позднеолигоцен-раннемиоценовую и позднеплиоцен-раннеплейстоценовую.

Магматические породы представлены гранитами и вулканическими породами.

Граниты встречены на ряде станций драгирования. Наибольшее их количество поднято на западном склоне хребта Витязя в виде глыб среднезернистых массивных биотит-амфиболовых порфировых гранитов. Порфировые выделения, составляющие 30–40%, представлены кристаллами зонального плагиоклаза и зернами калиевого полевого шпата, а основная масса

имеет гранофировую или микрогранитную структуру. По облику это малоглубинные граниты, вероятно, позднемелового–палеогенового возраста.

Вулканогенные породы подняты на ряде станций в пределах хр. Витязя и на участке, где по геофизическим данным выделена поперечная тектономагматическая зона. Основная их часть сформиро-

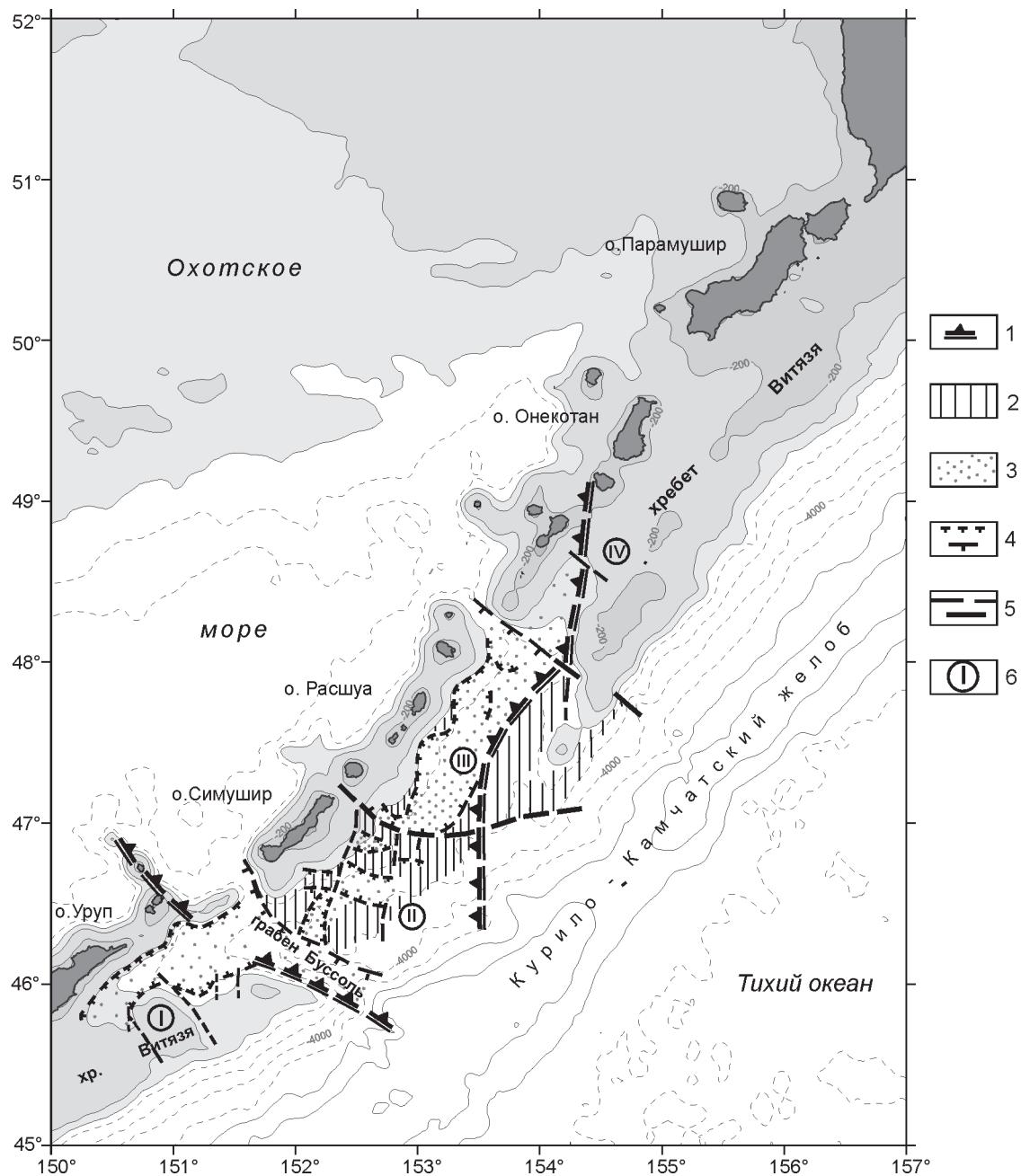


Рис. 5. Структурная схема фронтальной части Центральных Курил (составил Р.Г. Кулинич, 2006).

1 – границы максимальной деструкции фронтальной зоны Курильской островодужной системы; 2 – скрытые выступы консолидированного фундамента; 3 – осадочные прогибы и тектонические грабены; 4 – границы осадочных прогибов и грабенов различных рангов; 5 – разломы различных рангов; 6 – номера наиболее крупных блоковых неоднородностей.

васлась в кайнозое. Они подразделяются на несколько возрастных комплексов: *эоценовый*, представленный туфами андезибазальтов и игнимбритами; *олигоценовый*, сложенный лавами и туфами трахитов; *позднемиоценовый* андезитовый и *плиоцен-плейстоценовый*, представленный лавами и кластолавами клинопироксен-плагиоклазовых и оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтов, андезибазальтов. Наряду с ними установлены вулканиты другого состава и облика, которые по сходству с вулканитами Охотского моря отнесены к позднемеловому дацит-риолитовому комплексу, сложенному лавами, туфоловами и туфами дацитов и риолитов. Наличие большого количества туфового материала в его составе свидетельствует о субаэральном характере извержений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По совокупности полученных данных исследованный район представляет собой зону активного растяжения и деструкции центрального звена Курило-Камчатской островной дуги. В плане зона деструкции образует асимметричный треугольник, сужающийся по направлению к желобу и открывающийся в сторону островов (рис. 5). Юго-западной границей указанной зоны служит тектоническая система пролива Буссоль, ориентированная в ЮВ–СЗ направлении. Северо-восточная граница имеет сложную конфигурацию и в целом простирается в субмеридиональном направлении. Обе границы имеют тектоническую природу и образованы серией разломов сбросового характера. Деструктивные процессы, имевшие место в указанных тектонических границах, имели наложенный характер и включили в себя не только структурные деформации, но и активный магматизм преимущественно вулканогенного типа. Насыщенность этой структуры продуктами вулканической деятельности позволяет, на наш взгляд, отнести ее к разряду рифтогенных образований.

Современный региональный разрез изученного района представляет собой сложно устроенный асимметричный грабен с последовательным блоковым опусканием фундамента в юго-западном направлении (рис. 3, профиль 2). Максимальные тектонические деформации и разрушения занимают район между о-вами Уруп и Онекотан. Внутреннее строение зоны деструкции осложнено горсто-грабеновыми структурами более высокого порядка. Однако все они группируются в четыре крупных блока (I–IV), определивших, видимо, в исследованном районе основную делимость фундамента и коры в целом (рис. 3, 5). Два из указанных блоков (I и IV) образованы юго-западным и северо-восточным сег-

ментами хр. Витязя, а остальные располагаются внутри зоны деструкции, определяя ее внутреннюю структурно-вещественную неоднородность. Предполагается, что границы между блоками являются тектоническими. Средний размер блоков, выделенных по данным гравиметрии, составляет около 90 км, хотя по данным магнитометрии выделяются блоки размером 25–50 км.

Среди выделенных крупных блоков наибольший интерес представляет участок под номером II (рис. 3, 5). По всем признакам он представляет собой попечную к дуге наложенную тектономагматическую зону, насыщенную интрузивно-вулканогенными образованиями. Здесь выделено 15 ранее неизвестных вулканогенных построек. Их вулканогенная природа доказана результатами драгирования. Данная зона прослеживается от о. Симушир до желoba и может рассматриваться в качестве осевой магматогенной зоны в процессе наложенного рифтогенеза.

Хр. Витязя рифтогенными процессами разорван на две части – юго-западную и северо-восточную. Однако его полный разрыв не состоялся, на уровне фундамента он трассируется цепочкой скрытых высступов по всей длине этой морфоструктуры (рис. 4, 5). Прогиб, разделяющий хр. Витязя и островную Курильскую гряду, как единая отрицательная структура не существует. Он разбивается на два сектора. Собственно прогиб существует на двух участках: юго-западнее тектонической зоны Буссоль и севернее широты 47° (о-в Симушир). Как и хр. Витязя, прогиб расчленяется вышеуказанной попечной тектономагматической зоной (блок II, рис. 3, 5).

В целом, выполненные исследования раскрыли гораздо более сложную структурно-тектоническую ситуацию в так называемой “сейсмической бреши”, чем это представлялось до настоящего времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП “Мировой океан” и ДВО РАН (грант № 06-1-П17-075).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Б.И., Корнилова Р.М., Болдырева В.П. Неогеновые отложения внешней зоны Малой Курильской гряды // Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 40–57.
2. Васильев Б.И., Суворов А.А. Геологическое строение района подводной долины Буссоль (Курильская островная дуга) // Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 58–68.
3. Гладенков А.Ю. Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северо-Тихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 2. С. 50–64.
4. Городницкий А.М., Филин А.М., Малютин Ю.Д. Морская

- магнитная градиентная съемка. М.: ВНИРО, 2004. 140 с.
5. Злобин Т.К., Костюкевич С.А., Злобина Л.М. Структура земной коры Средних Курил по данным сейсмического моделирования // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 2. С. 115–121.
 6. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
 7. Федотов С. А., Чернышев С. Д., Чернышева Г. В., Викулин А.В. Уточнение границ очага землетрясений с $M \geq 7$, свойства сейсмического цикла и долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги // Вулканология и сейсмология. 1980. № 6. С. 52–67.
 8. Цой И.Б. Олигоценовые диатомовые комплексы из отложений островного склона Курило-Камчатского желоба // Океанология. 2002. Т. 42, № 2. С. 267–280.
 9. Gladenkov A.Yu., Barron J.A. Oligocene and Early Miocene Diatom Biostratigraphy of Hole 884B // Proc. ODP, Scienc. Results. (Rea D.K., Basov I.A., Allan J.F. et al., Eds). 1995. V. 145. P. 21–41.
 10. Yanagisawa Yu., Akiba F. Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // The Journal of the geological society of Japan. 1998. V. 104, N 6. P. 395–414.

Поступила в редакцию 29 мая 2006 г.

Рецензент Т.К. Злобин

**R.G. Kulinich, B.Ya. Karp, B.V. Baranov, Ye.P. Lelikov, V.N. Karnaugh, M.G. Valitov,
S.M. Nikolaev, T.N. Kolpaschchikova, I.B. Tsoi**

The structural and material characteristic of the “seismic gap” in the central part of the Kuril Island Range

There is a “seismic gap” in the central part of the Kuril-Kamchatka island arc. R/V Academik M. A. Lavrentyev carried out geophysical and geological survey of the seismic gap area in August-September, 2005. The paper presents the results of the study of the seismic gap area by single-channel seismic reflection, magnetic, gravity and bathymetry methods, and bottom geological samplings. The study area is an active tectonic destruction zone. The destruction zone boundaries have been delineated. The main inner structural and material heterogeneities have been determined.

Key words: seismic gap, structural-tectonic destruction, block divisibility, Kurils.

ВОЗМОЖНОСТИ МАЛОГЛУБИННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ МЕТОДОМ
ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ
СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

B.B. Жигулев, B.N. Патрикеев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Представлены результаты сейсмических исследований методом преломленных (продольных и поперечных) волн, выполненных в различные годы на современных дизъюнктивных образованиях Северного Сахалина. Показаны особенности структурного строения приповерхностной зоны активных разломов с различным типом тектонических подвижек и их отображение в сейсмических полях. Намечены критерии оценки состояния активности исследуемого тектонического нарушения.

Ключевые слова: активный разлом, землетрясение, метод преломленных волн, скорости сейсмических волн, коэффициент поглощения, Нефтегорский сейсморазрыв, о. Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

Разрушительное Нефтегорское землетрясение, произошедшее на Северном Сахалине в 1995 году, поставило перед исследователями вопрос о необходимости поиска нетрадиционных путей подхода к проблеме прогнозирования подобных катастрофических явлений.

Одним из главных признаков, свидетельствующих о сравнительно недавнем проявлении сейсмической активности в конкретном районе, является наличие в нем активных разломов, к которым, согласно определению авторов [1], относятся такие разрывные нарушения, по которым последние тектонические подвижки происходили не ранее голоценового времени, и существует вероятность их повторения в ближайшем будущем. То есть, активные разломы могут служить индикатором, указывающим местоположение очага потенциально возможного землетрясения, а их присутствие в исследуемом районе свидетельствует о его повышенной сейсмоопасности. Следовательно, один из возможных путей подхода к проблеме прогнозирования землетрясений для конкретного района заключается в том, чтобы: а) установить наличие в нем тектонических нарушений, б) определить, относятся ли эти нарушения к категории активных разломов или нет.

Последняя задача является весьма сложной, так как ее решение требует наличия определяющих критериев, позволяющих устанавливать со-

стояние активности любого исследуемого тектонического нарушения.

Естественно, что эти критерии можно выделить только на основе анализа тех данных, которые могут быть получены на тектонических образованиях, уверенно установленных как активные разломы. К числу таких тектонических образований, которые можно принять за эталон активного разлома, несомненно, относится Нефтегорский сейсморазрыв, образовавшийся в результате землетрясения 1995 года.

Очевидно, что активные разломы проявляются не только в морфологии дневной поверхности нарушенных отложений, но и в геофизических полях, отображающих изменение физических параметров пород вблизи плоскости разрыва (разрыхление, трещиноватости, дробление и т.д.). Причем, с течением времени указанные параметры постепенно восстанавливаются и теряют выраженность в геофизических полях. Это свойство (изменение физических характеристик пород в зоне нарушения со временем) можно использовать для приблизительной оценки времени последнего сейсмособытия. Такая оценка станет возможной в том случае, если удастся установить закономерность изменения кинематических и динамических характеристик сейсмических волн со временем.

По этой причине в комплекс работ, включающих сейсмологические, геодезические и геологические методы, а также дешифрирование космических и аэрофотоснимков, проводимых Институтом морской

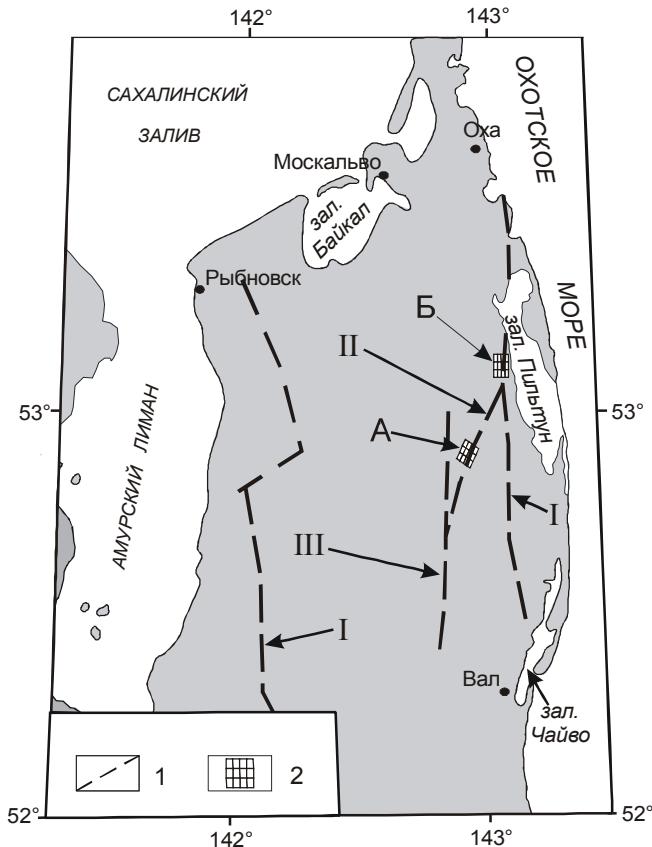


Рис. 1. Схема области сейсмических исследований
1 – Активные разломы: I – Северо-Сахалинский; II – Верхнек-Пильтунский; III – Гыргыланы. 2 – Районы работ:
А – Верхне-Пильтунский (Нефтегорский); Б – Северо-Сахалинский.

геологии и геофизики для исследования активных разломов, с 1997 года добавлена высокоразрешающая малоглубинная сейсморазведка [3].

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОД

В данной статье представлены результаты исследований, выполненных методом преломленных волн (МПВ) на Нефтегорском сейсморазрыве и магистральном Северо-Сахалинском разломе (рис. 1). Выбор этих структур в качестве объектов исследований обусловлен необходимостью получения сравнительных характеристик от разломов, по которым последние тектонические подвижки происходили в различное время, но примерно с одинаковой интенсивностью. По данным [2] магнитуда Нефтегорского землетрясения составляет 7,8, а на исследуемом участке Северо-Сахалинского разлома, согласно выводу авторов [1], последнее сейсмособытие здесь имело место порядка 2600 лет назад с такой же магнитудой – 7,8.

Экспериментальные наблюдения выполнялись с использованием продольных Р и поперечных SH (поляризованных перпендикулярно плоскости падения) волн. Они велись по стандартной методике высокоразрешающей малоглубинной сейсморазведки по системе встречных и нагоняющих гидографов с шагом между пунктами приема 1–2 метра, между пунктами возбуждения – 22 метра и максимальной длине гидографа – 88 метров. Возбуждение сейсмических колебаний производилось ударным способом с энергией излучения порядка 300 Дж. Регистрация сейсмической информации велась на цифровых сейсмостанциях с накоплением до 30 воздействий на одном пункте взрыва. Частотный диапазон регистрации для продольных волн составил 90–120 Гц, поперечных 60–80 Гц. Построение сейсмических разрезов и расчет скоростных параметров выполнялись способом математического моделирования с использованием пакета специализированных программ версии SEIS, в основе которых заложен рефлексивный метод лучевого трассирования [6]. Это позволило детально дифференцировать сейсмический разрез по скоростным характеристикам и выделить в нем локальные участки пониженных скоростей. Для изучения динамических характеристик волн в зоне разрыва использовался специально разработанный способ определения коэффициентов поглощения для приповерхностных слоев [4]. Использование в нем амплитудных графиков, полученных по встречным системам наблюдений, предварительно исправленных за влияние расхождения фронтов волн с учетом выявленных скоростных зависимостей, позволило с высоким разрешением определять коэффициенты поглощения в относительно тонких слоях (мощность первые метры). При этом в качестве расчетных параметров использовались амплитуды преломленных (рефрагированных) волн, выделенных только вне зоны их интерференции. Значения определяемых коэффициентов поглощения пересчитывались на частоту 1 Гц, а их размерность составляла $(\text{м}\cdot\text{Гц})^{-1}$. Погрешность вычислений оценивалась от $0,5\cdot10^{-3} (\text{м}\cdot\text{Гц})^{-1}$ для верхней (низкоскоростной) толщи до $0,3\cdot10^{-4} (\text{м}\cdot\text{Гц})^{-1}$ – $0,5\cdot10^{-4} (\text{м}\cdot\text{Гц})^{-1}$ – в нижней.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нефтегорский сейсморазрыв, образовавшийся в результате Нефтегорского землетрясения 1995 года на месте ранее известного Верхне-Пильтунского разлома, на дневной поверхности проявляется в виде правостороннего сдвига, с изменяющимися вдоль его простириания амплитудами вертикальных и горизонтальных смещений. Сейсмические исследования проводились на двух профилях, расположенных на

участках с различными морфологическими признаками проявления разрыва. На участке А (рис. 1) сейсмическая подвижка выразилась в виде вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности амплитудой 0,5 и 2 метра, соответственно. Наблюдения МПВ с использованием продольных (Р- волн) по профилю 1 были выполнены в 1999 и 2004 годах, а с использованием поперечных (S-волн) – только в 2004 году. Сейсмические результаты, полученные по материалам продольных волн в различные годы, не имеют принципиальных отличий и поэтому приводятся в виде сводного разреза на рис. 2В. Глубинность исследований не превысила 10 метров. Выделены две преломляющие границы, разделяющие разрез на три толщи: верхнюю, низкоскоростную ($V_p = 160\text{--}220 \text{ м/с}$); промежуточную ($V_p = 320\text{--}500 \text{ м/с}$) и нижнюю, высокоскоростную ($V_p = 1780\text{--}2220 \text{ м/с}$). Положение сейморазрыва на разрезе отчетливо обнаруживается вертикальным смещением кровли нижнего слоя амплитудой до 3,5 метров, что, примерно, в 7 раз превышает высоту уступа, наблюдавшегося на земной поверхности.

Исследованиями, проведенными на этом же профиле с использованием поперечных (S) волн, глубинность удалось увеличить до 18–20 м. Полученный разрез имеет более сложное строение и существенно дополняет построенный по Р-волнам (рис. 2Г). Выделены четыре слоя с увеличивающимися по глубине значениями скоростей: $V_s = 105\text{--}220 \text{ м/с}$ в приповерхностной и до $V_s = 320\text{--}340 \text{ м/с}$ – в нижней толще, кровлю которой можно принять за поверхность условного фундамента. Следует отметить, что эта поверхность, выделенная в интервале глубин 12–17 м, залегает на 7–8 м ниже кровли выделенного по Р – волнам высокоскоростного нижнего слоя (рис. 2В). Судя по значениям скоростей продольных $V_p = 1780\text{--}1850$ и поперечных $V_s = 230\text{--}240 \text{ м/с}$, а также величины отношения $V_p/V_s \approx 8$, можно утверждать, что этот слой представлен водонасыщенными отложениями, а его кровля в большей степени обусловлена не литологией разреза, а водонасыщением. Данное обстоятельство послужило причиной невысокой глубинности исследований Р-волнами, поскольку водонасыщение нижних слоев способствовало уменьшению преломляющих свойств границ раздела для этого типа волн. В связи с этим большей информативностью о внутреннем строении исследуемой структуры обладают разрезы, построенные по S-волнам (рис. 2Г). Подтверждением тому является более детальное отображение Нефтегорского сейморазрыва на разрезе, полученном S-

волнами, где он характеризуется не только вертикальным смещением преломляющих горизонтов, но и зоной аномального понижения скорости до 150–160 м/с (ПК 40–65, рис. 2Г). Понижение скорости связано с разуплотнением пород, возникшим в зоне тектонической подвижки, вероятно, в результате последнего сейсмособытия. При этом наибольшему разуплотнению, как следует из приведенного разреза, подвергся участок западного, приподнятого крыла. Амплитуда вертикального смещения кровли условного фундамента и поверхности покрывающей толщи составляет 4–5 м, что примерно на порядок больше вертикальной подвижки на земной поверхности. Если учесть, что мощность верхней осадочной толщи в этом месте не превышает 6–7 м, то такой значительный разброс в амплитудах вертикальных смещений земной поверхности и сейсмических границ сложно увязать с последним сейсмособытием (Нефтегорским землетрясением). По всей видимости, смещение сейсмических горизонтов происходило в несколько этапов и было связано с различными по времени тектоническими подвижками. Данный вывод подтверждает существующее мнение о том, что сейсмическая активность в этом районе имела место не только в 1995 году, но и в более отдаленное время, а Нефтегорский сейморазрыв образовался посредством вспарывания тектонического шва Верхне-Пильтунского разлома.

Особый интерес вызывают данные по поглощающим свойствам пород, которые были получены на этом профиле по Р-волнам в различные годы наблюдений. Расчетные графики поглощения представлены раздельно для верхней (рис. 2А) и нижней (рис. 2Б) частей разреза. Как видно из этого графика, наиболее интенсивное поглощение в верхней толще (рис. 2А) по результатам замеров 1999 и 2004 годов, отмечается в поднятом крыле разлома (ПК 50–65), а пик максимальных значений (ПК 65) точно соответствует положению плоскости сместителя. Из этого следует, что отложения верхнего слоя западногоЮ поднятого крыла подверглись большему разрушению по сравнению с восточным, опущенным. Но максимальное разрушение пород произошло непосредственно вблизи плоскости разрыва. Необходимо подчеркнуть отмеченное здесь уменьшение коэффициентов поглощения Р-волн с $5 \cdot 10^{-3} (\text{м} \cdot \text{Гц})^{-1}$ в 1999 до $4,5 \cdot 10^{-3} (\text{м} \cdot \text{Гц})^{-1}$ в 2004 году. То есть, за 5 лет, вероятно вследствие восстановления физических параметров среды, поглощение энергии сейсмических волн в зоне разрыва уменьшилось на 10 %. Динамические измерения в нижней толще (рис. 2Б) показывают, что в целом она характеризуется более низким (в 3–5 раз

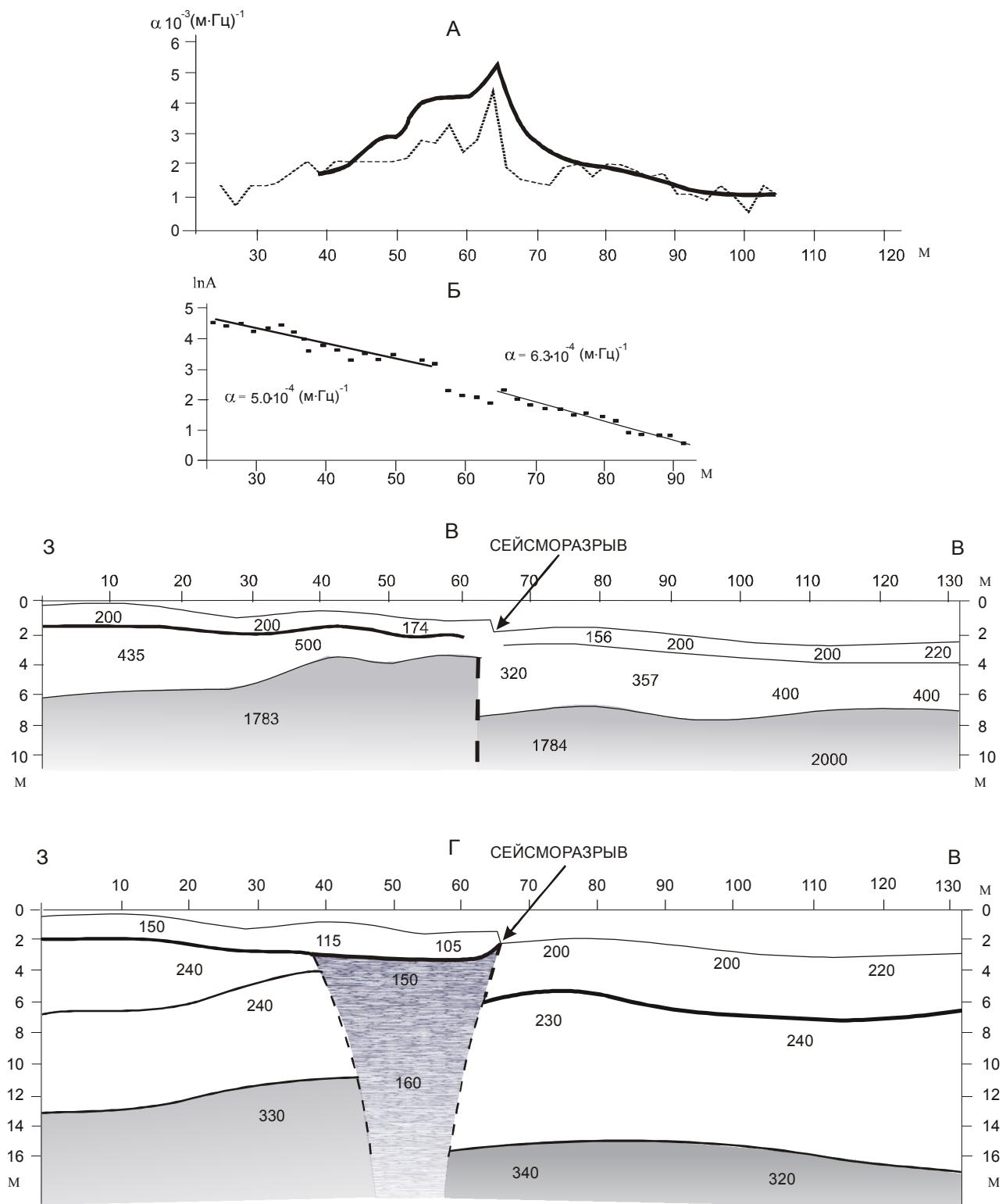


Рис. 2. Результаты сейсмических исследований на Верхне-Пильтунском разломе (профиль 1).

А – коэффициенты поглощения в верхней, низкоскоростной толще; сплошной линией – 1999 г., пунктиром – 2004 г.
Б – разностные амплитудные графики и пластовые коэффициенты поглощения в нижней, высокоскоростной толще.
В – сейсмический разрез, построенный по продольным волнам; цифрами обозначены скорости продольных волн в м/с.
Г – сейсмический разрез, построенный по поперечным волнам; цифрами обозначены скорости поперечных волн в м/с.

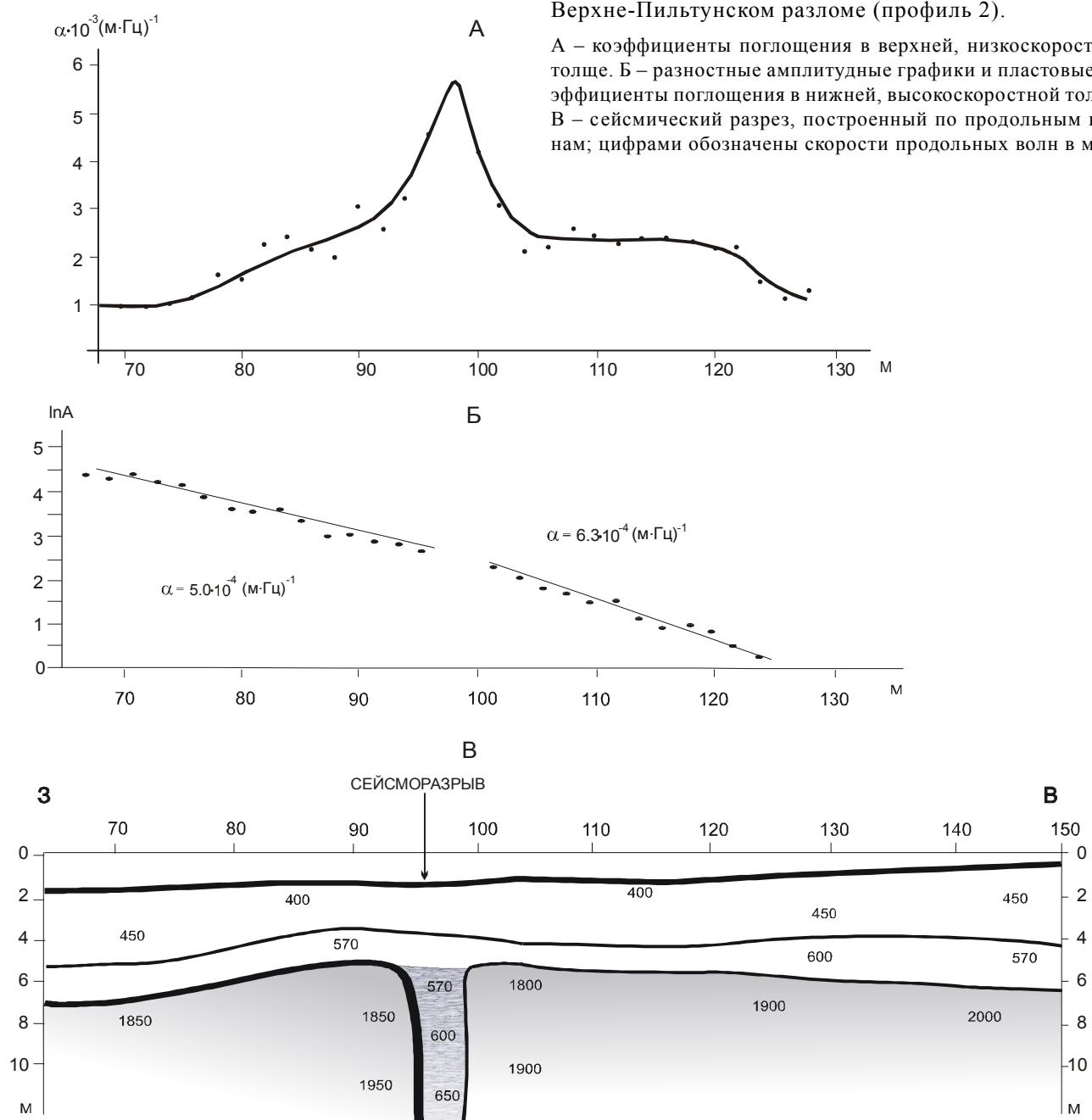
меньшим, чем в верхней толще) поглощением. Коэффициенты поглощения волн, определенные по методике [4], имеют различные значения по разные стороны от сместителя. Следовательно, в нижней высокоскоростной толще сейсморазрыв выделяется как зона контакта пород с различными физическими свойствами, а общее уменьшение коэффициентов по-

глощения является косвенным подтверждением ее полного водонасыщения.

Профиль 2 отработан на участке, где Нефтегорский разрыв на земной поверхности проявился как сдвиг с амплитудой около двух метров. Наблюдения с использованием продольных волн здесь удалось выполнить только в 1999 году. По кинематическим

Рис. 3. Результаты сейсмических исследований на Верхне-Пильтунском разломе (профиль 2).

А – коэффициенты поглощения в верхней, низкоскоростной толще. Б – разностные амплитудные графики и пластовые коэффициенты поглощения в нижней, высокоскоростной толще. В – сейсмический разрез, построенный по продольным волнам; цифрами обозначены скорости продольных волн в м/с.



характеристикам на полученном разрезе (рис. 3В) сейсморазрыв уверенно выделяется в отложениях нижней, высокоскоростной ($V_p = 1800\text{--}2000 \text{ м/с}$) толщи узкой зоны аномального понижения скорости до $570\text{--}650 \text{ м/с}$ (ПК 95–100). А по динамическим параметрам данное разрывное нарушение в верхнем слое выделяется аномально высоким поглощением до $5,7 \cdot 10^{-3} (\text{м} \cdot \text{Гц})^{-1}$ (рис. 3А). Однако, в отличие от профиля 1, график кривой здесь имеет более симметричную форму, что можно объяснить различными типами тектонических подвижек на участках обоих профилей. Нижняя, высокоскоростная толща, как и на первом профиле, характеризуется меньшим поглощением, так же отмечаются его различные значения на противоположных крыльях разлома.

Северо-Сахалинский магистральный разлом является одним из главных тектонических структур Северного Сахалина, входящих в систему разломов так называемой Северо-Сахалинской сдвиговой зоны, которая прослеживается в субмеридиональном направлении вдоль восточного побережья острова. Зона Северо-Сахалинского разлома объединяет не-

сколько крупных субмеридиональных разрывов сдвигового типа и сопровождается полосой интенсивной складчатости шириной порядка пяти километров [5]. Судя по абсолютному возрасту приуроченных к разлому изверженных пород (29–75 млн лет), он был заложен не позднее позднего мела, а надвиги по нему происходили в конце мела – начале палеогена, в течение неогена. Но наиболее интенсивные подвижки имели место в конце плиоцена, когда были созданы основные формы современного структурного плана мезокайнозойских отложений региона [5]. По данным [1] последняя тектоническая подвижка с магнитудой землетрясения 7,8 здесь имела место 2600 лет назад.

Сейсмические исследования Северо-Сахалинского разлома были выполнены на его северном, Эхаби-Пильтунском, участке по двум профилям, расположенным на расстоянии 1,5 км один от другого (Б – рис. 1). Разрезы, построенные по Р-волнам (рис. 4, 5), как и следовало ожидать, характеризуются довольно сложным строением и значительно отличаются от полученных на Нефтегорском полиго-

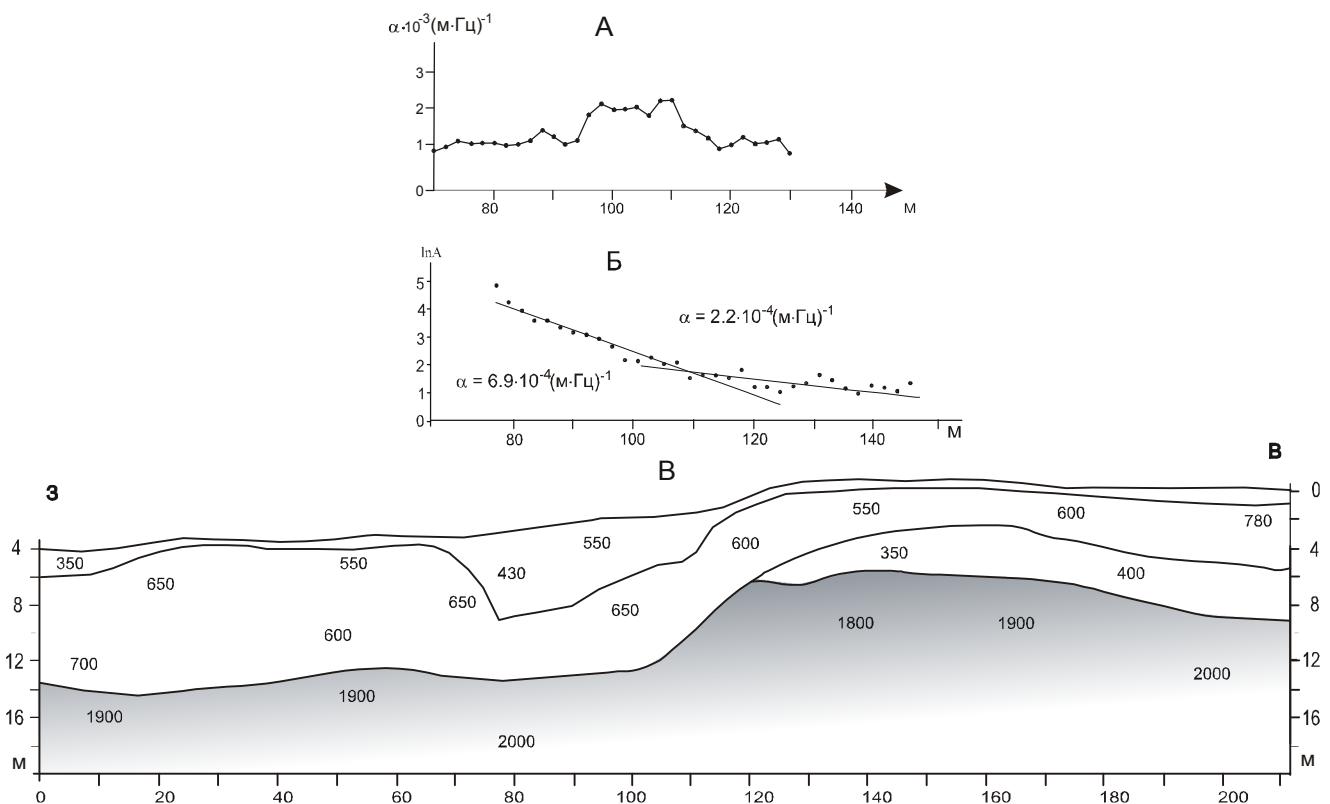


Рис. 4. Результаты сейсмических исследований на Северо-Сахалинском разломе (профиль 3).

А – коэффициенты поглощения в верхней, низкоскоростной толще. Б – разностные амплитудные графики и пластовые коэффициенты поглощения в нижней, высокоскоростной толще. В – сейсмический разрез, построенный по продольным волнам; цифрами обозначены скорости продольных волн в м/с.

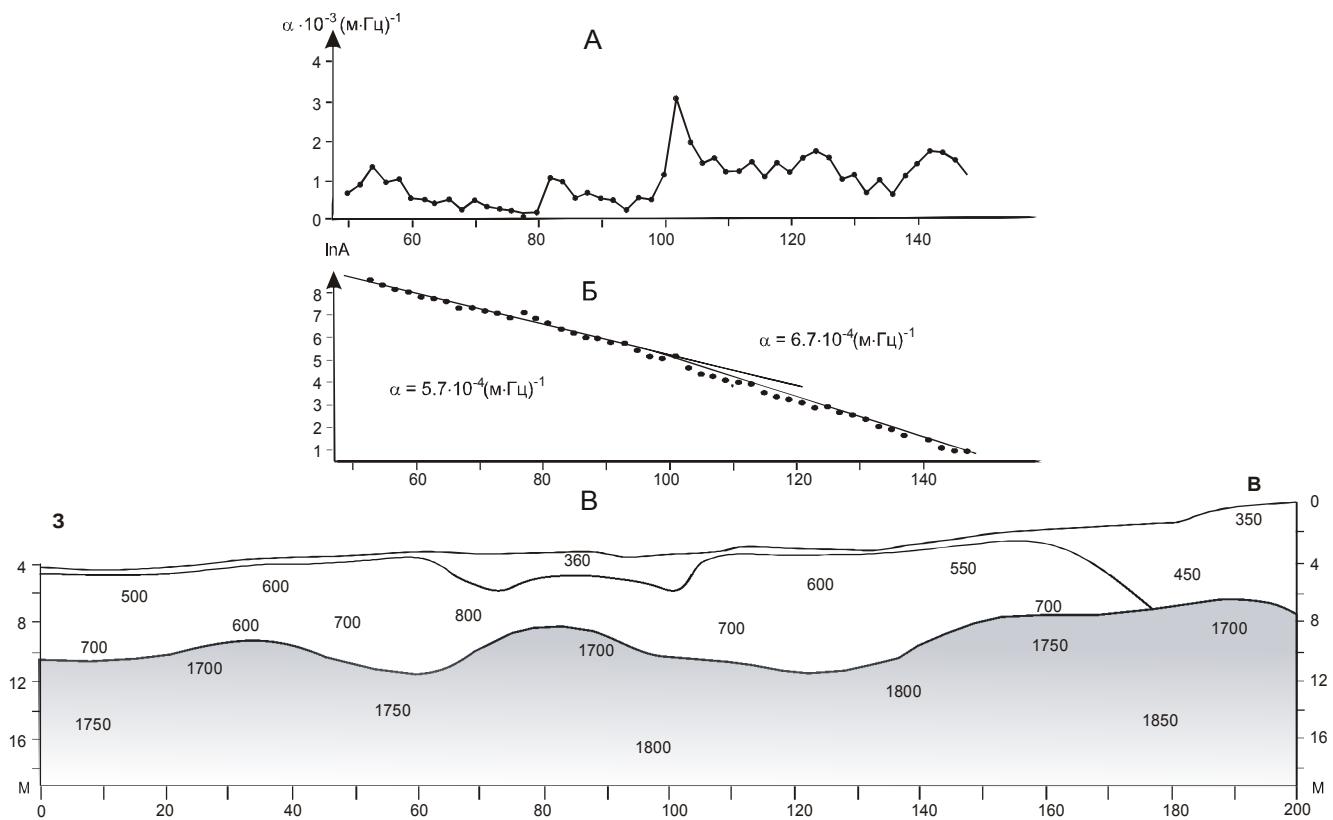


Рис. 5. Результаты сейсмических исследований на Северо-Сахалинском разломе (профиль 4).

А – коэффициенты поглощения в верхней, низкоскоростной толще. Б – разностные амплитудные графики и пластовые коэффициенты поглощения в нижней, высокоскоростной толще. В – сейсмический разрез, построенный по продольным волнам; цифрами обозначены скорости продольных волн в м/с.

не. По скоростным параметрам каждый из них можно разделить на две толщи – верхнюю, состоящую из нескольких низкоскоростных слоев (V_p – от 350 до 700 м/с), и нижнюю, высокоскоростную (V_p – 1700–2000 м/с).

В верхней толще сейсмические скорости характеризуются наибольшей дисперсией, хаотичным расположением по латерали и незначительным изменением с глубиной. Отсутствие определенной закономерности в распределении скоростных значений не позволяет хотя бы приблизительно установить местоположение разрывного нарушения. В общей геометрии сейсмических границ этой толщи также не отмечается характерных признаков, свидетельствующих о воздействии на них тектонических подвижек. Их морфология, скорее, предполагает активное вмешательство различных аккумулятивно-денудационных процессов.

Предположительное местоположение возможной тектонической подвижки прослеживается толь-

ко на разрезе южного профиля 3 (рис. 4), где в интервале пикетов 100–130 она выделяется пологим уступом в кровле нижней толщи амплитудой до шести метров. В то же время, на северном профиле 4 (рис. 5) тектоническая подвижка явно не выделяется ни в рельфе земной поверхности, ни в геометрии сейсмических горизонтов, ни в кровле нижней толщи. Скоростные параметры, полученные по всему разрезу, также не свидетельствуют однозначно о наличии здесь разрывных нарушений.

По динамическим характеристикам участок предполагаемого тектонического нарушения на каждом из профилей отмечается аномальным повышением коэффициентов поглощения в отложениях верхней толщи. Но проявляются эти аномалии по-разному, в зависимости от рельефа поверхности и геометрических особенностей сейсмических границ. На профиле 3 (рис. 4В), где предположительная тектоническая подвижка обнаруживается пологим уступом в рельфе земной поверхности и в кровле условного фундамента (ПК 90–120), график поглощения

(рис. 3А) имеет трапецеобразную форму, достигает по ширине 20 м, а уровень его максимальных значений находится вблизи отметки $2 \cdot 10^{-3}(\text{м} \cdot \text{Гц})^{-1}$, что, примерно, в два раза превышает фоновые значения на удалении. На профиле 4 (рис. 5), где по кинематическим параметрам явных признаков тектонического нарушения не обнаружено, участок предполагаемой дислокации (установлено по дешифрированию аэрофотоснимков) отмечается резким всплеском значений коэффициентов поглощения для верхней толщи: до $3,1 \cdot 10^{-3}(\text{м} \cdot \text{Гц})^{-1}$, что значительно больше фоновых величин на западном (порядка $1,0 \cdot 10^{-3}(\text{м} \cdot \text{Гц})^{-1}$) и восточном ($1,5 \cdot 10^{-3}(\text{м} \cdot \text{Гц})^{-1}$) удалениях. Пластовые коэффициенты поглощения в нижней толще имеют характеристики, схожие с теми, что получены на разрезах Нефтегорского полигона. Наблюдается та же тенденция общего понижения по сравнению с коэффициентами, установленными для верхней толщи, и отмечаются их различные значения на противоположных крыльях разлома.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты экспериментальных исследований, выполненных малоглубинной сейсморазведкой МПВ на активных разломах Северного Сахалина, наглядно свидетельствуют, что эти структуры достаточно уверенно выделяются по сейсмическим характеристикам. В зависимости от типа тектонической подвижки и времени ее образования эти характеристики проявляются по-разному. Так, разрывное нарушение, образовавшееся в настоящее время (Нефтегорский сейсморазрыв), устойчиво обнаруживается по динамическим и кинематическим характеристикам волнового поля, а нарушения, по которым последние подвижки происходили в сравнительно отдаленное время (Северо-Сахалинский разлом), выделяются только по динамическим параметрам.

Как и следовало ожидать, наибольшее расхождение сейсмических параметров наблюдается на разломах, образовавшихся в различное время. Например, различие коэффициентов поглощения в зонах Нефтегорского и Северо-Сахалинского разломов (временной интервал между проявлениями их активности 2000 лет) достигает $3,0 \cdot 10^{-3}(\text{мГц})^{-1}$, тогда как на различных участках одного (например, Нефтегорского) разлома это расхождение не превышает $0,7 \cdot 10^{-3}(\text{мГц})^{-1}$. При этом форма графиков на разных участках этого сейсморазрыва изменяется в зависимости от типа подвижки. Так, на участке с вертикальной составляющей смещения кривая поглощения характеризуется асимметричной формой с более высокими значениями в приподнятом крыле, а в слу-

чае преимущественно горизонтальной подвижки аномалия поглощения приобретает, практически, симметричную форму. Если принять, что наибольшему разуплотнению подвергается активное крыло разлома, то при вертикальных подвижках, судя по величине поглощения, таковым следует считать приподнятое. По-видимому, этот факт заслуживает внимания, так как определение активного и пассивного крыла в разломе всегда вызывает значительные затруднения. В целом же критериями определения активного разлома по динамическим характеристикам (вне зависимости от времени его образования) являются аномально высокие значения коэффициентов поглощения вблизи сместителя и резкое изменение пластовых коэффициентов поглощения в нижней, высокоскоростной толще по разные стороны от этих сместителей.

По кинематическим характеристикам единых критериев определения активного разлома выделить не удалось, так как даже на одном разломе морфология преломляющих границ и скорости сейсмических волн значительно изменяются по его простиранию.

На примере Нефтегорского сейсморазрыва показано, что при землетрясении магнитудой 7,8 значения коэффициентов поглощения в зоне разрывного нарушения за пятилетний промежуток времени уменьшились на 10%. Эти данные, явно свидетельствующие о восстановлении физических свойств среды после воздействия сейсмического процесса, могут в дальнейшем послужить основой для расчетных оценок времени последней тектонической подвижки. По результатам настоящих исследований такую оценку можно выполнять весьма приблизительно, и ее суть сводится к следующему. Поскольку аномалии поглощения в Северо-Сахалинском разломе значительно превышают фоновые значения, то можно предположить, что восстановление физических свойств среды после тектонической подвижки магнитудой 7,8 составляет не менее 2600 лет (время последней подвижки Северо-Сахалинского разлома). Этот период времени, согласно [1], сопоставим с периодом повторяемости сейсмособытий большинства активных разломов Северного Сахалина. Следовательно, если величина аномалии коэффициентов поглощения исследуемого тектонического нарушения в районе предполагаемого сместителя превышает фоновые значения, то данная структура может быть отнесена к категории активного разлома. В случае же, когда значения коэффициентов поглощения исследуемого разлома находятся в диапазоне $2,0 \cdot 10^{-3}(\text{мГц})^{-1} - 5,0 \cdot 10^{-3}(\text{мГц})^{-1}$, а вблизи плоскости предполагаемого разрыва выделяются участки ано-

мального понижения скорости и вертикального смещения горизонтов, то данный разлом, определенно, является активным, а прилегающий район следует отнести к зоне повышенной сейсмоопасности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Активные разломы Северо-Восточного Сахалина /Р.Ф. Булгаков и др./ // Геотектоника. 2002. №3. С. 66–86.
2. Арефьев С.С., Дорбат К. Нефтегорское землетрясение 1995 г.: томография очаговой зоны // Физика Земли. 2001. № 2. С. 56–68.
3. Исследование активных разломов Сахалина сейсмическими методами /В.В. Аргентов, В.В. Жигулов, В.Н. Патрикеев, В.Н. Соловьев. Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана: Сб. статей ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск. 2000. Т. 2. С. 75–103.
4. Патрикеев В.Н. Возможности определения поглощения упругих волн при малоглубинных сейсмических исследованиях // Динамика очаговых зон и прогнозирования сильных землетрясений Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. Т. 2. С. 58–66.
5. Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенков А.А. Разломы Сахалина // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 77–86.
6. Cerveny, V., Psencik, I. Seismic ray package, FORTRAN program. Prague. 1982.

Поступила в редакцию 19 мая 2006 г.

Рецензент В.А. Бормотов

V.V. Zhigulev, V.N. Patrikeev

The possibilities of the application of the refraction method for shallow depth seismic exploration during the investigation of the active faults of North Sakhalin

Results of seismic survey by refraction (P-S waves) method conducted in different years on the recent disjunctive formations of North Sakhalin are presented. Structural features of the near-surface zone of active faults with different types of tectonic movements and their reflection in seismic fields are shown. Criteria of assessment of activity of the investigated tectonic dislocation are outlined.

Key words: active fault, Neftegorsk seismic rupture, earthquake, seismic refraction method, seismic wave velocities, absorption coefficient.

**БАЗА ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО МАГМАТИЧЕСКИМ ПОРОДАМ
ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ**

Б.Н. Пискунов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Создана база петрохимических данных по магматическим породам Курильской островной дуги, содержащая более 2000 анализов. Анализы собраны из опубликованных работ, отчетов и частных коллекций. База организована на приложении Microsoft Office 97 – Microsoft Access в операционной системе Windows 95 и состоит из 5 таблиц, главная из которых содержит 22 столбца и 2354 строки и допускает неограниченное пополнение новыми данными. База содержит информацию о местонахождении анализов, фациях глубинности, авторстве, содержаниях породообразующих элементов и др. Приведены конкретные примеры применения базы для решения геологических задач – типизация интрузивных массивов Курильской дуги, определение перспектив рениеносности кальдерных вулканов и установление природы базальтоидного вулканизма островной дуги.

Ключевые слова: магматизм, оруденение, химический состав, база данных, Курильская островная дуга.

Магматизм в вулканической и интрузивной формах является ведущим геологическим процессом в образовании внешней и внутренней гряд Курильской островной дуги. Его продукты в виде лавовых потоков, пирокластических, вулканомиктовых и вулканогенно-осадочных отложений, а также субвулканических и интрузивных массивов входят в состав всех комплексов этого уникального тектономагматического сооружения на Востоке Азии. Начало их систематического изучения было положено в 1945 году, со времени вхождения островов в состав СССР, и продолжается до настоящего времени силами различных производственных и научных организаций. Однако, несмотря на длительный период изучения геологии Курильских островов отечественными исследователями, остаются дискуссионными многие актуальные вопросы строения дуги и взаимоотношений различных комплексов.

Учитывая преобладание в составе всех отложений дуги вулканического материала, часто со стекловатой или полукристаллической структурой, характеристика химического состава пород с помощью силикатных анализов, наряду с биостратиграфическими и литологическими методами, является важным инструментом геологических исследований. Сведения о составах слагающих острова геологических образований важны при всякого рода геологических

и петрогохимических исследованиях, а также при строительстве и гидрогеологических изысканиях.

За отечественный, более чем полувековой период изучения островов накоплен большой материал по химическому составу магматитов. Однако этот огромный массив, насчитывающий тысячи анализов, практически недоступен исследователям, так как он рассеян по многочисленным монографиям, печатным публикациям, рукописным отчетам и личным коллекциям. Кроме того, необходимо учитывать и то обстоятельство, что большая часть неопубликованных материалов из личных сборов разных авторов со временем по многим причинам становится все менее доступной для исследователей и выпадает из общей характеристики состава магматических пород островной дуги. Это касается также и интрузивных массивов Курильских островов, для которых к тому же до сих пор не проведена петрогохимическая типизация и не определена формационная принадлежность.

В то же время, от правильного решения вопроса о составе комплексов и эволюции магматизма в истории развития дуги зависит металлогеническая оценка региона, т. к. именно с магматизмом тесно связана рудная специализация островов. Систематизация всех доступных аналитических данных позволит правильно подойти к решению вопросов стра-

тиграфии островов и петрохимического обоснования комплексов, а также аргументированно оценить их перспективы на полезные ископаемые. Целью настоящей работы является сбор всех доступных материалов по петрохимическому составу пород по основным породообразующим оксидам и представление их в виде удобной для пользователей электронной базы данных, а также решение с ее помощью некоторых дискуссионных геологических вопросов. Распределению редких и рассеянных элементов будет посвящена отдельная работа. Достижение поставленной цели требует решения ряда конкретных задач, к которым относятся:

- конструирование таблиц, форм и запросов базы данных;
- разработка реляционных связей таблиц;
- сбор данных по литературным, фондовым, архивным материалам и внесение их в таблицы базы;
- применение базы к решению конкретных геологических вопросов:
 - типизация гранитоидов Курильских островов;
 - определение перспектив рениеносности кальдерных вулканов;
 - установление природы базалтоидного вулканизма внешней и внутренней Курильских гряд на основе сравнительного анализа.

К настоящему времени известны лишь две попытки сбора и представления многолетних аналитических данных по островной дуге [1, 9]. Отмечая несомненное положительное значение этих работ для характеристики магматизма региона, нельзя не признать, что к настоящему времени они в значительной степени устарели и, в основном, характеризуют лишь продукты четвертичного вулканизма дуги. Это же относится и к приводимому В. И. Федорченко с соавторами списку анализов составов пород Большой гряды [7]. Кроме того, все эти сводки являются не программными комплексами, удобными для пополнения и поисков, а простыми таблицами, ранжированными по кремнезему.

Помимо этих работ на сайте в Интернете помещена международная программа GEO-ROCK, содержащая данные по минералогии и геохимии магматических пород из разных структур Земли, включая и Курильскую дугу. Но в отношении последней эта сводка слабо насыщена фактическим материалом и содержит данные только лишь по составу продуктов извержений активных и потухших четвертичных вулканов.

Указанные выше потребности в знаниях о составе пород, значительный объем анализов, приводимых в разные годы различными авторами, а также современные требования к их представлению диктуют необходимость создания компьютерной базы данных, которая бы включала все доступные за весь период изучения островов материалы, допускала неограниченное их пополнение и позволяла осуществлять поиски по одному или нескольким поисковым признакам. Предпосылкой для выполнения этого исследования явились рабочие основы каталогизированных химических анализов, созданные в лаборатории геологии островных дуг ИМГИГ ДВО РАН, а также современное программное обеспечение по факторному, кластерному и дискриминантному анализам.

Можно надеяться, что выполнение планируемого исследования будет иметь как фундаментальное значение при разработке моделей развития островных дуг и земной коры в целом, так и прикладное, связанное со специализацией поисковых работ. Оно позволит провести типизацию интрузивных массивов, оценить перспективность кальдерных вулканов на редкометалльное оруденение и определить геодинамические обстановки в период формирования внешней и внутренней гряд Курильской дуги. Полученные результаты могут быть использованы в сравнительном аспекте для островных дуг северо-западной части Тихого океана, а также применимы к регионам с древним вулканизмом островов водного типа, что в конечном счете в перспективе повысит ресурсный потенциал страны в отношении полезных ископаемых.

БАЗА АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Не вдаваясь в теоретическую часть вопроса, приведем наиболее часто применяемое определение базы данных – именованная совокупность данных, отражающая состояние объектов и их соотношений в рассматриваемой предметной области [2]. Для электронного варианта это, по существу, компьютеризированная система хранения записей, которую можно рассматривать как подобие электронной картотеки. Состоит база из набора таблиц, форм, запросов и отчетов, используемых для обработки и представления материалов. Для ее пользователей представляется возможность извлекать данные, вставлять, изменять и удалять их. Исходные данные представляют собой результаты химических анализов магматических пород Курильских островов, включающие содержания основных породообразующих оксидов: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 ,

H_2O , п.п.п., сумма. Кроме количественных показателей концентрации оксидов каждый анализ в базе сопровождается геологическими характеристиками, включающими возраст, место отбора, авторство, фациальную принадлежность и др. На ранних стадиях создания базы мы использовали различные виды прикладных программ (Cliper, Dbase, Rbase и другие), каждая из которых обладает своими достоинствами и недостатками. В течение ряда лет мы пользовались системой Rbase, отрабатывая на ней основные принципы применения и использования систем накопления материалов. С появлением на рынке информационных услуг уникального и популярнейшего комплекса Microsoft Office 97 из пяти прикладных программ для Window [8] многие проблемы сами собой исчезли. Входящие в состав Профессионального выпуска Microsoft Office 97 прикладные программы Microsoft Access 97 удовлетворяют практически всем стоящим перед нами задачам, включающим накопление и обработку информации, благодаря чему мы и остановились на этом приложении.

Прикладная программа Access 97 для Window

По своему построению база является реляционной, состоящей из нескольких таблиц (в нашем случае из основной и четырех дополнительных), определенным образом связанных между собой. Введение дополнительных таблиц вызвано необходимостью хранения повторяющихся данных по геологическим параметрам – фациям, возрасту, месту отбора и пр., которые содержат специальные идентификаторы (коды) и их расшифровку. Коды в основной и дополнительных таблицах полностью соответствуют друг другу. Хранение материалов в связанных таблицах существенно сокращает время на введение данных из-за отсутствия повтора; уменьшается размер базы и количество возможных ошибок. Общая инструкция по созданию и пользованию Access, включая фазы конструирования и рабочую, приведена в упомянутой книге М. Хельверсена и М. Янга [8], поэтому мы остановимся лишь на формах ввода и отчетных таблицах.

Формы ввода

Разработка форм ввода данных зависит от отчетных таблиц, но, поскольку при создании базы к ним приходится обращаться в первую очередь, начнем с их краткого описания, давая полную характеристику полей ниже при описании таблиц. В соответствии с нашими задачами разработанная нами форма ввода данных содержит следующие поля: порядковый номер, название породы, место отбора, фация

глубинности, возраст породы, автор, ссылка на данные, примечание и 14 параметров содержания пордообразующих оксидов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O , п.п.п., сумма). При отсутствии данных по какому-либо полю вводится нулевое значение. Для ввода и одновременного просмотра нескольких анализов данные можно представить также в виде таблицы, в которой существенно облегчено редактирование записей [8].

Основные таблицы базы

Как уже отмечалось выше, база состоит из 5 следующих таблиц: основной (“ГлавТабл”), таблицы привязки (“Место”), таблицы возраста (“Возраст”), фаций глубинности представляемого магматического материала (“Фация”) и таблицы авторов (“Автор”). Все они, кроме основной, организованы для избежания повторов и как непременный атрибут содержат соответствующий идентификатор (код).

Основная таблица (“ГлавТабл”), как видно из названия, является главной в базе и содержит весь имеющийся материал, организованный соответствующим образом. Она представляет собой таблицу из 22 столбцов и 2354 строк (51788 записей единичных значений), в которых размещаются анализированные данные (табл. 1).

В столбцах (полях) располагаются:

NN	– порядковый номер анализированного образца (записи);
Порода	– название породы по автору;
Место	– место отбора образца по системе условного кодирования;
Фация	– фация глубинности по системе условного кодирования;
Возраст	– возраст анализированной породы по системе условного кодирования;
Автор	– автор коллекции по опубликованным и неопубликованным данным;
Ссылка	– кодированный литературный источник или неопубликованные данные;

Примечание – более полные данные о привязке анализированной породы;

с 9 по 22 столбец помещаются данные по химическому составу образца, включающие следующие пордообразующие оксиды: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O , п.п.п., сумма.

Таблица **Место** (табл. 2) является второй таблицей в базе и содержит данные о географической

Таблица 1. Фрагмент таблицы “ГлавТабл” Базы аналитических данных.

NN п/п 1	Порода 2	Место 3	Фация 4	Возраст 5	Автор 6	Ссылка 7	Примечание 8
1	андезит	1151	2	2	Данченко	0	450 м юв г. 135.0 м
2	липарит	1111	0	2	Рыбин	0	
3	дацит	1111	3	2	Фролова	1	с113/3 м. Спокойный
4	риолит	1111	0	2	Фролова	1	Б519/1 м. Спокойный
5	риолит брекч.	1111	2	2	Фролова	1	Б521 м. Спокойный
6	риолит	1112	0	2	Фролова	1	Б518
7	риолит	1111	0	2	Фролова	1	бух. Спокойная
8	риолит	1112	2	2	Рыбин	0	южн. м. Рифовый
9	риолит	1111	0	2	Фролова	1	Б523
10	риолит	1111	0	2	Фролова	1	бух. Спокойная
11	риолит	1151	3	2	Данченко	0	6676/1 р. Малайка
12	дацит	1151	3	2	Данченко	0	6676/5 р. Малайка
13	дацит	1151	3	2	Данченко	0	6676/4 южн. р. Малайка
14	плагиогранит	1133	4	2	Данченко	0	1,5 км южн. м. Прасолова
15	вулк. стекло	1156	3	2	Рыбин	0	13/6 среднее из 2 анал.
16	риолит	1157	3	2	Рыбин	0	113/1
17	риодакит	1177	2	2	Остапенко	0	112/8
18	стекло из контак.	1177	2	2	Остапенко	0	112/5 ю. руч. Водопадного
19	перлит	1177	2	2	Остапенко	0	112/7 кислая брекчия
20	риолит брекчир.	1157	3	2	Рыбин	0	113/2

SiO ₂ 9	TiO ₂ 10	Al ₂ O ₃ 11	Fe ₂ O ₃ 12	FeO 13	MnO 14	MgO 15	CaO 16	Na ₂ O 17	K ₂ O 18	P ₂ O ₅ 19	H ₂ O 20	ппп 21	Сумма 22
58.60	0.63	16.00	4.54	3.75	0.14	3.42	7.57	2.15	0.15	0.06	0.76	2.51	100.28
81.30	0.13	10.82	0.30	0.16	0.01	0.20	0.98	4.26	0.84	0.05	0.02	0.43	99.50
64.27	0.77	16.113	4.29	2.15	0.10	1.50	3.58	5.27	0.27	0.25	0.28	0.99	99.85
71.98	0.70	12.99	2.33	2.33	0.14	0.65	4.52	3.09	0.29	0.39	0.04	0.68	100.13
72.15	0.58	12.99	2.15	2.87	0.13	0.54	3.62	4.06	0.15	0.25	0.08	0.31	99.88
72.64	0.24	12.82	1.91	2.42	0.07	0.87	2.86	4.00	1.10	0.13	0.22	0.77	100.05
73.94	0.28	12.82	1.36	2.33	0.07	0.85	3.28	3.68	0.25	0.10	0.02	1.11	100.09
73.96	0.20	12.80	1.19	0.81	0.08	1.09	3.03	4.72	0.08	0.07	0.01	1.20	99.24
76.30	0.12	12.46	0.96	1.26	0.02	0.54	1.51	4.94	1.13	0.12	0.10	0.55	100.01
79.82	0.25	11.02	0.60	0.81	0.02	0.64	1.79	4.12	0.31	0.09	0.14	0.45	100.06
64.78	0.44	14.96	4.74	1.55	0.16	3.42	3.53	3.22	0.06	0.07	0.01	2.86	99.80
64.45	0.05	15.05	3.46	2.67	0.13	1.53	5.83	2.64	0.61	0.06	0.27	2.75	99.50
64.38	0.66	13.76	3.34	2.96	0.14	4.00	3.70	3.19	0.60	0.07	0.01	2.59	99.40
71.63	0.22	13.85	1.60	1.40	0.07	2.02	1.33	5.05	1.34	0.05	0.01	1.55	99.92
83.20	0.26	8.20	0.30	1.60	0.04	0.01	2.15	2.79	0.29	0.13	0.00	0.80	99.77
70.92	0.37	11.80	1.14	2.31	0.08	0.51	2.64	3.22	1.04	0.06	0.00	5.40	99.49
70.58	0.06	12.00	0.63	1.85	0.08	0.49	3.51	2.70	2.27	0.06	0.00	5.15	99.38
76.78	0.06	11.90	0.65	1.25	0.05	0.04	3.51	4.04	0.71	0.08	0.00	0.43	99.52
72.26	0.18	12.20	1.73	1.06	0.07	0.68	1.51	2.78	2.34	0.07	0.00	5.54	100.42
71.60	0.41	12.20	1.01	2.03	0.12	1.26	0.85	3.09	1.19	0.12	0.00	5.60	99.48

привязке приведенных материалов. В оптимальном варианте следовало бы привести координатную привязку места взятия образцов, но это практически невозможно, т.к. в базе собраны анализы за более чем полувековой период изучения островов, когда у авторов не имелось возможности точной привязки места отбора, появившейся в сравнительно недавнее время. Приводимая привязка часто весьма неконкретна и расплывчата (иногда это просто название острова, реки, массива). Поэтому мы провели условную разбивку территории Куриль-

ских островов на участки по географическим объектам: (вулканам, хребтам, мысам, бассейнам рек, участкам побережья) с последующим их кодированием. В таблице приведены неповторяющиеся записи по столбцам: порядковый номер, код, название места. Код идентификации соответствует коду столбца “Место” в основной таблице “ГлавТабл”.

Таблица **Фация** (табл. 3) вмещает данные по фациям глубинности магматических пород и содержит столбцы: порядковый номер, код фации, соответствующий коду в основной таблице, и непосредственно

Таблица 2. Фрагмент таблицы “Место” Базы аналитических данных.

Номер	Код места	Название места
		о. Кунашир
1	1111	м. Рифовый – м. Ловцова
2	1112	м. Спокойный – переш. Ловцова
3	1113	вулк. Тятя – поселок Урвитово
4	1114	вулк. Тятя сев. склон
5	1115	вулк. Тятя ю-в склон
6	1116	вулк. Тятя вершинный конус
7	1117	вулк. Тятя, р. Тятина
8	1118	вулк. Тятя, побочн. конус
9	1119	вулк. Тятя, подножье вулкана
10	1121	м. Белый Утес
11	1122	р-он Нескучинских источн.
12	1123	бух. Докучаева
13	1124	скала Шпиль
14	1125	г. Неустроева-руч. Свинцовый
15	1126	басс. руч. Нелюдимый
16	1127	басс. р. Птичья
17	1128	верховья р. Тятина
18	1129	вулк. Руруй
19	1130	м. Прасолова – р. Золотая
20	1131	басс. р. Заливной

Таблица 3. Таблица «Фация» Базы аналитических данных.

Номер	Код фации	Фация
1	0	Данные отсутствуют
2	1	Пирокластическая
3	2	Эффузивная
4	3	Субвулканическая
5	4	Инtrузивная

Таблица 4. Таблица «Возраст» Базы аналитических данных.

Номер	Код возраста	Возраст
1	0	Данные отсутствуют
2	1	Четвертичный
3	2	Неогеновый

указатель фаций. Так как в некоторых случаях нет указаний на глубинность магматического материала, в таблицу введен код и запись “Данные отсутствуют”.

Таблица **Возраст** (табл. 4) отражает данные о возрасте анализированных пород. Поскольку возраст пород является одним из наиболее дискуссионных вопросов, мы поместили в базу генерализированные записи, включающие четвертичный и неогеновый возраст. Имеется запись “Данные отсутствуют” для случаев, когда возраст не известен или является предметом дискуссий.

Таблица **Автор** (табл. 5) представляет информацию по автору анализированного образца и содержит следующие столбцы: код, автор и название рабо-

ты. Неповторяющиеся коды соответствуют таковым в основной таблице; нулем обозначаются неопубликованные данные, существенно преобладающие в базе. Неповторяющаяся фамилия автора анализированного материала также отвечает коду Ссылка и Автор в “ГлавТабл”. В последнем столбце приведен перечень авторов и название опубликованной работы. Для установления связей между таблицами базы выполняем команду Сервис Схема данных и в соответствии с подсказками проводим линии связи между соответствующими полями в них [8].

Поиск данных и создание отчетных таблиц

Одной из главных требований к базе – возможность получения данных по любым (одному или нескольким) поисковым признакам. В упомянутом руководстве для Access М. Хелворсена и М. Янга [8] приводится несколько способов составления отчета для вывода данных на печать, включая возможность расположения материала в возрастающем или убывающем порядке.

Используя простой или расширенный фильтр (курсор на любую необходимую запись), можно получить на экране новую таблицу, содержащую поисковые данные. Так можно создать таблицу по конкретному автору, привязке образцов, фации глубинности, названию породы, содержанию любого породообразующего оксида (или содержаниям в заданных пределах). При необходимости выборочные данные можно поместить в отдельную именованную таблицу для распечатки. Для этого в окне базы по опции “Запрос” создается именованная таблица запроса и выбираются необходимые столбцы и условия отбора материала из основной таблицы. При выборе условий отбора можно указать минимальное, максимальное или заданные пределы значений записей. Дальнейшие действия по созданию новой таблицы осуществляются почти автоматически, чем объясняется популярность приложения Access.

Учитывая важность процедуры по созданию самостоятельной дополнительной таблицы и ее распечатке, приведем еще один довольно простой способ ее организации. Для этого создаем копию ГлавТабл, очищаем ее от всех данных и даем отдельное название. Далее через опции “Копировать” и “Вставить” помещаем в нее выборочные данные, отобранные по методу фильтрации из основной таблицы. Но в этом случае новая таблица будет содержать все те же столбцы, что и основная, а записи определяются условиями отбора. При первом способе через “Запросы” и “Конструктор” мы имеем возможность выбирать не все, а только необходимые для конкретного случая столбцы. Именно таким способом были ото-

Таблица 5. Таблица “Автор” Базы аналитических данных.

Код	Автор	Название работы
0		Неопубликованные работы
1	Фролова	Фролова Т.И. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М. Недра, 1985.
2	Неверов	Неверов Ю.Л. Магматизм и рудная минерализация южной группы Курильских островов. Дисс. на соиск. уч. ст. к. г.-м. н. Владивосток, ДВГИ, 1979.
3	Биндеман	Биндеман И.Н. Петрологические и экспериментальные модели смешения контрастных силикатных расплавов. Дисс. на соиск. уч. степ. к.г.-м. н. Москва, Чехонголовка, 1991.
4	Мархинин	Мархинин Е.К. Вулканы о-ва Кунашир. В сб. Вулканализм Камчатки и Курильских островов. М., Наука, 1959.
5	Сергеев	Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М. Наука, 1976.
6	Гаврилов	Гаврилов В. К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геоантеклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск, Наука, 1973.
7	Пискунов	Пискунов Б.Н. Вулканализм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск. Наука, 1975.
8	Цветков	Цветков А.А. и др. Магматическая эволюция островных дуг. М., Наука, 1888.
9	Сергеев	Сергеев К. Ф. Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М., Наука, 1966.
10	Остапенко	Кичина Е. Н., Остапенко В.Ф. Химический состав лав некоторых кальдерных вулканов Курильских островов. Тр. СахКНИИ, 1975, вып. 35.
11	Эрлих	Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканализм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука. 1973.
12	Кравченко	Кравченко С.М. Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. М., Наука, 1877.
13	Горшков	Горшков Г.С. Вулканализм Курильской островной дуги. М., Наука. 1967.
14	Леонова	Леонова Л.Л., Легейдо В.А. Фазовое распределение олова в четверт. вулканитах Камчатки и Курильских островов. Геохимия. 1975, №10.
15	Колосков	Колосков А.В. и др. Особенности интрузивного магматизма и связанной с ними рудной минерализацией. Вулкан. и сейсмол. 1979, №3.
16	Стратула	Стратула Д.С. Вулканы и горячие источники о. Шиашкотан. Дисс. на соиск. уч. ст. к. г.-м. н. Петропавловск-Камчатский, 1969.
17	Антонов	Антонов А.Ю. Геохимия и петрология фанерозойских магматических образований, различные геодинамические обстановки магматизма и мантийного диапризма. Дисс. на соиск. уч.ст. докт. г.-м. н. Иркутск. 2004.
18	Федорченко	Федорченко В.И. и др. Вулканализм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М. Наука, 1989.
19	Говоров	Говоров Г.И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры охотоморского геоблока. Владивосток. 2002.
20	Авдейко	Авдейко Г.П. и др. Подводный вулканализм и зональность Курильской островной дуги. М., Наука. 1992.
21	Гусев	Гусев Г.М. и др. Особенности химического состава продуктов извержения вулкана Тятя в 1973 г. Докл. АН СССР, 1974, т. 227, № 6.
22	Абдурахманов	Абдурахманов А.А. и др. Вулкан Алайд (Курильские острова). В сб. Восточноазиатские островные системы. Владивосток, 1978.

браны химические анализы для решения ряда конкретных геологических вопросов: типизация гранитоидов, установление перспектив редкометалльности вулканов и определение природы базальтоидов Большой и Малой Курильских гряд.

Разнообразие составов гранитоидов дуги (от безкалиевых плагиогранитов до гранодиоритов) порождало многочисленные схемы их формационной принадлежности [4] и требовало выделения среди них природных петрогохимических типов. Для решения этой задачи в первую очередь по по-

исковым признакам “Место” и “Фация” были выбраны все анализы интрузивных пород Большой дуги. Далее с помощью дискриминантного анализа установлено, что наибольшее различие составов пород обеспечивается тремя породообразующими оксидами: CaO, Na₂O и K₂O. С помощью факторного анализа рассчитаны факторы на основе соотношения этих оксидов и построена двумерная диаграмма с четкой локализацией интрузивов каждого из трех типов: кальциевого, натрового и калинатрового [4].

При определении перспектив рениеносности по принципу сходства с уникальным вулканом Медвежий с помощью базы была решена первоочередная задача – выделение региональных петрохимических серий: низко-, средне- и высококалиевой – и определено положение среди них дифференцированного ряда анализов состава пород рудоносного вулкана [3]. На втором этапе по поисковым признакам “Место” и содержанию K_2O отобраны кальдерные вулканы внутренней гряды, близкие по составу пород с кальдерой Медвежьей. Контрольное опробование слагающих их лав и туфов подтвердило высокие перспективы вулканов, отобранных по этой методике [5].

Решение третьей задачи – определение природы базальтов Большой и Малой Курильских гряд с петрографохимической точки зрения – сводилось к сравнению их химических составов. Для этого из базы по поисковому признаку “Место” и содержание SiO_2 были выбраны базальтоиды и проведен дискриминантный анализ по совокупности из шести породообразующих оксидов, наиболее отличающихся концентрациями в обеих выборках. Проведенный анализ показал различие сравниваемых составов и принадлежность магматических продуктов Большой и Малой гряды к структурам, сформировавшимся в различных геодинамических обстановках [6].

Поступила в редакцию 20 октября 2005 г.

Рецензент С.В. Рассказов

B.N. Piskunov

Analytical data base for magmatic rocks of the inner ridge of the Kuril Island Arc

The creation of the analytical data base for magmatic rocks of the Kuril Island Arc containing about 2000 data is considered. Analyses were collected from the published works, reports and personal collections. The data base is arranged using the application of Microsoft Office 97 - Microsoft Access in the operation system Window 95 and consists of 5 Tables, the main of which contains 22 columns and 2354 lines, and permits unlimited new data replenishment. The data base contains information concerning location of analyses, depth facies, authors, contents of rock-forming elements, etc. Particular examples of the data base application are offered for solving geological problems: typification of intrusive massifs of the Kuril Island Arc, prospects for rhenium presence in caldera volcanoes, and establishment of the nature of basaltoid volcanism of the island arc.

Key words: magmatism, mineralization, chemical composition, data base, Kuril Island Arc.

База находится в фонде Института морской геологии и геофизики ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
- Карпова Т. С. Базы данных: модели, разработка, реализация. СПб.: Питер, 2002. 303 с.
- Пискунов Б. Н., Рыбин А. В., Сергеев К. Ф. Петрохимическая характеристика кальдеры Медвежьей // Докл. РАН. 1999. Т. 386, №3. С. 380–384.
- Пискунов Б. Н., Рыбин А. В. Региональная типизация гранитоидов Курильской островной дуги // Докл. РАН. 2000. Т. 371, №1. С. 93–95.
- Пискунов Б. Н. Перспективы рениеносности кальдерных вулканов Южных Курильских островов // Проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы Сахалинской области: Материалы науч.-практ. конф. Южно-Сахалинск, 2002. С. 56–63.
- Пискунов Б. Н. Природа базальтоидов Большой и Малой Курильских гряд // Литосфера. 2004. С. 97–109.
- Федорченко В. И., Абдурахманов А.А., Родионова Р. И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петrogenезис. М.: Наука, 1989. 240 с.
- Хэлворсон М., Янг М. Эффективная работа с Microsoft Office 97. СПб.: Питер, 1997. 1056 с.
- Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 242 с.

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ МЕЛОВЫХ БЕЛЕМНИТОВ В МАГЕЛЛНОВЫХ ГОРАХ
ТИХОГО ОКЕАНА

Ю.Д. Захаров¹, С.П. Плетнев², М.Е. Мельников³, О.П. Смышиляева¹, В.Д. Худик¹,
Г.А. Евсеев⁴, Т.А. Пунина¹, П.П. Сафронов¹, А.М. Попов¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

³НИИПОкеангеофизика, ГНЦ “Южморгеология”, г. Геленджик

⁴Институт биологии моря ДВО РАН, г. Владивосток

Впервые установлено присутствие белемнитов в мезозойских осадочных толщах гайотов Мирового океана (по рострам *Dimitobelidae* gen. et sp. indet. из позднекампанского-маастрихтского дресвянистого известняка гайота ДВГИ, *Belemnitella?* sp. из оолитового известняка предположительно сантон-маастрихтского возраста гайота Геленджик и *Belemnitidae?* gen. et sp. indet. из оолитового известняка предположительно маастрихтского возраста гайота Бутакова Магеллановых гор). В последние годы присутствие важных в стратиграфическом и палеобиогеографическом отношении ископаемых цефалопод установлено коллективом авторов на пяти гайотах Магеллановых гор. На основе новых данных по ископаемым беспозвоночным обосновываются предполагаемые перерывы осадконакопления в конце маастрихта, палеогене и начале неогена. По предварительным результатам изотопно-кислородного анализа определены возможные пределы вертикальной миграции позднемеловых белемнитов тропической Пацифики.

Ключевые слова: моллюски, фораминиферы, кораллы, верхний мел, изотопы кислорода и углерода, миграции белемнитов, Магеллановы горы, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Известковистые макро- и микрофоссилии в осадочных толщах океанов наиболее обильны, как известно, в карбонатных “шапках” гайотов океанов. Вместе с тем, находки ископаемых головоногих моллюсков (цефалопод) как в этих карбонатах, так и в других осадках Мирового океана крайне редки, и каждая из них без преувеличения является сенсацией. Аммоноидеи и белемноидеи отличались относительно высокими темпами эволюции в мезозое, поэтому значение даже единичных находок ископаемых цефалопод состоит в первую очередь в том, что в случае их хорошей сохранности они с успехом могут быть использованы для детального (ярусного и зонального) расчленения вмещающих осадочных толщ. Помимо этого, они успешно используются в палеоэкологических и палеогеографических реконструкциях [17].

В Тихом океане остатки ископаемых цефалопод до сих пор были зафиксированы, по доступным нам сведениям, не более чем в четырех пунктах.

1. Скважина 167 глубоководного бурения в районе Магеллановых гор [28]. Четыре фрагмента челюстей аммоноидей, описанных О. Ренцем [28] как *Lamellaptychus cf. retecostatus* (Peters) и *Lamellaptychus* sp. (коллекция И. Ланцелота и Р. Дугласа), найдены в базальных слоях зеленовато-серых кремнистых известняков, залегающих на базальтах. Известняки содержат остатки радиолярий, фораминифер *Lenticulina* sp., *Vaginulinopsis?* sp., *Lingulina nodosaria* Reuss, *Dentalina* sp. (определение Дж.П. Бэкманна) и нанопланктон *Wattnaueria britannica* (Strander), *W. barnesae* (Black), *Cyclagelosphaera margareli* Noel, *Parhabdolithus embergeri* (Noel), *Lithraphidites caniolensis* Deflandre, *Diazomatholithus lehmani* Noel, *Cuciellipsis chiasta* (Worsley), *Nannoconus* sp., *Cruciellipsis cf. cuvillieri* (Manivit) позднетитонско-раннеберриасского возраста (определение Х.Р. Терштайна).

2. Гваделупский гайот [15]. Хорошо сохранившаяся полая раковина аммонита среднего размера, описанная как *Hypophylloceras pacificum* Grabovskaya, Mikhailova et Zakharov, была обнаружена в из-

вестняке, поднятом с глубины 3000 м. Лопастная линия аммонита отлично сохранилась. Геологический возраст этого аммонита, встреченного в ассоциации с кораллами, двустворками и гастроподами, определен Ю.Д. Захаровым как позднеальбско-раннекампанский.

3. Гайот Ханк, хребет Маркус Уэйк [38]. Аммонит средних размеров, с диаметром раковины около 7–8 см, установленный А.А. Атабекяном (его точная систематическая принадлежность не известна), происходит из предположительно альбско-сеноманских глинистых отложений.

4. Гайот Федорова (ИОАН), образец 35Д-206-4В, Магеллановы горы [5, 38]. Обломок известняка с шестью мелкими позднемеловыми (предположительно позднекампанско-маастрихтскими) аммонитами, описанными Ю.Д. Захаровым как *Zelandites aff. japonicus* Matsumoto и *Tetragonitidae* gen. et sp. indet., был поднят с глубины 2586 м. Лопастные линии раковин аммонитов отлично сохранились.

В октябре–ноябре 2004 г. и в феврале–мае 2005 г. ГНЦ “Южморгеология” с борта НИС “Геленджик” проводил геолого-геофизические работы преимущественно в пределах Магеллановых гор (рисунок) с целью изучения их геологического строения и особенностей железомарганцевого оруденения (капитаны Б.В. Петропавловский и Ю.И. Шикера, начальники

ки рейсов Д.Д. Туголесов и Б.А. Широкожухов). Исследования осадочных толщ этого района с участием авторов настоящего сообщения позволили также получить и уникальные данные по ископаемым организмам позднего мезозоя и раннего кайнозоя. Эти палеонтологические материалы, как и предшествующие палеонтологические находки в других районах, детально изучались в учреждениях ДВО РАН с применением новейших методов исследования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Опробование производилось скальными цилиндрическими драгами и бурением неглубоких скважин, каменный материал документировался и обрабатывался в соответствии с требованиями нормативных документов ГНЦ “Южморгеология”. Скелетные образования моллюсков фотографировались цифровой камерой Sony F707. Исследования микроструктуры ростров белемнитов проводились с помощью СЭМ EVO 50XVP в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

Контролем за степенью диагенетических изменений в исследованных рострах белемнитов служили следующие признаки: 1) визуальные признаки (естественность цвета, структуры); 2) степень сохранности первичной микроструктуры скелета

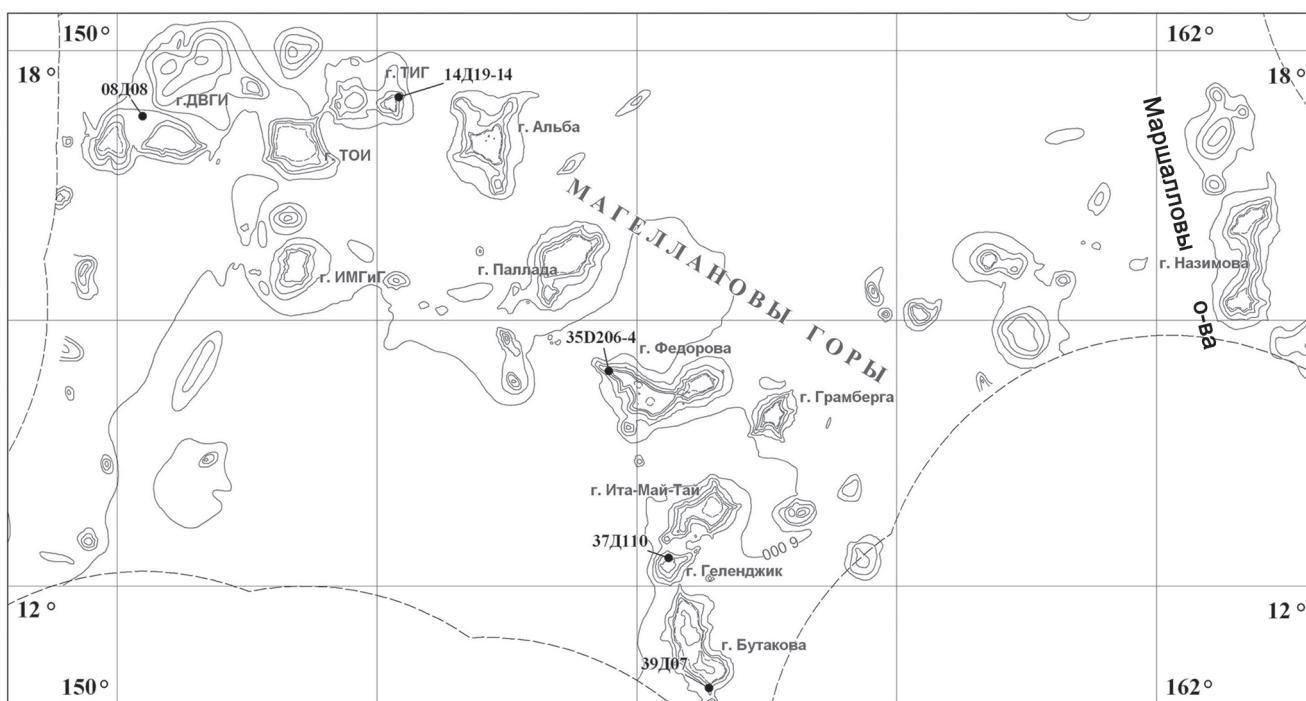


Рис. Схема расположения гайотов в Магеллановых горах и в поднятии Маршалловых островов Тихого океана и места находок позднемеловых цефалопод (белемноидей и аммоноидей).

(определялась микроскопическим способом, в том числе с помощью СЭМ).

Изотопный состав кислорода и углерода определялся прецизионным методом, с использованием масс-спектрометра Finnigan MAT-252. Лабораторный стандарт, откалиброванный по кальцитовому стандарту NBS 19 (National Bureau of Standards) и использованный при измерениях, равен $+1,8 \pm 0,1\%$ для кислорода относительно PDB (Pee Dee belemnite) и $0,75 \pm 0,1\%$ для углерода. Точность измерения величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ всегда лучше $\pm 0,1\%$ на 95% доверительном уровне. Для интерпретации палеотемператур по значениям $\delta^{18}\text{O}$ при анализе первичного кальцита использовалась шкала С. Эштейна с соавторами [26], модернизированная Т.Ф. Андерсоном и М.А. Артуром [21].

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И НОВЫЕ ДАННЫЕ БИОСТРАТИГРАФИИ

Основные данные по биостратиграфии позднемезозойских и раннекайнозойских отложений Магеллановых гор и соседних территорий Тихого океана и их железомарганцевой и фосфоритовой минерализации приведены в ряде зарубежных и отечественных публикаций [2, 3, 7–9, 14, 18–20, 22, 24, 25, 28].

Цефалоподы

Остатки цефалопод, преимущественно белемнитов, были обнаружены в четырех образцах (пробах) из Магеллановых гор в октябре–ноябре 2004 г. и апреле–мае 2005 г. Первый из них был поднят с гайота ДВГИ (станция 08Д08, юго-западный склон, $17^{\circ}16'28''$ с.ш., $150^{\circ}17'43''$ в.д.), второй – с гайота Геленджик (станция 37Д-110, бровка северного склона, непосредственно к югу от гайота Ита-Май-Тай, $12^{\circ}19'0,00''$ с.ш., $156^{\circ}22'12''$ в.д.), соответственно с глубин 2671 и 2320 м; третья проба была отобрана в верхней части северо-восточного отрога гайота ТИГ, недалеко от гайота ДВГИ (станция 14Д19-14, $17^{\circ}29'06''$ с.ш., $153^{\circ}15'12''$ в.д., глубина 1746 м), четвертая – на гребневой поверхности южного отрога гайота Бутакова (станция 39Д07, $10^{\circ}50'19''$ с.ш., $156^{\circ}50'7,03''$ в.д., глубина 2868 м).

Гайот ДВГИ. При реконструкции осадконакопления особого внимания заслуживает образец

08Д8-Г, в котором установлено наибольшее скопление ростров (50 экз.) белемнитов, предварительно определенных Ю.Д. Захаровым как *Dimitobelidae gen. et sp. indet.*. Ниже приводится его характеристика, включающая данные и о прочих организмах рассматриваемого захоронения (фораминиферы, моллюск-сверлильщик, аммонит, черви).

Образец представлен известняком, содержащим песчано-гравийные зерна, дресву и включения, похожие на мелкую гальку разной степени окатанности, а также следы жизнедеятельности, оставленные в рыхлых осадках мелкими беспозвоночными. Песчано-гравийные зерна и дресва неравномерно рассеяны в карбонатной массе, не отражая слоистость осадков. Продолговатые гальки, овально-округленные, трапециевидные или субквадратные в поперечном сечении, сложенные преимущественно монтмориллонитом, не имеют определенной ориентировки. Иногда на их поверхности можно обнаружить тонкое покрытие, вероятно, водорослевого происхождения. Встречаются обломки палагонитизированных базальтов и, возможно, фосфоритов, а также халцедона.

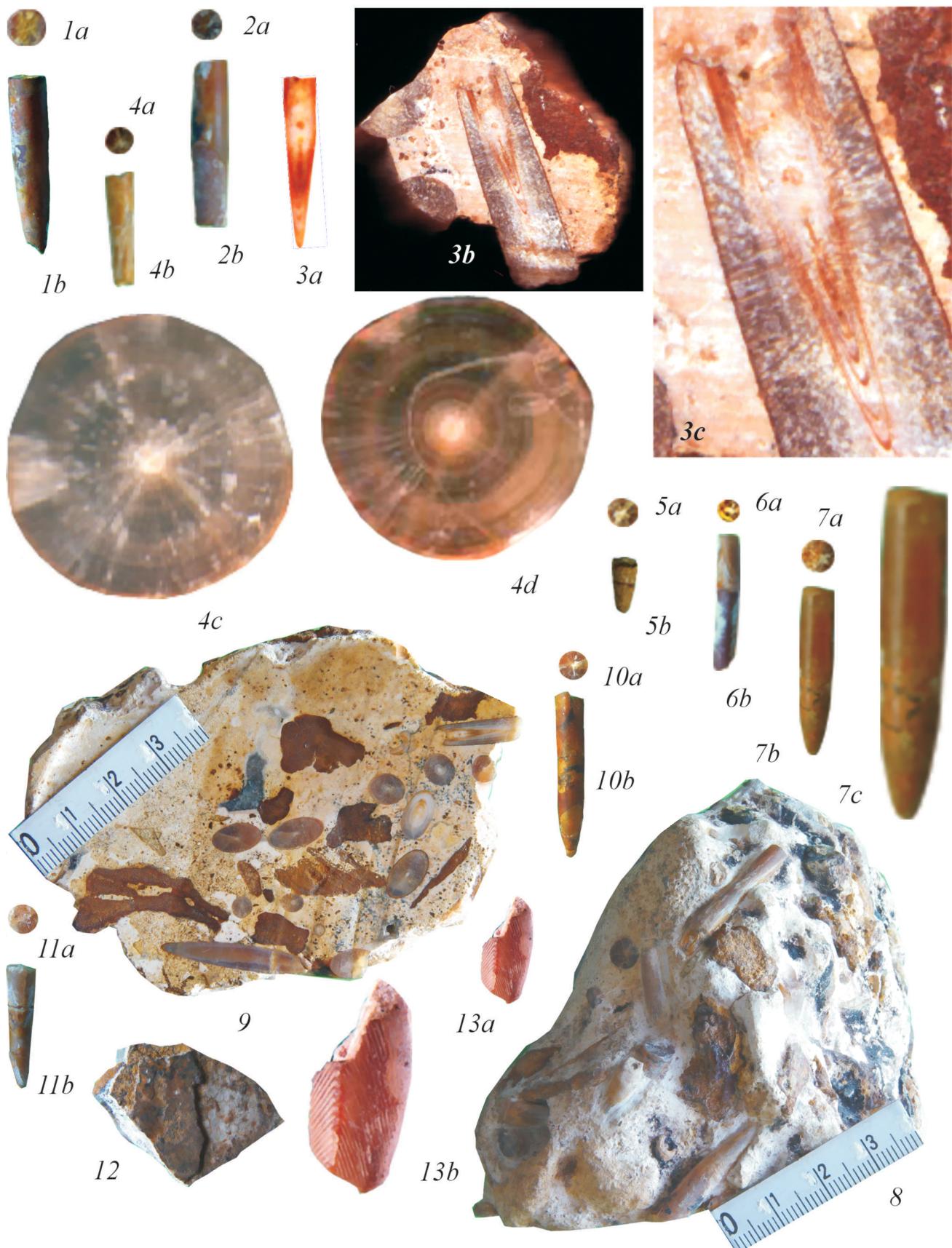
Длина встреченных здесь фрагментов относительно тонких ростров белемнитов *Dimitobelidae gen. et sp. indet.* достигает 54 мм (при диаметре до 5,8 мм). В одном из ростров сохранилась альвеола (альвеолярный угол около 25°). Предполагается, что при этом диаметре длина могла достигать 60–75 мм (предполагаемый коэффициент удлинения равен 10–12). Апикальный угол ростра на ранней стадии онтогенеза значительно острее (14°), чем на взрослой (23 – 33°) (фототабл. I, II). В поперечном сечении ростров наблюдается типичное чередование светлых и темных концентрических полос (фототабл. III).

Ростры в образце расположены преимущественно с определенной ориентацией их продольной оси. Некоторые из них до поступления в донные отложения были обломаны, остальные без явных следов механической эрозии. Совместно с рострами белемнитов встречен фрагмент жилой камеры аммонита (фототабл. I, фиг. 12). Позднекампаний–маастрихтский возраст исследованной породы образца 08Д8-Г, содержащего остатки цефалопод, установлен по присутствию в нем планктонных фораминифер *Globot-*

Фототаблица I.

Фиг. 1–11. *Dimitobelidae gen. et sp. indet.*: 1 – 8Д8-Г (MP23), $\times 1$; 2 – 8Д8-Г (MP4), $\times 1$; 3 – 8Д8-Г (MP1): 3а – $\times 2,8$, 3б – $\times 3,7$, 3с – $\times 9$; 4 – 8Д8-Г (MP25): 4а – $\Delta = 5,3$ мм, $\times 1$, 4б – вид сбоку, $\times 1$, 4с – при $\Delta = 5,3$ мм, $\times 10$, 4д – при $\Delta = 5,0$ мм; 5 – 8Д8-Г (MP22), $\times 1$; 6 – 8Д8-Г (MP24), $\times 1$; 7 – 8Д8-Г (MP20): 7а и 7б – $\times 1$, 7с – $\times 2$; 8 – скопления ростров в образце известняка 8Д8-Г; 9 – сечения ростров в образце известняка 8Д8-Г; 10 – 8Д8-Г (MP15), $\times 1$; 11 – 8Д8-Г (MP19), $\times 1$; 12 – фрагмент жилой камеры аммонита, $\times 1$; 13 – раковина двустворчатого моллюска-сверлильщика *Cyrtopleura?* sp. из образца 8Д8Г: 13а – $\times 1$, 13б – $\times 2$. Магеллановы горы, гайот ДВГИ; верхний кампан–маастрихт.

Фототаблица I.



runcana arca (Cushman) (здесь и далее определения фораминифер выполнены С.П. Плетневым).

К следам жизнедеятельности, встречающимся в известняке, могут быть отнесены буровато-коричневые ходы червей, образовавшиеся в нефосилизированном осадке и заполненные сравнительно рыхлыми продуктами, прошедшими через пищеварительный тракт животного и измененными затем в результате их железисто-бактериальной переработки. Стенки ходов гладкенно-буристые, с тонкокристаллическим покрытием, образовавшимся на месте слизистой выстилки (фотогл. I, фиг. 9 – темные образования вблизи линейки).

Раковина двустворчатого моллюска-сверлильщика рассматриваемого образца (фотогл. I, фиг. 13) представлена тремя обломками задне-дорсального киля с характерной и хорошо сохранившейся скульптурой, позволяющей отнести ее, по мнению Г.А. Евсеева, к семейству Pholadidae [32, 33]. В составе этого семейства различаются три группы моллюсков. Представители таксонов одной из них (Pholadinae, Martesiinae и Joanettinae) всверливаются в достаточно прочные породы (песчаники, известняки, мергели, пемзу и др.), другой (Pholadinae) – в плотные глинистые илы, а третьей (Marteziinae, Joanettinae, Xylophaginae и Teredinidae) – главным образом в древесину, попавшую в море [31, 34, 36]. Наибольший интерес для нашего случая представляют сверлильщики первых двух групп.

Представители таксонов первой группы, всверливающиеся в породы (главным образом *Pholas*, *Parapholas*, *Penitella*, *Chaceia*, *Zirfaea*, иногда *Martesia*), обитают в горизонтальных или наклонных

горах, высовываемых механическим способом. Норы их имеют цилиндрическую форму, расширяющуюся по мере удаления от устья и завершающуюся плавно-округленным дном. Гладкие стенки нор высекаются слизистыми выделениями, смешанными с тонкодисперсными продуктами абразии [29]. Норы этих таксонов в современных морях распространены на шельфе или его склонах, от волноприбойной зоны до глубин не более 200–250 м [16, 27]. Вместе с тем, живые моллюски обычно встречаются вблизи береговой линии на глубинах от 1–2 до 20 м, иногда возможно до 30 м [37]. Большинство нор используется вторично в качестве убежищ другими организмами. В ходе жизнедеятельности вторичных обитателей раковина моллюска обычно разрушается, устье нора и сама нора расширяется, а на дне ее накапливаются пелитоморфные взвеси, содержащие разнородный материал органического и минерального происхождения [35]. Деструкцию нор завершают процессы механической эрозии под воздействием волновой и штормовой гидродинамики [37]. В итоге от мелких нор остаются небольшие округлые ямки, а от крупных – горизонтально расширяющиеся и сообщающиеся полости, заполненные в одних местах крупными кристаллами кальцита, а в других – фосилизированными и неоднородными пелитами, отличающимися от вмещающих пород по минеральному составу, структуре, текстуре и цвету.

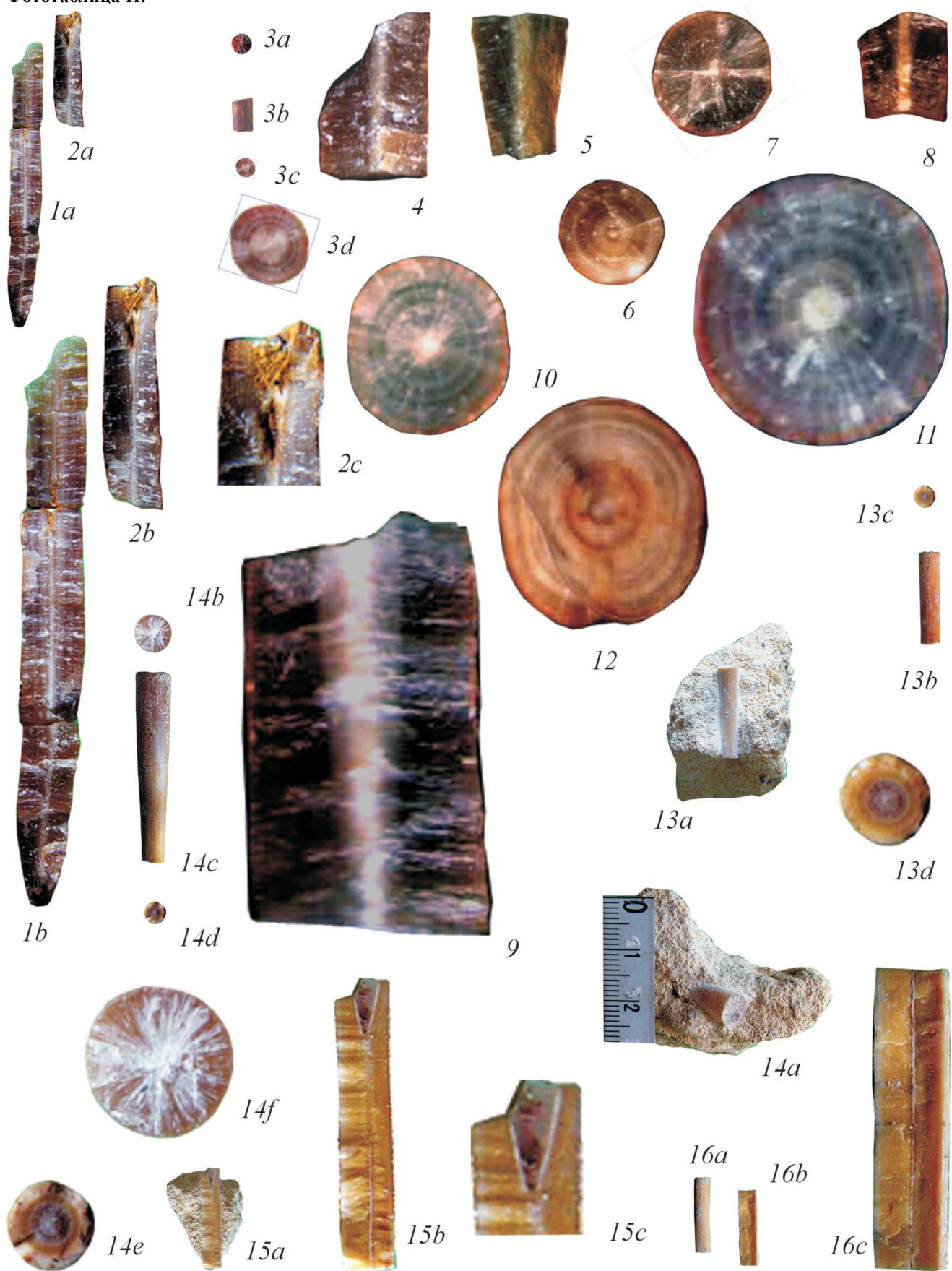
Представители таксонов второй группы, всверливающиеся в плотные илы (*Cyrtopleura*, *Barnea*, иногда *Zirfaea*), образуют вертикальные и наклонные норы диаметром до 5–6 см и длиной до 40–50 см [29]. Стенки этих нор также выстланы слизью. В со-

Фототаблица II.

Фиг. 1–12. Dimitobelidae gen. et sp. indet.: 1 – 8Д8-Г (МР21): 1а – ростр в продольном сечении, $\times 1$, 1б – то же при $\times 2$; 2 – 8Д8-Г (МР12): 2а – верхняя часть ростра в продольном сечении с сохранившейся альвеолой, $\times 1$, 2б – то же при $\times 2$, 2с – то же при $\times 4$; 3 – короткий фрагмент ростра 8Д8-Г (МР16): 3а – при $D = 3,8$ мм, $\times 1$, 3б – вид сбоку, $\times 1$, 3с – при $D = 3,6$ мм, $\times 1$, 3д – то же при $\times 4$; 4 – продольное сечение фрагмента средней части ростра 8Д8-Г (МР5), $\times 4$; 5 – продольное сечение фрагмента нижней части ростра 8Д8-Г (МР4), $\times 4$; 6 – поперечное сечение фрагмента средней части ростра 8Д8-Г (МР8), $\times 4$; 7 – поперечное сечение фрагмента средней части ростра 8Д8-Г (МР6), $\times 4$; 8 – продольное сечение фрагмента средней части ростра 8Д8-Г (МР10), $\times 4$; 9 – продольное сечение фрагмента средней части ростра 8Д8-Г (МР11), $\times 10$; 10–11 – поперечное сечение фрагмента средней части ростра 8Д8-Г (МР13): 10 – $\times 4$, 11 – $\times 10$; 12 – поперечное сечение ростра 8Д8-Г (МР14) с желобком на вентральной стороне, $\times 10$. Магеллановы горы, гайот ДВГИ; верхний кампан–маастрихт.

Фиг. 13–16. *Belemnitella?* sp.: 13 – 37Д110-А (ИР-2): 13а – ростр в образце оолитового известняка 37Д110-А, $\times 1$, 13б – тот же ростр, $\times 1$, 13с – поперечное сечение при $\times 1$, 13д – то же при $\times 4$; 14 – 37Д110-А (ИР-1): 14а – ростр в образце оолитового известняка 37Д110-А, 14б – тот же ростр в поперечном сечении при $D = 7,0$ мм, $\times 1$, 14в – то же при $\times 4$, 14с – вид с дорсальной стороны, $\times 1$, 14д – поперечное сечение того же ростра при $D = 4,2$ мм, $\times 1$, 14е – то же при $\times 4$; 15 – 37Д110-А (ИР-4): 15а – верхняя часть ростра с альвеолой в дорзо-вентральном продольном сечении, $\times 1$ (в образце оолитового известняка 37Д110-А), 15б – то же при $\times 3$, 15с – верхняя часть того же ростра с альвеолой, $\times 6$; 16 – 37Д110-А (ИР-3): 16а – вид поверхности ростра сбоку, $\times 1$, 16б – тот же ростр в продольном сечении, $\times 1$, 16с – то же при $\times 4$. Магеллановы горы, гайот Геленджик; предположительно маастрихт.

Фототаблица II.



временных морях норы этих фоладин встречаются в защищенных от волнового воздействия бухтах и заливах на глубинах от 5 до 20 м.

Обнаруженные нами обломки задне-дорсального края обеих створок сравнительно крупной раковины, длиной более 40–50 мм (обр. 08Д8-Г), не имеют следов механической эрозии, расположены друг под другом и захоронены в небольшом углублении, заполненном более крупнозернистым материалом, чем вмещающие породы. Внутри углубления длительное время сохранялась полость, заполненная позже кристаллическим кальцитом. Наружная поверхность раковинных обломков несет тонкие ребра, которые, пересекая заостренный киль, образуют на его вершине шиповидные зубчики, сравнимые с аналогичными, но более крупными морфоструктурами у современных *Cyrtopleura*, с длиной раковины до 100–120 мм [29]. У остальных современных ископаемых фоладин задне-дорсальный киль обычно не выражен или без ребер, или ребра расположены только с его наружной стороны. При этом ребра их широкие и высокие, с заостренными шипами различной формы. Исключением являются всверливающиеся в древесину Teredinidae. Ребра их по форме близки обнаруженным на обломках, но морфологические и размерные особенности раковины Teredinidae заметно отличаются от раковины моллюсков, всверливающихся в породы и плотные илы. Таким образом, таксоны с признаками, присущими обнаруженным обломкам, не известны ни среди современных моллюсков шельфа [29, 31], ни в составе глубоководной фауны моллюсков, представленных в настоящее время в основном мелкими формами Teredinidae или среднеразмерными и специализированными Mytilidae, высовывающими норы в костях китов [35]. Вместе с тем, обнаруженный нами моллюск-сверлильщик наиболее близок к фоладидам второй группы (Pholadinae).

Основываясь на вышеприведенном, можно сделать следующее заключение. Донные отложения, содержащие обнаруженные обломки раковины моллюска-сверлильщика, формировались вблизи береговой зоны, но в гидродинамически спокойных условиях устойчивого седиментогенеза. На это могут указывать (а) тонкозернистость известковой породы и отсутствие в ней выраженной слоистости или перерывов осадконакопления; (б) включения темноцветного песчано-гравийного и бледно-желтоватого мелкогалечного материала, поступавшего из разных источников; (в) преимущественно ориентированное расположение более удлиненных, по сравнению с гальками, белемнитовых ростров; (г) распространение и хорошая сохранность следов жизнедеятельности роющих организмов – обитателей илов, алевритов и илистых песков. Подобные условия седиментогенеза могут быть характерны для полузакрытых водоемов с чашеобразным рельефом дна и глубинами от 10 до 30–50 м.

Таким образом, обнаруженный нами *Cyrtopleura?* sp. (Pholadinae), захороненный в прижизненном положении в плотных илах, обитал, по-видимому, в мелководном бассейне одновременно с белемнитами. Точная его родовая и видовая принадлежность не установлена. Однако можно утверждать, что среди современных таксонов формы с вышеуказанными признаками и механизмом всверливания с участием задне-дорсального края отсутствуют, как, вероятно, и среди миоцен-плейстоценовых *Cyrtopleura*, отличающихся от современных представителей этого рода незначительными деталями.

Гайот Геленджик. Четыре ростра *Belemnitella?* sp. (определение Ю.Д. Захарова) были обнаружены в образце 37Д110-А, представленном оолитовым известняком (фототабл. II, фиг. 13а, 14а). Длина фрагментов отдельных ростров достигает 35,2 мм

Фототаблица III.

Фиг. 1. Микроструктура ростра Dimitobelidae gen. et sp. indet. в поперечном сечении, экз. 8Д8-Г (МР-3к). Магеллановы горы, гайот ДВГИ; верхний кампан–маастрихт.

Фиг. 2. Деталь фигуры 1 (чередование светлых и темных полос с разной микроструктурой вблизи апикальной линии ростра).

Фиг. 3. Микроструктура ростра Dimitobelidae gen. et sp. indet. в поперечном сечении вблизи апикальной линии (экз. 8Д8-Г (МР-3)). Магеллановы горы, гайот ДВГИ; верхний кампан–маастрихт.

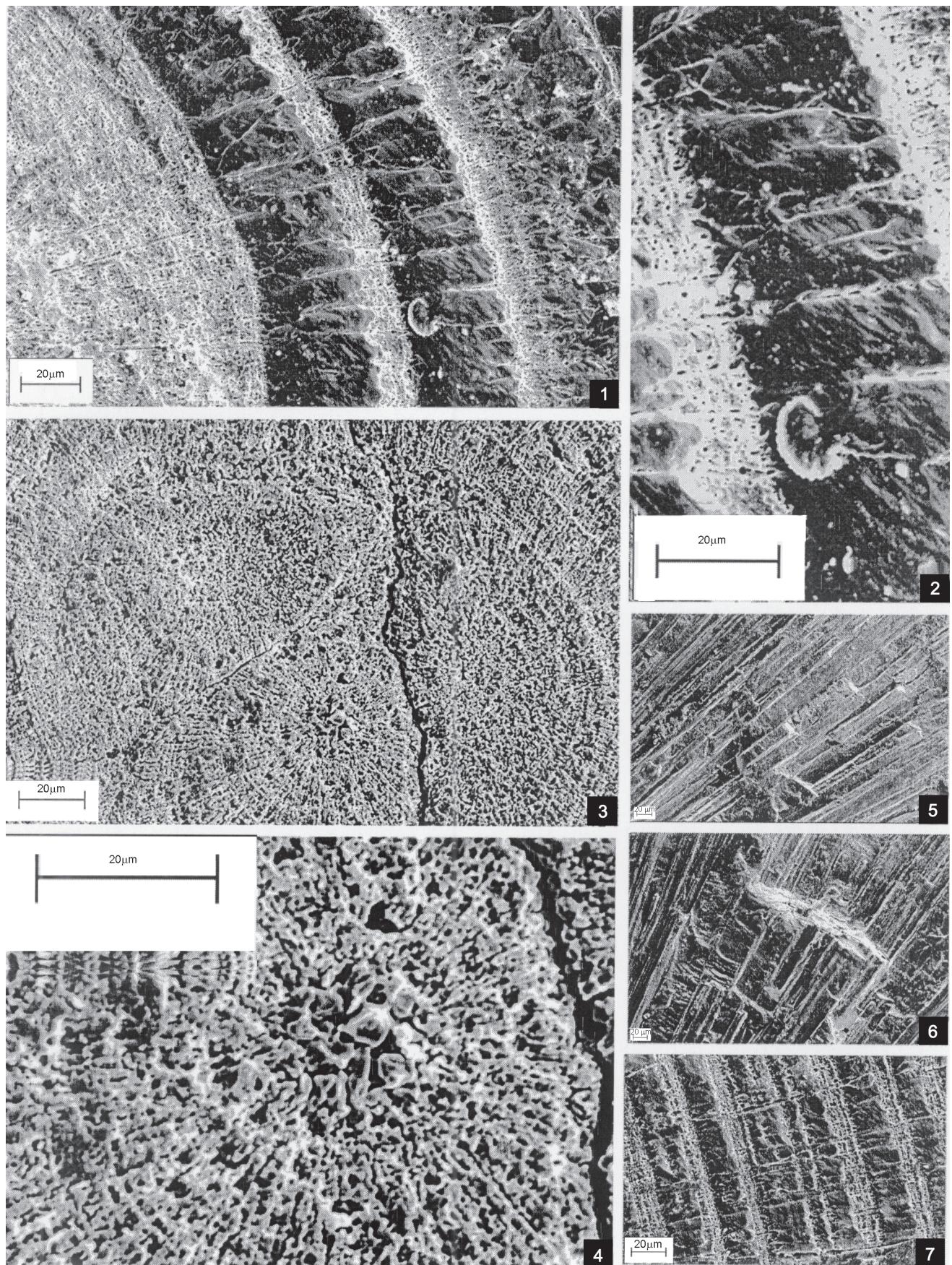
Фиг. 4. Деталь фигуры 3.

Фиг. 5. Радиальная призматическая структура ростра в поперечном изломе, экз. 8Д8-Г (МР-16). Магеллановы горы, гайот ДВГИ; верхний кампан–маастрихт.

Фиг. 6. Чередование полос вблизи апикальной линии ростра фигуры 1.

Фиг. 7. Чередование светлых и темных концентрических слоев в поперечном сечении ростра, экз. 8Д8-Г (МР-3). Магеллановы горы, гайот ДВГИ; верхний кампан–маастрихт.

Фототаблица III.



(при их диаметре до 7,0 мм). В одном из ростров обнаружена альвеола (альвиолярный угол около 29°). Представители рода *Belemnitella* распространены обычно в интервале сантон–маастрихта.

В образце 37Д110-А совместно с белемнитами обнаружены мелкие рудисты, принадлежащие, возможно, к меловому роду *Biradiolites* Orbigny (определение В.Д. Худика).

Гайот ТИГ. В образце известняка 14Д-19-14 обнаружена жилая камера мелкого аммонита семейства Tetragonitidae (определение Ю.Д. Захарова).

Гайот Бутакова. Относительно крупный ростр белемнита Belemnitidae? gen. et sp. indet. (определение Ю.Д. Захарова), 9,8 мм в диаметре, и достаточно крупный зуб акулы Cretoxyrhinidae? gen. et sp. indet. (определение А.М. Попова) найдены, очевидно, в по-дошве кобальто-марганцевой корки (КМК) (обр. 39Д07). Судя по поднятому материалу (200 кг), КМК на гайоте Бутакова перекрывает туфы, которые разбиты трещинами шириной до 5 см, заполненными карбонатным цементом (nanoфораминиферовым известняком). По скважинам этого района также установлено, что субстратом корок служили эдафогенная брекчия с высоким содержанием карбонатного цемента и nanoфораминиферовый известняк.

На поверхности ростра белемнита сохранились карбонатные оолиты, свидетельствующие о возможном его происхождении из оолитовых или nanoфораминиферовых известняков. Зуб акулы с поверхности более интенсивно и равномерно покрыт марганцевыми образованиями, чем поверхность ростра белемнита.

Фораминиферы

Гайот ДВГИ. Наиболее древний комплекс фораминифер встречен в плотных глинах, поднятых с глубины 2661 м юго-западного отрога на склоне привершинной поверхности. В его составе отмечены раковины рода *Rotalipora*, расцвет которого приурочен к сеноманскому времени позднего мела. Как отмечалось выше, в известняках, содержащих многочисленные ростры белемнитов Dimitobelidae gen. et sp. indet., были обнаружены единичные раковины планктонных фораминифер *Globotruncana arca* (Cushman) позднекампанского–маастрихтского возраста (08Д8-Г).

В большем количестве встречены позднепалеоценовые и особенно эоценовые раковины планктонных фораминифер. Породы этого возраста представлены известняками и эдафогенными брекчиями, поднятыми драгами со склонов гайота в интервале глубин 2000–3000 м. Среди позднепалеоценовых форм

отмечены *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Morozovella subbotinae* (Morozova), эоценовых – *Globigerinatheca index* (Finlay), *Morozovella spinulosa* (Cushman) и др.

Вулкано-tektonicheskiy massiv Ita-Mai-Tay–Gelenzhik. В оолитовых известняках, содержащих ростры кампанско-маастрихтских белемнитов *Belemnitella?* sp. (37Д110-А, гайот Геленджик), фораминиферы не обнаружены, вместе с тем, в другом образце оолитовых известняков (37Д102-1А, гайот Геленджик), содержащем ювенильные формы двустворчатых (*Gryphaea* sp.) и брюхоногих (*Actaeonella* sp., *Anisomyon* sp., *Biplica?* sp.) моллюсков, были обнаружены редкие раковины альбских планктонных фораминифер *Ticinella roberti* (Gandolfi). По своему размеру и удельному весу относительно крупные раковины данного вида фораминифер близко соответствуют оолитам вмещающего их известняка, поэтому, учитывая позднекампанско-маастрихтский возраст оолитовых известняков того же гайота, содержащих ростры белемнитов, не исключено, что редкое нахождение упомянутых фораминифер в данном осадке могло быть связано с их механическим переносом из более древних отложений. Это предположение дополнительно косвенно подтверждается также находками как кампанско-маастрихтских кораллов в оолитовых известняках образца 37Д123-А (гайот Ита-Май-Тай), так и трубок погонофор (прimitивных вторичноротовых, возраст известных представителей которых не древнее позднего мела) в аналогичной породе образца 37Д137-А с того же гайота. Однако вполне возможно существование разновозрастных оолитовых известняков на Магеллановых горах. К альбу условно могут быть отнесены также песчаники (37Д148-1А, Ита-Май-Тай) и некоторые эдафогенные брекчии (37Д118-1А, Ита-Май-Тай), содержащие представителей рода *Ticinella*; в песчаниках совместно с *Ticinella* были встречены такие мелководные (неритические) бентосные формы нодозариid, как *Astacolus* и *Lenticulina*.

Позднемеловые планктонные и бентосные фораминиферы гайота Ита-Май-Тай, судя по сборам последнего драгирования, значительно многочисленнее и разнообразнее раннемеловых; известняк в трещинах базальта содержит обломки таких мелководных представителей, как *Aragonia* и *Gavilinella* (37Д138-2А), возраст которых с известной долей условности определен как позднемеловой. Более определено установлен возраст представителей рода *Globotruncana* (вторая половина позднего мела), встречающихся в известняке пробы 37Д111-1Г гайота Геленджик. Маастрихтские фораминиферы обнару-

жены в эдафогенных брекчиях проб 37Д108-А (*Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), *Globotruncana arca* (Cushman), *G. linneiana* (Orbigny)) (Геленджик) и 37Д119-1Б (*Patellina subcretacea* Cushman et Alexander, *Lagena* sp.) (Ита-Май-Тай), органогенно-детритовом известняке пробы 37Д119-1А, содержащем окатанные зерна терригенных пород (из планктонных форм установлены *Abathomphalus mayaroensis*, из бентосных – *Lagena* sp. cf. *L. elongate* (Ehrenberg), *Lagena* sp.) (Ита-Май-Тай), и мергелеподобном известняке пробы 37Д113-Б (*Abathomphalus mayaroensis* (Bolli)) (Геленджик).

Еще большей численностью и разнообразием отличаются кайнозойские фораминиферы, обнаруженные в последних пробах из гайота Геленджик; обращает на себя внимание только отсутствие в них раннепалеоценовых, олигоценовых и частично миоценовых комплексов, что связывается с перерывами в осадконакоплении.

Позднепалеоценовые фораминиферы установлены в биогермном известняке пробы 37Д104-3Б (Геленджик) (*Morozovella angulata* (White)), эдафогенных брекчиях проб 37Д148-А (*Morozovella inconstans* (Subbotina), *M. angulata* (White)), *Globigerina triloculinoides* (Plummer) и др.) (Ита-Май-Тай), в фосфатном известняке пробы 37Д129-Б (*M. angulata* (White)), *Planorotalites pseudomenardii* (Bolli), *Subbotina lobigerina triloculinoides* (Plummer)) (Ита-Май-Тай), в брекции с фосфатным цементом пробы 37Д141-3А (*Planorotalites* sp., *Acarinina mckannai* (White)) (Ита-Май-Тай), в карбонатных прожилках пробы 37Д126-4 (*Morozovella* sp. cf. *M. angulata* (White), *Globigerina triloculinoides* (Plummer)) (Ита-Май-Тай), фораминиферы из пограничных слоев палеоцена и эоцена – в фосфатных известняках проб 37Б18-2 (22-24) (*Acarinina soldadoensis soldadoensis* (Bronnimann)) (Ита-Май-Тай) и 37Д141-А (из планктонных фораминифер установлены *Acarinina mckannai* (White), *Acarinina* sp. cf. *A. pentacamerata* (Subbotina), из бентосных – представители родов *Gyroidina*, *Oridorsais* и *Alabamina*, свидетельствующих о батимальных условиях седиментации) (Ита-Май-Тай).

Раннеэоценовые планктонные фораминиферы последних сборов обнаружены в эдафогенных брекчиях проб 37Б54-1А (*Morozovella aragonensis* (Nuttall), *M. formosa formosa* (Bolli), *Acarinina primitive* (Finlay), *A. collactea* (Finlay), *A. pentacamerata* (Subbotina), *A. soldadoensis* (Bronnimann) и др.) (Геленджик), 37Д129-В (*A. primitive* (Finlay)) (Ита-Май-Тай) и 37Б18-2 (19–21) (*M. formosa* (Bolli), *M. aragonensis* (Nuttall), *Acarinina pentacamerata* (Subbotina)) (Ита-Май-Тай), известняке пробы 37Б18-2 (21–22)

(*M. formosa gracialis* (Bolli), *M. aragonensis* (Nuttall), *Acarinina pentacamerata* (Subbotina), *A. triplex* (Subbotina)) (Ита-Май-Тай), в планктоногенном известняке пробы 37Д104-3А (*Morozovella formosa formosa* (Bolli), *M. subbotinae* (Morozova), *Acarinina soldadoensis* (Bronnimann), *A. pseudotopilensis* Subbotina, *A. pentacamerata* (Subbotina), *Globigerina pseudoecena* Subbotina и др.) (Геленджик); среднеэоценовые – в карбонатах среди лавобрекции пробы 37Д104-4А (*Acarinina pentacamerata* (Subbotina), *A. broedermannii* (Cushman et Bermudez)) (Геленджик), аргиллите пробы 37Д116-Б (*Acarinina* sp.), в эдафогенной брекции проб 37Д119-А (*Turborotalia boweri* Bolli, *T. cerroazulensis* (Cole), *Planorotalites pseudoscitula* (Glaessner), *Acarinina spinuloinflata* (Brady), *Globigerina eocenica* Gumbel и др.) (Ита-Май-Тай) и 37Д115-Б (*Truncorotaloides topilensis* (Cushman), *Pseudohastegerina micra* (Cole), *Globigerinita martini* Blow et Banner) (Геленджик), известняке пробы 37Д130-А (*Hantkenina primitive* Cushman et Jarvis, *Truncorotaloides rohri* Bronnimann et Bermudez, *T. topilensis* (Cushman), *Subbotina eocenica* (Gumbel), *Globigerina lozanoi* Colom, *Globigerinatheca mexicana* (Cushman) и др.) (Ита-Май-Тай), прожилках известняка пробы 37Д148-1-1г (*Pseudohastegerina micra* (Cole), *Globigerinatheca index* (Finlay)) (Ита-Май-Тай); средне-позднеэоценовые – в эдафогенной брекции пробы 37Д113-Г (*Globigerina eocenica* Gumbel, *Hantkenina dumblei* Weinzierl et Applin, *Clavigerinella eocenica eocenica* (Nuttall), *Turborotalia pseudoscitula* (Glaessner)) (Геленджик), планктоногенном известняке пробы 37Д129-А (*Globigerina linaperta* (Finlay), *G. angiporoides* Hornbrook, *Globigerinita martini* Blow et Banner, *Turborotalia boweri* (Bolli), *T. cerroazulensis cerroazulensis* (Cole), *Globigerapsis* sp. и др.) (Ита-Май-Тай); эоцен-миоценовые – в известняке пробы 37Д149-1Б (*Sphaeroidinellopsis subdehisces* Blow, *Globigerina nepenthes* Todd) (Ита-Май-Тай) и в цементе рудной брекции пробы 37Б18-1А (251-28) (Ита-Май-Тай).

Плейстоценовый тропический комплекс планктонных фораминифер с участием вида-индекса *Truncorotaloides truncatulinooides* (Orbigny) отмечен вnanoфораминиферовых илах проб 37Д105 (Геленджик) и 37Д142-А (Ита-Май-Тай) и слабо литифицированном известняке пробы 37Д142-А.

Гайот Назимова (северная часть поднятия Маршалловых островов). При драгировании в 2005 г. древнейшими планктонными фораминиферами этого гайота оказались позднемеловые *Glomotruncana* sp. в цеолитовой глине пробы 34Д17-Б, в

составе аллохтонного комплекса, включающего раннеэоценовых *Morozovella* sp. и плейстоценовых *Truncorotaloides truncatulinoides* (Plummer).

Позднепалеоценовые–раннеэоценовые *Morozovella subbotinae* (Morozova), *Morozovella* sp., *Acarinina pseudotopilensis* Subbotina, *A. interposita* Subbotina, *Subbotina triloculinoides* (Plummer) установлены в эдафогенной брекчии (34Д28-А). В планктоногенных известняках проб 34Д17-В, 34Д16-А и 34Д29-Б обнаружены раннеэоценовые комплексы планктонных фораминифер зоны *Morozovella crater crater*.

Прочие раннеэоценовые фораминиферы найдены в известняке пробы 34Д35-А (*Subbotina pseudoeocena* (Subbotina), *S. triloculinoides* (Plummer), *Acarinina pentacamerata* (Subbotina)).

Многочисленные среднеэоценовые фораминиферы обнаружены в планктоногенных и фосфатных известняках проб 34Д16-2А (*Truncorotaloides rohri* Bronnimann et Bermudez, *Morozovella lehneri* Cushman et Jarvisi, *M. spinulosa* (Cushman), *Planorotalites pseudoscitula* (Glaessner), *Pseudohastegerina* sp., *Acarinina bullbrookii* (Bolli), *Globigerinatheca subconglobata curryi* Proto, Desima et Bolli и др.), 34Д40-Б (*Acarinina broedermannii* (Cushman et Bermudez), *Hastegerina* sp. cf. *H. bolivariana* (Petters)), 34Д22-2Б (*Globigerapsis index* (Finlay), *Morozovella spinulosa* (Cushman), *G. angiporoides* Hornbrook, *Globigerinita martini* Blow et Banner, *Turborotalia cerroazulensis* (Cole), *Truncorotaloides rohri* Bronnimann et Bermudez, *T. topilensis* (Cushman) и др.) и 34Д20-Б (*Subbotina eocena* (Guembel), *Globigerina lozanoi* Colom, *Truncorotaloides rohri* Bronnimann et Bermudez, в брекчиях с карбонатным и фосфатным цементом в пробах 34Д18-1А (*Acarinina broedermannii* (Cushman et Bermudez), *Truncorotaloides topilensis* (Cushman), *Turborotalia boweri* (Bolli), *Globigerinita martini* Blow et Banner и др.), 34Д21-2А (*Acarinina broedermannii* (Cushman et Bermudez), *Globigerina lozanoi* Colom, *Turborotalia boweri* (Bolli), *Globigerinita martini* Blow et Banner, *Globigerinatheca carryi* Bronnimann, *Clavigerinella eocenica eocenica* (Nuttall), *Truncorotaloides rohri* Bronnimann et Bermudez, *T. topilensis* (Cushman)), 34Д40-1А (*Morozovella spinulosa* (Cushman), *Subbotina eocena* (Guembel), *Truncorotaloides rohri* Bronnimann et Bermudez), 34Д23-1А (*Truncorotaloides topilensis* (Cushman) и *T. haynesi* Samanta с преотложенной раннеэоценовой формой *Morozovella aragonensis* (Nuttall)), 34Д31-Д (*Truncorotaloides rohri* (Bonnimann et Bermudes), *T. topilensis* (Cushman), *Turborotalia cerroazulensis* (Cole)), в известняке миндалин магматической брекчии (*Globigerapsis index* (Finlay), *Truncorotaloides rohri* Bronnimann et

Bermudez, *Acarinina bullbrookii* (Bolli)), дресвяннике пробы 34Д191-2А (*Subbotina eocena* (Guembel), *Globigerina lozanoi* (Colom), *Truncorotaloides topilensis* (Cushman)), мергеле пробы 34Д21-2Г (*Planorotalites pseudoscitula* Glaessner, *Truncorotaloides rohri* Bronnimann et Bermudez, *Subbotina angiporoides* (Hornbrook)).

Фораминиферы пограничных слоев среднего и верхнего эоцена установлены в известняках проб 34Д24-А (многочисленные отпечатки *Acarinina*), 34Д32-Ч (*Pseudohastegerina micra* (Cole), *Subbotina linaperta* (Finlay), *S. angiporoides* (Hornbrook), *Truncorotaloides rohri* Bronnimann et Bermudez, *Acarinina rugosoaculeata* Subbotina), 34Д37-В и 34Д39-Б (*Truncorotaloides rohri* Bronnimann et Bermudez, *T. topilensis* (Cushman), *Acarinina bullbrookii* (Bolli), *Subbotina angiporoides* (Hornbrook)).

Плейстоценовый тропический комплекс планктонных фораминифер обнаружен в нанофораминиферовом иле пробы 34Д22-2Б и в фораминиферовом песке пробы 34Д40 (*Truncorotaloides truncatulinoides* (Orbigny)).

Двустворчатые и брюхоногие моллюски

Во время драгирования гайота Федорова Магеллановых гор в 2001 г. на основе данных по двустворчатым моллюскам В.Д. Худиком был установлен преобладающий позднемеловой возраст поднятых карбонатных пород, сантонско-кампанный возраст известняков с гастроподами *Biradiolites cf. heberti Toucas* и *Anisomyon cassidarius* (Yokoyama) (определения В.Д. Худика); однако возраст двустворки *Thyasira disjuncta* (Gabb) представляется не древнее, чем миоценовый [38].

В 2005 г. с гайота Ита-Май-Тай Магеллановых гор был получен материал с остатками моллюсков, обнаруженных в 29 образцах. Выяснилось, что и на этом гайоте доминирующую роль в составе меловых двустворчатых моллюсков играют рудисты, относящиеся к числу наиболее распространенных элементов, слагающих его биостромовые и рифогенные постройки. Определить ярусную принадлежность двустворчатых и брюхоногих моллюсков из новых сбров не удается из-за плохой сохранности раковин, представленных преимущественно ядрами. Учитывая их ассоциацию с кораллами, представляется возможным, однако, установить кампанско-маастрихтский возраст мелких рудистов *Gyroleura* sp. из ооли-

тового известняка образца 37Д123-А (и, по-видимому, обр. 37Д122-А), *Lopha* sp., *Gryphaea* sp., *Neitheia* sp. и неопределенных рудистов образца 37Д120-Б (известняк), рудистов образца 37Д136-Б, крупных и мелких рудистов *Biradiolites?* sp. и гастропод *Aplocus* sp., а также кампанско-палеогеновый возраст гастропод *Ovactaenella?* sp. образца 37Д139-2-Б (известняк).

Находка фрагмента раковины двустворчатого моллюска *Cyrtopleura?* из известняков гайота ДВГИ обсуждается в разделе “Цефалоподы”.

Кораллы

Результаты драгирования гайота Федорова в 2001 г. показали, что остатки кораллов (*Thamnasteria hiraigaensis* Eguchi, *T. clatrata* Goldfuss, *Diplogryra lamellose* Eguchi, *Smilothrochus galeriformis* (Knera), *Actinastrea ramosa* (Mich.), *Cunnilites nummulites* (Reuss), *Parasmilia* sp., *Graphularia quadrata* Erdwads et Haime, *Parisisis* sp. и др.), обнаруженных Т.А. Пуниной в поднятых обломках органогенно-детритовых и оолитовых известняков, а также брекчий известняков с фосфатным цементом, соответствуют кампанско-маастрихтскому или сantonско-маастрихтскому интервалам; из палеогеновых форм были установлены *Caryophyllina* и *Acropora* [38].

Результаты драгирования гайота Ита-Май-Тай в 2005 г. и сбора кораллов в четырех образцах (37Д120 – оолитовый известняк, 37Д119-1-А – мелкодетритовый известняк, 37Д123-А – известняк, 37Д139-2Б – известняк) было установлено, что значительная их часть также принадлежит кампанско-маастрихтскому интервалу. Кораллы из первого из них определены как *Actinastrea goldfussi* Orbigny, встречаемые обычно в интервале кампан–маастрихт, из второго – *Mesomorpha* sp., из третьего – *Brachyphyllia* sp. (апт–маастрихт), *Actinastrea* sp., *Smilothrochus galeriformis* (Knera) (кампан–даний), четвертого – *Pseudofavia grandiflora* (Edwards et Haime) (кампан–даний). Даные по образцу 37Д139-2Б позволяют допускать возможное присутствие палеогеновых кораллов в каких-то частях гайота Ита-Май-Тай.

В образце известняка 37Д110-А из гайота Геленджик установлены *Pseudofavia grandiflora* (Edwards et Haime) и *Dendrophyllia candelabrum* Henning, ассоциирующиеся с меловыми моллюсками. Возраст этого комплекса беспозвоночных принимается как кампанско-маастрихтский. Из образца 13Д14-2 (гайот ТОИ) выделена лишь форма *Astrocoenia* sp., предполагаемый возраст которой определен в интервале кампан–даний.

Морские ежи

В образце известняка 14Д16-А из гайота ТИГ А.М. Попов обнаружил иглу правильного морского ежа (короткая яйцевидная).

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНУМУ СОСТАВУ БЕЛЕМНИТОВ ГАЙТОВ ДВГИ И ГЕЛЕНДЖИК

В позднем кампане район Магеллановых гор, с учетом мобилистских построений, мог располагаться в центральной части Тихого океана, в Южном полушарии, на палеошироте около 18–19°. Изотопный состав кислорода и углерода в позднекампанических и маастрихтских органогенных карбонатах Магеллановых гор до сих пор был исследован лишь в четырех валовых пробах планктонных и бентосных фораминифер из скважины 167 [25].

Первая проба состояла из материала раковин планктонных фораминифер из верхнего кампана ($\delta^{18}\text{O} = -1.23\text{\textperthousand}$; $\delta^{13}\text{C} = 3.16\text{\textperthousand}$), две другие были отобраны из раковин планктонных фораминифер маастрихта (значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются от -1.35 до -1.05‰; значения $\delta^{13}\text{C}$ колеблются от 1,09 до 2.99‰). Палеотемпературы, рассчитанные по планктонным фораминиферам позднекампанско-маастрихтского интервала, составляют около 20°C. Четвертая проба, отобранная из бентосных фораминифер маастрихта ($\delta^{18}\text{O} = 0,47\text{\textperthousand}$; $\delta^{13}\text{C} = 0,93\text{\textperthousand}$), показала палеотемпературу около 13°C.

Нами были отобраны две пробы для предварительных изотопных исследований двух хорошо сохранившихся ростров белемнитов: 8Д8-Г(МР12) из позднекампанско-маастрихтского известняка гайота ДВГИ и 37Д110-А(ИР1) из предположительно сantonско-маастрихтских оолитовых известняков гайота Геленджик и еще одна проба – из писчего мела гайота Федорова (обр. 35Д-206-4В), содержащего остатки кампан-маастрихтских аммоноидей *Zelandites aff. japonicus* Matsumoto и *Tetragonitidae gen. et sp. indet.* [38].

Первая проба (8Д8-Г(МР12)-1(2)) была отобрана из верхней части ростра вблизи альвеолы, непосредственно ниже поверхности слоя, содержащего оксиды железа (при диаметре ростра до 4.9 мм). Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в кальцитовом материале данной пробы составляют соответственно -1,3‰ (соответствует палеотемпературе 17.1°C) и +0,2‰.

Вторая проба (37Д110-А(ИР-1)-1(1)) была взята непосредственно с поверхности средней части ростра (при диаметре ростра до 7,0 мм). Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в кальците этой пробы равны соответственно

+0,7‰ (соответствует палеотемпературе 9,4°C) и +3,1‰.

Значение $\delta^{13}\text{C}$ в пробе 35Д-206-4В песчего мела, содержащего раковины перекристаллизованных аммоноидей, оказалось, как и в пробе 37Д110-А(ИР-1)-1(1), достаточно высоким +2,7‰. Отметим, что такие же высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (до +2,8‰) нам удалось установить ранее [6] для планктонных фораминифер из средней части маастрихта скважин 288А и 289 Тихого океана, что может быть использовано для более точной корреляции карбонатных пород, содержащих остатки аммонитов (гайот Федорова), и оолитовых известняков с белемнитами (гайоты Геленджик и Бутакова).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты демонстрируют распространение остатков ископаемых головоногих моллюсков на всем протяжении Магеллановых гор Тихого океана, от гайотов ДВГИ и ТИГ на северо-западе до гайотов Федорова, Геленджик и Бутакова на юго-востоке. Не исключено, что белемниты гайота ДВГИ, предварительно определенные как *Dimitobelidae* gen. et sp. indet., принадлежат новому роду семейства *Dimitobelidae*, учитывая своеобразие их диагностических признаков. Палеонтологическому описанию белемнитов Магеллановых гор намечается посвятить специальную статью.

Присутствие планктонных фораминифер *Globotruncana arca* (Cushman) в горизонте дресвянистых известняков гайота ДВГИ, содержащих многочисленные ростры белемнитов *Dimitobelidae* gen. et sp. indet., является свидетельством их позднекампанского-маастрихтского возраста. Судя по находке сверлильщика *Cyrtopleura?* sp. в этом горизонте, осадки с обнаруженным скоплением белемнитов отлагались на мелководье с глубинами не более 20–30 м.

Найдка белемнитов *Belemnitella?* sp. в оолитовых известняках гайота Геленджик, сопоставляемых с оолитовыми известняками скважины 202 того же гайота, залегающими непосредственно под раннеэоценовыми глобигериновыми песчаниками [3, 4], свидетельствует об их возможном маастрихтском возрасте. Ростр белемнита *Belemnitidae?* gen. et sp. indet., встреченный в КМК гайота Бутакова, первоначально был, возможно, также захоронен в оолитовых известняках предположительно маастрихтского возраста. Предполагается, что эти осадки отлагались в мелководных лагунах.

Принято считать, что меловые белемнитиды, в отличие от димитобелид, являлись обитателями мо-

рей Северного полушария [1, 11–13, 30]. Согласно представлениям Дж. Стивенса [30], димитобелиды были распространены в морях юго-западной окраины Тихого океана (районы Новой Зеландии, Новой Гвинеи и др.). В случае подтверждения принадлежности большинства белемнитов Магеллановых гор к семейству *Dimitobelidae* можно предполагать, что их предковая группа мигрировала в тропическую часть Пацифики из ее юго-западной части.

Полученными предварительными результатами изотопных исследований позднекампанско-маастрихтских *Dimitobelidae* gen. et sp. indet. гайота ДВГИ и предположительно маастрихтских *Belemnitella?* sp. гайота Геленджик установлены некоторые свидетельства их возможного погружения до глубин с температурами воды, соответственно, 17,1 и 9,4°C. А. Берсма и Н. Шеклтон [23] для придонных вод приэкваториальной части Тихого океана приводят палеотемпературу около 9°C. Исходя из современных представлений геофизической гидродинамики, можно предположить, что холодные воды абиссальных глубин могли существенно влиять на температурный режим вблизи склонов гайотов за счет развития здесь топографических вихрей Тэйлора-Хогга [10], возникающих вокруг гайотов как результат вращения Земли. Относительно низкие изотопные температуры для маастрихтского времени, полученные по тропическим планктонным фораминиферам Тихого океана (15,5–26,6°C) [6, 24], отражают, по-видимому, как локальные условия, вызванные в первую очередь возможным влиянием тропических апвеллинговых зон и упомянутых выше топографических вихрей, так и возможную способность маастрихтских планктонных фораминифер мигрировать в тропиках в пределах широкого вертикального интервала. На основе данных по изотопному составу маастрихтских моллюсков [6] предполагается, что средние палеотемпературы поверхностных вод тропической части океанов вне пределов гайотов в маастрихтское время были выше 26,6°C, но не достигали уровня, установленного для позднего альба (32–33°C).

Новые данные по изотопному составу ростров позднемеловых белемнитов из палеотропиков Тихого океана не противоречат представлениям о значительных вертикальных миграциях белемнитов в толще морской воды [14]. Не исключено, что в районе Магеллановых гор они могли достигать глубин 1000–1500 м, где температуры вод вблизи гайотов под воздействием топографических вихрей, возможно, приближались в той или иной степени к температурам вод абиссальных глубин.

Новые данные по фораминиферам Магеллановых гор свидетельствуют о том, что в позднем кампани и маастрихте в этом районе происходило пелагическое осадконакопление, но по своему масштабу оно, по-видимому, значительно уступало таковому для ранне-среднесеноманского времени, отличающемуся наиболее благоприятными условиями в позднем мелу для накопления карбонатных планктоногенных осадков. Высокая встречаемость маастрихтских фораминифер в осадках разного типа Магеллановых гор и относительная мелководность комплекса маастрихтских бентосных фораминифер этого района позволяют предполагать, что маастрихтскому осадконакоплению предшествовал период активизации вулканической деятельности, что нашло свое отражение в развитии рифовых построек гайота.

Очередной этап пелагической седиментации карбонатных осадков в Магеллановых горах наступил в позднепалеоцен-среднеэоценовое время. Судя по систематическому составу бентосных фораминифер этого времени, осадконакопление происходило в более глубоководной обстановке. Отсутствие ранне-палеоценовых, олигоценовых и частично миоценовых комплексов фораминифер на гайотах Ита-Май-Тай, ТИГ, ИМГГ и Назимова отражает возможное существование соответствующих перерывов в осадконакоплении в этом районе Тихого океана.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Д.П. Найдину за весьма ценные критические замечания, касающиеся систематической принадлежности исследованных белемнитов, Ю.Г. Волохину, Б.Л. Залищаку и Е.В. Михайлику за полученные консультации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Материалы для геологии России, 1912. Т. 25. С. 578–623.
2. Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
3. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железо-марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана (Отв. ред. А.П. Лисицин). М.: Наука, 1990. 229 с.
4. Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
5. Захаров Ю.Д., Мельников М.Е., Худик В.Д. и др. Новая находка позднемеловых аммоноидей (Cerphalopoda) в осадках дна океанов // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 5. С. 51–57.
6. Захаров Ю.Д., Соколова Е.А., Смышляева О.П. и др. Новые данные по изотопам кислорода и углерода органогенных карбонатов и проблема низких изотопных палеотемператур тропиков в маастрихте // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 4. С. 54–72.
7. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железомарганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 4–20.
8. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Сенькова Т.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые гайота Батиса (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 1. С. 23–40.
9. Мельников М.Е., Пономарева И.Н., Туголесов Д.Д., Рождественский В.Х. Результаты бурения кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 5. С. 36–49.
10. Михайлик Е.В., Хершберг Л.Б., Чудаев О.В. О механизме формирования кобальтомарганцевых корок на гайотах Магеллановых гор Тихого океана // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 87–93.
11. Найдин Д.П. Верхнемеловые белемнитлы и белемнелы Русской платформы и некоторых сопредельных областей // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39, № 4. С. 85–97.
12. Найдин Д.П. Подкласс Endocochlia – внутрираковинные // Г.Я. Крымгольц (ред.), Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М.: Недра, 1974. С. 197–240.
13. Нікітін І.І. Верхньокрейдові белемніти північно-східного крила Дніпровсько-Донецької западини. Київ: Видавництво Академії наук Української РСР, 1958. 92 с.
14. Плетнев С.П., Бирюлина М.Г. Биостратиграфические исследования западной части Тихого океана (Новогебридские желоба, хребет Михельсона и Магеллановы горы). (Препринт). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 36 с.
15. Полякова З.Н., Михайлова И.А., Грабовская В.С. и др. Меловая фауна гайота Гудалупе (северо-западная часть Тихого океана) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1988. № 3. С. 52–60.
16. Скарлато О.А. Бореальные двустворки Северо-Западной Пацифики. Л.: Наука, 1981. 480 с.
17. Смышляева О.П., Захаров Ю.Д., Шигэта Я. и др. Новые данные по стабильным изотопам меловых моллюсков Европы и Мангишлака и проблема онтогенетической вертикальной миграции альбских цефалопод // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Тез. докл. Второго всерос. совещ. Санкт-Петербург: Санкт-Петербург. гос. ун-т, 2004. С. 74.
18. Школьник Э.Л., Мельников М.Е., Сенькова Т.В., Герасимова Г.Н. Особенности комплексной минерализации на подводных горах центральной части Маркус-Уэйк, Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 28–37.
19. Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Суз Ясон, Юй Цонлю. Электронно-микроскопическое изучение фосфоритов гайота ИОАН (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 102–109.
20. Ablaev A.G., Khudik V.D., Bir'yulina M.G., Pletnev S.P., Ashurov A.A. Biostratigraphy of the Mussau Trench (Caroline Basin) // Geo-Marine Letters, 1992. V. 12. P. 236–239.
21. Anderson T.F., Arthur M.A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and palaeoenvironmental problems. Stable isotopes in sedimentary geology // SEPM Short Cours. 1983. V. 10. P. 1–151.

22. Blow W.H. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossil. Leiden: Brill. 1969. P. 199–422.
23. Boersma A., Shackleton N.J. Oxygen- and carbon-isotope variations and planetonic foraminifer depth habitats, Late Cretaceous to Paleogene, Central Pacific, Deep Sea Drilling Projects sites 463 and 465 // Init. Rep. DSDP. Wash. D.C.: US Gov. Off. 1981. V. 62. P. 513–526.
24. Douglas R.G. Planctonic foraminiferal biostratigraphy in the central North Pacific Ocean // Init. Rep. DSDP. Wash. D.C.: US Gov. Print. Off. 1973. V. 17. P. 673–694.
25. Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from the central North Pacific // Init. Rep. DSDP. Wash.D.C.: US Gov. Print. Off. 1973. V. 17. P. 591–605.
26. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Revised carbonate-water isotopic temperature scale // Geol. Soc. Am. Bull. 1953. V. 64. N 11. P. 1315–1326.
27. Perkins R.D., Halsey S.D. Organic erosion of Carolina shelf sediments // Geological Society of America and Association Society Program. Abstracts of the 1969 Annual Meetings. Atlantic City, N.J. Part 7. Boulder, Colorado Press, 1969. P. 172–173.
28. Renz O. Two lamellaptychi (Ammonoidea) from the Magellan Rise in the Cental Pacific // Init. Rep. DSDP. Wash. D.C.: US Gov. Print. Off. 1973. V. 17. P. 895–901.
29. Riider H. Zur Beziehung zwischen Konstruktion und Substrat bei mechanisch bohrenden Bohrmuscheln (Pholadidae, Teredininae) // Senckenbergiana Maritime, 1977. V. 9. N 3–4. P. 105–213.
30. Stevens G.R. Faunal realms in Jurassic and Cretaceous Belemnites // Geol. Mag. 1963. V. 100. N 6. P. 481–497.
31. Tchang Si, Qi Zhongyan, Ji Jieming, Ma Shuitong, Wang Zhenrui et al. Bivalves of Nanhai. Beijing: Science Press, 1960. 274 p. (in Chinese).
32. Turner R.D. The family Pholadidae in the western Atlantic and the eastern Pacific. Part I. Pholadinae // Johnsonia. 1954. V. 3. N 33. P. 1–63.
33. Turner R.D. Superfamily Pholadaceae. Treatise on Invertebrate Paleontology. 1969. Part N, V. 2. Mollusca 6. Bivalvia. P. 702–724.
34. Turner R.D. Identification of marine wood-boring molluscs // Marine borers, fungi and fouling organisms of wood. (Eds. E.B.G. Jones, S.K. Eltringham). Paris: Organisation for Economic Co-operation and Development, 1971. P. 17–64.
35. Turner R.D. Wood-boring bivalves, opportunistic species in the deep-sea // Science. 1973. V. 180. P. 1377–1379.
36. Warne J.E., Marshall N.F. Marine borers in calcareous terrigenous rocks of the Pacific coast // American Zoologist. 1969. V. 9. P. 765–774.
37. Warne J.E., Scanland T.B., Marshall N.F. Submarine canyon erosion: contribution of marine rock burrows // Science. 1971. V. 173. P. 1127–1129.
38. Zakharov Y.D., Melnikov M.E., Khudik V.D. et al. New findings of ammonoid shells (Cephalopoda) in ocean floor deposits // Mitt. Geol.-Paldont. Inst. Univ. Hamburg, 2004. H. 88. S. 195–204.

Поступила в редакцию 3 марта 2006 г.

Рецензент Д.П. Найдин

**Yu.D. Zakharov, S.P. Pletnev, M.Ye. Melnikov, O.P. Smyshlyayeva, V.D. Khudik, G.A. Yevseev,
T.A. Punina, P.P. Safronov, A.M. Popov**

The first finds of Cretaceous belemnites on the Magellan Rise, Pacific Ocean

Belemnites from the Mesozoic sequences of the World Ocean guyots have been recognized for the first time (on the basis of data on Dimitobelidae gen. et sp. indet. rostra from the Upper Campanian-Maastrichtian limestone of DVGI Guyot and *Belemnitella?* sp. and Belemnitidae? gen. et sp. indet. rostra from Maastrichtian oolitic limestone of the Gelenzhik and Butakov guyots, respectively). During the last few years, stratigraphically and paleobiogeographically important fossils, such as Cephalopoda, have been identified by a team of authors on five guyots of the Magellan Rise. Based on the new data on fossil invertebrates, the assumed sedimentation hiatuses at the end of the Maastrichtian, Paleogene and beginning of the Neogene are proved. The preliminary oxygen-isotope analyses have established the possible limits for the vertical migration of Late Cretaceous tropical Pacific belemnites.

Key words: mollusks, foraminifers, corals, Upper Cretaceous, oxygen and hydrogen isotopes, belemnite migrations, Magellan Rise, Pacific Ocean.

**КРЕМНИСТО-ГЛИНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮРСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ
ХР. ХЕХЦИР, СИХОТЭ-АЛИНЬ: СТРАТИГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС**

A.Н. Филиппов, И.В. Кемкин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Приведены результаты литолого-стратиграфического изучения кремнисто-глинистых отложений Хабаровского террейна юрской аккреционной призмы в западных отрогах хр. Бол. Хехцир на правобережье р. Уссури (Уссуро-Хехцирский разрез). Установлено, два типа разреза, отличающихся составом, возрастом и происхождением. В северном фрагменте это среднебайосские красно-коричневые кремнистые туфоалевроаргиллиты и оливково-серые алевроаргиллиты, которые накапливались в гемипелагической области под влиянием континентальных источников сноса. В южной части разреза развиты раннебатские оливково-серые кремнистые аргиллиты, аргиллиты и желтовато-коричневые туфоаргиллиты. Они формировались на значительном удалении от континента под толщей воды с высоким содержанием радиоляриевого планктона. Показано, что эти породы – элементы двух тектоно-стратиграфических комплексов, отражающих различные этапы становления аккреционной призмы.

Ключевые слова: кремнисто-глинистые отложения, радиолярии, аккреционная призма, юра, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

На восточной окраине Азии широко распространены структурно-вещественные комплексы или террейны юрской* аккреционной призмы. Она формировалась в течение 70 млн лет при субдукции океанических плит Палеопацифики (океана Панталасса) и занимает ключевое положение в геодинамических построениях [6, 11, 12, 17, 24, 25, 30, 36, 44, 57 и др.]. Ее выходы прослеживаются на расстояние более 5000 км от левобережья нижнего течения р. Амур на севере через Сихотэ-Алинь, Японские острова, островную систему Рюкю, о. Тайвань до о. Палаван (Филиппины) на юге (рис. 1А). Для реконструкции последовательности формирования аккреционной призмы и выяснения особенностей процесса аккреции важно изучение ее структуры, расчленение на отдельные тектоно-стратиграфические единицы и их корреляция в различных террейнах. Это также необходимо в связи с тем, что, по мнению ряда исследо-

вателей, постаккреционные дислокации значительно усложнили первичную тектоническую зональность призмы и привели к перемещению некоторых ее фрагментов с мест образования на значительные расстояния [17, 30, 49]. Информация о возрасте аккреционных палеоокеанических фрагментов, составе и строении юрской аккреционной призмы, которая позволяет расчленять ее на тектоно-стратиграфические единицы, в достаточном количестве получена для ее центральной части (южный Сихотэ-Алинь, Япония) и южного фланга (острова Рюкю, Филиппины) [9, 10, 47, 57]. Северный фрагмент: хр. Наданъхада-Алинь, Хабаровский и Баджальский террейны – изучен в этом отношении недостаточно.

Для аккреционных призм характерно широкое распространение чешуйчато-надвиговых дислокаций, присутствие меланжа, офиолитов, а также пакетов тектонических пластин с фрагментами осадочно-го чехла океанической плиты. Для них реконструируется определенная последовательность, получившая название “oceanic plate stratigraphy” [29]. Последняя – наиболее важная особенность древних аккреционных призм [33, 39, 40, 56]. В юрской аккреционной призме она обычно состоит (снизу – вверх) из пелагических кремней, гемипелагических кремнисто-глинистых пород, терригенных алевролитов и песчаников приконтинентальной области седиментации.

* “Юрской” аккреционная призма названа условно, для краткости, так как на некоторых участках континентальной окраины ее формирование началось в конце позднего триаса [34], а закончилось в берриасскую или, возможно, в валанжинскую эпоху раннего мела [22, 41, 54].

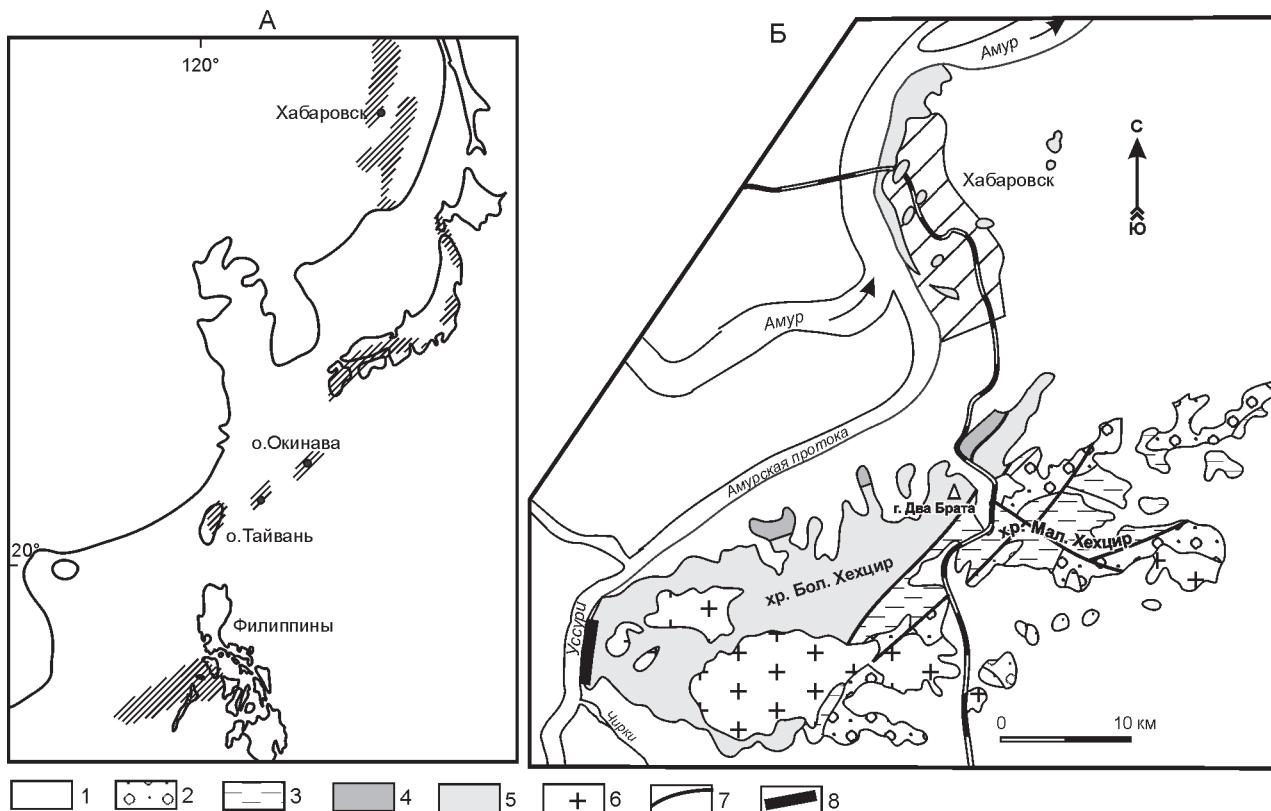


Рис. 1. А – Распространение фрагментов юрской аккреционной призмы (заштриховано) в Восточной Азии, по [36, 40, 57]. Б – Геологическая карта района г. Хабаровска и хребтов Большой и Малый Хехцир, по [14].

1 – четвертичные отложения; 2–3 – терригенные отложения: 2 – апт-альбские, 3 – берриас(?) – валанжинские; 4–5 – вулканогенно-кремнево-терригенные образования аккреционного комплекса: 4 – пермские, 5 – триасово-юрские; 6 – граниты; 7 – разломы; 8 – изученный разрез по правому берегу р. Уссури ниже устья р. Чирки.

Считается, что такой вертикальный формационный ряд отражает историю осадконакопления на океанической коре от ее зарождения в спрединговом хребте до захоронения в зоне субдукции. В этом ряду весьма информативны гемипелагические отложения, представленные, как правило, кремнистыми аргиллитами, аргиллитами и алевроаргиллитами. Они часто содержат микрофауну (радиолярии) хорошей сохранности, а их возраст – индикатор времени подхода определенного участка океанической плиты к зоне конвергенции. Кроме того, вещественный состав гемипелагических отложений помогает прояснить особенности фациальных условий и тектонической обстановки зоны конвергенции. С их помощью в некоторых фрагментах юрской аккреционной призмы уже были выделены разновозрастные тектоно-стратиграфические единицы, реконструировано ее строение и последовательность формирования [9, 10, 47, 57].

В статье приведены результаты палеонтологических, литолого-стратиграфических исследований кремнисто-глинистых отложений в западных отрогах

хр. Большой Хехцир на правобережье р. Уссури. Они позволили выделить среди них два типа, различающихся составом, возрастом и происхождением. Эти породы являются элементами тектоно-стратиграфических комплексов, отражающих различные этапы становления Хабаровского сегмента юрской аккреционной призмы.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Район исследований (хр. Хехцир) А.И. Ханчук [23, 24] и И.В. Кемкин [11] относят к Хабаровскому террейну, который полосой шириной 100–130 км протягивается в северо-восточном направлении от долины р. Наолихэ на юге через хр. Хехцир, Хабаровские высоты до хребтов Вандан, Горбыляк и Сагдаян включительно на севере. С.В. Зябрев [8, 58] рассматривает его как юго-восточную, наиболее молодую часть Баджальского террейна юрского аккреционного комплекса. Б.А. Натальин [1, 17, 53] считает Баджальский террейн самостоятельной структурой,

отличающейся от юрских аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня, а район исследования включает в состав хабаровского раннемелового аккреционного комплекса Хингано-Охотской активной континентальной окраины. Однако последние данные свидетельствуют о юрском возрасте хабаровского комплекса [32, 58], а сходство его состава и строения с Самаркянским террейном позволяют считать более обоснованной точку зрения, что это фрагмент северного фланга единой юрской аккреционной призмы [11, 33, 58].

Вулканогенно-осадочные образования хр. Хехцир прежде относились к позднетриасово-раннеюрской краснореченской свите. Ее строение представлялось как неоднократное повторение слоев кремневых пород, терригенных отложений и основных вулканитов, а возраст определялся по фауне в известняках в районе г. Два Брата [5, 18]. Позднее в кремневых породах были найдены раннепермские и триасовые конодонты, триасовые и раннеюрские радиолярии, а отложения были расчленены на триасово-юрскую кремнистую толщу и юрско-раннемеловую толщу микститов, алевролитов, песчаников и основных вулканитов с аллохтонными пластинами пермских образований [3, 13, 27]. С.В. Зябрев [8] изучил эти отложения в обрывах правого берега р. Уссури и выделил тектонические пластины мощностью 10–100 м, разделенные зонами меланжа и сложенные кремневыми, кремнисто-глинистыми, обломочными породами и, в небольшом количестве, базальтами. Первичная последовательность напластования, реконструированная С.В. Зябревым [8] по взаимоотношениям между различными литологическими элементами, следующая (снизу – вверх): 1 – ленточные кремни (до 100 м); 2 – красно-бурые кремнистые алевропелиты (около 10 м); 3 – оливково-серые кремнистые алевропелиты (не более 100 м); 4 – кластические отложения (более 100 м). Возраст пород не был определен, но они сопоставлялись с отложениями такой же последовательности расположенного севернее хабаровского комплекса, где стратиграфическая позиция различных ее членов доказана датировками по радиоляриям и конодонтам [2, 3, 7, 13, 16, 27, 35, 55]. Нами установлен возраст кремнисто-глинистых пород этого разреза и уточнен их вещественный состав, что позволило внести корректизы в стратиграфию отложений и структуру района.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования были кремнисто-глинистые и вмещающие их породы в разрезе по обрывам правого берега р. Уссури ниже устья р. Чирки (здесь он назван Уссуро-Хехцирским разрезом,

рис. 1Б). Условия залегания и структурно-текстурные особенности пород изучались в обнажениях, а также в пришлифованных образцах. Для определения их возраста были отобраны пробы на радиолярии, которые выделялись слабым раствором плавиковой кислоты, отбирались из остатка и снимались на сканирующем электронном микроскопе. Вещественный состав пород определялся в шлифах с помощью поляризационного микроскопа. Были также сделаны химический анализ и анализ тяжелых минералов. Оксиды для валового химического состава определялись весовым химическим методом. Тяжелые минералы извлекались бромоформом после дробления проб весом 0,2–1,0 кг до 0,25 мм и удаления фракции меньше 0,01 мм. Они определялись и подсчитывались в проходящем и поляризованном свете под микроскопом с помощью иммерсионных жидкостей. Химический состав некоторых тяжелых минералов определен на рентгеновском микроанализаторе JXA-8100 в ДВГИ ДВО РАН.

СТРАТИГРАФИЯ КРЕМНИСТО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Кремнисто-глинистые породы в основном развиты в южной и северной частях Уссури-Хехцирского разреза (рис. 2).

Южный фрагмент. Здесь тектонические пластины различной мощности, сложенные кремневыми и глинистыми породами, меланжем с крупными линзами кремней и песчаников в алевропелитовом матриксе, образуют моноклиналь, опрокинутую под крутыми углами на северо-запад (рис. 2Б). По условиям залегания и радиоляриевым датировкам реконструирована следующая последовательность (рис. 3; снизу-вверх):

1. Кремни зеленовато-серые и, реже, красно-бурые яшмы тонкоплитчатые (1–3 см) перекристаллизованные. Их взаимоотношение со слоем 2 не установлено 30 м
2. Яшмы глинистые красно-коричневые тонкоплитчатые. Контакт со слоем 3 тектонический 2 м
3. Кремни глинистые зеленовато-серые тонко- и среднеплитчатые (2–5 см) с прослойями до 2–3 см оливково-серых кремнистых аргиллитов. Верхняя часть слоя мощностью 1 м сложена чередованием слоев глинистых кремней (2–5 см) и кремнистых аргиллитов (3–7 см) 4 м
4. Аргиллиты кремнистые оливково-серые массивные 5 м
5. Аргиллиты оливково-серые слоистые. В средней части прослой (2 м) желтовато-коричневых туфоаргиллитов. Вверху (3 м) кремнистые аргиллиты 14 м

В слоях 2, 3, 4 и 5 найдены радиолярии (табл. 1; фототабл. 1). Глинистые яшмы слоя 2 содержат раннеаален–среднебайосский комплекс радиолярий (обр. Чир-8). Нижняя возрастная граница соответствует времени первого появления *Parahsuum officerence*, а

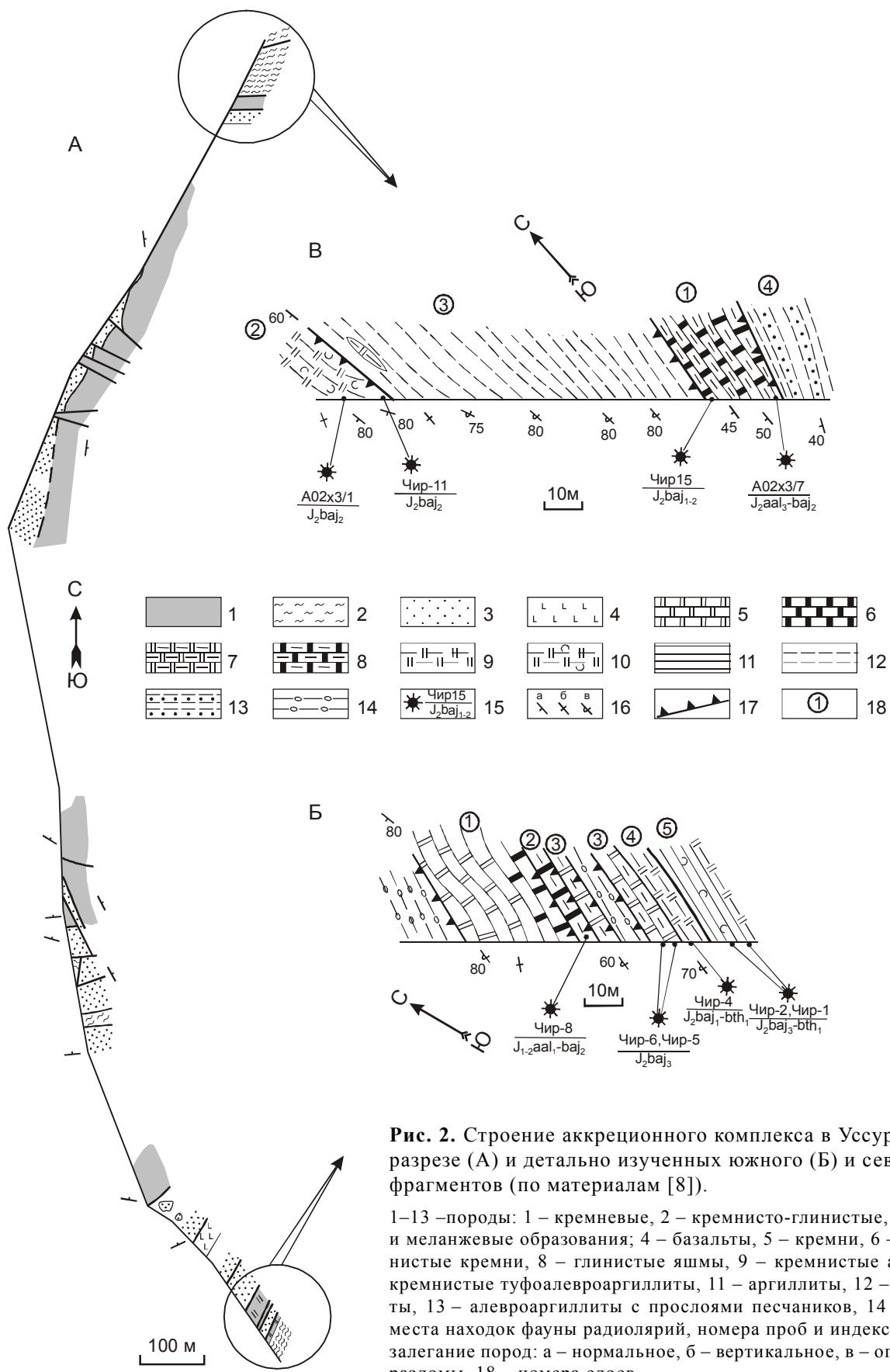


Рис. 2. Строение аккреционного комплекса в Уссури-Хехцирском разрезе (А) и детально изученных южного (Б) и северного (В) его фрагментов (по материалам [8]).

1–13 –породы: 1 – кремневые, 2 – кремнисто-глинистые, 3 – обломочные и меланжевые образования; 4 – базальты, 5 – кремни, 6 – яшмы, 7 – глинистые кремни, 8 – глинистые яшмы, 9 – кремнистые аргиллиты, 10 – кремнистые туфоалевроаргиллиты, 11 – аргиллиты, 12 – алевроаргиллиты, 13 – алевроаргиллиты с прослойками песчаников, 14 – меланж, 15 – места находок фауны радиолярий, номера проб и индексы возраста, 16 – залегание пород: а – нормальное, б – вертикальное, в – опрокинутое; 17 – разломы, 18 – номера слоев.

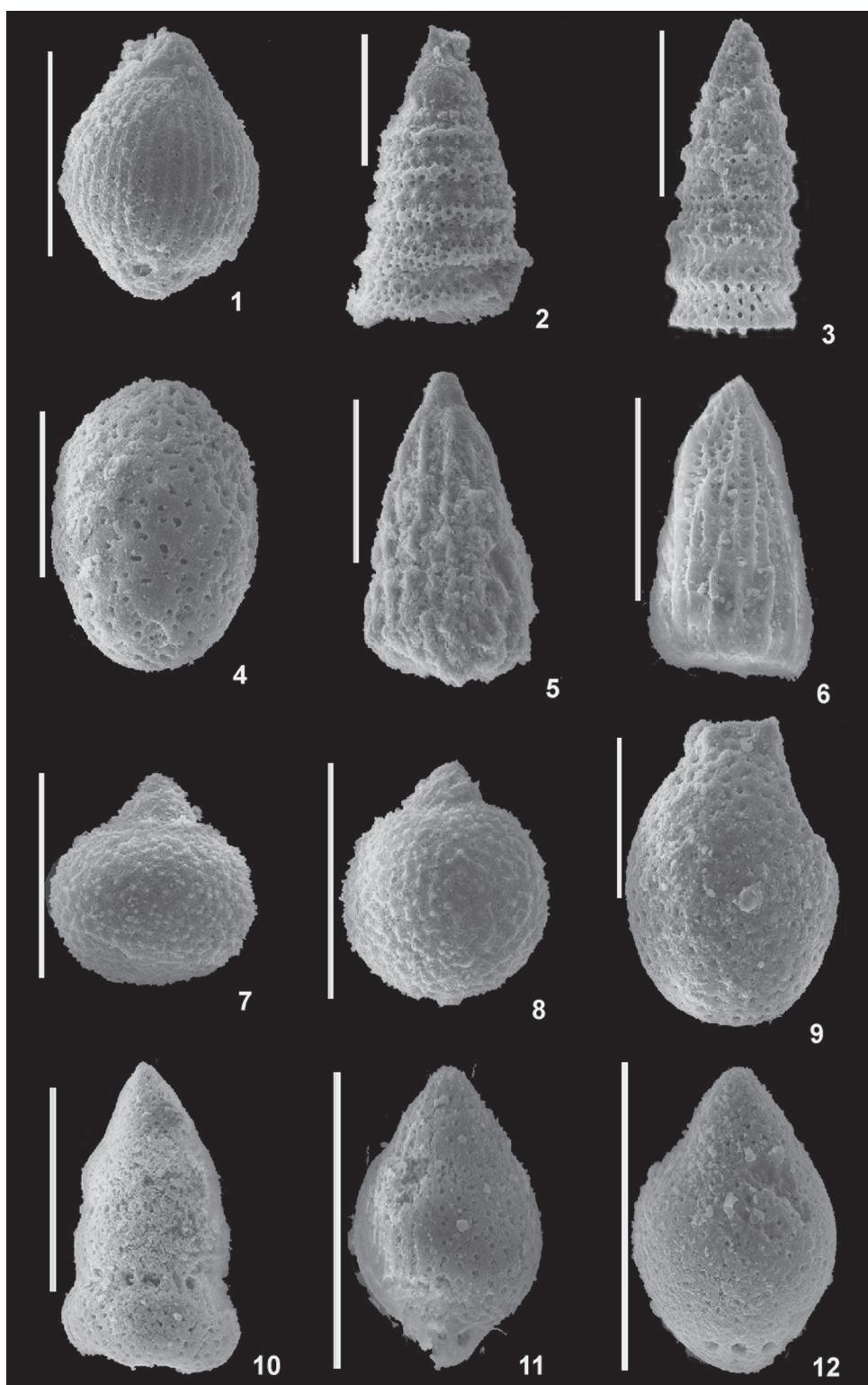
верхняя – последнему присутствию *Parahsuum grande* [28]. В глинистых кремнях слоя 3 выделены позднебайосские радиолярии (обр. Чир-5, Чир-6). Такой возраст определен по совместному нахождению *Triactoma blakei*, *Tricolocapsa conexa*, *Protunuma turbo*, *Tricolocapsa multispinosa*, первое появление которых отмечено в позднем байосе, и *Yamatoum spinosum*, *Unuma typicus*, *Eucyrtidiellum quinatum*, *Archicapsa pachyderma*, которые закончили свою эволюцию так-

же в позднем байосе [28, 42, 43, 51, 52]. А. Матсуока [43] и Ю. Нишизоно с соавторами [51] первое появление *Tricolocapsa conexa* относят на конец раннего бата. Однако совместное присутствие этого вида с вышеуказанными свидетельствует о более раннем его появлении. Кремнистые аргиллиты слоя 4 содержат радиолярии (обр. Чир-4), возрастной диапазон которых, по совместному нахождению *Stichocapsa japonica*, *Dictyomitrella kamoensis*, *Tricolocapsa fusiformis*,

Таблица 1. Радиолярии в кремневых и глинистых породах Уссури-Хехцирского разреза.

Радиолярии	Образцы										
	Чир-1	Чир-2	Чир-4	Чир-5	Чир-6	Чир-8	Чир-10	Чир-11	Чир-15	A02X-3/1	A02X-3/7
<i>Archaeodictyomitra elliptica</i> Vishnevskaya	cf.				+						
<i>Archaeodictyomitra exigua</i> Blome	+	+		+	+		cf.	cf.		cf.	
<i>Archicapsa pachyderma</i> Tan Sin Hok	cf.	cf.		cf.	cf.		cf.	cf.	cf.	+ cf.	
<i>Dictyomitrella kamoensis</i> Mizutani et Kido	+	+	+	+	+		+	+	+	+	
<i>Emiluvia premyogii</i> Baumgartner				cf.							
<i>Eucyrtidiellum nodosum</i> Wakita						+					
<i>Eucyrtidiellum pictum</i> (Riedel et Sanfilippo)					+						
<i>Eucyrtidiellum quinatum</i> Takemura					+			cf.			+
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> Yao	+	+		+	+						
<i>Hsuum belliatulum</i> Pessagno et Whalen		+					+				
<i>Hsuum matsuokai</i> Isozaki et Matsuda								cf.			+
<i>Hsuum parasolense</i> Pessagno et Whalen								+		+	
<i>Laxtorum(?) jurasicum</i> Isozaki et Matsuda l								+			+
<i>Parahsuum hiconocosta</i> Baumgartner et Dewever											+
<i>Parahsuum grande</i> Hori et Yao						+					+
<i>Parahsuum izeense</i> (Pessagno et Whalen)								+		+	
<i>Parahsuum levicostatum</i> Takemura											+
<i>Parahsuum officerence</i> (Pessagno et Whalen)	cf.					cf.	cf.	+			+
<i>Parvingula dhimendaensis</i> s.l. Baumgartner		cf.		+		+	+	+			+
<i>Parvingula nanoconica</i> Hori et Otsuka											+
<i>Parvingula omgoniensis</i> Vishnevskaya								+			
<i>Protunuma fusiformis</i> Ichikawa et Yao	+			+	+		+				+
<i>Protunuma turbo</i> Matsuoka.		+		cf.	+		+				
<i>Sethocapsa funatoensis</i> Aita		+		+							
<i>Stichocapsa convexa</i> Yao	+			cf.				+		+	
<i>Stichocapsa cribata</i> Hinde	+			+							
<i>Stichocapsa japonica</i> Yao	+	+	+	+	+		+	+		+	
<i>Stichomitra mediocris</i> (Tan)		+		+							
<i>Stylocapsa testa</i> Matsuoka	cf..										
<i>Transhsuum brevicostatum</i> (Ozvoldova)	+	+		+	+		+	+		+	
<i>Transhsuum hisuikyoense</i> (Isozaki et Matsuda)											+
<i>Transhsuum maxwelli</i> (Pessagno)	+	+		+	+		+	+		+	
<i>Transhsuum medium</i> Takemura								+			
<i>Triactoma blakei</i> (Pessagno)					cf.						
<i>Tricolocapsa conexa</i> Matsuoka	aff.	+		aff.							
<i>Tricolocapsa fusiformis</i> Yao	+	+	cf.	+	cf.		+	cf.			
<i>Tricolocapsa multispinosa</i> Sashida	+			cf.							
<i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao.	+			+	+						
<i>Unuma echinatus</i> Ichikawa et Yao	cf.			cf.							
<i>Unuma typicus</i> Ichikawa et Yao					+					+	
<i>Yamatoum spinosum</i> Takemura			+		cf.						

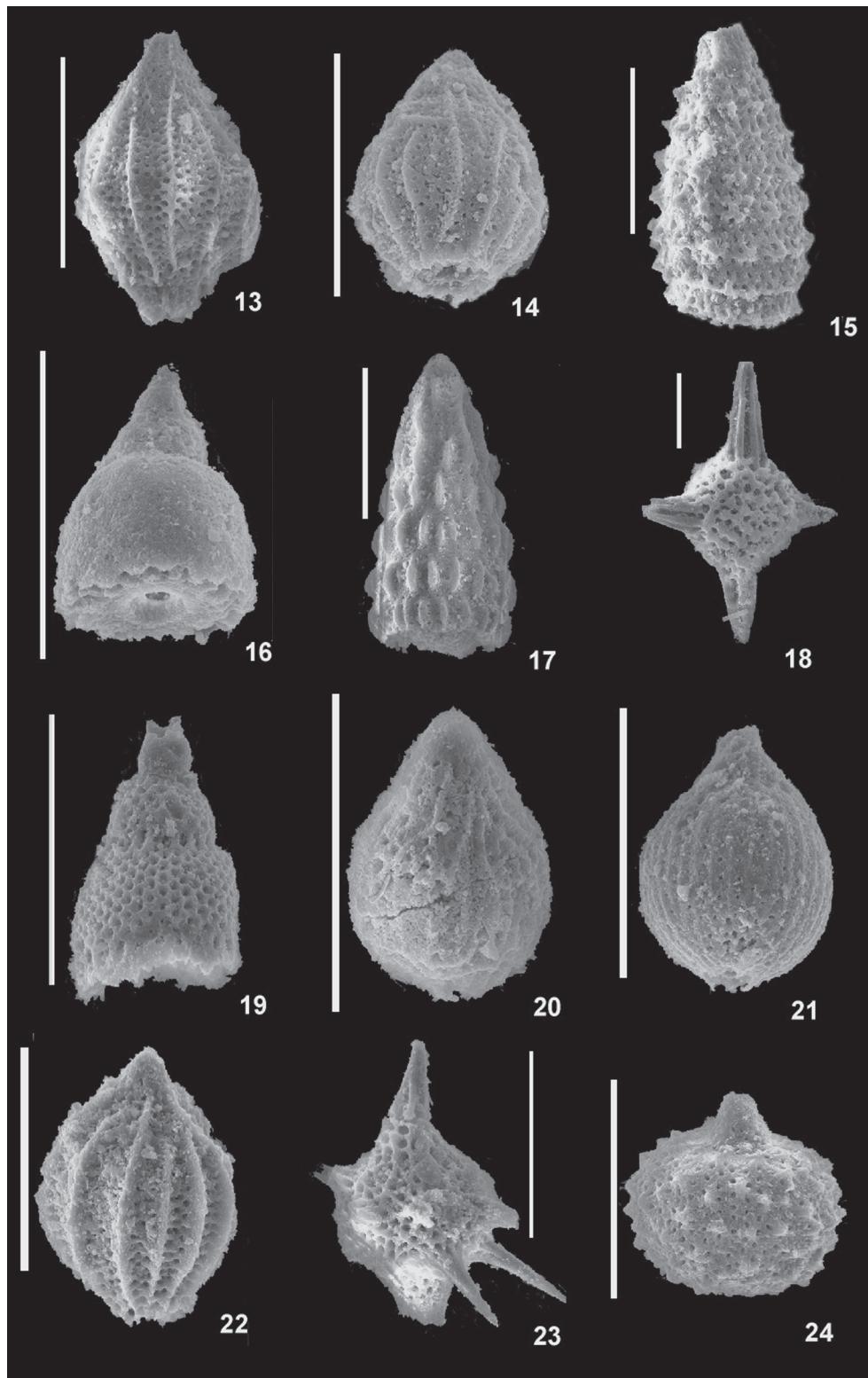
Фототаблица 1.



Позднебайос-раннебаттские радиолярии кремнисто-глинистых пород южного фрагмента Уссури-Хехцирского разреза. Маркер –100 mm.

1 – *Tricolocapsa plicarum* Yao (обр. Чир-1), 2–3 – *Dictyomitrella kamoensis* Mizutani et Kido (2 – обр. Чир-1, 3 – обр. Чир-2), 4 – *Archicapsa* cf. *pachyderma* Tan Sin Hok (обр. Чир-1), 5–6 – *Transhsuum maxwelli* (Pessagno) (5 – обр. Чир-1, 6 – обр. Чир-5), 7–8 – *Tricolocapsa multispinosa* Sashida (обр. Чир-1), 9 – *Stylocapsa* cf. *testa* Matsuoka (обр. Чир-1), 10 – *Stichocapsa japonica* Yao (обр. Чир-5), 11–12 – *Tricolocapsa fusiformis* Yao (11 – обр. Чир-5, 12 – обр. Чир-6).

Фототаблица 1. (Продолжение).



13–14 – *Protunuma fusiformis* Ichikawa et Yao (13 – обр. Чир-5, 14 – обр. Чир-6), 15 – *Parvingula dhimenaensis* s.l. Baumgartner (обр. Чир-10), 16 – *Eucyrtidiellum unumaense* Yao (обр. Чир-1), 17 – *Transhsuum brevicostatum* Ozvoldova (обр. Чир-5), 18 – *Emiluvia* cf. *premyogii* Baumgartner (обр. Чир-5), 19 – *Eucyrtidiellum quinatum* Takemura (обр. Чир-5), 20–21 – *Tricolocapsa conexa* Matsuoka (обр. Чир-2), 22 – *Protunuma turbo* Matsuoka (обр. Чир-2), 23 – *Yamatoum spinosum* Takemura (обр. Чир-2), 24 – *Sethocapsa funatoensis* Aita (обр. Чир-2).

соответствует раннему байосу–раннему бату [28, 43, 51]. Так как подстилающие их глинистые кремни имеют позднебайосский возраст, то кремнистые аргиллиты вероятней всего раннебайосские (обр. Чир-4 располагается в 1,5 метрах выше обр. Чир-5). Из слоистых аргиллитов слоя 5 выделены позднебайос–раннебайосские радиолярии (обр. Чир-1, Чир-2). Нижняя возрастная граница соответствует времени первого появления *Stylocapsa testa*, *Tricolocapsa multispinosa*, *Tricolocapsa conexa*, *Protunuma turbo* [28, 42, 52], а верхняя – фиксируется присутствием *Tricolocapsa plicarum* и *Tricolocapsa fusiformis*, эволюция которых завершилась в раннем бате [28, 42, 43]. А. Матсуока [43] и Ю. Нишизоно с соавторами [51] первое появление вида *Stylocapsa testa* отмечают с позднего бата. Однако в таком случае этот вид не может ассоциировать с *Tricolocapsa plicarum*, *Tricolocapsa fusiformis*. Поэтому следует определить возрастной интервал для данного вида по [28, 42]. Таким образом, возраст аргиллитов слоя 5 соответствует раннему бату.

Северный фрагмент. В этой части разреза тектонические пластины сложены кремневыми, глинистыми, обломочными породами и падают под углами 45–80° на северо-запад (рис. 2В). В пластине, сложенной алевроаргиллитами, залегание слоев, вероятно, опрокинутое. Стратиграфическая последовательность следующая (рис. 3; снизу–вверх):

1. Яшмы глинистые коричневые слоистые с нечетко выраженной тонкой плитчатостью. В середине слоя – зеленовато–серые глинистые кремни. Взаимоотношение со слоем 2 не установлено 12 м
2. Туфоалевроаргиллиты кремнистые красно-коричневые массивные. В подошве слоя – линзы до 7 см глинистых кремней и яшм. Контакт со слоем 3 тектонический 15 м
3. Алевроаргиллиты оливково-серые массивные. В основании – прослои до 5 см бурых и красно-коричневых кремнисто-глинистых пород 60 м
4. Алевроаргиллиты темно-зеленовато-серые со слоями 5–40 см серых неравномернозернистых песчаников. Взаимоотношение со слоем 3 не установлено 8 м

В слоях 1 и 2 обнаружены радиолярии (табл. 1; фототабл. 2). Глинистые яшмы слоя 1 содержат комплекс радиолярий (обр. A02x3/7, Чир-15), характеризующих широкий возрастной диапазон. Возраст яшм в подошве слоя (обр. A02x3/7), по совместному сопархондению *Parahsuum hiconocosta* и *Laxtorum(?) jurassicum*, соответствует интервалу конец аалена–средний байос. Нижняя возрастная граница устанавливается по времени первого появления *Parahsuum hiconocosta* [28]. Верхний рубеж ограничен временем последнего присутствия *Laxtorum(?) jurassicum* [28, 43]. В кровле слоя (обр. Чир-15) возраст глинистых яшм ранне-среднебайосский. Нижний возрастной рубеж соответствует времени первого появления

Dictyomitrella kamoensis [28], а верхняя возрастная граница ограничена возрастом красно-коричневых кремнистых туфоалевроаргиллитов, залегающих на коричневых яшмах (см. ниже). Из кремнистых туфоалевроаргиллитов слоя 2 выделены радиолярии (обр. Чир-10, Чир-11, A02x3/1), среднебайосский возраст которых определен по совместному присутствию *Hsuum belliatulum*, *Stichocapsa japonica* и *Parahsuum izeense* [28]. Алевроаргиллиты слоя 3, залегающие на кремнистых туфоалевроаргиллитах, вероятно, позднебайосские.

В центральной части разреза в небольших тектонических блоках развиты красно-коричневые кремнистые туфоалевроаргиллиты (рис. 2А). Они сходны с туфоалевроаргиллитами слоя 2 северного фрагмента. Выделенные из них радиолярии изучены под бинокуляром и соответствуют радиоляриевому комплексу обр. Чир-11 и A02x3/1.

Таким образом, кремнисто-глинистые отложения Уссури-Хехцирского разреза являются элементами двух различных последовательностей (рис. 3). В южной части разреза глинистые кремни сменяются оливково-серыми кремнистыми аргиллитами, а затем такими же по цвету аргиллитами в раннем бате. Северный фрагмент сложен глинистыми яшмами, которые перекрываются красно-коричневыми кремнистыми туфоалевроаргиллитами. Их сменяют оливково-серые алевроаргиллиты. Переход от кремневых пород к глинистым произошел в среднем байосе.

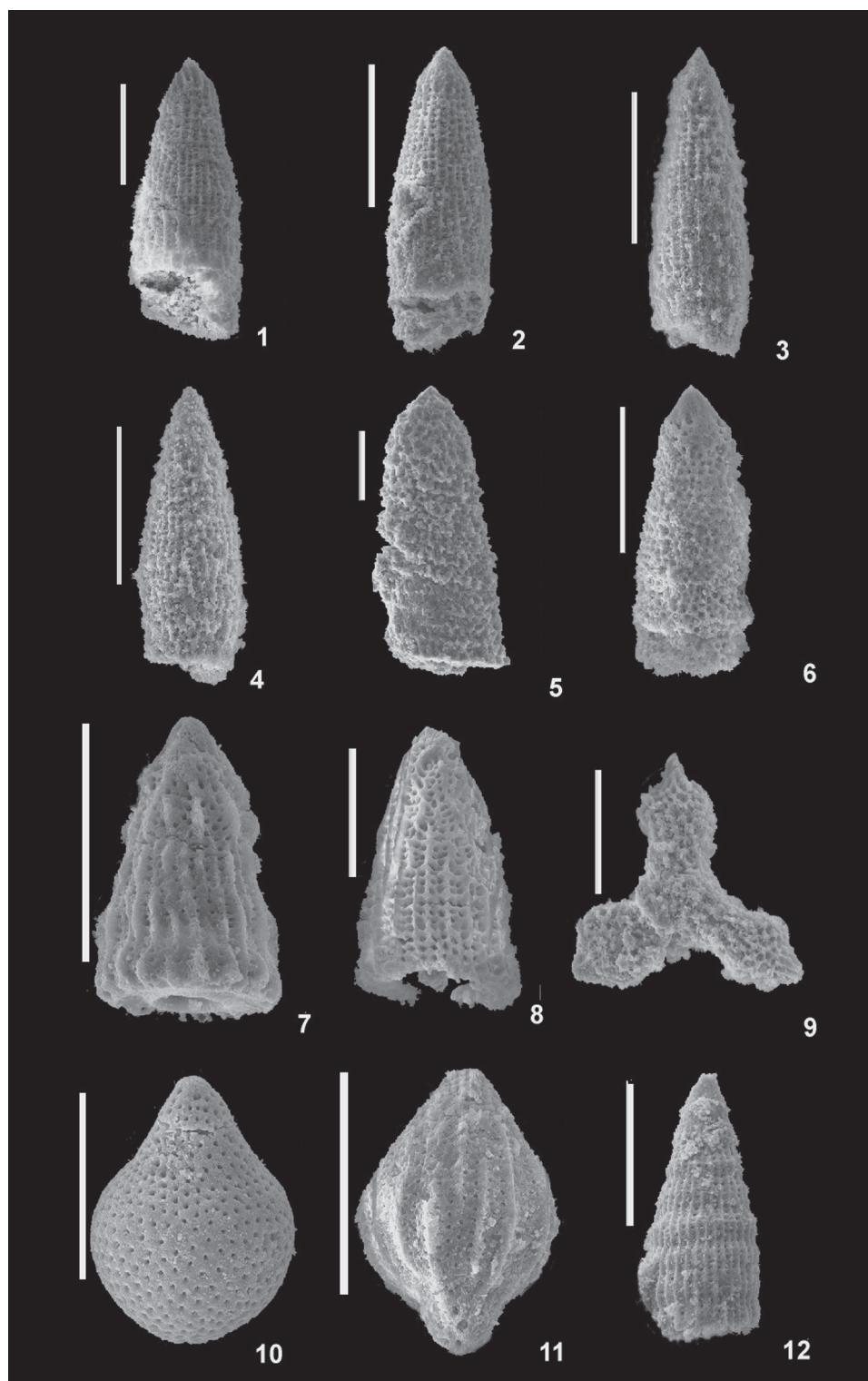
ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

В южном фрагменте Уссури-Хехцирского разреза кремнисто-глинистые породы* представлены **кремнистыми аргиллитами, аргиллитами и туфоаргиллитами**.

Кремнистые аргиллиты оливково-серые массивные, сложены тонкозернисто-чешуйчатыми кварц-халцедоновыми и глинистыми агрегатами с примесью мелких частиц рудных минералов. Они содержат до 50 % скелетов радиолярий, которые

* Для разделения кремневых и кремнисто-глинистых пород использовались морфологические признаки (характер излома, твердость и др.), а также содержание SiO_2 св., которое определялось по формуле $\text{SiO}_2 \text{ св.} = \text{SiO}_2 \text{ вал.} - 2,4 \text{Al}_2\text{O}_3$. Коэффициент 2,4 равен отношению $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в глинистой фракции хлорит-гидрослюдистого состава, наиболее распространенной в кремневых и глинистых породах Сихотэ-Алиня [4]. В кремневых породах содержание SiO_2 св. больше 80%, в их глинистых разновидностях составляет 50–80%, а в кремнисто-глинистых отложениях – меньше 50%.

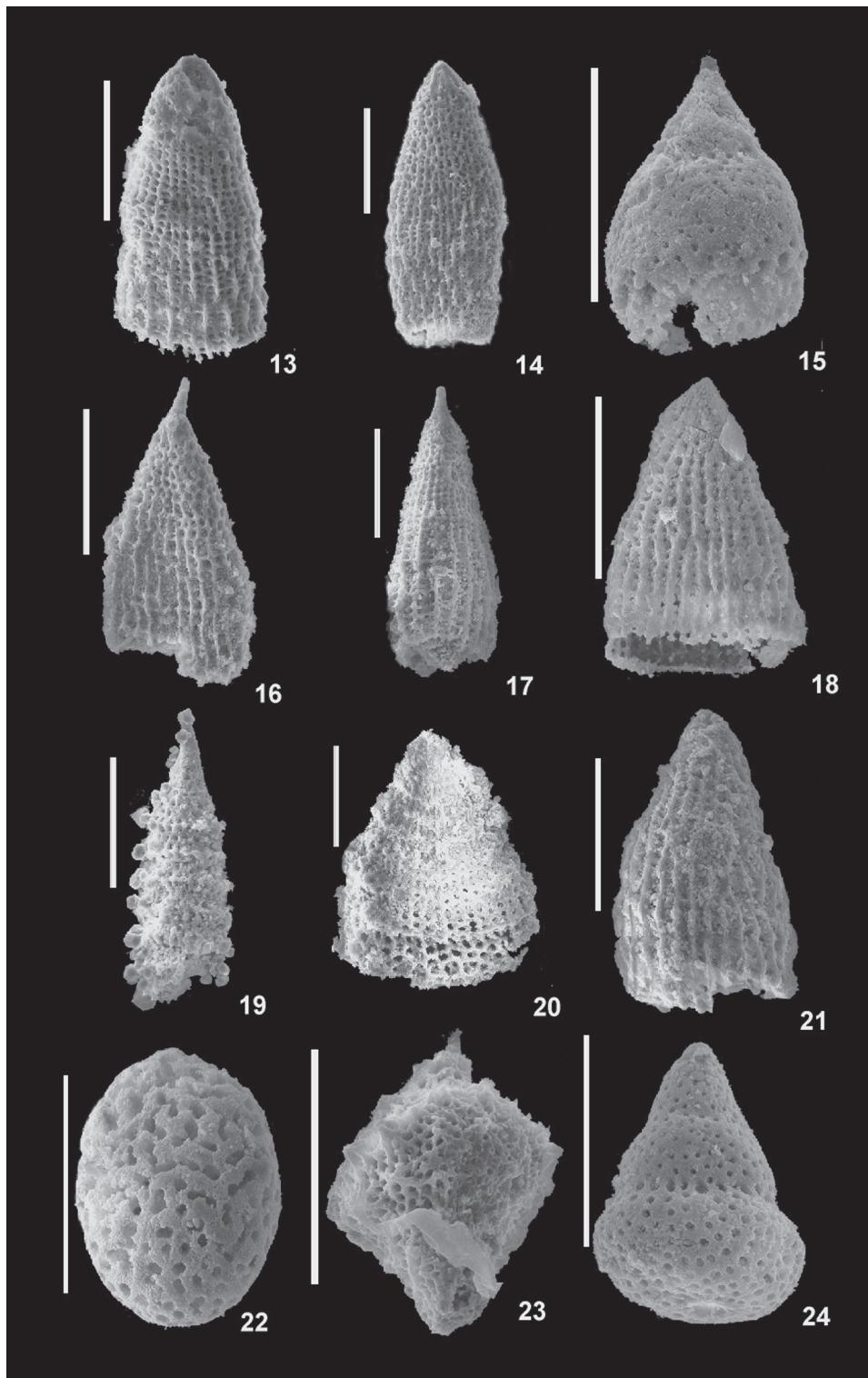
Фототаблица 2.



Аален-среднебайосские радиолярии кремнисто-глинистых пород северного фрагмента Уссури-Хехцирского разреза.
Маркер – 100 mm.

1–4 – *Parahsuum grande* Hori et Yao (1–2 – обр. A02X-3/7, 3–4 – обр. Чир-8), 5–6 – *Laxtorum(?) jurassicum* Isozaki et Matsuda (5 – обр. Чир-11, 6 – обр. A02X-3/7), 7 – *Hsuum cf. parasolense* Pessagno et Whalen (обр. Чир-11), 8 – *Hsuum cf. belliatulum* Pessagno et Whalen (обр. Чир-11), 9 – *Paronaella* sp. (обр. Чир-11), 10 – *Stichocapsa convexa* Yao (обр. Чир-11), 11 – *Unuma typicus* Ichikawa et Yao (обр. A02X-3/1), 12 – *Parahsuum officerence* (Pessagno et Whalen) (обр. A02X-3/7).

Фототаблица 2. (Продолжение).



13–14 – *Transhsuum* cf. *hisuikyoense* (Isozaki et Matsuda) (обр. A02X-3/7), 15 – *Eucyrtidellum* cf. *quinatum* Takemura (обр. A02X-3/7), 16 – *Parahsuum levicostatum* Takemura (обр. A02X-3/7), 17 – *Hsuum matsuokai* Isozaki et Matsuda (обр. A02X-3/7), 18 – *Parahsuum* sp. (обр. A02X-3/7), 19 – *Parvingula nanoconica* Hori et Otsuka (обр. A02X-3/7), 20 – *Parahsuum* cf. *hiconocosta* Baumgartner et De Wever (обр. A02X-3/7), 21 – *Parahsuum izeense* (Pessagno et Whalen) (обр. A02X-3/1), 22 – *Archicapsa pachyderma* Tan Sin Hok (обр. Чир-15), 23 – *Unuma echinatus* Ichikawa et Yao (обр. Чир-11), 24 – *Stichocapsa japonica* Yao (обр. Чир-11).

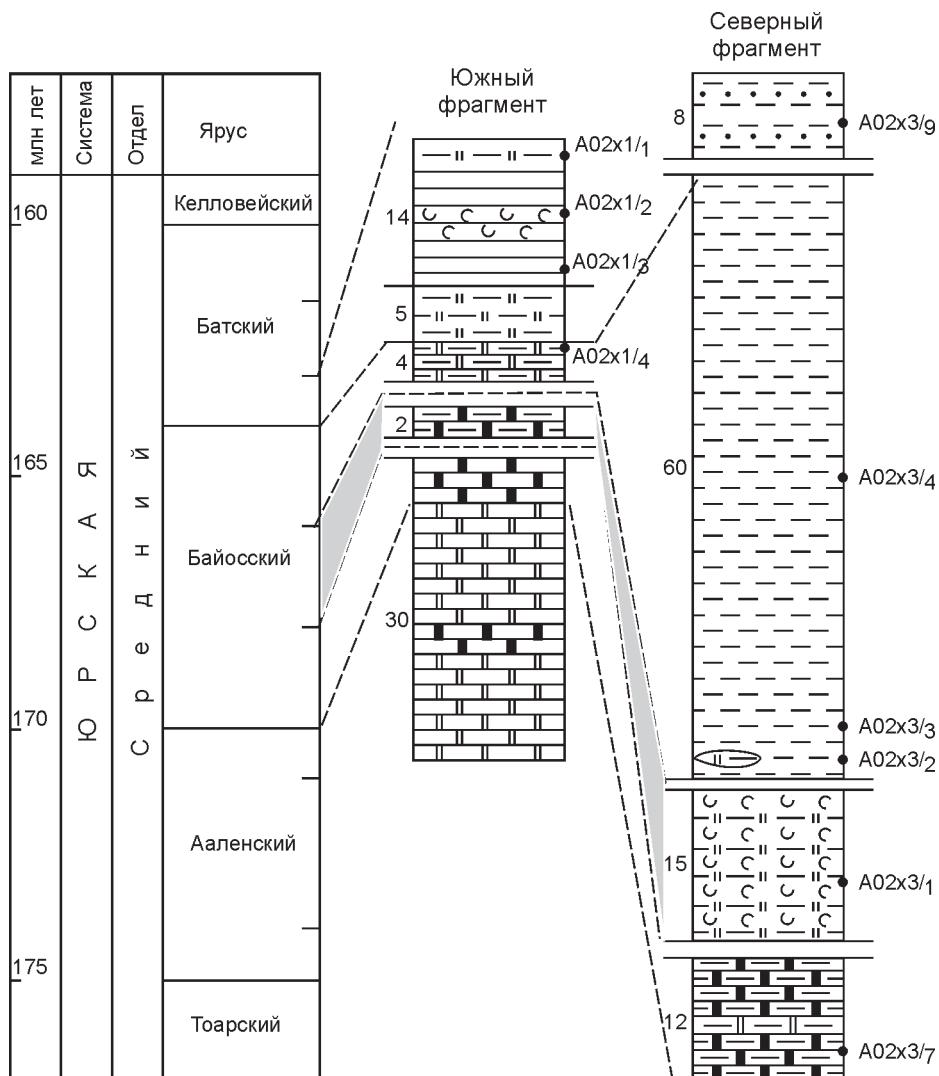


Рис. 3. Корреляция литолого-стратиграфических колонок кремнисто-глинистых отложений южного и северного фрагментов Уссури-Хехцирского разреза.

Цифры слева от колонок – мощность слоев, справа – номера проб для изучения вещественного состава пород. Временная и стратиграфическая шкалы по [28]. Условные обозначения см. на рис. 2.

иногда замещены желтовато-зеленым хлоритом. Редки мелкоалевритовые зерна кварца и пластинки мусковита. Содержание SiO_2 в кремнистых аргиллитах составляет 76,5 %, а Al_2O_3 – около 11 % (табл. 2). По химическому составу они близки к глинистым кремням, на которых согласно залегают, но их отличает меньшая твердость и отсутствие раковистого излома. Высокое содержание кремнезема в кремнистых аргиллитах, очевидно, обусловлено большим количеством скелетов радиолярий.

Аргиллиты оливково-серые слоистые отличаются от кремнистых аргиллитов меньшим содержанием кварц-халцедоновых агрегатов и небольшим (не более 30%) количеством радиолярий. Тонкая горизонтальная и полого-волнистая слоистость обусловлена ориентированным расположением радиолярий и глинистых частиц. Содержание SiO_2 в аргиллитах составляет 64%, а Al_2O_3 – около 14% (табл. 2).

Туфоаргиллиты выделяются среди аргиллитов желтовато-коричневой окраской, в их составе больше алевритовых обломков кварца, есть кристаллы плагиоклаза, а скелетов радиолярий немного.

В **северном фрагменте** разреза кремнисто-глинистые породы другие. Это **кремнистые туфоалевроаргиллиты и алевроаргиллиты**.

Кремнистые туфоалевроаргиллиты – массивные породы красно-коричневого цвета. Они сложены кварц-халцедоновыми агрегатами и глинистыми минералами, обильно вкрашенными пылевидными частицами гематита. Угловатые алевритовые частицы кварца, плагиоклаза, а также фрагментов пород, состоящих из крипто-тонкозернистого кварца с примесью глинистых минералов, составляют 20–40 % породы (рис. 4). Вероятно, это кислая пирокластика. Немного деформированных скелетов радиолярий. Характерна беспорядочная микротекстура, обусловлена

Таблица 2. Химический состав среднеюрских осадочных пород Уссури-Хехцирского разреза.

Проба	Порода	Возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	
A02X1/1	Кремнистый аргиллит	J ₂ bj ₁	76.49	0.48	10.95	3.42	0.40	0.12	1.31	0.23	1.30	1.94	0.30	0.08	2.67	99.69
A02X1/2	Туфоаргиллит	J ₂ bj ₁	62.48	0.68	16.91	6.35	0.89	0.22	1.24	0.44	2.05	3.35	0.81	0.16	4.16	99.74
A02X1/3	Аргиллит	J ₂ bj ₁	64.16	0.60	13.88	5.88	0.73	0.32	1.55	1.90	1.79	2.85	0.9	0.87	4.11	99.62
A02X1/4	Глинистый кремень	J ₂ bj ₃	79.37	0.48	9.25	3.28	0.20	0.14	0.89	0.31	1.13	2.52	0.23	0.20	1.94	99.94
A02X3/1	Кремнистый туфоалевроаргиллит	J ₂ bj ₂	71.00	0.49	13.35	4.60	0.62	0.23	0.79	0.28	2.44	2.71	0.33	0.06	2.60	99.5
A02X3/2	Алевроаргиллит	J ₂ bj ₃	60.90	0.85	16.45	6.25	0.68	0.12	1.70	1.03	2.63	2.56	1.53	0.15	4.70	99.55
A02X3/3	Алевроаргиллит	J ₂ bj ₃	61.15	0.93	16.20	5.75	1.16	0.15	1.69	1.11	2.63	2.71	1.51	0.15	4.44	99.58
A02X3/4	Алевроаргиллит	J ₂ bj ₃	61.95	0.97	15.70	5.20	1.40	0.13	2.00	1.10	2.78	2.65	0.79	0.14	4.78	99.59
A02X3/7	Глинистая яшма	J ₂ aal ₂ -bj ₂	76.64	0.39	10.18	3.30	1.04	0.19	0.75	0.31	1.28	2.69	0.29	0.05	2.46	99.57
A02X3/9	Песчаник	J ₂ bt?	70.31	0.52	14.75	3.05	0.56	0.19	0.85	0.76	3.56	2.05	0.42	0.10	2.78	99.90

Примечание: Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН весовым химическим методом. Химики аналитики С. П. Баталова и Г. И. Макарова.

ленная неравномерным распределением обломочного материала. Взаимоотношение кремнистых туфоалевроаргиллитов и глинистых яшм слоя 1 не наблюдалось. Однако в глинистых яшмах присутствует (до 20 %) такой же, как в кремнистых туфоалевроаргиллитах, алевритовый обломочный материал, а в основании слоя последних есть линзы глинистых яшм. Эти признаки, а также их близкий возраст позволяют предположить, что кремнистые туфоалевроаргиллиты перекрывают глинистые яшмы. Некоторые глинистые яшмы имеют линзовидно-слоистую микротекстуру из-за ориентированного расположения глинистых минералов, радиолярий и линзовидных 1–2 мм в поперечнике и длиной 3–4 мм включений более кремнистого состава с радиоляриями (рис. 4). Возможно, это переотложенные фрагменты радиоляриевых кремней. В кремнистых туфоалевроаргиллитах по сравнению с глинистыми яшмами меньше кремнезема и больше Al₂O₃ (табл. 2).

Алевроаргиллиты оливково- и зеленовато-серого цвета, сложены глинистыми минералами с примесью мелких зерен рудных минералов и углистого вещества. Угловатые мелкоалевритовые обломки кварца, реже плагиоклаза, а также пластинки слюдистых минералов составляют 30–40 % породы. В алевроаргиллитах нет скелетов радиолярий, а их химический состав соответствует глинистой породе (табл. 2). Песчаники, образующие прослои в алевроаргиллитах, неравномернозернистые с плохой сортировкой и базальным цементом, имеют градационную слоистость (рис. 4). По составу они соответствуют полевошпатово-кварцевым грауваккам, где в обломках пород преобладают кислые изверженные породы (70–75%). Это фрагменты с микрофельзитовой и микрогипидиоморфнозернистой структурами, содержащие порфировые выделения кварца и плагиоклаза. Есть также зерна гранитоидов – сростки крупных кристаллов кварца и полевого шпата. Редки обломки осадочных и метаморфических пород: кварц-слюдистых и глинистых сланцев, алевролитов, песчаников.

Кремневые и кремнисто-глинистые породы южного и северного фрагментов Уссури-Хехцирского разреза различаются также по минеральному составу тяжелой фракции (табл. 3). В породах южного фрагмента минералы тяжелой фракции редки, и только в одной пробе аргиллитов слоя 5 они присутствуют в значимом количестве, где на 99% представлены зеленым клинопироксеном. В северном фрагменте тяжелые минералы есть во всех породах и представлены циркон-ильменитовой ассоциацией. Подчиненное значение имеют гранат, эпидот и хромит. Редки ортопироксен, роговая обманка, сфен, лейкоксен и магне-

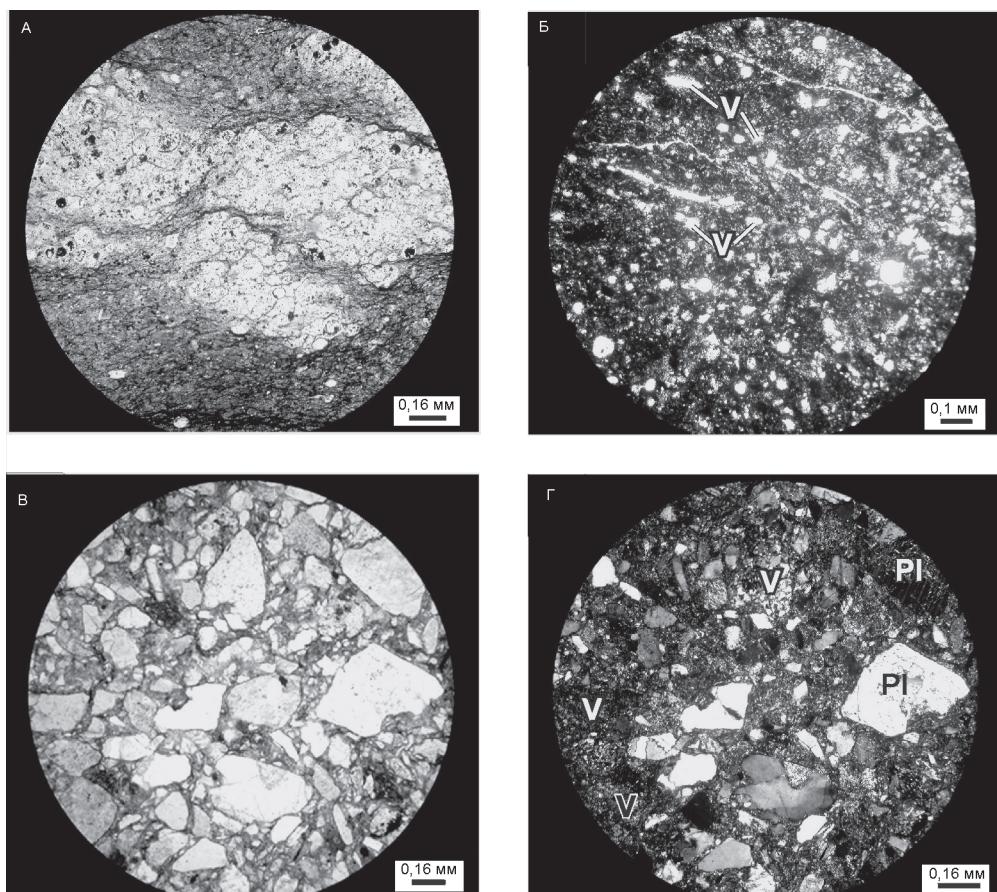


Рис. 4. Фотографии шлифов осадочных пород Уссури-Хехцирского разреза.

А – глинистая яшма северного фрагмента с линзовидными включениями более кремнистого состава (шлиф А03Х3/7, николи параллельны); Б – кремнистый туфоалевроаргиллит с радиоляриями и мелкими неправильными обломками кислых вулканитов (V) с микрофельзитовой микротекстурой (шлиф А03Х3/1, николи параллельны); В и Г – неравномернозернистый песчаник с плохой сортировкой и базальным цементом. Угловатые обломки плагиоклаза (Pl) и кислых вулканитов (V) с микрофельзитовой и микрогипидиоморфозернистой структурами (шлиф А03Х3/9, В – николи параллельны, Г – николи скрещены).

Таблица 3. Минеральный состав (%) тяжелой фракции (0.01–0.25 мм) некоторых среднеюрских пород Уссури-Хехцирского разреза.

Проба	Порода	К-во зерен	Cpx	Opx	Hb	Ep	Grn	Zr	Rt	Sph	Lcx	Mt	Ilm	Chr
A02X1/3	Туфоаргиллит	192	99.0	1.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A02X3/2	Алевроаргиллит	198	43.5	-	-	0.5	1.0	3.5	-	-	-	-	51.5	-
A02X3/3	Алевроаргиллит	123	-	-	0.8	-	2.4	19.6	-	0.8	-	-	74.8	1.6
A02X3/4	Алевроаргиллит	68	26.5	8.8	1.5	-	-	1.5	-	1.5	1.5	-	58.7	-
A02X3/7	Глинистая яшма	625	1.0	0.8	0.8	1.1	2.9	16.5	0.3	-	0.6	3.8	63.1	9.1
A02X3/9	Песчаник	512	-	0.4	-	4.7	14.0	19.9	-	0.6	0.8	-	49.2	10.4

Примечание. Сpx – клинопироксен; Opx – ортопироксен, Hb – роговая обманка, Ep – эпидот, Grn – гранат, Zr – циркон, Rt – рутил, Sph – сфен, Lcx – лейкоксен, Mt – магнетит, Ilm – ильменит, Chr – хромит. Прочерк – не обнаружено. Минералоги – В.И. Тихонова и П.Д. Гасанова.

Таблица 4. Химический состав (вес. %) некоторых тяжелых минералов в среднеюрских породах Уссури-Хехцирского разреза.

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Клинопироксен											
A02X1/3	53.31	0.06	2.04	0.14	4.50	0.17	16.33	23.22	0.20	-	99.97
A02X1/3	51.98	0.25	3.14	0.08	4.95	0.08	15.19	23.47	0.20	-	99.34
A02X1/3	50.38	0.42	4.65	-	5.53	0.17	14.27	23.31	0.24	0.01	98.98
A02X3/4	48.05	0.63	6.84	0.19	8.40	0.27	12.72	23.31	0.25	-	100.66
A02X3/4	53.60	0.19	2.02	0.14	4.93	0.01	16.40	23.23	0.16	0.02	100.70
A02X3/4	53.11	0.24	2.63	0.02	4.97	0.04	15.77	23.63	0.16	0.01	100.58
Хромит											
A02X3/7	н.а.	2.50	13.13	45.50	30.55	0.09	11.97	н.а.	н.а.	н.а.	103.74
A02X3/7	н.а.	2.21	12.72	46.01	30.21	-	12.32	н.а.	н.а.	н.а.	103.47
A02X3/7	н.а.	4.21	12.93	38.42	35.66	0.13	11.98	н.а.	н.а.	н.а.	103.34
Гранат											
A02X3/7	37.10	0.11	21.23	-	29.08	2.65	1.13	7.72	0.02	0.06	99.10
A02X3/7	38.38	-	21.68	0.06	30.02	11.74	1.96	0.75	0.01	0.01	104.61
A02X3/7	39.48	0.15	21.78	0.11	25.62	3.15	3.10	9.44	0.04	0.03	102.90

Примечание. FeO* – общее железо анализировалось как FeO. Прочерк – не обнаружено. н.а. – не анализировано. Анализы выполнены Н.И. Екимовой на рентгеновском микроанализаторе JXA-8100 в ДВГИ ДВО РАН.

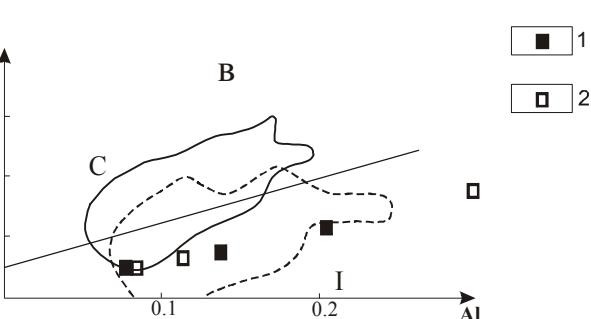
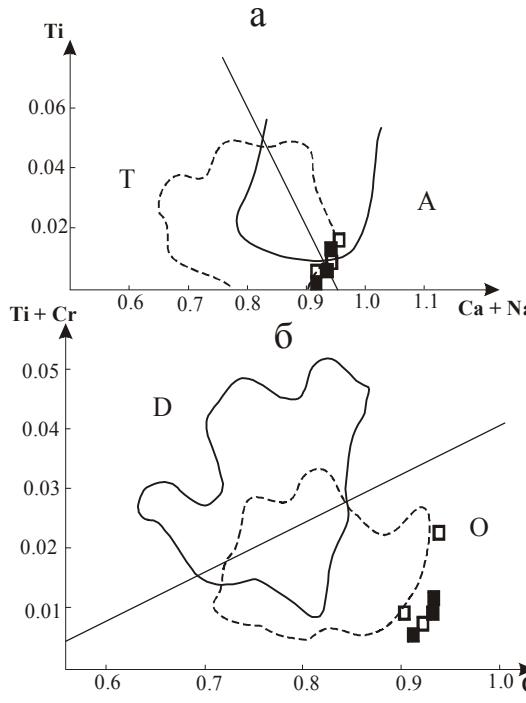


Рис. 5. Дискриминационные диаграммы для клинопироксенов из базальтов различных тектонических обстановок, по [38].

а – для клинопироксенов нормальных базальтов (Т) и щелочных внутриконтинентальных базальтов и океанических островов (А); **б** – для клинопироксенов базальтов окраинно-континентальных, островных дуг (О) и базальтов MORB, абиссальных толеитов и переходных рифтовых (Д); **в** – для клинопироксенов известково-щелочных (С) и толеитовых базальтов окраинно-континентальных и островных дуг (І). Элементы приведены в формульных единицах.

1–2 – клинопироксины: 1 – аргиллитов южного фрагмента Уссури-Хехцирского разреза (обр. А02Х1/3), 2 – алевроаргиллитов северного фрагмента (обр. А02Х3/4).

тит. В некоторых образцах алевроаргиллитов много клинопироксена. Такая же ассоциация тяжелых минералов свойственна песчаникам, образующим прослои в алевроаргиллитах.

Химический состав некоторых тяжелых минералов помогает определить их исходные породы и выяснить геологическую природу питающих про-

винций [45]. Нами изучены геохимические особенности клинопироксена, граната и хромита (табл. 4).

Обломочные клинопироксины Уссури-Хехцирского разреза представлены авгитами и салитами. Их магматические источники определены с помощью дискриминационных диаграмм Дж. Леттерьера и др. [38] и В.П. Нечаева [50]. На диаграмме рис. 5а они

группируются вблизи линии, разграничающей клинопироксены щелочных и нормальных базальтов. Низкие содержания титана и натрия не позволяют уверенно считать, что их исходными породами являются щелочные базальты. Очевидно, что большинство клинопироксенов принадлежат островодужным базальтам (рис. 5б и 5в). На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$

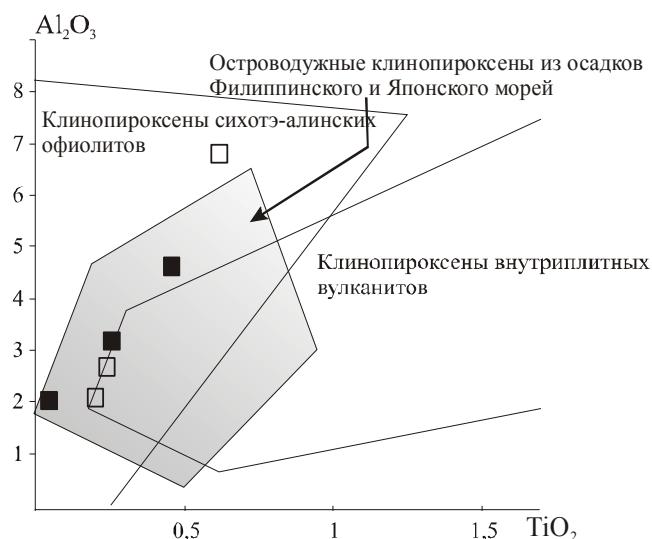


Рис. 6. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ для клинопироксенов из юрских глинистых пород Уссури-Хехцирского разреза. Поля составов клинопироксенов возможных исходных пород по [50].

Условные обозначения на рис. 7.

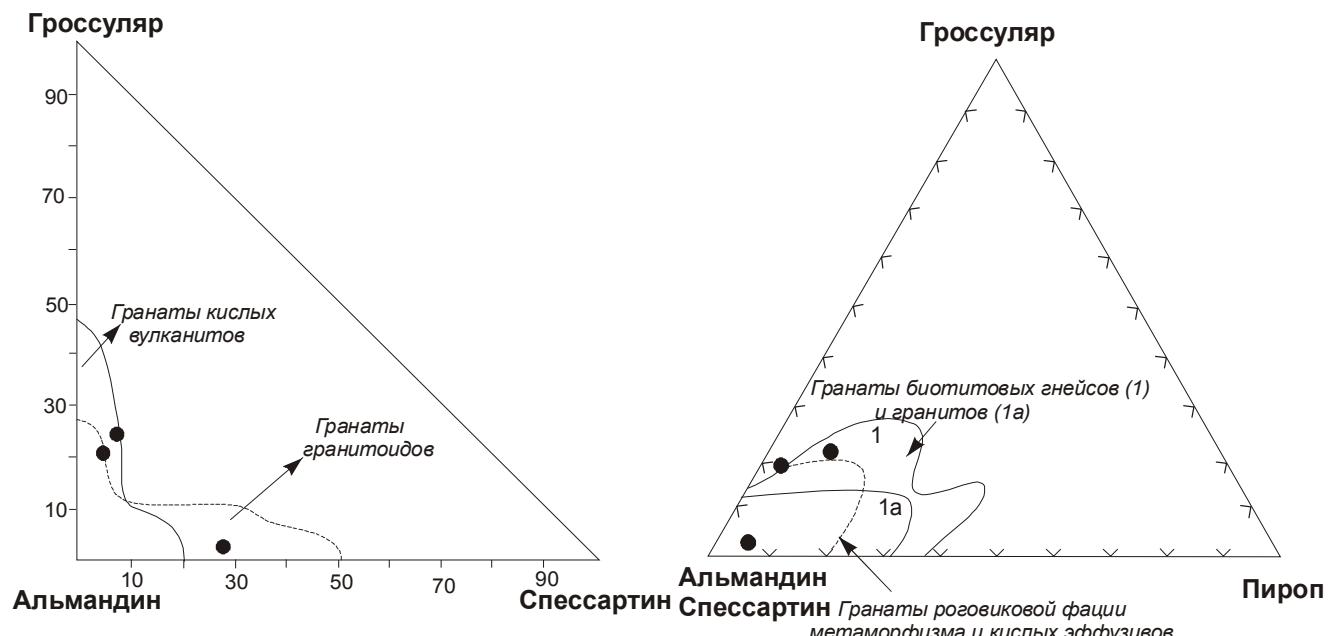


Рис. 7. Диаграммы состава гранатов из глинистых яшм Уссури-Хехцирского разреза. Поля составов гранатов кислых изверженных и метаморфических пород по [19].

(рис. 6) клинопироксены также попадают в поле островодужных клинопироксенов из осадков Филиппинского и Японского морей.

Гранаты глинистых яшм северного фрагмента – альмандины с незначительным содержанием пироповой или спессартиновой составляющей. Их источником вероятней всего были кислые вулканиты или граниты (рис. 7). Хромиты в этих породах высокотитанистые и принадлежат щелочным внутриплитным базальтам (рис. 8).

Таким образом, наиболее вероятный основной поставщик обломочных тяжелых минералов для кремнисто-глинистых пород южного фрагмента Уссури-Хехцирского разреза – вулканиты зоны конвергенции. Питающая провинция кремневых, кремнисто-глинистых и обломочных пород северного фрагмента, в которых много циркона, ильменита и граната, в основном была сложена кислыми изверженными породами континентальной окраины. Незначительно здесь были развиты щелочные базальты океанических островов и островодужные вулканиты.

Для рассматриваемых пород характерен глинистый состав, остатки планктонных микроорганизмов, незначительное количество алевритовой терригенной и вулканической кластики. Эти признаки свойственны современным [15] и древним [2, 40] гемипелагическим отложениям. Оливково-серые радиоляриевые кремнистые аргиллиты и аргиллиты южного фрагмента формировались на относительно глубоко-

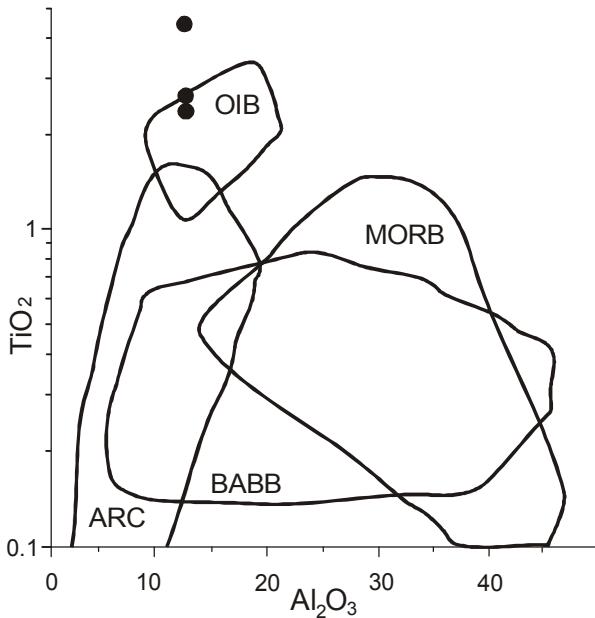


Рис. 8. Диаграмма Al_2O_3 – TiO_2 для хромитов из глинистых яшм Уссури-Хехцирского разреза. Поля составов хромитов из базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), задуговых бассейнов (BABB), океанических островов (OIB) и островных дуг (ARC) по [37].

водных участках под толщей воды с высоким содержанием радиоляриевого planktona. Тонкая горизонтальная и полого-волнистая слоистость в аргиллитах свидетельствует о слабом воздействии на осадки донных течений. Редкость терригенной кластики в этих породах, отсутствие тяжелых минералов континентальных источников сноса предполагает значительное удаление этого участка от континента. Эпизодически сюда поступал лишь пирокластический материал, образуя туфоаргиллиты.

Кремнисто-глинистые породы северного фрагмента накапливались на другом участке гемипелагической области седиментации. Для этих пород характерна циркон-ильменитовая ассоциация тяжелых минералов и присутствие кислой пирокластики, что свидетельствует о влиянии на осадконакопление континентальных источников сноса и вулканализма окраинно-континентальной дуги. Обилие тонкораспыленного гематита в кремнистых туфоалевроаргиллитах и подстилающих их глинистых яшмах предполагает, что эти породы формировались в окислительных условиях ниже слоя кислородного минимума. Беспорядочная и линзовидно-слоистая текстура этих пород, присутствие включений кремнистого состава – указатели воздействия на осадки придонных течений. Алевроаргиллиты накапливались в относительно спокойных восстановительных условиях. В поверх-

ностных водах этого времени радиоляриевый планктон был распространен незначительно или отсутствовал. Градационная слоистость и плохая сортировка обломочного материала песчаников, образующих прослои в алевроаргиллитах, свидетельствуют о периодическом поступлении с турбидитными потоками терригенной кластики.

СТРОЕНИЕ УССУРИ-ХЕХЦИРСКОГО РАЗРЕЗА И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Основными структурными единицами древних аккреционных призм в соответствии с современными представлениями об их формировании [11, 20, 21, 26] и принципами тектоностратиграфии [31, 47] являются тектоно-стратиграфические комплексы. Тектоно-стратиграфический комплекс можно определить как линзо- или пластообразное геологическое тело, представляющее собой совокупность тектонических пластин и блоков, которые отличаются от соседних геологических тел составом, возрастом и природой слагающих их пород, а также характером деформаций и степенью метаморфизма. Он отражает эпизод становления древней аккреционной призмы, при котором первичная стратиграфическая последовательность отложений определяет возраст и обстановку аккреции, а стиль деформаций и особенности строения связаны с аккреционной и постаккреционной тектоникой. Время аккреции наиболее точно определяется по самым молодым обломочным отложениям верхней части первичной стратиграфической колонки комплекса. Косвенно о нем также можно судить по возрасту гемипелагических отложений, указывающему на приближение океанической плизы к зоне конвергенции [33, 46, 48].

Возраст обломочных отложений Уссури-Хехцирского разреза не установлен. Различие в составе и возрасте кремнисто-глинистых отложений северного и южного сегментов Уссури-Хехцирского разреза свидетельствует, что они накапливались на различных участках гемипелагической области седиментации древнего океана и принадлежат тектоно-стратиграфическим комплексам, которые формировались на разных этапах становления аккреционной призмы. Более ранний эпизод аккреции характеризуют тектонические пластины и блоки северного и центрального участков разреза. В них кроме поздний аален-раннебайосских глинистых яшм, среднебайосских красно-коричневых кремнистых туфоалевроаргиллитов и оливково-серых алевроаргиллитов развиты плитчатые кремни, темно-серые алевроаргиллиты и алевролиты с прослоями туфов и туффитов, галечные микститы, разлинованные и меланжевые образования. Пакет пластин смят в крупную асимметрич-

ную синформу с более пологим северо-западным крылом [8]. Первичная последовательность напластования в этом тектоно-стратиграфическом комплексе представляется следующей (снизу – вверх): плитчатые кремни и яшмы, глинистые яшмы, кремнистые туфоалевроаргиллиты, алевроаргиллиты с прослойями песчаников, алевроаргиллиты и алевролиты, которые вмещают слои туфов и туффитов, различные галечные микститы, разделенные слоистыми обломочными отложениями. Позднее были аккрециированы фрагменты осадочного чехла океанической плиты, которые развиты в южной части Уссури-Хехцирского разреза. Они образуют пакет тектонических пластин, которые опрокинуты под крутыми углами на северо-запад. Гемипелагические отложения представлены раннебатскими оливково-серыми кремнистыми аргиллитами и аргиллитами. Кроме того, здесь развиты позднебайосские глинистые кремни, поздние тоар–среднебайосские глинистые яшмы, более древние кремни и яшмы, базальты, неравномерно переслаивающиеся алевроаргиллиты и песчаники, галечные микститы, а также разлинованные и меланжевые образования.

Таким образом, в Уссури-Хехцирском разрезе выделяются две тектоно-стратиграфические единицы, формировавшиеся в разное время и отличающиеся возрастом, составом, происхождением гемипелагических отложений, характером деформаций и составом слагающих их образований. Эти комплексы с учетом их последующей корреляции с тектоно-стратиграфическими единицами в других частях Хабаровского террейна помогут уточнить его строение и помочь реконструировать историю формирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литолого-стратиграфическими исследованиями кремнисто-глинистых отложений на правобережье р. Уссури в западных отрогах хр. Бол. Хехцир (Уссуро-Хехцирский разрез) установлено, что в разных участках разреза они отличаются по составу, возрасту и происхождению. В северном фрагменте это среднебайосские красно-коричневые туфоалевроаргиллиты и оливково-серые алевроаргиллиты с прослойями аркозовых песчаников, которые залегают на позднеааленских–среднебайосских глинистых яшмах. Их мощность составляет 95 м. Они накапливались под влиянием континентальных источников сноса и вулканизма окраинно-континентальной дуги.

В южной части разреза развиты раннебатские оливково-серые кремнистые аргиллиты, аргиллиты и желтовато-коричневые туфоаргиллиты, согласно залегающие на позднебайосских зеленовато-серых глинистых кремнях. Мощность отложений составля-

ет 25 м. Они формировались на значительном удалении от континента в относительно глубоководных участках под толщей воды с высоким содержанием радиоляриевого планктона. Рассматриваемые породы – фрагменты отложений различных участков гемипелагической области седиментации древнего океана и являются элементами двух тектоно-стратиграфических комплексов, характеризующих определенные этапы становления Хабаровского террейна юрской аккреционной призмы.

Авторы благодарят В.В. Голозубова за полезное обсуждение рукописи статьи и признательны Т.М. Михайлук за помощь в оформлении графики. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 03-05-64099) и гранта ДВО РАН № 06-III-A-08-316.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борукаев Ч.Б., Натальин Б.А. Аккреционная тектоника юга Российского Дальнего Востока // Геология и геофизика, 1994. Т. 35, № 7–8. С. 89–93.
- Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.
- Брагин Н.Ю. Стратиграфия верхнепалеозойских и мезозойских толщ в районе Хабаровска // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1992, № 9. С 35–40.
- Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.
- Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Часть I. М.: Недра, 1966. 736 с.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана // Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Москва, 2004. 48 с.
- Зябрев С.В., Натальин Б.А. Возраст и тектоническая природа вулканогенно-кремнистых и терригенных пород в окрестностях Хабаровска // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока (Тезисы докладов IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания). Хабаровск, 1990. С. 173–175.
- Зябрев С.В. Стратиграфическая летопись кремнисто-терригенного комплекса хр. Хехцир и кинематика асимметричных складок - индикаторы субдукционной аккреции // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С. 76–84.
- Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Таухинский террейн Южного Сихотэ-Алиня: строение и условия формирования // Геотектоника. 2000. Т. 34, № 5. С. 71–79.
- Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 2002. Т. 36, № 5. С. 79–88.
- Кемкин И.В. Аккреционные призмы Сихотэ-Алиня и основные события геологической эволюции Япономорского региона в мезозое // Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 52 с.
- Кириллова Г.Л. Структура юрской аккреционной призмы в Приамурье: аспекты нелинейной геодинамики // Докл. РАН. 2002. Т. 386, № 4. С. 515–518.

13. Клец Т.В. Биостратиграфия и конодонты триаса среднего Сихотэ-Алиня. Новосибирск.: Изд-во Новосибирского унта. 1995. 111 с.
14. Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области и объяснительная записка. Хабаровск, 1988.
15. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
16. Натальин Б.А., Зябрев С.В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур. (Путеводитель геологической экскурсии). Хабаровск, 1989. 48 с.
17. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
18. Савченко А.И. Мезозой Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Сов. геология. 1961. № 12. С. 78–95.
19. Соболев В.Н.. Генетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 219 с.
20. Соколов С.Д. Формирование активных континентальных окраин и вертикальная аккреция // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы (Отв. ред. Ю.Г. Леонов). М.: Наука, 2002. С. 147–173. (Тр. ГИН РАН: Вып. 542)
21. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.
22. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. “Култухинская свита” – тектоно-стратиграфический комплекс юрско-беррийской аккреционной призмы Западного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 4. С. 43–53.
23. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие обрамления северо-запада Тихого океана // Автореф. дисс.... д-ра геол.-минер. наук. Москва, 1993. 31 с.
24. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнавака, 2000. С. 5–34.
25. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
26. Чамов Н.П. Литогенез осадков в аккреционных призмах и его роль в формировании вещества континентальной коры // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы (Отв. ред. Ю.Г. Леонов). М.: Наука, 2002. С. 38–55 (Тр. ГИН: Вып. 542).
27. Шевелев Е.К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Средне-Амурской впадины // Тихоокеан. геология. 1987. № 3. С. 13–16.
28. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S., Jud R.D., Dumitrica P., Pillevuit A., Urquhart E., Matsuoka A., Danelian T., Bartolini A., Carter E.S., De Wewer P., Kito N., Marcucci M., Steiger T. Radiolarian catalogue and systematic of Middle Jurassic and Early Cretaceous Tethyan genera and species // Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarians of Tethys: occurrences, systematics, biochronology (P.O. Baumgartner et al., eds.). *Memories de Geology* (Lausanne). 1995. N 23. P. 37–685.
29. Berger W.H., Winterer E.L. Plate stratigraphy and fluctuating carbonate line // Pelagic sediments on land and under the sea (K.J. Hsu and H. Jehkyns, eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication. 1974. N 1. P. 11–48.
30. Faure M, Natal'in B.A. The geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times // *Tectonophysics*. 1992. V. 208, N 4. P. 397–411.
31. Hsu K.J. Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox // *The Geological Society of America Bulletin*. 1968. Vol. 79, N 8. P. 1063–1074.
32. Ishida K., Ishida N., Sakai T., Kozai T., Ohta T., Kirillova G.L. Radiolarians from Khabarovsk section // Upper Jurassic-Cretaceous deposits of East Asia continental margin along the Amur River. Field excursion guidebook. Хабаровск: ДВО РАН. 2002. P. 23–25.
33. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181, N 1/2. P. 179–205.
34. Isozaki Y. Jurassic accretion tectonics of Japan // *The Island Arc*. 1997. V. 6, № 1. P. 25–51.
35. Kojima S., Wakita K., Okamura Y., Natal'in B. A., Zyabrev S. V., Zhang Q.L., Shao J.A. Mesozoic radiolarrians from the Khabarovsk complex, eastern USSR: their significance in relation to the Mino terrane, central Japan // *Journal of the Geological Society of Japan*. 1991. V. 97, N 7. P. 549–551.
36. Kojima S., Kametaka M. Jurassic accretionary complexes in East Asia // Origin and evolution of Jurassic accretionary complexes in Japan. The Memoirs of the Geological Society of Japan. 2000. N 55. P. 61–72.
37. Lenaz D., Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Princivalle F. Melt inclusions in detrital spinel from the SE Alps (Italy-Slovenia): a new approach to provenance studies of sedimentary basins // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 139, № 6. P. 748–758.
38. Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series // *Earth and Planetary Science Letter*. 1982. V. 59. P. 139–154.
39. Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*, 1990. V. 181, N 1/2. P. 179–205.
40. Matsuda T., Isozaki Y. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone // *Tectonics*. 1991. V. 19, N 2. P. 475–499.
41. Matsuoka A. Jurassic-Early Cretaceous tectonic evolution of the Southern Chichibu terrane, southwest Japan // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1992. V. 96, N 1–2. P. 71–88.
42. Matsuoka A. Jurassic and Early Cretaceous Radiolarians from Leg. 128, Sites 800 and 801, Western Pacific ocean // Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1992. V. 129. P. 203–220.
43. Matsuoka A. Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific // *Island Arc*. 1995. V. 4. P. 140–153.
44. Mizutani S., Kojima S. Mesozoic radiolarian biostratigraphy of Japan and collage tectonics along the eastern continental margin of Asia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1992. V. 96, N 1–2. P. 3–22.
45. Morton A.C. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research // *Developments in Sedimentary Provenance Studies* (Morton A.C., Todd S.P. and Haughton P.D.W., eds.). Geological Society Special Publication. 1991. N 57. P. 31–45.

46. Nakae S. A formative process of the sedimentary complex of the Tamba Terrane in the Wakasa area, Southwest Japan: An example of continuous accretion // The Journal of the Geological Society of Japan. 1992. V. 98, N 6. P. 401–414.
47. Nakae S. How to divide accretionary complexes: efficiency of tectonostratigraphy for understanding accretionary tectonics // Origin and evolution of Jurassic accretionary complexes in Japan. The Memoirs of the Geological Society of Japan. 2000. N 55. P. 1–15.
48. Nakae S. Regional correlation of the Jurassic accretionary complex in the Inner Zone of Southwest Japan // Origin and evolution of Jurassic accretionary complexes in Japan. The Memoirs of the Geological Society of Japan. 2000. N 55. P. 73–98.
49. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc, 1993. V. 2, N 1. P. 15–34.
50. Nechaev V.P., Philippov A.N., Panasenko E.S. et al. Heavy-clastic minerals in Upper Paleozoic-Lower Mesozoic bedded cherts of the Sikhote-Alin Terranes // Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific events: Biostratigraphy, tectonic and ore deposits of Primorye (Far East Russia) / Eds A. Baud, I. Popova, J.M. Dickins, S. Lucas, Y. Zakharov. Memoires de Géologie (Lausanne). 1997. N 30. P. 13–24.
51. Nishizono Y., Sato T., Murata M. A revised Jurassic radiolarian zonation for the South Belt of the Chichibu terrane, western Kyushu, Southwest Japan // Marine Micropaleontology. 1997. V. 30. P. 117–138.
52. Sashida K., Munasri, Adachi S., Kamata Y. Middle Jurassic fauna from Rotti Island, Indonesia // Journal of Asian Earth Sciences. 1999. V. 17. P. 561–572.
53. Sengor A.M., Natal'in B.A. Turke-type orogeny and its role in the marking of the continental crust // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1996. V. 26. P. 263–337.
54. Takami M., Takemura R., Nishimura Y., Kojima T. Reconstruction of oceanic plate stratigraphies and unit division of Jurassic-Early Cretaceous accretionary complexes in the Okinawa Islands, central Ryukyu Island Arc // The Journal of the Geological Society of Japan, 1999. V. 105, N 12. P. 866–880.
55. Wakita K., Kojima S., Okamura Y., Natal'in B. A., Zyabrev S.V. Triassic and Jurassic Radiolaria from the Khabarovsk complex, eastern Russia // News of Osaka Micropaleontologist. Special Volume. 1992. N 8. P. 9–19.
56. Wakita K., Metcalfe I. Ocean plate stratigraphy in East and Southeast Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2005. V. 24, N 5. P. 679–702.
57. Zamoras L.R., Matsuoka A. Accretion and postaccretion tectonics of the Calamian island, North Palawan block, Philippines // The Island Arc. 2004. V. 13, N 4. P. 506–519.
58. Zyabrev S.V., Matsuoka A. Late Jurassic (Tithonian) radiolarians from a clastic unit of the Khabarovsk complex (Russian Far East): Significance for subduction accretion timing and terrane correlation // The Island Arc, 1999. V. 8, N 1. P. 30–37.

Поступила в редакцию 15 февраля 2006 г.

Рецензент Н.Ю. Брагин

A.N. Philippov, I.V. Kemkin

Cherty-clay deposits of the Khekhtsy Ridge Jurassic accretionary prism, Sikhote-Alin: stratigraphy and genesis

The results of lithologic-stratigraphic study of cherty-clay deposits of the Khabarovsk terrane of the Jurassic accretionary prism are cited. The cross-section is located on the right bank of the Ussuri River in the western part of Bol'shoy Khekhtsy Ridge (Ussuri-Khekhtsy section). It is established that in different parts of the section the deposits differ in composition, age and origin. In the northern fragment of the section they are represented by Middle Bajocian red-brown siliceous tuffaceous silty mudstone and greenish-grey silty mudstone which accumulated in a hemipelagic area under the influence of continental source areas. In the southern part of the section Early Bathonian greenish-grey siliceous mudstone, mudstone and yellow-brown tuffaceous mudstone are developed. They accumulated rather far from the continent in a hemipelagic area with the high contents of radiolarian plankton. It is shown that these rocks are the elements of two tectono-stratigraphic complexes reflecting different stages of the accretionary prism formation.

Key words: cherty-clay deposits, radiolarians, accretionary prism, Jurassic, Sikhote-Alin.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ХАНКАЙСКОГО ТЕРРЕЙНА, ПРИМОРЬЕ

А.И. Ханчук, Л.П. Плюснина, В.П. Молчанов, Е.И. Медведев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Высокоуглеродистые метаморфические породы рифейского возраста северной части Ханкайского террейна были впервые изучены на содержание в них благородных металлов (Au, Ag, Pt, Pd, Ir, Os, Ru). Концентрации золота и платины по данным различных физико-химических аналитических методов варьируют в широком диапазоне: 0.01–52 г/т для Pt и 0.1–30 г/т для Au. Показано влияние различных методов химпробоподготовки и анализа на потери металлов в связи с трудностями разрушения металлоуглеродных связей. Изотопный состав углерода ($^{13}\text{C} = -8.5 \pm -8.7 \text{ ‰}$) в графитизированных породах амфиболитовой фации, развитых в ядре палеодиапира Ружинского разреза, указывает на мантийную природу углерода. В метатерригенных породах нижнекембрийского возраста, подверженных метаморфизму зеленосланцевой фации, изотопный состав углерода ($^{13}\text{C} = -19.9 \pm -26.6 \text{ ‰}$) свидетельствует об его органическом происхождении. Повышенные содержания в них благородных металлов позволяют сделать вывод о полигенной природе источника углерода и металлов в длительно развивающейся рудообразующей системе.

Ключевые слова: благородные металлы, углерод, графит, метаморфизм, черные сланцы, Ханкайский террейн, Приморье, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время известно немало проявлений золото-платиноидной минерализации в углеродистых толщах Дальнего Востока, промышленное освоение которых сдерживается отсутствием надежных методов анализа и технологии извлечения благородных металлов из них. К таким объектам относятся высокоуглеродистые метаморфические комплексы северной части Ханкайского террейна, повышенные концентрации золота и платины в которых были выявлены нами в пределах месторождений графита Тамгино-Тургеневской группы [17]. Следует отметить, что крупные месторождения графита в междуречье рек Тамга и Кедровка были известны и разрабатывались с 1945 г. [15], однако ранее они не проверялись на содержание благородных металлов из-за отсутствия видимых форм их проявления. Целью данной работы явилось изучение распределения золота и элементов платиновой группы (ЭПГ) в породах Ружинского разреза и выяснение их связи с процессами графитизации.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ И МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД

Долгое время существовало представление о кратонной природе Ханкайского массива. Однако новые геологические данные позволили отнести его к каледонским складчатым сооружениям [10, 15]. Ханкайские каледониды являются продолжением Центрально-Азиатского орогенного пояса, к которому приурочены такие суперкрупные месторождения золота и платины в углеродистых породах, как известные месторождения Мурунтау и Кумтор.

Возраст пород Ханкайского массива дискуссионный и варьировал по различным представлениям от архейского до раннепротерозойского. Последние данные по Sm-Nd систематике наиболее метаморфизованных пород Ханкайского массива позволили определить их среднерифейский возраст [10]. В этих породах установлен ранний этап регионального метаморфизма низкоградиентного широкозонального типа в условиях от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций, возраст которого составил 730 млн лет. Поздний этап метаморфизма от зе-

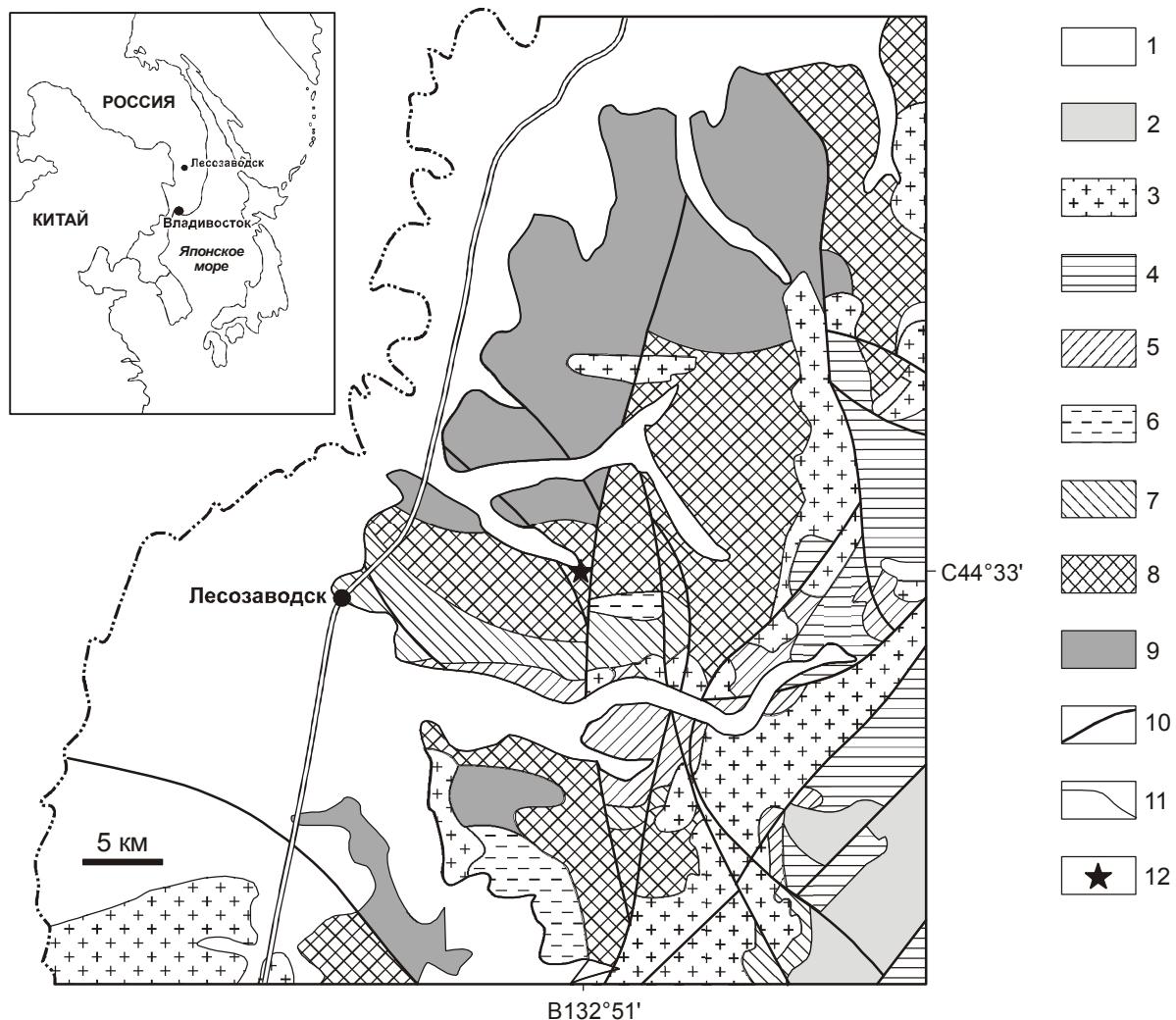


Рис. 1. Схематическая карта северной части Ханкайского террейна (составлена с использованием материалов В.И. Рыбалко и А.Н. Найденко).

1 – кайнозойские отложения; 2 – нижнемеловые отложения; 3 – габбро-гранитные комплексы палеозойского и мезозойского возраста; 4 – палеозойские отложения; 5 – кембрийские отложения орловской серии; 6 – раннепалеозойские гранитоиды уссурийского комплекса; 7–9 – протерозойские отложения: 7 – лесозаводской, 8 – уссурийской и 9 – иманской серий; 10 – разломы; 11 – геологические границы; 12 – положение Ружинского разреза ($C\ 44^{\circ}33'$, $B\ 132^{\circ}51'$).

леносланцевой до гранулитовой фаций связан с коллизионными событиями на рубеже кембрия и ордовика. В данных комплексах выделен ряд серий пород по степени метаморфизма (рис. 1). Наиболее глубоко метаморфизованы метапороды иманской серии от амфиболитовой до начальных стадий гранулитовой фации. Более молодые породы уссурийской серии подвержены метаморфизму в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Метаморфизм пород лесозаводской серии более низкотемпературный от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Терригенные породы орловской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Верхняя часть разреза метаморфического комплекса относится к нижнему кембрию и сложена глинистыми и черными филлитовидными сланцами, метатерригенными породами, спилитами, кварцитами с железо-марганцевыми рудами и карбонатными породами. Подобный набор пород характерен для аккреционных призм; аналогичный исходный состав имели и докембрийские образования [16, 17].

В пределах изученного разреза комплекс пород уссурийской серии сложен переслаиванием биотит-полевошпат-графитовых, гранат-биотит-полевошпат-графитовых и биотит-мусковит-полевошпатовых сланцев с мраморами и согласными инъекциями био-

Таблица 1. Химический состав пород Ружинского разреза.

Обр. №	02-1	02-3	02-4	03-1а	03-2а	03-3	03-3г	03-5
SiO ₂	70.82	34.74	66.50	38.61	50.54	38.56	52.05	39.39
TiO ₂	0.22	0.19	0.05	0.02	1.65	0.32	1.11	0.39
Al ₂ O ₃	12.61	12.03	12.33	20.19	20.51	8.95	20.27	8.88
FeO	0.26	5.50	0.16	0.64	7.90	0.85	6.50	0.78
Fe ₂ O ₃	0.32	0.29	1.65	0.69	1.50	2.18	3.60	2.84
CaO	3.04	0.20	0.28	4.12	3.71	2.51	2.14	2.51
MgO	0.32	0.58	0.62	0.56	3.67	2.16	3.74	2.16
MnO	0.02	0.03	0.01	0.02	0.18	0.06	0.20	0.05
Na ₂ O	0.95	0.93	1.90	2.18	4.07	1.83	3.13	1.72
K ₂ O	7.90	3.03	6.38	2.92	3.85	1.58	5.67	1.51
H ₂ O ⁻	0.10	0.59	сл	0.20	сл	сл	0.57	сл
H ₂ O ⁺	0.98	3.73	2.45	2.16	2.02	5.97	0.29	4.51
C	2.08	36.47	7.33	27.41	сл	34.57	0.62	33.84
S	0.04	0.53	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01	0.04
Сумма	99.66	98.64	99.67	99.73	99.63	99.58	99.90	98.62

Примечание. 02-1, 02-3, 02-4 – графитизированные лейкократовые гранито-гнейсы; 03-1а – графитовый метасоматит по биотитовому гранито-гнейсу; 03-2а, 03-3г – биотит-полевошпатовый сланец; 03-3 – гранат-биотит-полевошпат-графитовый сланец; 03-5 – графитизированный лампрофир (силикатный химический анализ, аналитик Ж.А. Щека).

титовых и лейкократовых гранито-гнейсов. Наряду с ними отмечаются маломощные (до 1 м) дайки лампрофиров основного-среднего состава, согласные со сланцеватостью вмещающих пород. Химические составы пород разреза приведены в табл. 1. Во всех литологических разновидностях пород широко проявлены процессы наложенной графитизации в виде дисперсных фаз, мономинеральных жил и линзовидных включений, что отражается в высоком содержании в них углерода от 6 до 39 масс. %.

Наряду с графитизацией породы уссурийской серии подвержены калиевому метасоматозу, который проявляется в развитии прожилков и мегакристов микроклина и биотита. Отмечается также развитие секущих сланцеватость кварцевых и кварц-графитовых прожилков (рис. 2). Но при этом отсутствуют проявления наложенной сульфидизации, характерной для комплексных золото-платиноидных месторождений в черносланцевых формациях [5, 7]. Ружинский разрез расположен в ядре горст-антиклинальной складчатой структуры, крылья которой сложены слоистой толщей аспидных кварц-графитистых черных сланцев с высоким содержанием углерода, достигающим 25–30 % масс. Для этих пород характерно более равномерное распределение углеродистого вещества, также представленного графитом, судя по данным рентгеновского анализа.

Для выяснения природы графитизации, проявленной в региональном масштабе в междуречье рек Тамга, Кабарга и Кедровка, выполнен изотопный анализ углерода из метаморфитов амфиболитовой фации и черных сланцев, испытавших метаморфизм

зеленосланцевой фации. Анализ изотопного отношения $\delta^{13}\text{C} / \delta^{12}\text{C}$ ($^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰) выполнен с точностью 0.1 ‰ на масс-спектрометре Finnigan MAT-252 в Аналитическом Центре ДВГИ ДВО РАН. Величина этого отношения в пробах, отобранных в ядре палеодиапира, характеризуется устойчивыми значениями в пределах -8.5÷-8.7 ‰ (табл. 2). Подобные величины характеризуют мантийный источник углерода [4], что подтверждается обильным развитием мономинерального графита вдоль зон дислокаций, трещиноватости, оперяющих глубинные разломы. В пользу мантийного происхождения углерода при дегазации мантии говорит развитие глобуллярных микроструктур, установленных в изученных породах с помощью

Таблица 2. Изотопный анализ углерода в графитсодержащих метаморфических породах Ружинского разреза.

№ образца	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	Порода
Амфиболитовая фация		
02-1	-8.5	Графит в гранито-гнейсе
02-4	-8.7	Плагиогнейс
03-1	-8.6	Биотитовый гранито-гнейс
03-1а	-8.7	Прожилок графита в гнейсе
03-3	-8.6	Гранат-биотит-графитовый сланец
03-5	-8.5	Лампрофир
Зеленосланцевая фация		
04-22	-19.9	Серицит-кварц-графитовый сланец
04-24	-19.3	Серицит-кварц-графитовый сланец
04-17	-25.2	Филлитовидный сланец
04-34	-23.7	Филлитовидный черный сланец
04-40	-26.6	Черный аспидный сланец



Рис. 2. Кварц-графитовые жилы в кристаллических сланцах уссурийской серии.

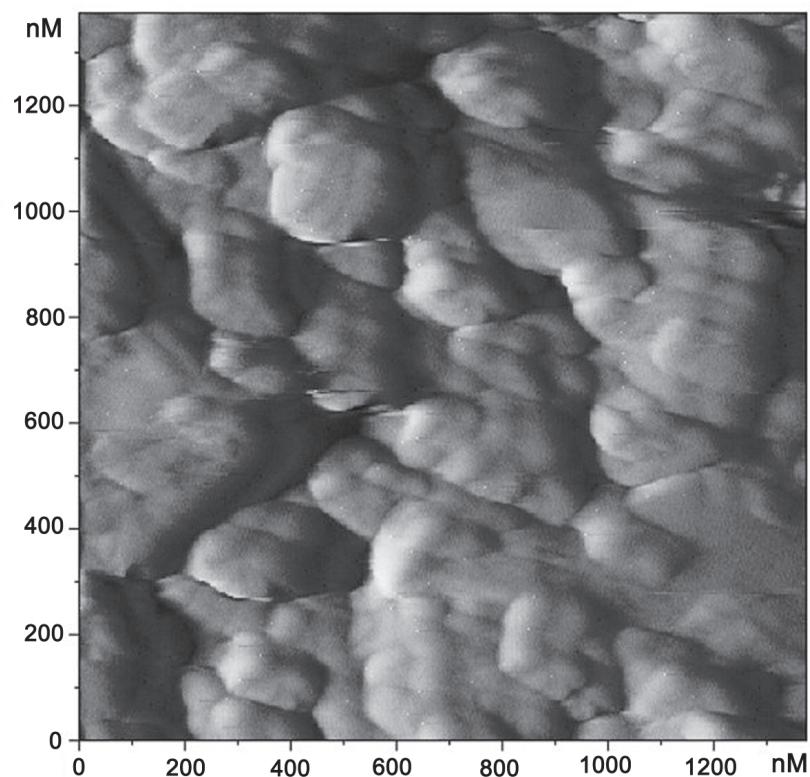


Рис. 3. Глобулярная микроструктура графита на нанометрическом уровне (обр.03-1а).

сканирующего атомно-силового микроскопа серии Solver (рис. 3). Известно, что конденсация углеродистых газов с понижением температуры способствует образованию глобулярных микроструктур в процессе фазового перехода из газообразного состояния в твердое [18].

В образцах черных сланцев орловской серии изотопный анализ углерода выявил вариации величин ^{13}C в более широком диапазоне от -19.9 до -6.5 %. Подобные значения указывают на органическую природу углерода, так как значения ^{13}C , заключенные в пределах -19.8–-26.5 %, характеризуют органический углерод морских осадков [20]. Следует отметить, что полученные инфракрасные спектры изученных графитсодержащих пород показали отсутствие каких-либо органических комплексов и аморфного углерода, что свидетельствует о достаточно высокой степени метаморфизма, способствующего трансформации углеродистого вещества в графит.

Методом фазового соответствия температура метаморфизма пород амфиболитовой фации уссурийской серии была определена ранее в диапазоне 570–620 °С при общем давлении 3–4 кбар [11]. В Ружинском разрезе температура образования гранат-биотитового парагенезиса (обр. 03-3) рассчитана с использованием биотит-гранатового геотермометра [21] и соответствует 600 °С. По данным микрозондового анализа в этих сланцах присутствуют две генерации биотита. Первая развита в основной массе и во включениях в порфиробластах граната и имеет состав $\text{K}_{1.02}\text{Mg}_{1.27}\text{Fe}_{1.33}\text{Ti}_{0.2}\text{Al}_{1.62}\text{Si}_{3.0}\text{O}_{12}(\text{OH})_2$. Вторая генерация биотита образует прожилки, секущие сланцеватость, и имеет более низкое содержание Ti и Fe – $\text{K}_{1.01}\text{Mg}_{1.69}\text{Fe}_{0.9}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{1.92}\text{Si}_{2.95}\text{O}_{12}(\text{OH})_2$. Судя по морфологии биотитовых прожилков, вторая разновидность образовалась благодаря проявлению калиевого метасоматоза. Гранат также представлен двумя разновидностями. С первым биотитом существует более магнезиальный гранат $\text{Ca}_{0.16}\text{Mg}_{0.45}\text{Fe}_{2.27}\text{Mn}_{0.18}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{2.0}\text{Si}_{3.0}\text{O}_{12}$, развитый в центральной части порфиробластов, во внешних зонах которых отмечается тот же гранат пироп-андрадитового ряда, но с более высоким содержанием андрадитовой компоненты – $\text{Ca}_{0.14}\text{Mg}_{0.38}\text{Fe}_{2.32}\text{Mn}_{0.16}\text{Al}_{2.0}\text{Si}_{3.0}\text{O}_{12}$, что отражает регressiveный характер зональности. В данных РТ-условиях устойчив графит, поскольку переход аморфного углерода в графит установлен экспериментально при 500 °С и давлении 1 кбар [12]. Более высокое по сравнению с экспериментальным флюидное давление (3–4 кбар) должно способствовать понижению температуры графитизации аморфного углерода.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

Низкие содержания ЭПГ в углеродсодержащих породах, отсутствие самостоятельных минеральных выделений платиноидов обусловливают значительные трудности их анализа и ограничивают круг методов, пригодных для аналитики. Площадное проявление графитизации пород Ханкайского террейна еще более осложняет данную проблему из-за высокой устойчивости графита к окислительному разложению, необходимому для выделения и освобождения благородных металлов [3]. В связи с этим при исследовании пород Ружинского рудного поля было использовано несколько методов физико-химического анализа благородных металлов.

Первые определения повышенных содержаний золота и платины в изученных породах были выполнены физическим методом ионной масс-спектрометрии (ИМС) в Институте микроэлектроники и высокочистых веществ РАН (Черноголовка). Данный метод впервые применен для анализа непроводящих веществ благодаря использованию ионного источника тлеющего разряда на базе полого катода [14]. В результате получены спектры изотопов благородных металлов, включающие $^{194,195,196}\text{Pt}$, $^{191,193}\text{Ir}$, ^{192}Os , ^{197}Au . Результаты анализа ИМС приведены в табл. 3 в сравнении с определениями концентраций золота и платины на атомно-эмиссионном спектрометре с индукционно-связанной плазмой и на атомном абсорбере, выполненных в Аналитическом Центре ДВГИ. Данные последних методов анализа, требующих длительной химпробоподготовки с разложением проб в сильных окислительных средах, оказываются значительно ниже значений, полученных ИМС, за исключением обр. 02-3 (табл. 3). Вероятно, это обусловлено наличием кластерных форм нахождения металлов в графите, что приводит к образованию прочных металлоуглеродных связей и, соответственно, к потерям металлов до двух порядков в ходе операций кислотного выщелачивания. Потери металлов могут происходить в форме летучих карбонилов или карбонил-хlorидов при прокаливании проб в HClO_4 [1, 2]. Помимо этого, часть графита остается в нерастворимом осадке, что также ведет к ощутимым потерям металлов.

Чтобы подтвердить связь благородных металлов с углеродистым веществом, был выполнен анализ растворов, полученных при растворении силикатной составляющей в царской водке и HF. В такие растворы переходят все компоненты за исключением графита, остающегося в осадке. Анализ растворов осуществлен на спектрофотометре AA-6200, пока-

Таблица 3. Содержание золота и платины (г/т) в графитсодержащих породах Ружинского разреза.

№ обр.	Au	Pt	Метод анализа	Порода
02-1	40	н\о	ICP-AES	Гранито-гнейс с графитом
02-3	13	4	IMS	Гранито-гнейс с графитом
02-3	30	н\о	ICP-AES	То же
03-1a	5	16	IMS	Гранито-гнейс
03-3	3	6.7	IMS	Гранат-биотит-графитовый сланец
03-5	5	52	IMS	Лампрофир
04-7a	12	20	IMS	Эндоскарн с дисперсным графитом
04-7a	1.04	1.15	AA	То же
04-7б	12	14	IMS	Скарнированный мрамор
04-7б	0.16	1.51	AA	То же
04-17	7.2	5	IMS	Серицит-кварц-графитовый сланец
04-17	0.66	1.30	AA	То же
04-29	15	18	IMS	Лампрофир
04-29	0.46	1.28	AA	То же
04-40	17	24	IMS	Серицит-кварц-графитовый сланец
04-4	0.18	1.29	AA	То же
04-9	2.2	3.3	IMS	Черный сланец, Тамга
04-9	0.14	0.82	AA	То же

Примечание. н\о – не определялось, AA – спектрофотометр AA-6200, ICP-AES – атомно-эмиссионная спектроскопия, IMS – ионный масс-спектрометр.

завшем низкие концентрации золота при отсутствии платины и палладия в пределах чувствительности прибора. Последующее длительное разложение про-каленных при 600 °C графитовых осадков в HClO_4 и HF позволило определить содержание золота до 16.68, платины до 14.15 и палладия до 5.67 г/т в отдельных пробах (табл. 4).

Полученные данные свидетельствуют о тесной связи благороднометалльной минерализации с гра-

фитом и о существенных потерях металлов в результате эмиссии летучих металлоорганических комплексов. В связи с этим для разложения “упорных” графитсодержащих пород был использован метод окислительного фторирования с помощью BrF_3 и KBrF_4 , разработанный в Институте неорганической химии СО РАН [9, 19]. Достоинством этого метода является высокая селективность и степень извлечения объектов анализа. В результате анализа 40 проб Ружинского разреза установлено присутствие широкого спектра благородных металлов (в г/т): Au – 0.021–3.57, Ag – 0.2–4.41, Pt – 0.04–3.56, Pd – 0.02–0.55, Ir – 0.002–0.055, Os – 0.011–0.09, Ru – 0.007–0.2, Rh – 0.001–0.74. Химпробоподготовка включала фторидное разложение исходной навески (3–5 г) и ее перевод в твердую сульфатную субстанцию с последующим анализом благородных металлов методом атомно-эмиссионной спектроскопии (АЭС). Необходимо отметить, что полный спектр всех ЭПГ отмечен в черных сланцах и дайках лампрофиров и не характерен для гранито-гнейсов, мраморов и скарнов (табл. 5).

Впоследствии в дубликатах этих же проб определялось содержание золота с помощью нейтронно-активационного анализа (НАА) в Институте химии ДВО РАН. Навеска проб для анализа составляла 0.5 кг. Результаты этого анализа в сравнении с предыдущим приведены в табл. 6, где, за исключением нескольких проб, отмечается хорошая сходимость полученных содержаний золота в пределах ошибок данных методов. Однако максимальные концентрации золота в отдельных пробах устанавливаются только по результатам нейтронно-активационного анализа.

Приведенные выше данные (табл. 3–6) отражают значительное расхождение величин концентрации золота и платины в изученных породах по данным разных методов анализа. Это является следствием использования различных способов пробо-

Таблица 4. Содержание благородных металлов (г/т) в пробах, фракционированных на растворимую силикатную часть и графит в осадке.

№	Au*	графит**			Σ Au	Содержание C, % масс.	Порода
		Au	Pt	Pd			
02/1	0.73	16.68	8.68	5.67	17.41	35	Графитовый метасоматит
02/3	0.56	2.83	2.15	0.99	3.39	~4.7	Плагиогнейс с графитом
02/4	0.61	4.18	2.39	1.23	4.79	~6.3	Гранито-гнейс
03/1a	-	2.56	4.14	3.31	2.56	5.6	Графитовый метасоматит
03/3	0.1	5.37	14.15	7.31	5.47	30	Гранат-биотит-графитовый сланец
03/5	1.26	0.04	4.46	1.24	1.30	29	Лампрофир

Примечание. * – содержание Au в растворенной силикатной части определено на спектрофотометре AA-6200, ** – содержание Au, Pt и Pd в графите, прокаленном при 600°C, с последующим разложением и окислением в HF и HClO_4 (в течение 30 суток).

Таблица 5. Содержание благородных металлов (г/т) в различных литологических разновидностях пород по данным атомно-эмиссионной спектроскопии после окислительного фторидного разложения.

№ обр.	Au	Pt	Pd	Ag	Rh	Ru	Ir	Os	Порода
04-13	1.89	1.08	0.13	0.81	-	0.015	0.003	0.014	черные сланцы
04-16	2.73	0.2	0.36	1.21	-	0.011	0.004	0.011	-/-
04-40	1.82	0.05	0.31	1.01	-	0.012	0.006	0.013	-/-
04-34	2.01	2.15	0.10	0.34	0.46	0.045	0.009	0.017	Лампрофир
04-34a	2.23	1.41	0.14	0.27	0.74	0.035	0.015	0.017	-/-
04-29a	1.45	0.04	0.13	2.47	-	0.045	0.019	0.029	Скарноид
04-77	1.43	1.99	0.45	4.41	0.08	0.08	0.02	0.02	-/-
04-1a	0.61	1.91	0.24	0.65	0.005	-	-	-	плагиогнейс
04-33	0.77	2.56	0.38	0.67	-	-	-	-	гранито-гнейс
04-78	0.044	0.044	0.08	0.51	-	-	-	-	-/-
04-3	0.2	1.67	0.14	0.47	-	-	-	-	Скарн
04-82	0.18	0.03	0.36	1.65	-	-	-	-	-/-
04-107	0.29	0.08	-	0.31	-	-	-	-	Мрамор
04-7	0.22	1.44	0.17	1.10	-	-	-	-	жильный графит
04-108	1.01	0.09	0.28	0.52	0.005	0.007	-	-	жильный кварц

Таблица 6. Содержание золота в графитоносных породах Ружинской площади (г/т) по данным нейтронно-активационного анализа (НАА) и атомно-эмиссионной спектроскопии (АЭС) с предварительным фторидным разложением.

№ образца	НАА	АЭС	Порода
04-1	≤ 0.8	0.51	Плагиогнейс
04-16	1.8	0.71	Графитовый прожилок в плагиогнейсе
04-2a	≤ 0.7	0.636	Биотитовый гранито-гнейс
04-3	≤ 0.2	0.198	Пироксеновый скарн
04-3a	≤ 1.0	0.876	Лампрофир
04-5	2.6	0.2	-/-
04-7a	≤ 1.1	1.18	-/-
04-13	≤ 0.3	0.143	Скарноид
04-16	0.9	1.89	Черный сланец
04-27	≤ 1.4	-	Плагиогнейс
04-28	≤ 0.7	0.23	-/-
04-29	15.2	1.73	Лампрофир
04-33	0.4	0.774	Гранито-гнейс
04-35	0.4	0.767	Плагиогнейс
04-40	0.4	1.82	Аспидный сланец
04-68	14.2	н/о	Графитовый метасоматит
04-73	0.8	0.03	Эндоскарн
04-74	2.1	0.112	Плагиогнейс графитизированный
04-75	1.6	-	-/-
04-77	≤ 0.5	0.05	Скарноид
04-78	≤ 0.4	0.044	Гранито-гнейс
04-80	0.9	0.37	Эндоскарн с графитом
04-81	1.7	0.043	-/-
04-101	≤ 1.2	0.57	Лампрофир
04-107	6.8	0.29	Мрамор с графитом до 7 %
04-107к	17.1	0.29	Мрамор с графитом до 30 %
04-108	0.5	1.01	Жильный кварц

Примечание. НАА выполнены в Институте химии ДВО РАН (Иваненко В.В.), анализы АЭС выполнены в Институте неорганической химии СО РАН, Новосибирск (Мит'кин В.М.).

подготовки, сопровождающихся определенными потерями металлов за счет как выделения летучих металлоорганических комплексов, так и неполного вскрытия графита в ряде случаев. Оптимальные содержания золота и платины установлены физическими методами ионной масс-спектрометрии и нейтронно-активационного анализа, не требующих предварительной химпробоподготовки. Анализ металлов методом ИМС происходит из малой твердой навески (до 100 мг), что приводит к завышению концентраций металлов при пересчете на тонну руды и, как следствие, затрудняет его использование при оценке общих запасов металлов. В то же время, этот метод рационально использовать при поиске скрытого оруденения на больших площадях развития углеродсодержащих пород.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Микроскопические выделения самородного золота микронного и субмикронного размера нередко присутствуют в графитовых скоплениях. Микрозондовый анализ отдельных золотин показал его высокую чистоту при колебаниях состава в узких пределах: Au – 79.27–97.16, Ag – 3.3–22.02 (% масс.). Видимые минеральные формы ЭПГ обнаружить не удалось даже при съемке на электронном микроскопе. Для графита характерно обилие включений рудных и акцессорных минералов: магнетита, пирита, циркона, торита, монацита, самородной меди, Y-Th-P фаз, Cu-Sn и Cu-Sn-Fe сплавов, реже арсенопирита.

Присутствие широкого спектра редких и рассеянных элементов (Ba, Sr, Cu, Zn, Hg, Ni, Cr, Ti, V, Mn, W, Zr, La, Ta, Nb, Re) установлено в графитизированных породах Ружинского разреза с помощью рентгено-флюоресцентного анализа. Наиболее высокие со-

держания этих элементов характерны для лампрофиров, в которых их суммарное содержание, включая также Hf, Tb, Y, U, As, Cd, Er, отсутствующих в других породах, достигает 1 % масс. Наряду с ними в изученных породах присутствуют летучие компоненты: F – 100–400 г/т, Cl до 40 г/т, P₂O₅ до 0.48 %, SO₃ от 0.02 до 0.1 % масс., свидетельствующие о возможной реализации газотранспортных реакций.

Поскольку повышенные содержания ЭПГ были отмечены в дайках лампрофиров, нами были предприняты попытки определить минералы-концентраты ЭПГ. С этой целью был использован микрозондовый анализ на приборе CamScan MV 2300 с размечением зонда 157–200 нм в ИЭМ РАН (Черноголовка). Результаты расчетов, выполненных по программе INCA Energy 200, приведены в табл. 7 для ряда минералов (обр.03-5). Оказалось, что во всех измеренных зернах магнетита присутствует платина, причем устанавливается положительная корреляция концентраций Pt и REE в магнетите, что исключает случайный характер замеров. Во всех других фазах, включая акцессорные монацит, торит и ортит, присутствие Pt не было обнаружено. Золото было отмечено только в гиперстене. Присутствие Pt и Au в магнетите и гиперстене предполагает их магматический источник.

Таблица 7. Химический элементный состав монацита, магнетита (Mgt) и гиперстена (вес %) по данным микрозондового анализа.

Элемент	Монацит	Mgt	Mgt	Mgt	Gиперстен	Gиперстен
Na	0.19	0.14	0.12	0.19	0.33	0.38
Mg	-	0.24	0.20	0.43	0.36	0.18
Al	0.48	0.09	0.07	-	-	2.17
Si	3.87	2.74	2.33	2.68	2.26	19.53
P	7.29	0.01	0.01	-	-	0.39
Cl	0.17	0.18	0.16	0.09	0.08	0.36
K	0.22	0.03	0.03	0.03	0.04	0.13
Ca	9.14	0.73	0.64	0.53	0.46	3.06
Ti	0.29	0.05	0.04	0.10	0.09	0.02
Cr	-	-	-	0.16	0.15	0.15
Mn	-	0.20	0.19	0.07	0.06	-
Fe	5.08	69.97	61.92	69.71	61.37	34.74
Sr	0.24	0.11	0.10	-	-	-
La	3.92	0.35	0.32	0.49	0.44	-
Ce	1.55	0.12	0.11	0.27	0.23	0.08
Pr	0.46	-	-	0.06	0.05	0.32
Nd	1.20	-	-	0.26	0.24	0.48
Pt	-	0.09	0.08	0.20	0.17	-
Pb	0.24	0.36	0.32	0.26	0.22	0.55
Au	-	-	-	-	-	0.15
Th	39.32	-	-	0.20	0.10	0.52
O	26.35	24.05	32.94	24.05	33.28	36.55
U	-	-	0.45	-	-	-
Сумма	100.01	99.46	99.58	99.78	99.91	99.76
						99.80

Лампрофиры имеют порфиробластовую структуру. Обычно порфиробласти сложены темноцветными фазами: гиперстеном, диопсидом и биотитом – и составляют до 55 % объема породы. Основная масса сложена калишпатом и плагиоклазом (An₄₅₋₄₇) с примесью тонкопризматической роговой обманки до 2 % и кварца до 3 %. Графит распределен неравномерно, формируя дисперсные зерна, скопления и тонкие прожилки. Его содержание в лампрофирах варьирует от 3 до 30 %. Химический состав лампрофиров приведен в табл.1.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Высокоуглеродистые породы северной части Ханкайского террейна характеризуются развитием площадной графитизации, с которой связаны повышенные содержания благородных металлов. Региональное развитие процессов графитизации метаморфических комплексов прослеживается в северной части Ханкайского террейна от Глазовки до Рождественки (рис. 4). Следует отметить, что линия расположения площадей интенсивной графитизации имеет субмеридиональную северо-восточную ориентировку, совпадающую с субмеридиональным направлением глубинных разломов и сопровождающих их дизъюнктивов. Это подтверждает предположение об участии глубинного источника углерода в процессах графитизации.

Проблема вхождения металлов в структуру углеродистого вещества активно обсуждается в литературе [1, 8, 13]. Экспериментальные данные позволяют говорить о наличии в структуре графита устойчивых металлоуглеродных связей, формирующихся при дегидрировании ароматических структур в процессе метаморфизма [12]. При этом металлы встраиваются в деформированные кольца, занимая место водорода в гексагонах [1]. Данное предположение подтверждается изучением кластерных форм золота в графитсодержащих рудах ряда известных золоторудных месторождений. Анализ обширного электронно-микроскопического материала позволил зафиксировать скопление сферических золотоорганических протокластеров, размещенных между слоистыми пакетами графита [8]. Сферическая форма кластеров, имеющих зональное строение с чередованием слоев металлического и графитового состава, объясняет их устойчивость при термической обработке графитсодержащих проб и трудности современных аналитических методик, связанных с окислением и деструкцией металлоуглеродных связей.

В породах изученного метаморфического комплекса, слагающего центральную часть палеодиапира, преобладают протолиты магматического генезиса,

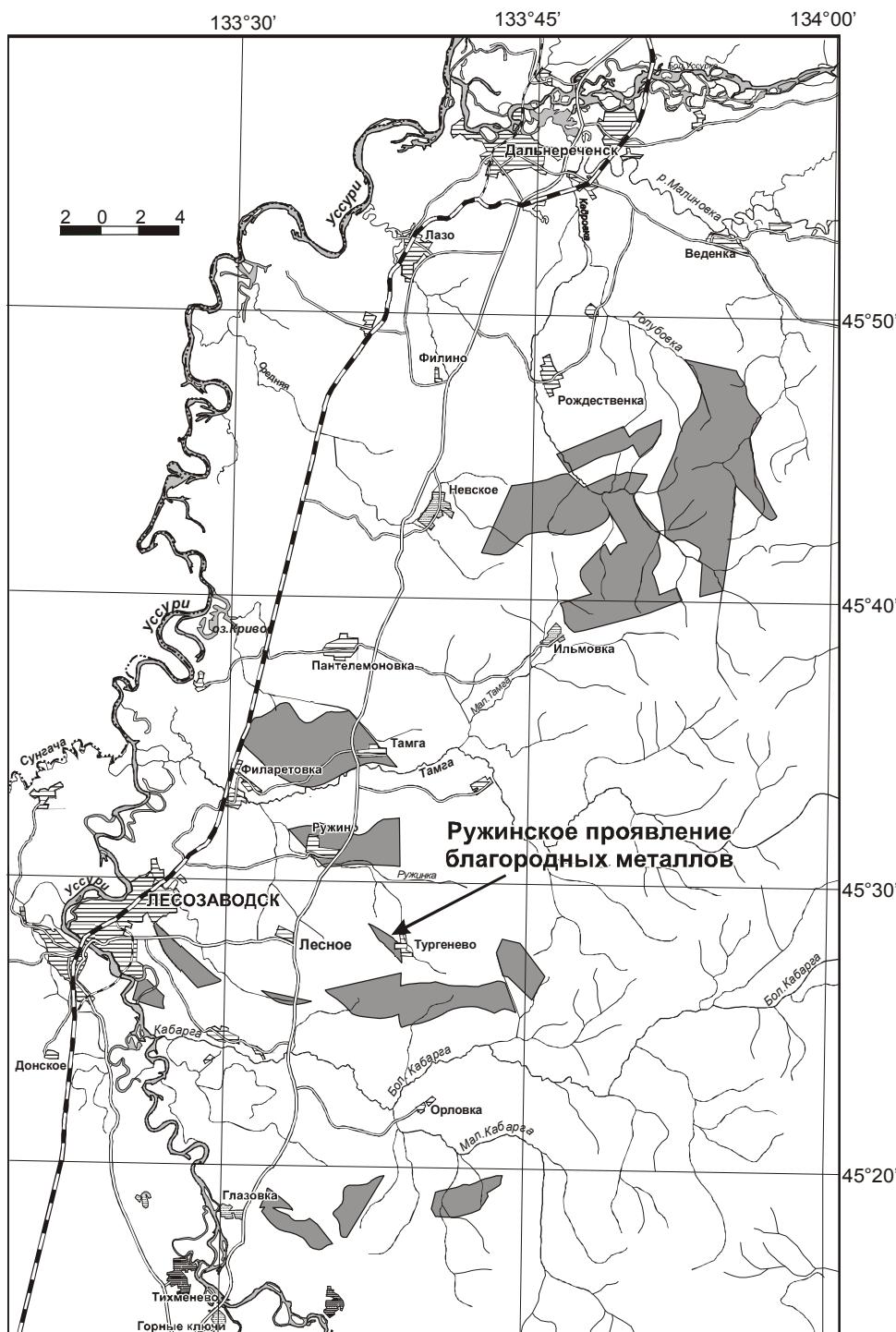


Рис. 4. Карта расположения площадной графитизации (серая заливка) в северной части Ханкайского террейна.

Составлена по материалам Приморского геологического управления.

метаморфизованные в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Наряду с региональной углеродизацией в них широко проявлены процессы калиевого метасоматоза–фельдшпатизации и биотитизации. В рудовмещающем комплексе можно выделить следующие признаки, характерные для месторождений благородных металлов в зонах развития мантийно-корового диапирозма:

- 1) значительный вертикальный масштаб благороднометалльной и графитовой минерализации;
- 2) приуроченность рудовмещающих пород к горст-антиклинальным структурам, имеющим складчато-блоковое строение и литологическую неоднородность;
- 3) развитие гранитоидов различного состава и даек лампрофиров, согласных со сланцеватостью;

4) тесная ассоциация благородных металлов с углеродистым веществом и наличие тяжелых изотопов углерода мантийного происхождения;

5) концентрация в рудах геохимически разнотипных элементов (Au, Ag, W, Ta, Rb, Hg, Re, Bi, Cu, Pt, Pd, Os, Ir, Co, Ni, Ti, U, Sr, и т.д.);

6) отсутствие собственных минеральных микрофаз у ЭПГ;

7) слабое проявление процессов гидротермальной сульфидизации и окварцевания;

8) развитие процессов пневматолито-гидротермальной углеродизации. Углеродисто-кремнистые метасоматиты (“флюидизиты”) часто имеют сланцеватую текстуру и внешне не отличимы от черных сланцев. Обычно они выделяются в виде аспидно-филлитовидных сланцевых зон на крыльях термокупольных структур [3].

Эти признаки характерны для месторождений, относимых к флюидно-магматогенному генетическому типу [3, 6, 7]. Согласно представлениям данных исследователей, формирование таких нетрадиционных месторождений происходило при участии процессов магматизма, метаморфизма и метасоматизма на фоне длительно развивающихся мантийно-коровьих палеодиапиров. Источником углерода и металлов служили процессы мантийно-корового метасоматизма, проявление которых приурочено к развитию глубинных разломов и связанных с ними дислокаций земной коры.

Слабое развитие процессов окисления и сульфидизации и восстановительная среда в процессе углеродизации и газотранспортных реакций, осуществляющих эмиссию металлов из флюидно-магматического глубинного источника, обусловили отсутствие собственных минеральных форм ЭПГ в породах Ружинского рудного поля. Отмеченное выделение самородного золота связано с нестабильностью карбонилов золота в условиях метаморфизма. Их разрушение при нагревании в условиях метаморфизма и метасоматизма приводит к переходу золота из возбужденного состояния в нейтральное [6]. Другая часть золота, связанная с ароматическими углеводородами в бензольных структурах, образует более устойчивые металлоуглеродные связи, которые сохраняются при метаморфизме вплоть до 500 °C [12]. Поэтому в описываемых рудах только часть золота находится в свободной форме. В силу этих особенностей руды Ружинского рудного поля являются “упорными” и требуют значительных затрат при извлечении из них благородных металлов.

Отмечается неравномерное распределение благородных металлов в породах различного литологи-

ческого состава, что затрудняет выделение наиболее перспективных площадей. Установленные повышенные содержания золота и платины в ряде проб, так же как широкое площадное развитие высокоуглеродистых пород при их значительной вертикальной мощности (до 3000 м и выше), позволяют предполагать существование промышленных запасов благородных металлов. Для их оценки необходимо проведение детальных разведочных работ в пределах развития высокоуглеродистых пород, включая метатерригенные породы митрофановской и орловской свит.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН, проект 06-П-СО-08-029 “Геолого-генетические модели крупномасштабных месторождений благородных, цветных и редких металлов Севера Дальнего Востока России”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельский Н.К., Небольсина Л.А., Оксенойд И.Г. и др. Разложение проб при определении платины в углеродистых породах // Журнал аналитической химии. 1997. Т. 52, № 2. С. 150–53.
2. Варшалл Г.М., Великанова Т.К., Корочанцев А.В. О связи сорбционной емкости углеродистого вещества по отношению благородных металлов с его структурой // Геохимия. 1995. № 8. С. 1191–1199.
3. Винокуров С.Ф., Новиков Ю.Н., Усатов А.В. Фуллерены в геохимии эндогенных процессов // Геохимия. 1997. № 9. С. 937–944.
4. Галимов Э.М., Миронов А.Г., Жмодик С.М. Природа углеродизации высокоуглеродизированных пород Восточного Саяна // Геохимия. 2000. № 4. С. 355–360.
5. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометальные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 729 с.
6. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудно-структур в терригенных толщах. М.: Недра, 1988. 251 с.
7. Коробейников А.Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 222 с.
8. Матвиенко В.Н., Калашников Ю.Д., Нарсеев В.А. Кластеры – прототипы нахождения драгметаллов в рудах и минерализованных породах // Руды и металлы. 2004. № 5. С. 28–36.
9. Митькин В.Н., Левченко Л.М., Ханчук А.И., Лихойдов Г.Г. Определение благородных металлов в черносланцевых материалах рудных месторождений Восточной Сибири, Северо-Востока и Приморья с применением окислительного фторирования // Труды науч. конф. Иркутск. 2005. Т. 2. С. 228–231.
10. Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З., Лаврик С.И. Первые данные о Sm-Nd систематике метаморфических пород Ханкайского массива // Докл. РАН. 2000. Т. 374. С. 813–815.
11. Перчук Л.Л., Мишкин М.А., Котельников А.Р. и др. Термодинамические условия метаморфизма пород Ханкайского массива // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1980. Вып. IX. С. 139–167.

12. Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В., Авченко О.В. Экспериментальное моделирование сорбции золота на углеродистое вещество при 20–500 °С, 1 кбар // Геохимия. 2004. № 8. С. 864–873.
13. Развозжаева Э.А., Спиридовон А.Н., Цыханский В.Д. и др. Платина в углеродистом веществе руд месторождения Сухой Лог // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. С. 286–296.
14. Сихарулидзе Г.Г. Ионный источник с полым катодом для элементного анализа твердых тел // Mass-спектрометрия. 2004. Т. 1, № 1. С. 21–30.
15. Солоненко В.П. Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Изд-во геол. литер., 1951. 382 с.
16. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.
17. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Первые данные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива, Приморье // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 4. С. 524–529.
18. Юшкин Н.П., Павлишин А.И., Асхабов А.М. Ультрадисперсное состояние минерального вещества и проблемы нанаминералогии // Минер. журнал. Киев. 2003. Т. 25, № 4. С. 7–31.
19. Mitkin V.N., Galizky A.A., Korda T.M. Some observations on the determination of gold and the platinum-group elements in black shales // Geostandards Newsletter. 2000. V. 24. P. 227–240.
20. Naidu A.S., Scalau R.S., Feder N.M. Stable organic carbon isotopes in sediments of the north Bering-South Chuksu seas, Alaskan-Soviet Arctic shelf // Continent. Shelf Res. 1993. V. 13. P. 669–691.
21. Perchuk L.L., Lavrentieva I.V. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite // In: "Advances in physical geochemistry". New York. Springer Verlag. 1983. P. 199–239.

Поступила в редакцию 10 мая 2006 г.

Рецензент А.А. Черепанов

A.I. Khanchuk, L.P. Plyusnina, V.P. Molchanov, Ye.I. Medvedev

Noble metals in the high-carbon metamorphic rocks of the Khanka terrane, Primorye

The high-carbon Riphean metamorphic rocks of the northern part of the Khanka terrane were first studied for noble metal content (Au, Ag, Pt, Pd, Ir, Os, and Ru). Based on physical-and-chemical analytical evidence, gold and platinum concentrations vary within a wide range from 0.01 to 52g/t for Pt and 0.1 to 30g/t for Au. It is shown how different methods of chemical sample preparation and analysis affect metal loss due to complexities in the destruction of metal carbonic ties. The isotope composition of carbon in the amphibolite-facies graphitized rocks which are developed in the core of the paleodiapir in the Ruzhinsky section is represented by the uniform values of $^{13}\text{C} = -8.5\text{--}8.7 \text{‰}$, indicative of the mantle nature of carbon. The isotope composition of carbon ($^{13}\text{C} = -19.9\text{--}26.6 \text{‰}$) of the Lower Cambrian metaterrigenous rocks subjected to greenschist metamorphism suggests its organic origin.

Key words: noble metals, carbon, graphite, metamorphism, black schists, Khanka terrane.

ТЯЖЕЛЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

А.И. Малиновский, П.В. Маркевич

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В статье обобщаются результаты изучения тяжелых обломочных минералов из мел-палеогеновых терригенных комплексов Сихотэ-Алиня и Камчатки, а также из кайнозойских осадков глубоководного желоба Вануату. Полученные данные интерпретировались на основе сравнения с ассоциациями тяжелых минералов в современных осадках, накопившихся в известных геодинамических обстановках. Показано, что тяжелые обломочные минералы осадочных пород, количественные соотношения между ними и микрохимический состав некоторых минералов служат индикаторами различных островодужных обстановок и присущих им магматических процессов, а также являются достаточно надежным критерием их идентификации в палеобассейнах орогенных областей.

Ключевые слова: тяжелые минералы, терригенные породы, ранний мел, террейн, островная дуга, геодинамические обстановки, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Авторами в течение продолжительного периода времени (1978–2005 гг.) изучались тяжелые обломочные минералы из терригенных пород различных по происхождению, в том числе островодужных, комплексов Российского Дальнего Востока, а также из осадков окраинных морей Тихого океана [3, 7, 9–14, и др.].

Островодужные обстановки в древних бассейнах обычно распознаются по ряду признаков: палеогеологическому положению, строению и составу слагающих их толщ, петрохимии вулканитов и терригенных отложений. Мы попытались определить эти обстановки только по тяжелым обломочным минералам из осадочных пород бассейнов, расположенных в различных геодинамических обстановках разного возраста. Анализ ассоциаций тяжелых минералов – испытанный метод определения питающих провинций обломочных пород [1, 26]. Исследованиями кайнозойских осадков современных океанов и окраинных морей установлено, что определенные ассоциации тяжелых минералов и количественные соотношения между ними могут служить надежными индикаторами различных тектонических и геодинамических обстановок и присущих им магматических процессов [16, 17, 25–29].

Полученные результаты используются как один из методических приемов палеотектонических ре-

конструкций, основанных на актуалистическом подходе. Особую роль этот подход играет при изучении фанерозойских вулканогенно-осадочных образований, входящих в состав террейнов, происхождение которых в достаточной мере не определено.

Наиболее благоприятными для таких реконструкций являются ряд известных на Дальнем Востоке террейнов, формирование которых связано с вулканическими островными дугами: как энсиматическими, так и энсиалистическими. Островодужная природа этих террейнов установлена, главным образом, на основании исследований вулканитов. В предлагаемой публикации нами предпринята попытка показать островодужную природу этих террейнов на основании актуалистической интерпретации результатов изучения тяжелых обломочных минералов из осадочных пород. Несомненно, одних только данных по тяжелым минералам недостаточно для всеобъемлющей идентификации островодужных обстановок, но наряду с другими сведениями, они могут быть использованы как достаточно надежный аргумент.

Таким образом, предлагаемая публикация направлена на подтверждение имеющейся гипотезы о соответствии определенному типу островодужной обстановки определенного “набора” и количественного соотношения тяжелых обломочных минералов из осадочных пород, что позволяет выработать определенные критерии распознавания островодужных обстановок в геологическом прошлом.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Настоящее исследование основано на результатах изучения тяжелых обломочных минералов из осадочных пород разновозрастных островодужных комплексов Российского Дальнего Востока и юго-западной Пацифики. Объектами изучения были эоцен-четвертичные нелитифицированные осадки глубоководного желоба Вануату, песчано-алевритовые породы из раннемеловых и раннемеловых–кайнозойских отложений Олюторского террейна Восточной Камчатки, а также Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов (Удильского фрагмента) Сихотэ-Алиня (рис. 1).

Материал, использованный в этой работе, был собран авторами из естественных обнажений в ходе полевых исследований в 1978–2002 гг. Рыхлые осадки глубоководного желоба Вануату отбирались в 13 рейсе НИС “Академик А. Несмеянов” (1988 г.) по исследовательским профилям с помощью гидростати-

ческого и гравитационного пробоотборников, дночерпателя, а также при драгировании.

Тяжелые минералы песчано-алевритовых пород извлекались с помощью тяжелой жидкости после дробления проб до 0,25 мм, отмучивания в дистиллированной воде и выделения фракции 0,01–0,25 мм. Минеральный состав тяжелой фракции определялся и подсчитывался в проходящем и поляризованном свете под микроскопом с помощью иммерсионных жидкостей. При количественных определениях в подсчет включалось не менее 200 зерен тяжелых минералов. Химический состав тяжелых минералов определен на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A. При интерпретации процентного соотношения и химического состава тяжелых минералов применялась оригинальная методика, позволяющая распознавать в геологическом прошлом аналоги современных геодинамических обстановок, а также реконструировать различные типы островодужных обстано-

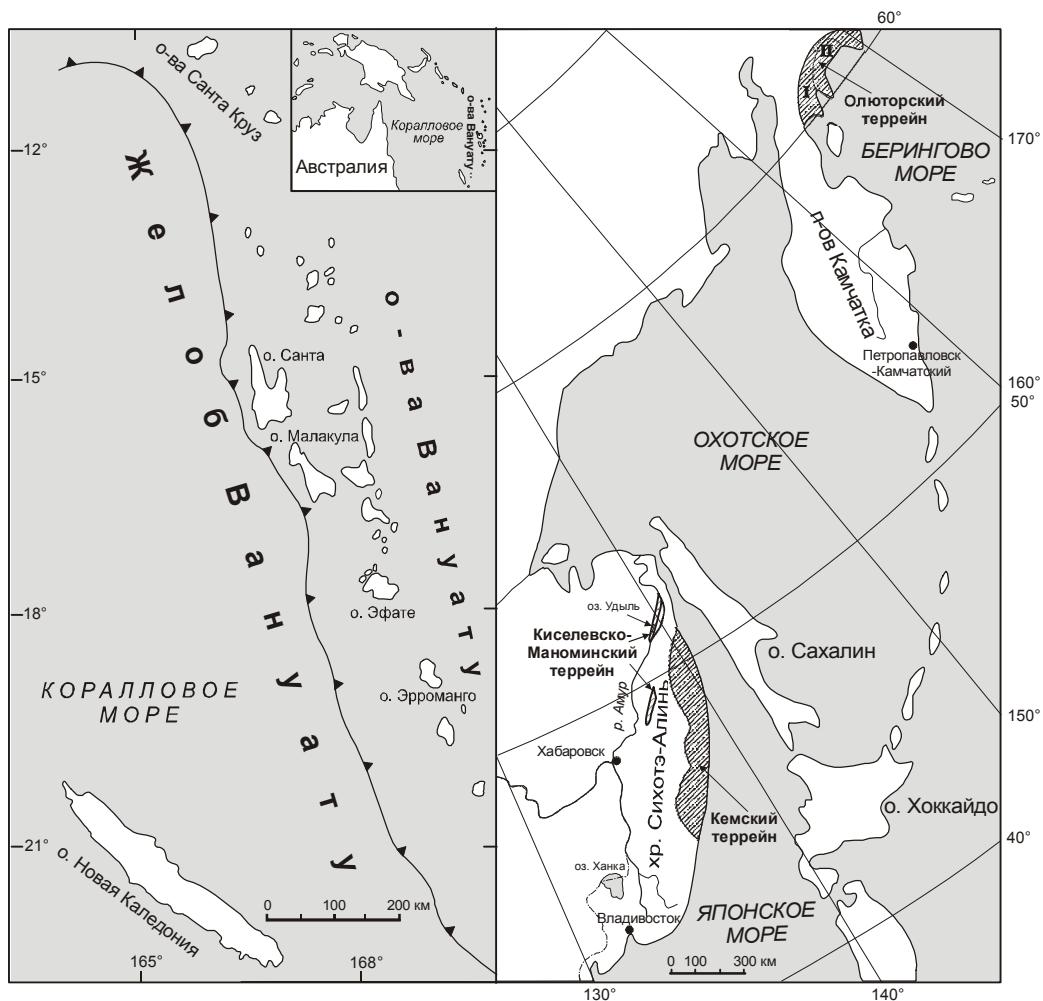


Рис. 1. Схема расположение изученных объектов.

Минералогические провинции Олюторского террейна: I – Северная, II – Южная.

вок [3, 9, 14–17, 28, 29 и др.]. Все анализы выполнены в лабораториях ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток).

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Глубоководный желоб Вануату расположен в юго-западной части Тихого океана вдоль западного склона вулканической островной дуги Вануату [3, 31]. Желоб имеет длину около 1600 км, ширину по изобате 5500 м в среднем около 40 км и максимальную глубину 9174 м. Желоб характеризуется очень сложным рельефом: он состоит из цепочки впадин глубиной до 7000–9000 м, разделенных перемычками глубиной 5500–6000 м.

В желобе исследованы осадки от среднего эоцена до плейстоцена–голоцен (рис. 2). По данным биостратиграфических исследований выделяется четыре стратиграфических уровня: средний–верхний эоцен, верхний миоцен–нижний плиоцен, верхний плиоцен и плейстоцен–голоцен [3]. Осадки представлены слабо литифицированными пелитами, алевритами и псаммитами, содержащими примесь пирокластического материала, а также раковины фораминифер и нанопланктона.

Отсутствие олигоцен–среднемиоценовых отложений в желобе, по-видимому, отражает региональный перерыв осадконакопления в Австралио–Новозеландском регионе, вызванный тектонической активностью и изменением водной циркуляции [3].

Киселевско-Маноминский террейн альб-сеноманской аккреционной призмы расположен в Нижнем Приамурье, протягиваясь прерывистой полосой шириной 20–40 км в северо-восточном направлении вдоль левого и правого берегов р. Амур на 700 км. Террейн образован пакетами тектонических пластин, сложенными юрскими и раннемеловыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами с телами базальтов и известняков, а также раннемеловыми алевролитами, аргиллитами и турбидитами [4, 13, 14] (рис. 2). Готерив-сеноманские вулканогенно-осадочные островодужные образования обнаружены на северо-восточном фланге терреяна в районе оз. Удыль. Они накапливались в различных фациальных обстановках пред- и задуговых бассейнов, связанных с раннемеловой эпиконтинентальной островодужной системой. Отложения разделены на следующие структурно-вещественные комплексы [13, 14].

Кремнистый комплекс представляет собой фрагмент океанического основания дуги. Он сложен пелагическими радиоляриевыми яшмами и кремнями, их глинистыми разностями, реже щелочными базальтами и известняками. **Вулканогенно-осадочный комплекс** состоит из переслаивающихся туфов, теф-

роидов, вулканомиктовых песчаников, турбидитов, микститов, туфосилицитов, глинистых и глинисто-кремнистых пород, редко базальтов. **Граувакковый комплекс** сложен в основном песчаниками и глинистыми породами, содержащими горизонты туфов и разнообразных гравитационных образований: микститов, турбидитов и контуритов.

Олюторский террейн расположен в южной части Корякского нагорья, протягиваясь на восток–северо-восток вдоль побережья Берингова моря на 500 км. Террейн входит в состав мезозойско-кайнозойского Сахалино-Камчатского орогенного пояса и с севера отделен от Корякского орогенного пояса Ватынским надвигом [2]. В геологическом разрезе терреяна совмещены раннемеловые–неогеновые океанические и островодужные структурно-вещественные комплексы, слагающие крупные аллохтонные пластины [21], формировавшиеся в различных фациальных обстановках и, вероятно, на значительном удалении от современной позиции. Выделяются следующие комплексы [2, 5, 7, 12, 19, 20] (рис. 2).

Вулканогенно-кремнистый комплекс состоит из базальтов, гиалокластитов, лавобрекчий, яшм, кремней и их глинистых разностей. Более редки глинистые породы, песчаники и известняки. **Вулканогенно-осадочный комплекс** сложен базальтами, лавобрекчиями, туфами, вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, кремнями, глинистыми и кремнисто-глинистыми породами. **Турбидитовый комплекс** представлен мощными пачками турбидитов, прерывающимися горизонтами алевролитов, песчаников, гравелитов, туфов и микститов. **Молассовый комплекс** состоит из песчаников, алевролитов, гравелитов, конгломератов, глинистых пород, туфов и углей.

Кемский террейн расположен в восточной части хребта Сихотэ-Алинь, протягиваясь полосой шириной до 80 км вдоль побережья Японского моря на 850 км. Доступные для наблюдения участки Кемского терреяна обнажаются в эрозионных окнах среди вулканитов позднемелового Восточно-Сихотэалинского пояса. В строении терреяна принимают участие баррем(?)–альбские образования, среди которых широко развиты турбидиты, горизонты алевролитов и микститов, а также пластины основных вулканитов и их пирокластов (рис. 2). Эти образования рассматриваются как отложения задугового бассейна раннемеловой эпиконтинентальной Монерено-Самаргинской островодужной системы [8–10]. Отложения терреяна подразделяются на следующие структурно-вещественные комплексы.

Нижний турбидитовый комплекс сложен пачками турбидитов, прерывающимися горизонтами алевролитов, песчаников, гравелитов и подводно-

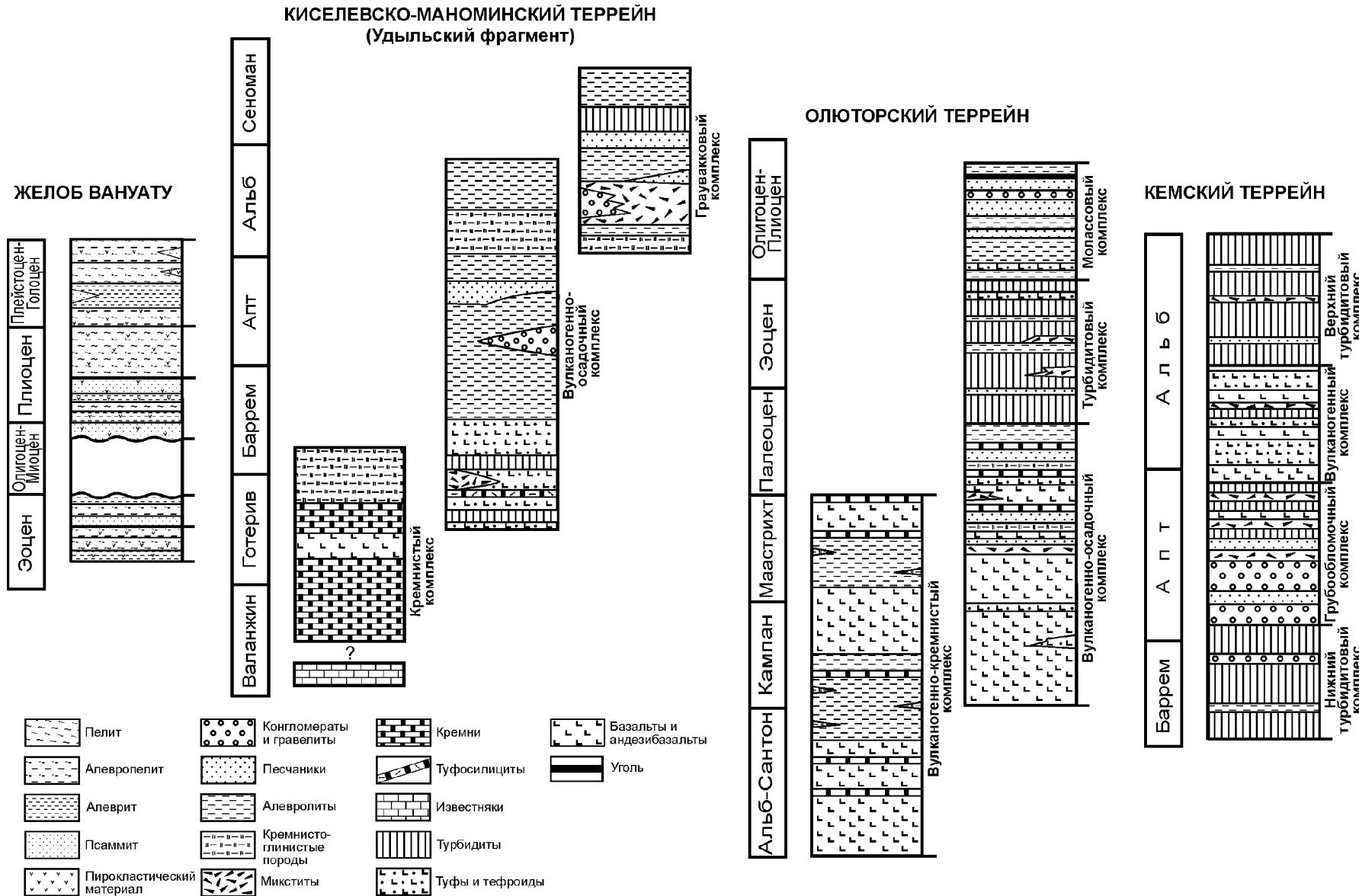


Рис. 2. Сводные литолого-стратиграфические колонки островодужных образований изученных объектов.

ползневых образований. *Грубообломочный комплекс* состоит из мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников, микститов, редких пачек турбидитов, горизонтов подводнооползневых образований и туфов, единичных потоков базальтов. *Вулканогенный комплекс* представлен в основном базальтами, их туфами и тефроидами. Редко встречаются вулканомиктовые песчаники, пачки турбидитов, горизонты подводнооползневых образований и микститов. *Верхний турбидитовый комплекс* состоит из мощных пачек турбидитов, с редкими слоями песчаников, алевролитов, микститов и подводнооползневых образований.

СОДЕРЖАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЯЖЕЛЫХ ОБЛОМОЧНЫХ МИНЕРАЛОВ

На рис. 3 показано соотношение тяжелых обломочных минералов в осадках изученных нами объектов. Средние данные сгруппированы в соответствии с выделенными структурно-вещественными комплексами. Все тяжелые минералы, с известной долей условности, можно разделить на две минералогические ассоциации. В первую, фемическую (вулканическую), входят типичные представители островодужной вулканокластики: орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит, эпидот и оливин. Во вторую, сиалическую (гранитно-метаморфическую), ассоциацию входят циркон, гранат, турмалин, эпидот, апатит, сфен, рутил, анатаз, ильменит, лейкоксен, флюорит, везувиан и корунд.

Глубоководный желоб Вануату мы рассматриваем как эталонный объект, поскольку он непосредственно примыкает к островной дуге, а в его осадках присутствуют практически только минералы фемической (вулканической) ассоциации.

По набору основных минералов среднезоценовые–голоценовые глубоководные осадки жёлоба характеризуются большой однородностью и постоянством [3]. Поскольку, желоб все это время питался главным образом продуктами синседиментационного вулканизма и последующего размыва вулканической дуги, это выражалось в резком преобладании (до 100% общего количества) минералов островодужной вулканокластики – клинопироксенов (30–92%), ортопироксенов (2–43%), магнетита (10–62%), роговой обманки (0,1–17%) и оливина (до 10%). Сиалические минералы представлены только цирконом, сфеном, апатитом, рутилом, ильменитом, лейкоксеном и корундом, которых в сумме составляют не более 2,5% от общего количества тяжелых минералов, что свидетельствует об отсутствии в регионе крупных источников сиалического материала.

В *Удыльском фрагменте Киселевско-Маноминского террейна* содержания тяжелых минералов в различных комплексах существенно различаются [14]. В *кремнистом комплексе* преобладает зеленый клинопироксен (до 79%). С ним ассоциируют другие типичные представители островодужной вулканокластики – ортопироксен (до 5%), роговая обманка (до 25%) и магнетит (до 2%). Гораздо меньше обычных компонентов гранитно-метаморфических пород – циркона (до 9%), граната (до 4%), сфена (до 10%) и апатита (до 5%). Нижняя часть *вулканогенно-осадочного комплекса* отличается наиболее примитивным набором тяжелых минералов – она почти полностью сложена клинопироксеном (71–96%), магнетитом (до 36%), роговой обманкой (до 5%) и ортопироксеном (до 2%). В верхней его части к этим вулканогенным минералам примешивается заметное количество эпидота (до 43%), граната (до 23%), хромита (до 16%), циркона (до 12%), апатита (до 6%), сфена (до 7%) и рутила (до 1%). В различных частях *грауваккового комплекса* соотношения между тяжелыми минералами значительно варьируют. В одних случаях породы обогащены пироксенами (до 56%), амфиболами (до 22%) и эпидотом (до 12%) при низких содержаниях хромита (до 7%), в других – в них высоки содержания хромита (50–94%) в ассоциации с пироксеном (до 37%), и, наконец, в третьих – содержат относительно много циркона (до 40%) и граната (до 22%), сфена (до 11%) и апатита (до 7%).

В *Олюторском террейне* по тяжелым минералам выделяются две минералогические провинции [6, 7, 12]. В *Северной провинции* преобладают минералы островодужной вулканокластики, составляющие до 90% всех тяжелых минералов. Главная роль среди них принадлежит зеленому клинопироксену (до 100%), меньше магнетита (до 55%), роговой обманки (до 30%) и ортопироксена (до 7%). В *Южной провинции* роль фемической островодужной ассоциации по прежнему велика. В ней также доминирует клинопироксен, хотя его существенно меньше (в среднем до 50% и лишь в отдельных пробах до 80%). Довольно высоки содержания магнетита (10–35%), хромита (6–14%), содержания роговой обманки и ортопироксена снижаются до 3–5%. В то же время, в этой провинции значительно больше сиалических минералов – циркона (в среднем до 20%), апатита (до 15%), граната (до 10%), рутила (до 5%), сфена (до 3%) и турмалина (до 3%). Кроме того, здесь встречаются турмалин, сфен, корунд, везувиан, анатаз, ортит, брукит, силлиманит, ставролит, андалузит, дистен и флюорит, которых в Северной провинции нет.

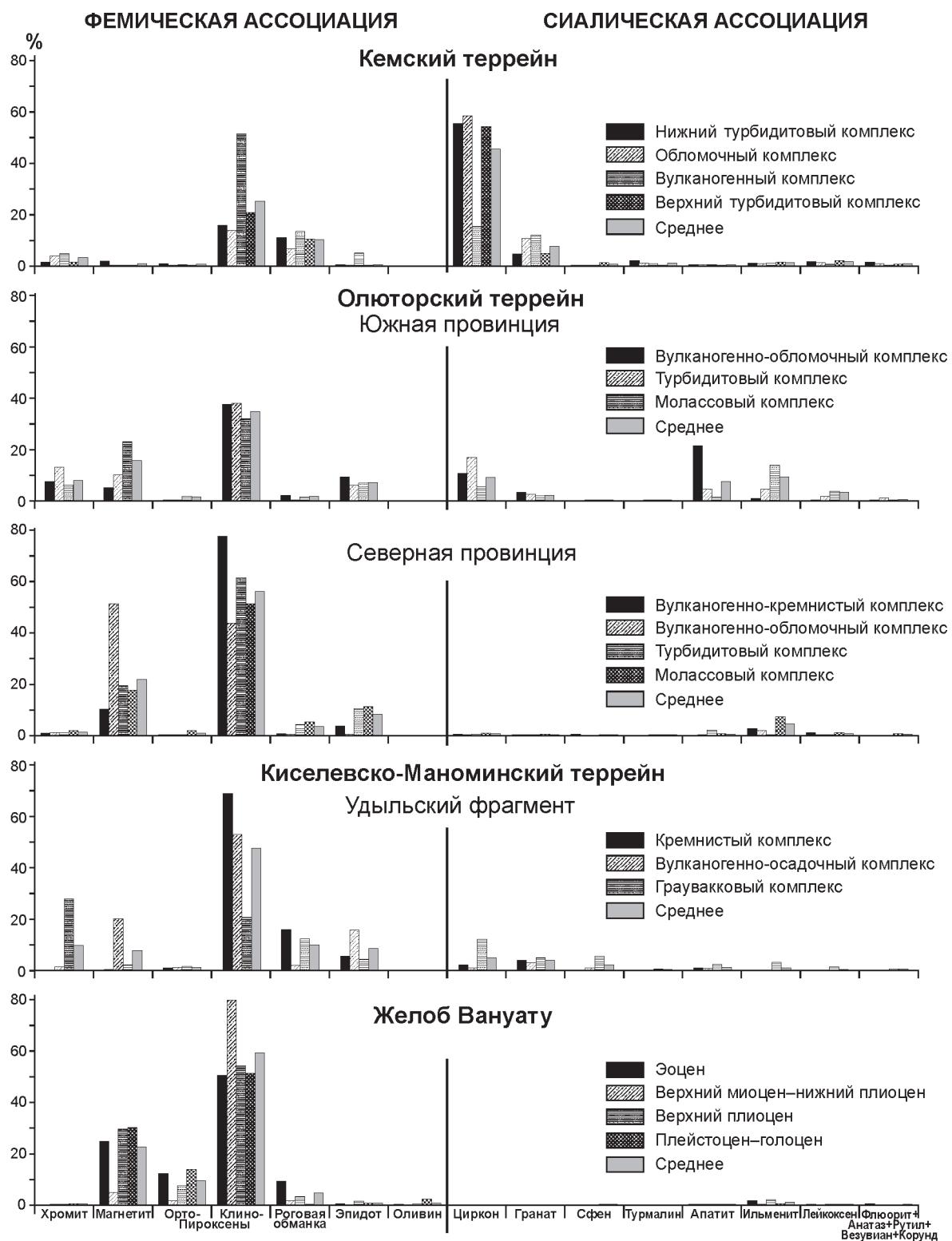


Рис. 3. Распределение тяжелых обломочных минералов в осадочных породах изученных объектов.

В Кемском террейне содержания и пропорции между отдельными минералами в различных комплексах широко варьируют [9, 10, 15]. Минералов фемической ассоциации больше всего в отложениях вулканогенного комплекса – до 99% всех тяжелых минералов. В основном преобладает клинопироксен (до 98%), меньше роговой обманки (до 44%), ортопироксена (до 16%), эпидота (до 11%) и хромита (до 5%). В других комплексах террейна минералов этой ассоциации значительно меньше – в сумме в среднем от 32 до 40%. Содержание клинопироксена в них не превышает 60%, роговой обманки – 30%, ортопироксена – 5% и эпидота – 7%. Основной же минералогической ассоциацией этих комплексов является сиалическая (в среднем до 70% всех тяжелых минералов), куда входят доминирующий циркон (до 96% в отдельных пробах), гранат (до 70%), апатит (до 7%), турмалин (до 19%), рутил (до 4%), сфен (до 3%), а также везувиан, анатаз и корунд, в сумме достигающие 3%.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Имеющиеся минералогические данные интерпретировались на основе актуалистического подхода и результатов изучения современных осадков [16, 27–29 и др.]. В.П. Нечаев выделил ряд минералов-индикаторов, различные соотношения которых дают возможность различать материал различного, в том числе и островодужного, происхождения, среди которого, в свою очередь, образовавшийся при разрушении дуг с энсиалическим либо энсиматическим основанием.

Наличие либо отсутствие, а также взаимодействие континентальной и океанической земной коры в регионе надежно определяется показателем MF-MT-GM (рис. 4).

Индикатором, позволяющим различать тектонические обстановки на конвергентных окраинах плит (островные дуги, активные континентальные окраины и глубоководные впадины внутри океана и в окраинных морях) является соотношение Crx-Opx-Hb, где главная роль принадлежит роговой обманке (рис. 4).

Анализ ассоциаций тяжелых минералов из терригенных пород изученных регионов на диаграммах MF-MT-GM и Crx-Hb-Opx позволяет сделать следующие выводы.

В осадках **глубоководного жалюза Вануату** преобладают обычные фемические минералы вулканических пород (компонент MF на диаграмме MF-MT-GM), к которым примешивается крайне незначительное количество континентального сиалического



Рис. 4. Сравнение соотношения тяжелых обломочных минералов из песчано-алевритовых пород изученных объектов и из современных осадков различных геодинамических обстановок [14, 17, 28].

Суммы содержаний: **MF** – оливина, орто- и клинопироксенов, зеленой роговой обманки; **MT** – эпидота, граната, сине-зеленых амфиболов; **GM** – циркона, турмалина, ставролита, дистена, силлиманита и андалузита. **Opx** – ортопироксен, **Hb** – роговая обманка, **Crx** – клинопироксен.

материала. Положение точек на диаграммах (рис. 4) свидетельствует о накоплении осадков под прямым влиянием энсиматической вулканической островной дуги Вануату [24]. При этом, низкие содержания ортопироксена и роговой обманки (диаграмма Срх-Нв-Орх) свидетельствуют об острых углах конвергенции плит.

Тип вулканического источника питания можно определить по химическому составу некоторых тяжелых обломочных минералов: орто- и клинопироксенов, роговой обманки, хромита и граната, из которых наиболее информативен клинопироксен. По составу клинопироксены из осадков желоба Вануату соответствуют диопсиду, авгиту и, в меньшей степени, салиту (рис. 5, А). Их происхождение определяется на диаграммах, позволяющих с вероятностью более 80% различать пироксены базальтов из различных геодинамических обстановок. На диаграмме Е. Нисбета и Дж. Пирса [30] (рис. 5, Б) большинство клинопироксенообразующих пород соответствуют клинопироксенам базальтов островных вулканических дуг и, частично, клинопи-

роксенам базальтов океанического дна, вероятно входящих в состав основания островной дуги. На диаграмме 1 [25] (рис. 6) все клинопироксены группируются вблизи линий, разграничающей клинопироксены из щелочных внутриконтинентальных базальтов и базальтов океанических островов от всех других нещелочных базальтов. Многие из них формально принадлежат щелочным базальтам, но довольно низкие содержания титана и натрия не позволяют уверенно относить их к этой группе пород. На диаграмме 2, разделяющей нещелочные базальты на базальты MORB и известково-щелочные и толеитовые базальты окраинно-континентальных и островных дуг, все клинопироксены островодужные. Наконец, на диаграмме 3, разграничающей клинопироксены островодужных известково-щелочных и толеитовых базальтов, видно, что источником исследуемых пироксенообразующих пород были как известково-щелочные, так и толеитовые базальты дуги. Островодужный характер роговых обманок демонстрируется на диаграмме 10Ti-Al-Fe [27] (рис. 7, Б), где они, благодаря низким сум-

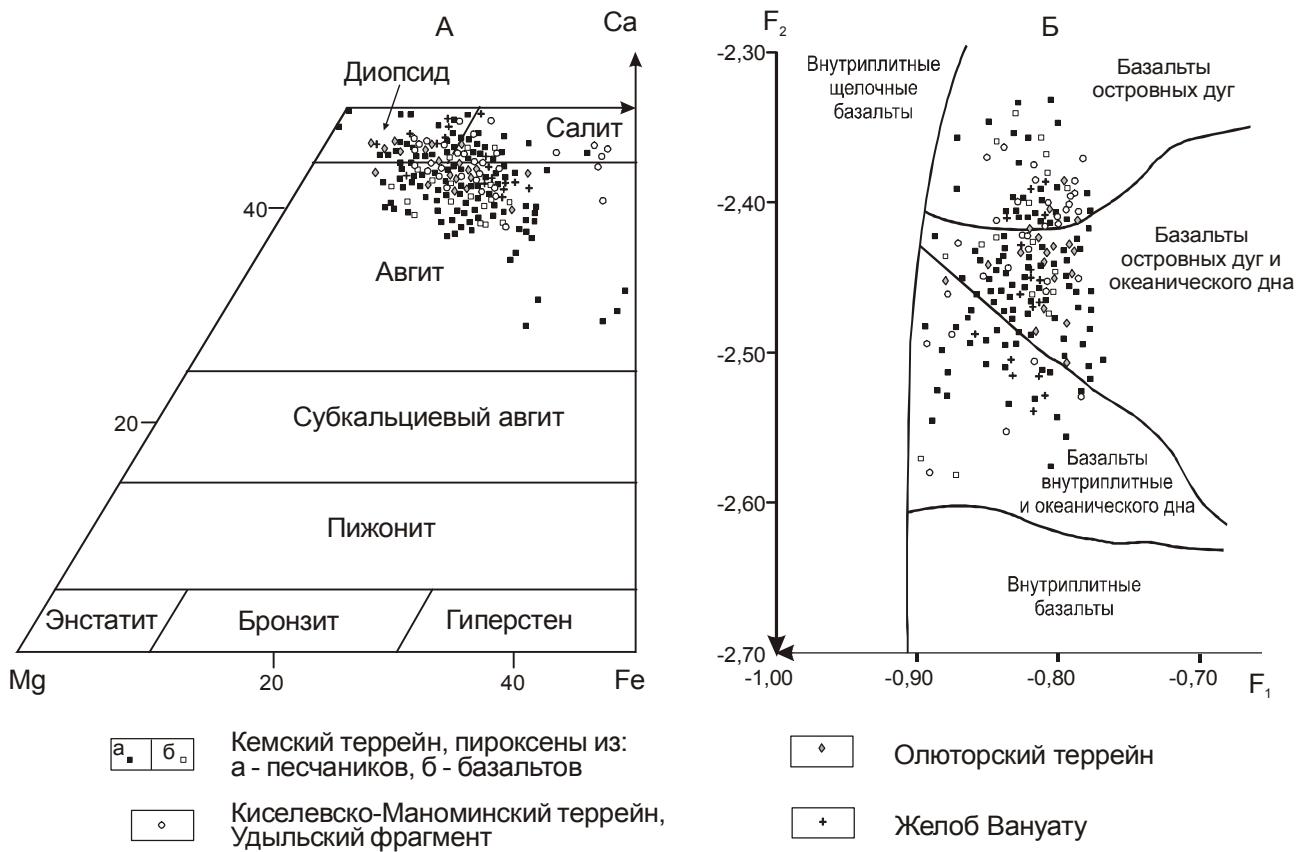


Рис. 5. А – диаграмма составов обломочных клинопироксенообразующих пород из базальтов различных тектонических обстановок [30].

$$\begin{aligned}F_1 &= -0.012 \times \text{SiO}_2 - 0.0807 \times \text{TiO}_2 + 0.0026 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \times \text{FeO} - 0.0026 \times \text{MnO} + 0.0087 \times \text{MgO} - 0.0128 \times \text{CaO} - 0.0419 \times \text{Na}_2\text{O}; \\F_2 &= -0.0496 \times \text{SiO}_2 - 0.0818 \times \text{TiO}_2 - 0.02126 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \times \text{FeO} - 0.1435 \times \text{MnO} - 0.0029 \times \text{MgO} - 0.0085 \times \text{CaO} + 0.0160 \times \text{Na}_2\text{O}.\end{aligned}$$

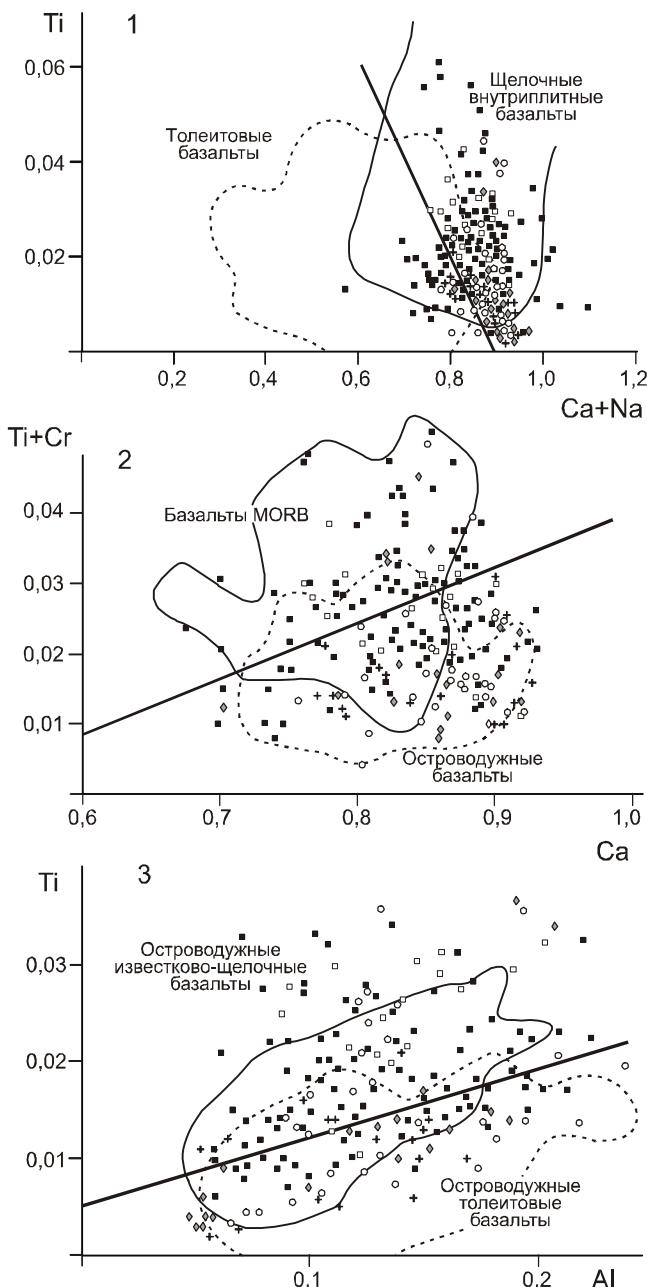


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для клинопироксенов из базальтов различных тектонических обстановок [25].

Поля составов клинопироксенов из различных базальтов показаны соответственно сплошной и пунктирной линиями. Элементы даны в формульных единицах.

Условные обозначения см. на рис. 5.

марным содержаниям хрома и титана, близки амфиболам из основных и средних вулканитов островных дуг.

Таким образом, основным источником тяжелых обломочных минералов среднезоценовых–голоценовых осадков глубоководного желоба Вануату были

известково-щелочные и толеитовые базальты одноименной эпикеанической островной дуги. Осадки накапливались, очевидно, вне зоны какого-либо заметного влияния континентального источника сноса, что выразилось в крайне незначительном содержании в них сиалических минералов.

Анализ ассоциаций тяжелых минералов из **Удильского фрагмента Киселевско-Маноминского террейна** позволяет предполагать несколько источников питания.

Преобладание в кремнистом и вулканогенно-осадочном комплексах примитивной ассоциации тяжелых минералов (компонент MF на диаграмме MF-MT-GM, рис. 4), среди которых доминирует клинопироксен, характерно для островодужной вулканокластики на конвергентных окраинах с острыми углами схождения плит (диаграмма Crx-Hb-Opx) и указывает на прямое влияние энсиматической дуги типа Идзу-Бонинской [14, 17, 29]. При этом, сочетание компонентов MF-MT-GM в кремнистом комплексе наиболее характерно для глубоководных впадин окраинных морей Тихого океана, где основной источник обломочного вещества – островодужная вулканокластика, к которой примешивался материал с континентальной окраины. Вулканогенно-осадочный комплекс рассматривается как кластический шлейф дуги – фрагмент задугового (тылового) прогиба, расположавшегося в непосредственной близости к дуге. Присутствие в верхней части комплекса заметного количества сиалических минералов свидетельствует, что на этом отрезке времени дуга находилась достаточно близко к континентальной окраине.

В граувакковом комплексе соотношения MF-MT-GM и Crx-Hb-Opx (рис. 4) соответствуют вулканической дуге и (или) активной континентальной окраине при малых углах конвергенции плит, на что указывают низкие содержания ортопироксена. Анализ составов клинопироксенов и хромитов свидетельствует о преимущественно островодужной природе терригенного материала (рис. 5; 6; 7, А). Вместе с тем, часть хромитов происходит из офиолитов океанической земной коры, вероятно входивших в состав аккреционной призмы рассматриваемой дуги. Присутствие, иногда в значительных количествах, в отложениях комплекса минералов сиалической ассоциации свидетельствует о заметном влиянии на его формирование сиалического (континентального) источника. Обломочные гранаты этого источника (рис. 7, В) по составу относятся к альмандину и происходят, скорее всего, из размывавшихся метаморфических пород амфиболитовой и даже эклогитовой фаций, хотя кислые интрузивные породы также не исключаются [32].

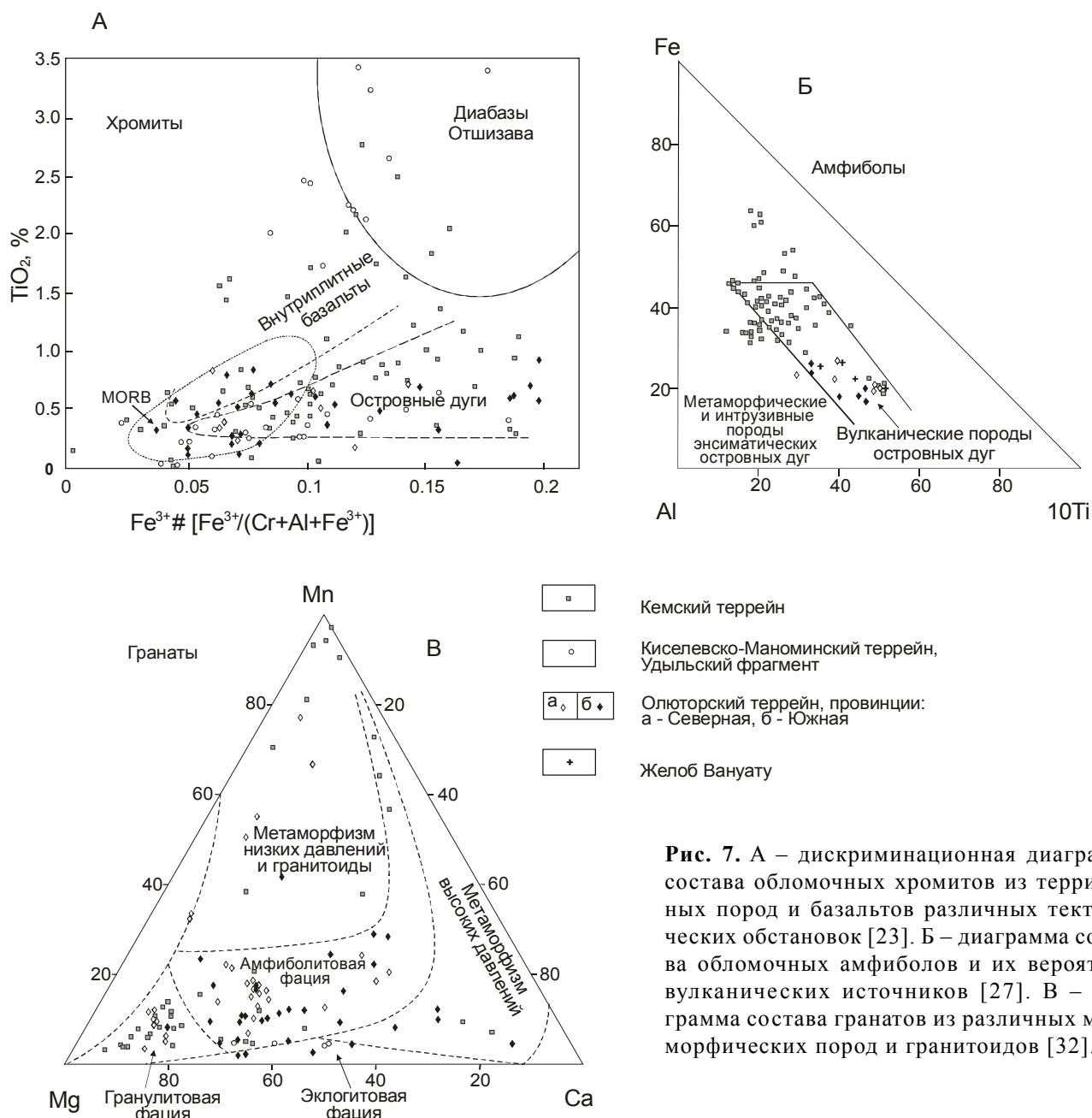


Рис. 7. А – дискриминационная диаграмма состава обломочных хромитов из терригенных пород и базальтов различных тектонических обстановок [23]. Б – диаграмма состава обломочных амфиболов и их вероятных вулканических источников [27]. В – диаграмма состава гранатов из различных метаморфических пород и гранитоидов [32].

Таким образом, область питания Удильского фрагмента Киселевско-Маноминского терреяна была гетерогенной. Основным источником обломочного вещества была вулканокластика, поступавшая с меловой энсиматической Удильской островной дуги, к которой примешивался материал с размывавшейся континентальной окраины и офиолитовых комплексов.

В **Олюторском терреине** господствует фемическая ассоциация тяжелых минералов (компонент MF на рис. 4), роль которой особенно велика в *Северной провинции*. Анализ положения точек на диаграммах MF-MT-GM и Crx-Hb-Opx свидетельствует,

что отложения формировались под непосредственным влиянием энсиматической островной дуги с косой субдукцией (низкие содержания ортопироксена и роговой обманки). При этом, вулканогенно-кремнистый комплекс вероятно накопился в обстановке, соответствующей глубоководным впадинам окраинных морей Тихого океана, где основным источником обломочного вещества была островодужная вулканокластика. Островодужная природа этого источника хорошо подтверждается микрохимическим составом обломочных клинопироксенов, роговых обманок и хромитов, а также их близостью составу тяжелых

минералов из осадков желоба Вануату, источником которых была энсиматическая островная дуга (рис. 5; 6; 7, А, Б). Присутствие среди тяжелых минералов всех комплексов Южной провинции довольно значительного количества минералов сиалической ассоциации (компонент GM) позволяет предполагать также существование и сиалического (континентального) источника обломочного материала, оказывавшего на седиментацию постоянное влияние. Обломочные гранаты этого источника по составу относятся к альмандину ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,49\text{--}22,36\%$, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - 22,10\text{--}37,27\%$) и соответствуют амфиболитовой, гранулитовой и даже эклогитовой фациям метаморфизма (рис. 7, В), что свидетельствует о значительных глубинах и температуре их образования. Этим источником могли быть блоки зрелой континентальной земной коры, в строении которых участвовали глубоко метаморфизованные породы и, вероятно, гранитоиды.

Таким образом, набор и количественные соотношения тяжелых обломочных минералов, а также их микрохимический состав указывают на два типа источников питания бассейнов Олюторского террейна. Доминирующим источником, поставлявшим обломочный материал в бассейны обеих провинций террейна, была разрушающаяся мел-палеогеновая Ачайваемская энсиматическая островная вулканическая дуга [22], а также синседиментационные вулканические процессы. Одновременно с этим источником существовал и другой – внебассейновый сиалический, игравший значительно меньшую роль, но при этом оказывавший заметное влияние на седиментацию в Южной провинции. Судя по большому разнообразию в тяжелой фракции этой провинции типичных гранитно-метаморфических минералов, источником их были блоки континентальной коры, располагавшиеся к югу от Олюторского террейна, возможно на месте современного Берингова моря.

В терригенных отложениях *Кемского террейна* существуют две ассоциации тяжелых минералов – вулканическая и сиалическая. Анализ этих ассоциаций на диаграммах MF-MT-GM и Срх-Нв-Орх (рис. 4) показывает, что их источником могла быть энсиалическая дуга и (или) активная континентальная окраина при малом угле конвергенции плит, на что указывают низкие содержания ортопироксена и роговой обманки. Островодужный характер источника устанавливается микрохимическим составом обломочных клинопироксенов, хромитов и роговых обманок (рис. 5; 6; 7, А, Б). В частности, клинопироксены, образующие на всех диаграммах единое поле, полностью соответствуют клинопироксенам из кемских базальтов, относящихся к высококалиевой из-

вестково-щелочной серии, характерной для тыловых частей островных дуг [18]. Источником минералов сиалической ассоциации, вероятно, был размывающийся фундамент островной дуги, образованный выдвинутым в сторону океана фрагментом континентальной коры. Судя по микрохимическому составу обломочных гранатов (рис. 7, В), относящихся, главным образом, к альмандину и лишь изредка содержащих грессуляровый либо спессартиновый компонент, в его строении участвовали метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций, а также кислые интрузивные породы.

Таким образом, особенности состава и количественные соотношения тяжелых минералов Кемского террейна показывают, что источником обломочного материала была раннемеловая энсиалическая Монерено-Самаргинская островная дуга [8–10], поставлявшая в ее тыловодужный бассейн две контрастные ассоциации тяжелых минералов. Фемическая (вулканическая) ассоциация формировалась за счет островодужной вулканокластики и синхронных вулканических процессов, а сиалическая – продуктов разрушения метаморфических и кислых интрузивных пород, слагавших фундамент дуги.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрены ассоциации и микрохимический состав тяжелых обломочных минералов из различных мел-палеогеновых терригенных комплексов Сихотэ-Алиня и Камчатки, а также из кайнозойских осадков глубоководного желоба Вануату. Обобщение полученных результатов позволило показать островодужную природу этих объектов.

Все тяжелые минералы изученных объектов разделяются на две минералогические ассоциации: фемическую (вулканическую), куда входят типичные представители островодужной вулканокластики, и сиалическую, являющуюся продуктом размыва гранитно-метаморфических комплексов. Анализ ассоциаций тяжелых минералов и их микрохимического состава позволил установить следующие особенности.

В осадках глубоководного желоба Вануату, рассматриваемого нами как объект с эталонной островодужной седиментацией, резко преобладает фемическая (вулканическая) ассоциация, источником которой были продукты синседиментационного вулканизма и размывающиеся известково-щелочные и толеитовые базальты эпиконтинентальной островной дуги Вануату. Каких-либо крупных источников сиалического материала в регионе не было.

Для Удильского фрагмента Киселевско-Маноминского террейна устанавливается гетерогенная об-

ласть питания. Основным источником обломочного вещества была вулканоклассика, поступавшая с меловой энсиматической Удильской островной дуги, к которой примешивался материал с размывавшейся континентальной окраины и офиолитовых комплексов.

В Олюторском террейне выделяются две минералогические провинции, которые питались из контрастных источников. Доминирующим источником, поставлявшим обломочный материал в бассейны обеих провинций, была разрушавшаяся мел-палеогеновая энсиматическая Ачайвайямская островная дуга, а также синседиментационные вулканические сооружения. Одновременно с ними существовал и другой внебассейновый сиалический источник, оказывавший значительно меньшее, но заметное влияние на седиментацию в Южной провинции. Этим источником были блоки континентальной коры, располагавшиеся к югу от Олюторского террейна на месте современного Берингова моря.

В отложениях Кемского террейна наряду с типичными островодужными большую роль играют и минералы сиалической ассоциации. Источником обломочного материала были раннемеловая энсиалическая Монероно-Самаргинская островная дуга, поставлявшая в ее тыловодужный бассейн вулканоклассику и продукты синседиментационного вулканизма, а также размывавшийся фундамент этой дуги, образованный выдвинутым в сторону океана фрагментом континентальной коры.

Таким образом, тяжелые обломочные минералы осадочных пород, количественные соотношения между ними и микрохимический состав некоторых минералов служат индикаторами различных островодужных обстановок и присущих им магматических процессов, а также являются критерием их идентификации в палеобассейнах орогенных областей.

Кроме того, следует отметить, что Западная Палеопацифика в мел-палеогеновое время изобиловала, возможно даже в большей степени, чем в настоящее время, сложно построеннымми энсиматическими и энсиалическими дугами, микроконтинентами и океаническими поднятиями, что указывает на сложный характер конвергентной границы литосферных плит, существовавшей на восточной окраине Азии.

Авторы признательны сотрудникам ДВГИ ДВО РАН В.И. Тихоновой, П.Д. Гасановой, Н.И. Екимовой и И.В. Смирновой за пробоподготовку, минералогические и микрозондовые анализы, выполненные ими на высоком профессиональном уровне.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-96081) и ДВО РАН (проект № 06-III-А-08-317).

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.: Изд-во АН СССР. 1947. 339 с.
- Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Геолого-геофизические исследования в Новогебридском регионе. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1990. 267 с.
- Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постакреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и южной Корякии. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Науч. мир, 2003. 256 с.
- Малиновский А.И., Тихонова В.И., Трушкова Н.В. О двух типах источников сноса при формировании Олюторского прогиба Восточной Камчатки // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 82–88.
- Малиновский А.И. Кайнозойская моласса юга Корякского нагорья. Владивосток: Дальнаука, 1993. 228 с.
- Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В. и др. Нижнемеловые отложения бассейна р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задувового бассейна. // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
- Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П. Состав и обстановки накопления нижнемеловых терригенных пород бассейна р. Кемы (Восточный Сихотэ-Алинь) // Литология и полез. ископаемые. 2005. Т. 40, № 5. С. 495–514.
- 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. 38–59.
- Маркевич П.В., Чудаев О.В. Состав песчаников флиша Сихотэ-Алиня и Камчатки и палеотектонические условия его образования // Докл АН СССР. 1979. Т. 246, № 2. С. 428–431.
- Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Геосинклинальный литогенез на границе континент–океан. М.: Наука, 1987. 177 с.
- Маркевич П.В., Зябрев С.В. Филиппов А.Н., Малиновский А.И. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 70–98.
- Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
- Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
- Нечаев В.П., Деркачев А.Н. Особенности осадконакопления // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 50–66.

17. Нечаев В.П., Маркевич П.В., Малиновский А.И. и др. Геодинамические обстановки накопления меловых отложений Нижнего Приамурья по ассоциациям тяжелых минералов // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 3. С. 14–24.
18. 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.
19. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 92–105.
20. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В. Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 2. С. 88–96.
21. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
22. Шапиро М.Н. Верхнемеловая Ачайвайям-Валагинская вулканическая дуга и кинематика плит в Северной части Тихого океана // Геотектоника. 1995. № 1. С. 52–64.
23. Arai S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // Mineralogical Magazine. 1992. V. 56. P. 173–184.
24. Hanus V., Vanek J. Deep structure of the Vanuatu (New Hebrides) island arc: intermediate depth collision of subducted lithospheric plates // New Zealand J. of Geol. and Geophys. 1983. V. 26. P. 133–154.
25. Leterrier J., Maury R.C., Thonon P. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series // Earth and Planetary Sci. Lett. 1982. V. 59. P. 139–154.
26. Morton A.C., Hallsworth C. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones // Sediment. Geology. 1994. V. 90. N 3/4. P. 241–256.
27. Nechaev V.P. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // Marine Geology. 1991. V. 97. P. 167–190.
28. Nechaev V.P., Ispahring W.C. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate tectonic environments // J. Sed. Petrol. 1993. V. 63, N 6. P. 1110–1117.
29. Nechaev V.P., Derkachev A.N.. Heavy Mineral Assemblages in Quaternary Sediments of the Philippine Sea as Indicators of Subduction / Collision-Related Tectonics. In: Tokuyama H., Shcheka S.A. (Eds.) Geology and Geophysics of the Philippine Sea Floor. Terra Sci. Publish. Co. Tokyo. 1995. P. 215–233.
30. Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 63. P. 149–160.
31. Tanahashi M. Tectonics of the spreading center in the North Fiji Basin // Bull. Geol. Surv. Japan. 1994. V. 45, N 4. P. 173–234.
32. Teraoka Y. 2003. Detrital garnets from Paleozoic to Tertiary sandstones in Southwest Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 2003. V. 54, N 5–6. P. 171–192.

Поступила в редакцию 6 апреля 2006 г.

Рецензент М.И. Тучкова

A.I. Malinovsky, P.V. Markevich

Heavy clastic minerals of the Far-East volcanic island arc assemblages

The paper summarizes the results of the study of heavy clastic minerals from the structurally contrasting Cretaceous-Paleogene terrigenous assemblages of the Sikhote-Alin and Kamchatka as well as Cenozoic sediments of the Vanuatu deep-sea trench. The data obtained have been interpreted on the basis of their comparison with heavy mineral associations of the recent sediments accumulated in the known geodynamic settings. It is shown that heavy clastic minerals of sedimentary rocks, their quantitative relationships, and the chemical composition of some minerals may serve as reliable indicators of different volcanic island-arc environments and related magmatic processes; moreover, they are a fairly reliable criterion for their identification within paleobasins of orogenic areas.

Key words: **heavy minerals, island arc, terrigenous rocks, Early Cretaceous, terrane, geodynamic settings, Far East.**

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ПЛАТИНОИДНАЯ
МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ КВИНУМСКОГО
РУДНОГО ПОЛЯ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

И.А. Тарарин¹, В.М. Чубаров², Е.К. Игнатьев³, С.В. Москалев²

¹*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

²*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

³*ООО “Амур Минералс”, г. Владивосток*

Для медно-никелевых рудопроявлений Квинум-1 и Квинум-2 Квинумского рудного поля, относящихся к наиболее перспективным объектам на медно-никелево-платиноидное оруденение Срединного хребта Камчатки, приведены детальные данные по геологии, минералогии вмещающих метаморфических пород, минералогии сульфидных руд и по распределению в рудах платиноидной минерализации.

Установлено, что прожилково-вкрашенные и сплошные медно-никелевые руды приурочены к амфиболовым перидотитам – кортландитам, образуя в расслоенных кортландит-габброидных массивах невыдержаные по простиранию рудные залежи прожилково-вкрашенных и массивных руд мощностью от первых десятков сантиметров до 5–20 м. Сплошные сульфидные руды обнаружены только в донных частях кортландитовых тел, сменяясь вверх по разрезу прожилково-вкрашенными и вкрашенными рудами. Показано, что главными рудными минералами рудных залежей являются пирротин, халькопирит и пентландит при резко подчиненном количестве пирита, сфалерита, галенита, арсенопирита и лёллингита. Кроме пентландита, к никельсодержащим минералам руд принадлежат сульфоарсениды (герсдорфит), арсениды (никелин) и теллуриды (мелонит) никеля. Установлено, что платиноидная минерализация, представленная антиmonyидами (садберриит) и теллуроисмутидами (майченерит) палладия, количественно преобладающими в медно-никелевых рудах при резко подчиненном развитии арсенита платины (сперрилит), приурочена к апикальным частям залежей сплошных сульфидных руд и зоне перехода в прожилково-вкрашенные руды. Рудные интервалы, обогащенные арсенитами и теллуритами никеля, палладия и висмута, содержат высокопробное самородное золото. Предполагается, что концентрация главных сульфидных минералов и продуктивность платиноидной минерализации рудных залежей в кортландитах обусловлена сложными процессами магматической дифференциации и сульфуризации дифференциаторов ультраосновной магмы под воздействием флюидов, концентрирующихся на фронте кристаллизации массивов и вызывающих расслоение исходных магм с различным содержанием в них серы. Следствием расслоения базит-гипербазитовых массивов под флюидным воздействием является и контрастное разделение платиновых металлов, отражающее неравномерность распределения серы (а также мышьяка, теллура и висмута) в процессе расслаивания расплавов. Продуктивность платиновой минерализации значительно увеличивается с повышением во флюидах, обуславливающих в интрузивах развитие жидкостной несмесимости, роли серы, мышьяка, теллура и висмута, к которым платина и особенно палладий имеют высокое химическое сродство.

Ключевые слова: медно-никелево-платиноидная минерализация, рудопроявления, кортландиты, метаморфические породы, поздний мел, Срединный хребет, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

На восточном побережье Азии широким распространением пользуются сульфидные месторождения и рудопроявления медно-никелевых руд, приуроченные к своеобразным амфиболовым перидотитам – кортландитам, породам, недосыщенным кальцием и

глиноземом [4, 21]. Их спецификой является обилие тел богатых медно-никелевых руд, размеры которых иногда соизмеримы с размерами кортландитовых массивов. Рудоносные массивы обычно представлены роями мелких даек и силлов, нередко обнаруживающих признаки расслоения на базитовую и гипер-

базитовую части, и характеризуются интенсивной автотометасоматической амфиболитизацией. Месторождения и рудопроявления, связанные с кортландитами, широко представлены в Северной Корее, Китае, на Филиппинах и в Приморье. Детальные геологические исследования показали, что Камчатка является одной из перспективных никеленосных провинций России [16, 17, 21, 24].

В Срединном хребте Камчатки выявлены многочисленные небольшие базит-гипербазитовые тела габбро-кортландитовой [22] или перidotит-пироксенит-норитовой [16] формаций, сопровождаемые сульфидными рудопроявлениями комплексных медно-никелевых с платиноидами руд. Среди сульфидных медно-никелевых рудопроявлений Срединного хребта выделено несколько рудных полей: Шанучское,

Дукукское, Кувалорогское и Квинумское. Наиболее перспективными на промышленное медно-никелевое с платиноидами оруденение являются Шанучское и Квинумское рудные поля [3, 16, 20, 21, 24].

Квинумское рудное поле расположено в южной части Срединного хребта на левобережье р. Квинум и занимает площадь порядка 100 кв. км [3, 5, 16, 20, 24]. Здесь закартировано около 20 небольших массивов кортландит-габброидного состава мощностью от первых до 200 метров. С пятью массивами связано сульфидное медно-никелевое оруденение: рудопроявления Квинум-1, Квинум-2, Тундровое, Кортландитовое и Ясное. В статье впервые суммированы новые данные по геологии и минералогии рудопроявлений Квинум-1 и Квинум-2 и охарактеризована зональность сопутствующей платиноидной минерализации рудных тел (рис. 1).

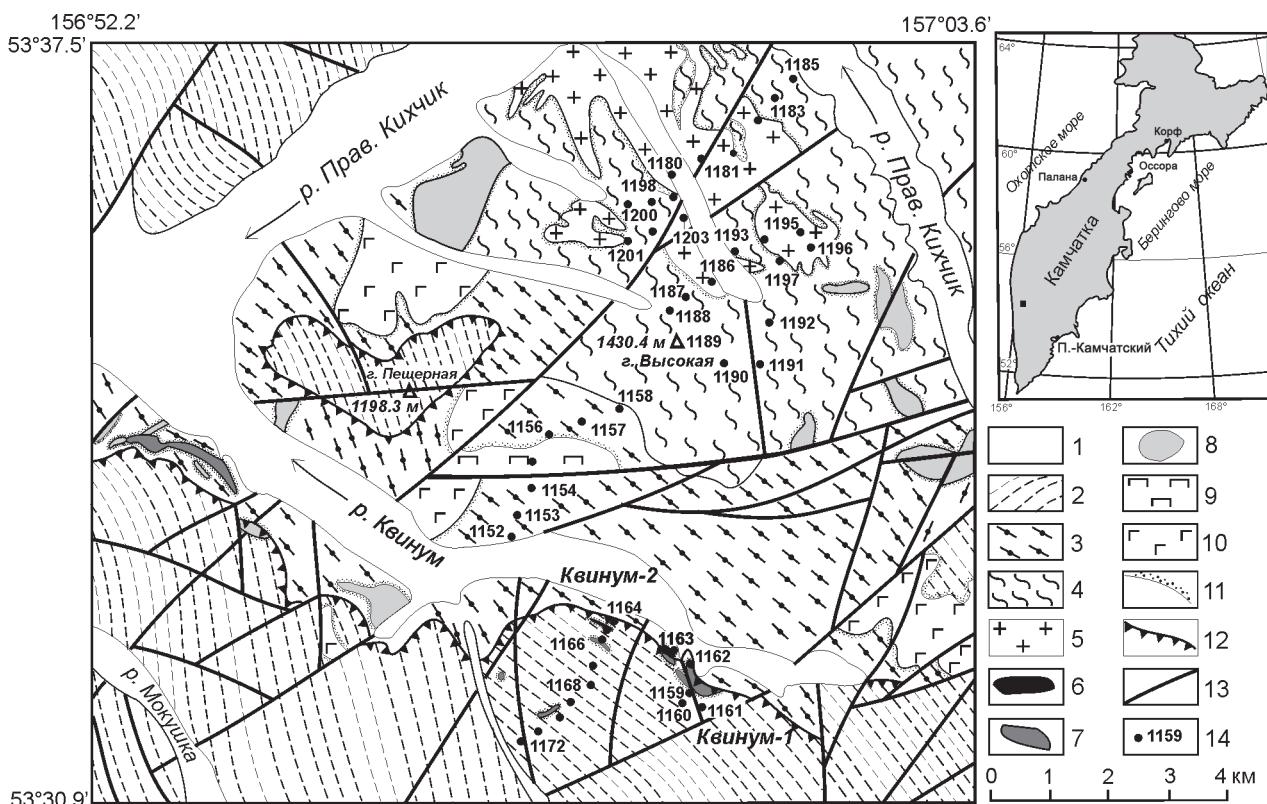


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Квинумского рудного поля юга Срединного хребта (составлена по материалам В.И. Сидоренко). На врезке – местоположение Квинумского рудного поля (черный квадрат).

1 – современные аллювиально-делювиальные отложения; 2–4 – позднемезозойские метаморфические образования (сверху вниз): 2 – хейванская свита – гранат-слюдистые±андалузит кристаллические сланцы, филлиты и слюдистые метапесчаники; 3 – камчатская серия (шихтинская свита) – андалузит-гранат-слюдистые кристаллические сланцы с редкими прослойями амфиболовых сланцев; 4 – колпаковская серия – кианит-гранат-слюдистые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, мигматизированные плагиогнейсы, мигматиты, амфиболиты и гранатовые амфиболиты; 5–10 – интрузивные образования: 5 – крутогоровский комплекс (?) – гнейсированные тоналиты, гранодиориты, реже трондемиты; 6–7 – дукукский комплекс: 6 – кортландиты, горнблендиты, 7 – габбро, габбронориты, габбродиориты; 8 – кольский комплекс – гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, трондемиты; 9–10 – алишорский комплекс: 9 – метапикриты, 10 – метадолериты, метабазальты; 11 – контактовые роговики; 12 – надвиги; 13 – разломы; 14 – точки наблюдения.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Кортландит-габброидные интрузивы, принадлежащие к дукукскому интрузивному комплексу позднего мела, являются возрастными аналогами андриановской свиты Срединного хребта и прорывают богатые органикой апотерригенные метаморфические образования колпаковской и камчатской серий и хейванской свиты малкинской серии позднего мезозоя [5, 18]. Обилие содержащих органику ксенолитов в породах массивов обуславливает широкое развитие в них графита и незначительную окисленность железа породообразующих минералов.

Породы хейванской свиты, залегающие в верхней части метаморфического разреза изученного района (рис. 1), представлены гранат-слюдистыми (\pm ставролит) и андалузит-гранат-слюдистыми кристаллическими сланцами, сменяющимися вверх по разрезу филлитами и слюдистыми песчаниками (рис. 2), свидетельствуя о снижении степени метаморфизма от ам-

фиболитовой ($T=520-580^{\circ}\text{C}$, $P_s=1.4-3.3$ кбар, табл. 1) до биотит-мусковитовой и мусковит-хлоритовой субфаций зеленошланцевой фации. Для отложений свиты характерно тонкое рассланцевание, причем направление сланцеватости и слоистости не совпадает, образуя между собой угол до 30–40 и более градусов. В бассейне р. Квинум первичная слоистость осадочных пород ориентирована в субширотном направлении, на нее наложено интенсивное рассланцевание северо-западного простирания. Несовпадение направлений слоистости и наложенного рассланцевания обуславливают широкое развитие в породах мелких складок, микро- и макробудинажа, многочисленных срывов пластов, особенно характерных для апопсаммитовых разновидностей пород. Породы свиты содержат огромное количество кварцевых жил, линз и обособлений, ориентированных в основном по сланцеватости и так же, как и вмещающие их породы, разбитых на отдельные линзы и блоки, подчеркивая характер дислокационных структур.

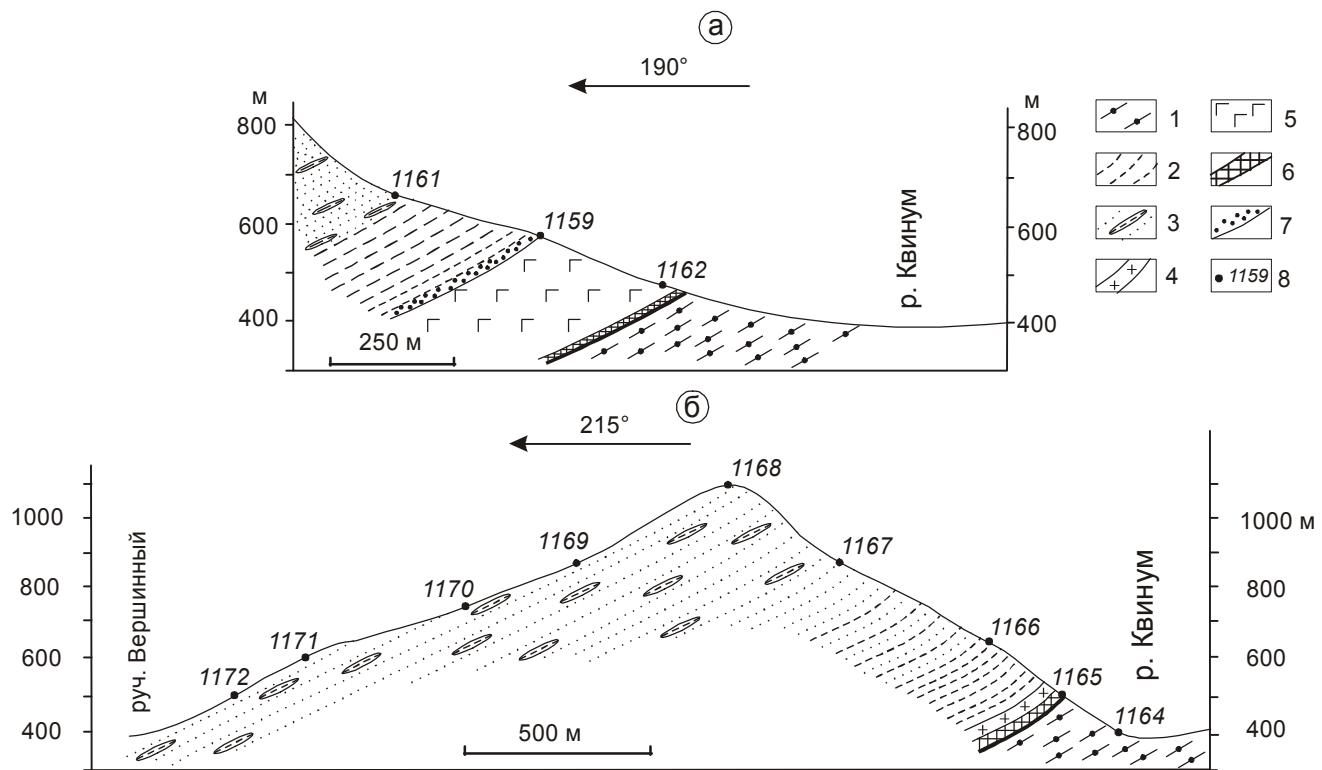


Рис. 2. Схематические геологические разрезы через рудопроявления Квинум-1 (а) и Квинум-2 (б) Квинумского рудного поля

1 – камчатская серия (шихтинская свита) – андалузит-гранат-слюдистые кристаллические сланцы; 2–3 – хейванская свита – гранат-слюдистые ± андалузит кристаллические сланцы, филлиты (2), слюдистые метапесчаники с прослоями филлитов (3); 4 – кольский интрузивный комплекс (?) – рассланцованные аплитовидные граниты; 5–6 – дукукский интрузивный комплекс: габбро, габбронориты (5), kortlandиты, горнблендиты (6); 7 – контактовые роговики; 8 – точки наблюдения.

Таблица 1. Состав минералов (мас. %), температура и давление метаморфизма метаморфических пород хейванской, шихтинской свит и колпаковской серии Квинумского рудного поля.

Образец	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	X _{Mg}	T°C	P _s ·10 ⁸ Па	Парагенезис
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Хейванская свита															
1162/10	Gr _c	37.37	0.00	21.78	31.91	6.14	2.19	1.25	0.00	0.00	100.64	0.093	561 ¹⁾	1.4 ⁸⁾	Gr+Sta+Bi+Pl+Q
	Gr _r	36.85	0.00	21.63	32.41	6.08	2.19	0.99	0.00	0.00	100.15	0.092			
	Bi	34.70	1.46	20.99	19.60	0.13	7.97	0.00	0.28	9.16	94.29	0.419			
	Pl _r	62.70	0.00	23.35	0.13	0.00	0.00	4.60	9.08	0.11	99.97	0.217 ⁹⁾			
	Gr _c	36.44	0.00	21.64	36.85	1.76	2.94	0.90	0.00	0.00	100.53	0.119	520 ¹⁾	2.4 ⁷⁾	Gr+Bi+Mu+Pl+Or+Q
1165/6	Gr _r	36.83	0.00	21.46	35.22	3.18	2.07	1.06	0.00	0.00	99.82	0.088			
	Bi	34.70	1.16	21.21	21.11	0.04	9.13	0.00	0.31	8.85	96.51	0.435			
	Mu	43.75	0.28	36.82	0.84	0.00	0.47	0.00	1.17	9.11	92.44	0.500			
	Pl _r	63.32	0.00	22.95	0.58	0.00	0.00	4.26	9.28	0.12	100.51	0.201 ⁹⁾			
	Gr _c	37.11	0.00	21.59	32.72	5.08	2.08	1.72	0.00	0.00	100.30	0.089	547 ¹⁾	1.3 ^{7)-2.4⁸⁾}	Andl+Gr+Cor+Sta+Bi+Mu+Pl+Q
1204/2	Gr _r	37.18	0.00	21.76	35.52	3.58	2.09	1.07	0.00	0.00	101.20	0.087			
	Bi	34.14	1.47	20.69	21.19	0.06	7.99	0.00	0.35	9.05	94.94	0.401			
	Mu	46.99	0.21	36.06	0.97	0.00	0.74	0.00	0.71	8.50	94.18	0.577			
	Cor	47.99	0.00	33.66	9.86	0.15	6.88	0.00	0.06	0.00	98.60	0.551			
	Pl _r	62.85	0.00	23.62	0.32	0.00	0.00	4.84	8.97	0.12	100.72	0.228 ⁹⁾			
1159	Gr _c	37.58	0.00	21.83	31.40	1.24	5.68	2.17	0.00	0.00	99.90	0.237	587 ¹⁾	3.3 ⁸⁾	Andl+Gr+Bi+Mu+Pl+Q+Ilm
	Gr _r	37.68	0.00	21.69	34.82	1.36	3.14	2.06	0.00	0.00	100.75	0.134			
	Bi	35.88	1.00	21.50	20.02	0.05	9.28	0.00	0.05	9.30	97.08	0.452			
	Mu	45.37	0.30	36.56	1.40	0.00	0.45	0.00	0.51	8.41	93.00	0.365			
	Pl _r	59.03	0.00	26.18	0.98	0.00	0.00	7.48	7.35	0.08	101.10	0.358 ⁹⁾			
Камчатская серия (шихтинская свита)															
1153/1	Gr _c	37.19	0.00	22.00	31.60	4.23	0.97	4.92	0.00	0.00	100.91	0.046	550 ¹⁾	4.5 ⁸⁾	Andl+Gr+Sta+Bi+Mu+Pl+Q+Ilm
	Gr _r	37.02	0.00	22.01	36.43	1.14	1.92	2.70	0.00	0.00	101.22	0.083			
	Sta _r	26.61	0.46	57.40	13.28	0.03	0.89	0.01	0.05	0.00	99.12*				
	Bi	34.58	1.23	21.25	22.25	0.03	7.21	0.00	0.06	9.49	96.10	0.366			
	Mu	46.36	0.26	36.72	1.38	0.00	0.52	0.00	0.64	9.29	95.17	0.402			
1204/1	Pl _r	61.35	0.00	24.45	0.33	0.00	0.00	5.87	8.47	0.23	100.70	0.273 ⁹⁾			
	Gr _c	37.27	0.00	21.64	33.24	4.06	1.98	2.43	0.00	0.00	100.62	0.086	549 ¹⁾	3.3 ^{8)-4.1⁷⁾}	Andl+Gr+Sta+Bi+Mu+Pl+Ilm
	Gr _r	37.09	0.00	21.57	35.03	3.45	2.06	2.03	0.00	0.00	101.23	0.087			
	Sta _r	27.37	0.38	57.15	13.59	0.17	1.15	0.00	0.00	0.00	99.95*	0.129			
	Bi	34.65	1.49	20.66	21.35	0.08	7.95	0.00	0.22	9.10	95.50	0.398			
1180/3	Mu	50.39	0.17	35.30	1.20	0.00	1.17	0.00	0.50	8.79	97.52	0.635			
	Pl _r	61.93	0.00	24.34	0.05	0.00	0.00	5.77	8.41	0.09	100.59	0.274 ⁹⁾			
Колпаковская серия															
Gr _c	37.22	0.00	21.85	36.97	2.06	2.46	1.03	0.00	0.00	101.58	0.101	577 ¹⁾	4.5 ⁷⁾	Gr+Sta+Bi+Mu+Pl+Q	
Gr _r	37.30	0.00	21.77	35.19	3.41	2.04	1.34	0.00	0.00	101.05	0.086				
1180/3	Sta _r	26.79	0.48	57.24	13.52	0.17	1.26	0.00	0.01	0.00	100.13* ³	0.142			
	Bi	34.31	2.15	20.98	21.39	0.03	6.74	0.00	0.06	8.69	94.35	0.359			
	Mu	45.64	0.88	36.28	0.83	0.01	0.46	0.00	0.58	8.99	93.57	0.494			
	Pl _r	64.28	0.00	22.32	0.49	0.00	0.00	3.43	9.79	0.08	100.39	0.162 ⁹⁾			

Таблица 1. Продолжение.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1195	Gr _c	37.46	0.00	21.57	32.23	6.73	1.73	0.90	0.00	0.00	100.62	0.073	581 ¹⁾	-	Gr+Bi+Pl+Or+Q
	Gr _r	37.02	0.00	21.68	31.86	8.26	1.22	0.87	0.00	0.00	100.91	0.051			
	Bi	34.13	2.37	20.29	24.00	0.32	4.99	0.00	0.01	9.81	95.85	0.268			
	Pl _r	63.68	0.00	23.25	0.46	0.00	0.00	3.88	9.96	0.23	101.46	0.175 ⁹⁾			
	Gr _c	37.14	0.00	21.86	35.14	2.62	2.69	1.71	0.00	0.00	101.16	0.113	586 ¹⁾	4.8 ⁸⁾	Ky+Gr+Sta+Bi+Mu+Pl+Q
1201/1	Gr _r	37.11	0.00	21.83	34.46	3.45	2.14	2.09	0.00	0.00	101.08	0.091			
	Sta _r	26.61	0.56	57.24	13.55	0.21	1.86	0.00	0.01	0.00	99.44* ⁴⁾	0.131			
	Bi	34.69	1.82	21.15	22.14	0.65	7.29	0.00	0.06	9.10	96.90	0.363			
	Pl _r	62.81	0.00	23.49	0.31	0.00	0.00	4.93	8.97	0.09	100.60	0.232 ⁹⁾			
1184/3	Bi ¹	35.40	2.69	19.32	18.90	0.14	9.19	0.01	0.06	9.89	95.60	0.462	530 ²⁾	-	Mu+Bi+Pl+Q
	Bi ²	34.13	2.30	20.29	24.00	0.32	4.99	0.00	0.01	9.81	95.85	0.268			
	Mu	45.80	0.83	35.43	0.95	0.05	0.77	0.00	0.41	10.03	94.27	0.579			
	Pl _r	64.05	0.00	22.85	0.06	0.00	0.00	3.73	9.56	0.36	100.61	0.174 ⁹⁾			
1192/4	Gr _c	37.69	0.00	21.73	20.98	11.31	0.48	7.90	0.00	0.00	100.09	0.026	560 ⁵⁾	4.2 ⁵⁾	Gr+Hb+Pl±Or+Ilm
	Gr _r	37.80	0.00	21.58	25.91	4.80	1.27	9.23	0.00	0.00	100.59	0.067			
	Hb _r	44.64	0.74	11.14	20.87	0.27	7.83	10.86	1.60	0.40	98.35	0.398			
	Pl _c	61.14	0.00	24.38	0.19	0.00	0.00	5.96	8.41	0.17	100.25	0.279 ⁹⁾			
1195/4	Pl _r	59.08	0.00	26.28	0.43	0.00	0.00	7.49	7.38	0.05	100.71	0.358 ⁹⁾			
	Gr _c	37.13	0.00	21.22	29.13	2.59	1.45	8.76	0.00	0.00	100.28	0.075	560 ⁶⁾	4.5 ⁽⁷⁾	Gr+Hb+Cum+Pl+Ilm
	Gr _r	37.18	0.00	21.12	31.49	1.53	1.86	7.95	0.00	0.00	101.13	0.091			
	Hb _c	45.55	0.94	10.59	22.29	0.27	7.60	10.24	1.89	0.25	99.62	0.375			
1189	Hbr	44.60	0.54	10.86	21.72	0.20	6.28	10.78	1.36	0.36	96.70	0.338			
	Cum	52.32	0.03	0.88	32.39	0.69	11.30	1.05	0.03	0.00	98.69	0.378			
	Pl _c	60.65	0.00	24.98	0.12	0.00	0.00	6.43	8.01	0.08	100.27	0.306 ⁹⁾			
	Pl _r	59.44	0.00	25.75	0.49	0.00	0.00	7.34	7.49	0.05	100.56	0.350 ⁹⁾			
1189/1	Cpx _c	52.01	0.03	0.92	10.94	0.26	10.85	23.31	0.04	0.00	98.39**	0.633	700 ⁴⁾	-	Cpx+Hb+Pl
	Hb _c	51.28	0.27	5.70	14.74	0.22	12.48	12.09	0.48	0.05	97.31	0.598			
	Hb _r	48.47	0.29	7.55	15.57	0.21	11.64	11.93	0.61	0.08	96.35	0.568			
	Pl _c	45.55	0.00	35.17	0.20	0.00	0.00	17.64	1.42	0.01	99.99	0.872 ⁹⁾			
1189/1	Pl _r	46.11	0.00	34.40	0.23	0.00	0.00	17.01	1.96	0.01	99.72	0.827 ⁹⁾			
	Hb _r	47.58	0.45	9.54	12.83	0.21	13.08	11.54	1.24	0.15	96.62	0.641	575 ³⁾	-	Hb+Pl
	Pl _r	54.92	0.00	28.85	0.38	0.00	0.00	10.93	5.32	0.07	100.47	0.529 ⁹⁾			

Примечание. Температура: ¹⁾ гранат-биотитового [2, 5]; ²⁾ биотит-мусковитового [1], ³⁾ амфибол-плагиоклазового [15], ⁴⁾ клинопироксен-плагиоклазового [14] равновесий, ⁵⁾ температура и давление по экспериментальному амфибол-плагиоклазовому геотермобарометру [15], ⁶⁾ температура по амфибол-плагиоклазовому геотермометру [25]. Давление: ⁷⁾ по гранат-биотит-мусковит-плагиоклазовому и ⁸⁾ по Gr-Pl-Al₂SiO₅ геобарометрам [1]. ⁹⁾ Содержание анортитового компонента в плагиоклазе $X_{An} = Ca/(Ca+Na+K)$. $X_{Mg} = Mg/(Mg+Mn+Fe)$. * В сумму дополнительно включено ZnO (мас. %): 1153/1 – 0.19; 1204/1 – 0.14; 1180/3 – 0.66; 1201/1 – 0.40. ** В сумму дополнительно включено 0.03 % Cr₂O₃. Обр. 1162/10 – гранат-ставролит-биотитовый кристаллический сланец; 1165/6 – гранат-слюдистый кристаллосланец; 1153/1, 1204/1, 1204/2, 1180/3 – гранат-ставролит-слюдистые (±андалузит) кристаллические сланцы; 1159 – андалузит-гранат-слюдистый роговик; 1195 – гранат-биотитовый мигматит; 1201/1 – гранат-ставролит-слюдистый мигматизированный кристаллический сланец; 1184/3 – слюдистый мигматит; 1192/4, 1195/4 – гранатовые амфиболиты; 1189 – клинопироксен-амфиболовый основной сланец; 1189/1 – меланократовый амфиболит. Положение образцов см. на рис. 1. Здесь и в последующих таблицах анализ минералов выполнен на микрозонде Camebax в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

По пологим надвигам образования хейванской свиты надвинуты на кристаллические сланцы камчатской серии (шихтинской свиты). Реликты этого покрова отмечаются на правобережье р. Квинум (г. Пещерная, рис. 1) и в виде “нашлепки” мощностью около 25 м на вершине г. Высокой (не отражено на геологической схеме рис. 1).

Метаморфизованные осадочные породы камчатской серии представлены андалузитсодержащими гранат-ставролит-слюдистыми кристаллическими сланцами, степень метаморфизма которых отвечает условиям амфиболитовой фации ($T=550^{\circ}\text{C}$, $P_s=3.3-4.5$ кбар, табл. 1). Вниз по разрезу серии породы слабо мигматизированы и содержат послойные и реже секущие синметаморфические гранитные и пегматитовые тела.

В междуречье Квинум-Правый Кихчик отложения камчатской серии прорываются интрузивными телами алистоарского (?) интрузивного комплекса – метапикритами и метадолеритами [5], а также массивами тоналитов, гранодиоритов и трондьемитов кольского интрузивного комплекса (рис. 1).

Отложения камчатской серии несогласно перекрывают метаморфические образования колпаковской серии, залегающей в основании метаморфического разреза Срединного хребта. Породы колпаковской серии представлены мигматизированными кианит-гранат-слюдистыми (нередко со ставролитом) плагиогнейсами и мигматитами, содержат тела клинопироксен-амфиболовых основных сланцев, амфиболитов и гранатовых амфиболитов мощностью до 20–50 м и насыщены синметаморфическими гранитами и пегматитами. В колпаковских отложениях отмечаются также крупные интрузивы гнейсированных гранитоидов (тоналитов, гранодиоритов и реже трондьемитов) крутогоровского интрузивного комплекса.

Метаморфизм колпаковской серии данного района отвечает кианитовой минеральной субфации амфиболитовой фации ($T=530-590^{\circ}\text{C}$, $P_s=4.2-4.8$ кбар, табл. 1), что определяет широкое развитие кианита в высокоглиноземистых ассоциациях метаморфических пород. Сходные параметры метаморфизма определены по гранат-амфиболовому геотермометру [25] и по экспериментальному амфибол-плагиоклазовому геотермобарометру [15] для парагенезисов богатых кальцием пород колпаковской серии (табл. 1).

Сравнение физико-химических параметров метаморфизма хейванской свиты, камчатской и колпаковской серий (табл. 1) свидетельствует, что давление (глубинность) метаморфизма постепенно возрастает вниз по разрезу метаморфических образований

Срединного хребта от андалузитовых парагенезисов до кианитовых.

Исходными породами для кристаллических сланцев, филлитов и слюдистых метапесчаников хейванской свиты (табл. 2) служили разнообразные осадочные образования – от монтмориллонитовых глин до доломитистых песчаников и граувакк, при преобладающей роли монтмориллонитовых глин, принадлежащих к натрово-магнезиальному ряду пород умеренной и высокой железистости и высокой глиноземистости [12].

В составе камчатской серии (шихтинской свите) преобладают высокоглиноземистые гранат-слюдистые и андалузит-гранат-слюдистые (\pm ставролит) кристаллические сланцы (табл. 2). Исходными образованиями для них служили гидрослюдистые и монтмориллонитовые глины – породы натрово-магнезиального ряда высокой железистости и глиноземистости, обусловливающих возникновение парагенезисов с гранатом, ставролитом, андалузитом, высокоглиноземистым биотитом и мусковитом.

В колпаковской серии наиболее широким распространением пользуются бедные кальцием ($\text{CaO} \leq 5$ мас. %) апотерригенные породы, содержащие тела богатых кальцием образований – амфиболитов, гранатовых амфиболитов и клинопироксен-амфиболовых основных сланцев. Среди бедных кальцием пород серии преобладают гранат-слюдистые (\pm ставролит, \pm кианит) плагиогнейсы и их мигматизированные разности, исходный состав которых отвечает монтмориллонитовым и гидрослюдистым глинам и реже грауваккам [12]. Общей их петрохимической особенностью является высокая глиноземистость и железистость (табл. 2).

Среди богатых кальцием пород колпаковской серии изученного района наиболее распространены амфиболиты и их гранатовые разности. Эти породы отличаются умеренной железистостью и низкой глиноземистостью (табл. 2). Реконструкция их первичного состава свидетельствует, что исходными породами служили базальты и меньше андезибазальты толеитового и известково-толеитового рядов. Гранатовые амфиболиты района, как и в пределах всей метаморфической зоны Срединного хребта, отличаются высокой титанистостью (табл. 2) и образовались, вероятно, при метаморфизме исходных внутриплитных магматических пород.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КВИНУМ-1 И КВИНУМ-2

Рудопроявления Квинум-1 (рис. 3) и Квинум-2 (рис. 4) расположены в центральной части Квинумского рудного поля, на левобережье среднего течения

Таблица 2. Химический состав метаморфических пород хейванской свиты, камчатской и колпаковской серий Квинумского рудного поля.

Обр.	1159	1159/7	1162/10	1165/6	1173/4	1175/1	1204/2	1166	1174	1153/1	1204/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	55.25	63.50	68.20	64.00	64.00	66.70	63.00	74.10	66.40	54.10	63.30
TiO ₂	1.25	0.74	0.69	0.82	0.92	0.74	0.92	0.38	0.62	1.08	0.90
Al ₂ O ₃	20.28	18.95	15.58	15.82	17.28	15.14	15.64	11.00	15.51	23.00	15.27
Fe ₂ O ₃	4.54	2.76	3.65	3.83	5.18	4.50	5.00	1.62	3.15	7.44	6.49
FeO	4.08	3.17	1.90	3.52	1.62	1.94	2.60	1.41	2.32	0.92	1.06
MnO	0.18	0.09	0.08	0.08	0.07	0.28	0.09	0.05	0.06	0.08	0.07
MgO	1.79	0.78	1.28	2.83	3.44	2.64	2.93	2.02	2.24	1.76	3.57
CaO	3.09	2.00	2.04	1.16	1.43	1.09	2.05	1.76	1.91	2.46	2.05
Na ₂ O	3.00	1.90	3.30	3.00	1.35	2.50	2.48	3.60	3.25	2.80	2.48
K ₂ O	1.56	2.56	2.00	2.61	2.55	2.61	2.50	2.40	2.15	3.40	2.35
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.28	0.25	0.41	0.14	0.33	0.13	0.22	0.35	0.33
П.п.п.	4.51	3.00	1.09	2.06	1.56	1.59	2.31	1.50	2.00	2.60	2.12
Сумма	99.73	99.64	100.09	99.98	99.81	99.87	99.85	99.97	99.83	99.99	99.99
Rb	28	89	34	62	47	84	50	49	67	111	53
Sr	447	292	449	146	128	197	150	282	295	315	251
Ba	877	634	967	753	754	2357	706	662	569	628	611
Zr	226	242	208	168	193	140	197	165	114	260	214
Y	28	31	26	25	27	22	28	21	22	32	25
Nb	19	26	29	23	20	19	25	10	15	30	23
La	9	49	43	50	34	h.o.	34	25	32	50	33
Ce	28	80	24	43	54	8	52	45	31	88	53
Nd	h.o.	13	10	21	11	h.o.	13	3	3	27	12
Ni	48	88	65	119	98	75	59	56	57	58	91
Co	22	40	26	46	31	31	18	22	20	16	22
Cr	152	118	114	229	181	96	113	93	97	108	155
V	130	154	118	162	168	151	119	87	111	163	126
Cu	101	89	20	25	30	82	20	50	72	30	86

Обр.	1180/3	1201/1	1180	1195	1199	1184/3	1192/4	1195/4	1180/1	1189
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	66.30	66.50	73.80	64.50	68.90	72.50	49.40	50.00	49.50	52.20
TiO ₂	0.76	0.90	0.53	0.65	0.68	0.62	2.26	2.91	0.77	1.07
Al ₂ O ₃	15.80	14.50	12.35	16.60	13.60	13.05	17.12	10.65	15.37	16.90
Fe ₂ O ₃	2.53	2.94	1.10	2.25	4.00	1.65	4.58	5.41	3.80	4.50
FeO	3.03	3.73	2.04	2.04	1.69	1.62	8.10	12.67	3.87	3.52
MnO	0.05	0.08	0.05	0.10	0.07	0.05	0.20	0.26	0.14	0.15
MgO	1.70	2.83	2.73	2.37	2.83	2.30	4.30	6.51	8.86	3.04
CaO	1.40	1.98	0.61	3.37	1.84	1.36	8.66	7.98	11.59	15.28
Na ₂ O	2.80	2.65	2.70	4.55	3.17	2.65	4.00	3.17	2.70	1.52
K ₂ O	2.75	2.05	2.83	1.95	1.94	2.05	0.20	0.07	0.10	0.10
P ₂ O ₅	0.24	0.40	0.12	0.24	0.06	0.12	0.55	0.40	0.33	0.18
П.п.п.	2.60	1.33	1.10	0.94	1.00	2.00	0.61	-	2.93	1.37
Сумма	99.97	99.89	99.96	99.56	99.78	99.97	99.98	100.03	99.96	99.83
Rb	64	53	68	45	53	83	h.o.	4	h.o.	h.o.
Sr	228	251	255	224	248	225	331	216	139	157
Ba	836	611	1146	314	561	60.3	423	59	22	6
Zr	199	214	166	335	166	150	158	220	35	63
Y	26	25	16	45	22	23	37	45	18	24
Nb	27	23	22	28	24	20	5	9	0	63
La	20	33	20	55	24	31	h.o.	16	11	11
Ce	45	53	36	88	45	53	20	32	18	18
Nd	h.o.	12	h.o.	35	h.o.	h.o.	0	13	h.o.	3
Ni	56	71	107	13	70	19	114	39	158	70
Co	17	24	60	8	39	6	55	36	42	39
Cr	112	127	120	22	225	106	248	28	458	225
V	114	120	107	86	102	104	131	134	105	102
Cu	25	20	59	22	35	60	73	20	35	

Таблица 2. Продолжение.

Обр.	1189/1	1180/9	1181/1	1200	1165/4	1159/1	1178	1154/3	1155/5	1157/2
	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	51.10	73.10	71.10	72.10	76.00	53.50	54.20	44.30	43.55	43.85
TiO ₂	1.11	0.53	0.66	0.53	0.18	0.46	0.69	0.08	0.38	0.26
Al ₂ O ₃	14.16	13.48	13.80	10.00	11.66	17.40	14.10	3.76	9.95	8.56
Fe ₂ O ₃	4.27	1.50	3.00	1.94	1.51	3.44	3.87	8.20	4.54	5.15
FeO	4.93	1.76	0.56	2.04	0.63	2.60	3.24	1.06	5.63	4.79
MnO	0.17	0.04	0.05	0.08	0.04	0.14	0.12	0.24	0.21	0.23
MgO	9.00	1.36	2.34	1.51	0.82	6.05	9.50	29.73	22.39	24.01
CaO	11.73	1.50	1.02	2.11	1.16	8.78	8.08	1.70	6.31	5.63
Na ₂ O	2.65	3.08	3.08	4.50	5.50	3.75	3.00	0.00	0.30	0.00
K ₂ O	0.04	2.15	2.72	3.65	1.72	1.55	0.50	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.15	0.24	0.11	0.35	0.11	0.24	0.45	0.16	0.19	0.30
П.п.п.	0.70	1.15	1.43	1.08	0.65	2.00	1.95	10.19	6.03	7.00
Сумма	100.01	99.89	99.87	99.89	99.98	99.91	100.00	99.42	99.48	99.78
Rb	н.о.	54	110	101	20	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Sr	175	234	293	329	102	645	385	60	101	58
Ba	17	521	1244	749	479	251	246	н.о.	7	10
Zr	55	113	198	191	224	41	66	н.о.	н.о.	н.о.
Y	19	22	24	21	34	19	17	13	16	13
Nb	5	17	27	20	20	н.о.	7	н.о.	1	2
La	9	24	45	24	25	9	20	9	10	8
Ce	13	35	51	48	58	15	30	5	7	5
Nd	9	7	15	2	9	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ni	85	27	39	38	8	268	105	548	383	463
Co	42	10	11	16	5	63	36	63	55	54
Cr	292	110	135	75	12	67	183	1194	863	729
V	97	101	120	109	27	79	106	42	84	71
Cu	101	45	20	40	15	124	66	20	40	72

Примечание. 1–9 – хейванская свита: 1 – андалузит-гранат-слюдистый роговик, 2–7 – гранат-слюдистые±ставролит±андалузит±кордиерит кристаллические сланцы, 8 – биотитовый кристаллический сланец, 9 – хлорит-серицитовый филлит; 10–11 – камчатская серия (шихтинская свита) – андалузит-гранат-ставролит-слюдистые кристаллические сланцы; 12–22 – колпаковская серия: 12–16 – гранат-слюдистые±ставролит±кианит мигматизированные плагиогнейсы, 17 – мусковит-биотитовый плагиогнейс, 18–19 – гранатовый амфиболит, 20–21 – клинопироксен-амфиболовый основной сланец, 22 – амфиболит; 23–25 – гнейсированные гранитоиды крутогоровского (?) интрузивного комплекса; 26 – рассланцованный биотит-мусковитовый аплитовидный гранит кольского(?) интрузивного комплекса; 27–28 – диафторированные габброиды дукукского интрузивного комплекса; 29–31 – алистоцерский(?) интрузивный комплекс: метапикриты (29–30), метадолерит (31). Петрогенные элементы (мас. %) определены весовым химическим методом, рассеянные компоненты (г/т) – рентгено-радиометрическим и количественным спектральным методами.

р. Квинум и приурочены к небольшим силлообразным интрузивам габбро-кортландитового состава, локализованным в пределах пологой надвиговой зоны субширотного простирания, прослеживающейся между отложениями хейванской свиты и камчатской серии. Общая протяженность массивов порядка 1000 м при мощности от первых метров на флангах интрузивных тел до 200 м в их центральных частях.

Контакты интрузивных тел преимущественно тектонические с зонами тектонического меланжа, рассланцевания и развалицевания пород. Вмещающие породы хейванской свиты на контакте с массивами ороговикованы и иногда сильно пиритизированы. Мощность зон ороговикования редко превы-

шает первые метры. Во внутренних частях контактовых ореолов вмещающие кристаллические сланцы превращены в сильно пиритизированные андалузит-гранат-слюдистые роговики, плагиоклаз которых характеризуется более высоким содержанием аортитовой молекулы, а гранат – пониженной железистостью и марганцовистостью по сравнению с минералами исходных кристаллических сланцев (обр. 1159, табл. 1). Температура контактового метаморфизма достигает 600°C.

Для массива Квинум-1 характерно двухслойное строение, выражющееся в наличии ультраосновных пород – кортландитов (рис. 3), слагающих нижние части расслоенного массива, и основных пород –

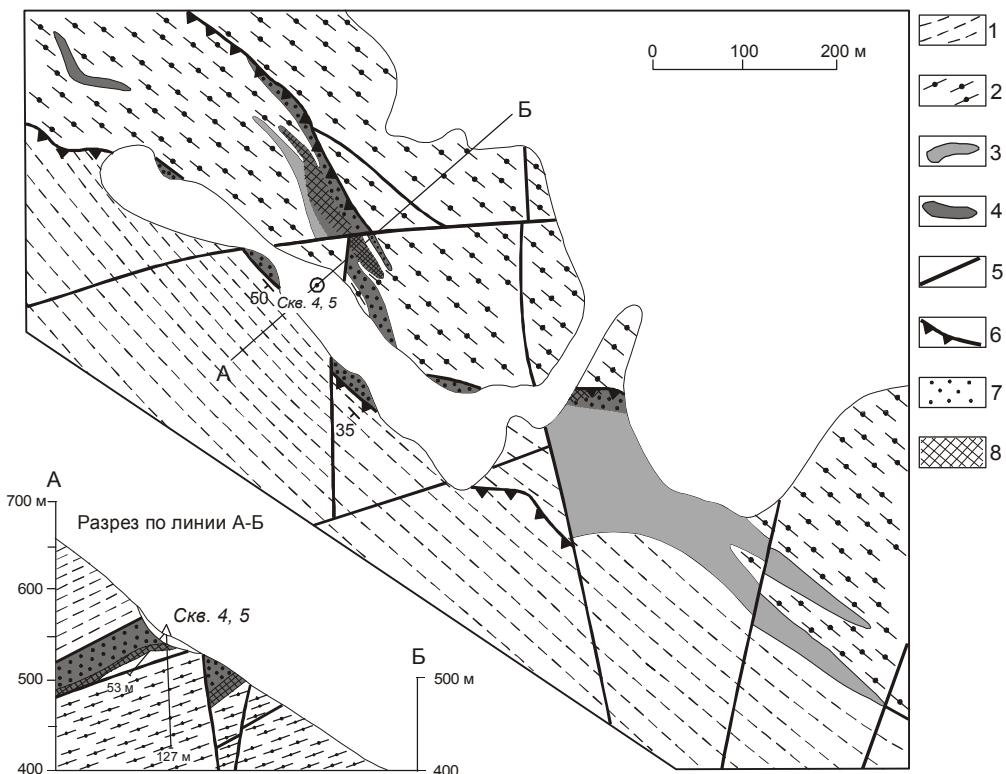


Рис. 3. Схематический геологический план и разрез по линии А-Б рудопроявления Квинум-1.

1 – хейванская свита – гранат-слюдистые±андалузит кристаллические сланцы, филлиты, слюдистые метапесчаники; 2 – камчатская серия (шихтинская свита) – андалузит-гранат-слюдистые кристаллические сланцы; 3–4 – дукукский интрузивный комплекс: габбро, габбронориты, габбродиориты (3), кортландиты, горнблендиты (4); 5–6 – тектонические нарушения: разломы (5), пологие надвиги (6); 7–8 – медно-никелевые руды: бедные вкрапленные (7), богатые массивные и прожилково-вкрапленные (8).

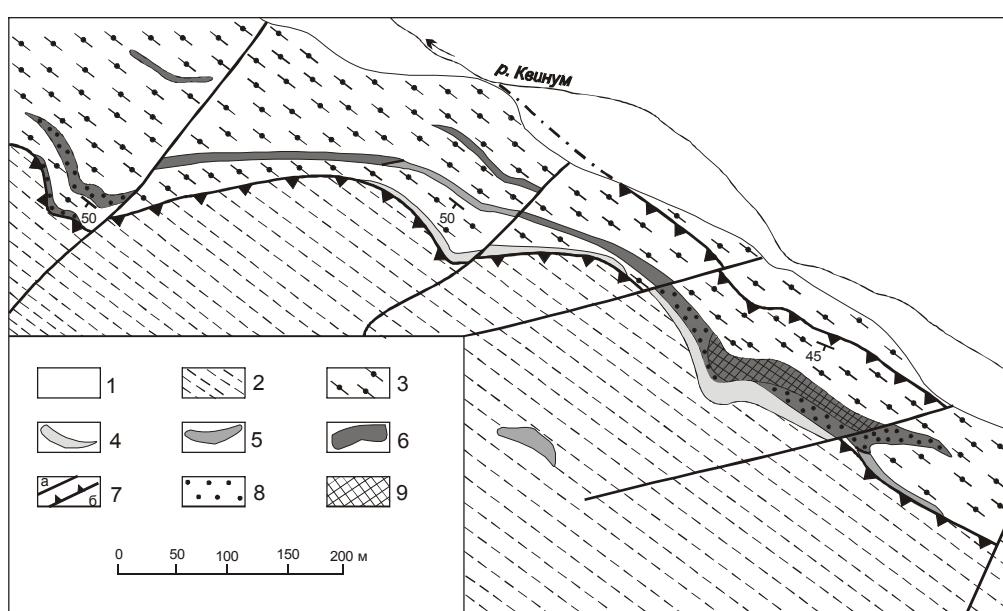


Рис. 4. Схематический геологический план рудопроявления Квинум-2.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – хейванская свита – гранат-слюдистые±андалузит кристаллические сланцы, филлиты, слюдистые метапесчаники; 3 – камчатская серия (шихтинская свита) – андалузит-гранат-слюдистые кристаллические сланцы; 4 – кольский интрузивный комплекс (?) – рассланцованые аплитовидные граниты; 5–6 – дукукский интрузивный комплекс: габбро, габбронориты (5), кортландиты, горнблендиты (6); 7 – тектонические нарушения: разломы (а), пологие надвиги (б); 8–9 – медно-никелевые руды: бедные вкрапленные (8), богатые массивные и прожилково-вкрапленные (9).

габбро и габброноритов, залегающих в верхней части интрузивного тела. Строение массива сложное, неоднородное. Его юго-восточная часть и висячий бок центральной части сложены преимущественно габброноритами и клинопироксен-амфиболовыми среднезернистыми габбро, сменяющимися в сторону лежачего бока меланократовыми габбро, содержащими невыдержаные тела кортландитов мощностью от первых десятков сантиметров до 5–20 м. В северо-западном направлении массив расщепляется на две ветви (нижнюю и верхнюю мощностью от 10–15 до 40–50 м), сложенные сильно измененными амфиболовыми перидотитами, сменяющимися в сторону висячего бока плагиоклазовыми перидотитами, а затем амфиболовыми габбро. В этих двух линейно вытянутых интрузивных телах Нижнем и Верхнем выявлено три залежи богатых прожилково-вкрашенных медно-никелевых руд, а в одной из них в пределах Верхнего массива еще и залежь массивных брекчированных руд мощностью до 2.5 м [16, 20], опробованных скв. 4 и 5 (рис. 3).

В 1.2 км к северо-западу от рудопроявления Квинум-1 расположено рудопроявление Квинум-2 (рис. 1, 4), представленное линейно вытянутой пластовой залежью сильно измененных кортландитов мощностью около 20 м [16]. Кортландиты содержат вкрашенность, гнезда и прожилковые выделения сульфидов, из которых преобладает пирротин. Наиболее богатое сульфидное оруденение, представленное массивными рудами мощностью около 2.0–2.5 м, приурочено к донной части кортландитового тела этого рудопроявления. Вверх по разрезу массивные сульфидные руды сменяются прожилково-вкрашенными и вкрашенными. Самая верхняя часть кортландитового тела практически лишена сульфидной минерализации.

Возраст интрузивных образований рудопроявлений Квинум-1 и Квинум-2 по данным Sm–Nd и Rb–Sr изотопии равен 65–67 млн лет [9]. Возраст Кувалорогского интрузива, расположенного юго-восточнее рудопроявлений Квинумского рудного поля, по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного метода составляет 57.2 ± 1.4 млн лет, а конкордия по данным U–Pb SHRIMP метода соответствует возрасту 50.8 ± 1.4 млн лет [6]. Подобная большая разница возрастных определений обусловлена использованием для анализа минералов разных фаз формирования Кувалорогского массива (амфибола и биотита главной фазы массива и циркона – из самых поздних гибридных его дифференциатов).

МИНЕРАЛОГИЯ КОРТЛАНДИТОВ

Амфиболовые перидотиты – кортландиты – изученных рудопроявлений подверглись мощным автометасоматическим процессам изменения и практически нацело преобразованы в тальк-тремолит (актинолит)-хлоритовый агрегат, содержащий реликты магматического амфибола – паргасита, чермакита или чермакитовой роговой обманки [по 23], иногда оливина, хромовой шпинели и ильменита. В расположеннем западнее рудопроявления Тундровом обнаружены слабо измененные разности кортландитов, первичный состав которых включает оливин, паргасит, хромовую шпинель и резко подчиненное количество клино- и ортопироксена (табл. 3). Ортопироксен редко сохраняется в амфиболовых перидотитах, обычно полностью замещаясь куммингтонитом. В зоне перехода к вышелегающим габброидам в амфиболовых перидотитах появляется небольшое количество основного плагиоклаза.

Магматический амфибол кортландитов – паргасит или чаще чермакит и чермакитовая роговая обманка (отличие чермакита и чермакитовой роговой обманки от паргасита – в дефиците щелочей в позиции A) (табл. 4) – в значительном мере замещены хлоритом и актинолитом (рис. 5). Этот тренд замещения первичного амфибола характерен как для рудных, так и безрудных интервалов кортландитов и одинаков как для пород в целом, так и для отдельных кристаллов амфибола.

В таблице 5 приведены средние составы биотита, куммингтонита, хромовой шпинели и ильменита кортландитов изученных рудопроявлений. Хромовая шпинель характеризуется повышенным содержанием цинка. Наличие цинковых шпинелей является специфической особенностью минерального состава сульфидных медно-никелевых руд и вмещающих их базит-гипербазитовых интрузий многих медно-никелевых месторождений Центральной Камчатки [19].

СУЛЬФИДНАЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВО-ПЛАТИНОИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Сульфидная минерализация образует в измененных кортландитах Квинумского рудного поля линзовидные залежи сплошных массивных и прожилково-вкрашенных медно-никелевых руд протяженностью от 150 до 500 м при мощности от первых до 5–20 м. Габброиды расслоенных массивов, как правило, рудной минерализации практически не содержат, за исключением бедной вкрашенности пирротина и пирита.

Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы минералов слабо измененных кортландитов (обр. 3776) рудопроявления Тундровое, Квинумское рудное поле [20].

Компонент	Ol (n=9)	Opx (n=3)	Cpx (n=3)	Hb (n=5)	Spl (n=14)	Pl* (n=2)
SiO ₂	39.11	52.92	49.10	40.71	0.00	57.10
TiO ₂	0.00	0.21	0.83	2.88	0.44	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	4.79	7.28	15.79	30.56	27.92
Cr ₂ O ₃	0.00	0.51	0.39	0.10	30.82	0.00
Fe ₂ O ₃					6.00	
FeO	15.89	8.87	5.07	6.90	23.33	0.02
MnO	0.06	0.06	0.06	0.08	0.34	0.00
MgO	44.88	29.22	14.65	15.13	8.41	0.00
NiO	0.31	0.03	0.00	0.04	0.09	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.00
CaO	0.06	1.38	19.76	10.49	0.00	8.79
Na ₂ O	0.00	0.03	0.77	3.23	0.00	6.34
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.69	0.00	0.04
Сумма	100.31	98.02	97.86	96.04	100.31	100.21
X _{Mg}	0.834	0.854	0.837	0.796	0.343	-
X _{An}	-	-	-	-	-	0.433
Wo	-	2.8	44.8	-	-	-
En	-	83.1	46.2	-	-	-
Fs	-	14.1	9.0	-	-	-
Si	0.985	1.893	1.832	5.963	-	2.549
Ti	-	0.006	0.023	0.317	0.081	-
Al	-	0.202	0.320	2.729	8.830	1.470
Cr	-	0.014	0.011	0.011	5.966	-
Fe ³⁺	-	-	-	0.374	1.106	-
Fe ²⁺	0.335	0.265	0.158	0.471	4.770	0.001
Mn	0.001	0.002	0.002	0.010	0.071	-
Mg	1.685	1.557	0.814	3.302	3.068	-
Ni	0.006	0.001	-	0.004	0.018	-
Zn	-	-	-	-	0.059	-
Ca	0.002	0.053	0.790	1.646	-	0.420
Na	-	0.002	0.056	0.917	-	0.549
K	-	-	-	0.128	-	0.002

*Плагиоклаз появляется в кортландитах в зоне перехода к вышележащим габброидам.

Примечание. Расчет формульных единиц произведен: Ol – на 8 (O), Cpx, Opx – на 6 (O), Hb – на 23 (O), Spl – на 32 (O), Pl – на 8(O). Fe²⁺, Fe³⁺ в амфиболе (паргасите) рассчитано по формуле: Fe³⁺=Al^{IV}-Al^{VI}-2Ti-Na(A)-K(A)+Na(M₄). Fe²⁺, Fe³⁺ в шпинели определено согласно стехиометрической формуле. X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe), X_{An}=Ca/(Ca+Na+K). n – количество анализов.

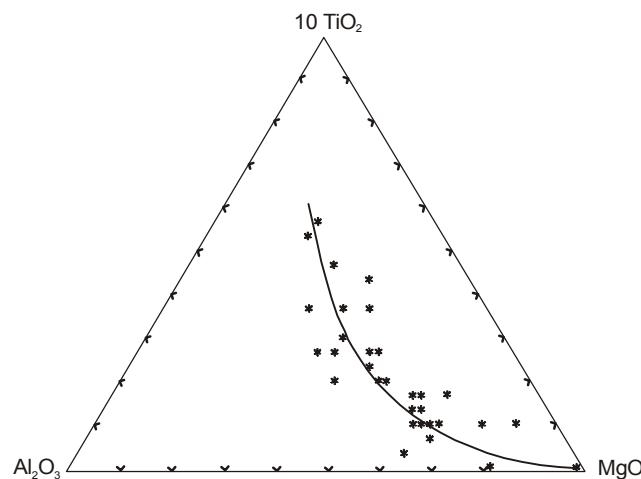


Рис. 5. Тренд изменения магматических амфиболов кортландитов рудопроявлений Квинум-1 и Квинум-2 (использованы мас. % элементов; общее число анализов 150).

С поверхности руды рудных тел в значительной степени окислены и выщелочены с образованием железной шляпки. Рудные тела изучены канавами и расчистками и опробованы двумя скважинами (скв. 4 и 5, рис. 3), вскрывшими в верхней части рудного тела слабо выщелоченные прожилково-вкрашенные руды, а в его подошве – массивные сульфидные руды мощностью 2.2–2.5 м.

Минеральный состав сульфидных руд рудных залежей одинаков и типичен для подобных медно-никелевых месторождений других регионов. Сплошные и прожилково-вкрашенные руды характеризуются парагенезисом пирротина, пентландита и халькопирита, составляющими в сумме более 90 % от общего количества рудных минералов. Значительно меньшим распространением среди сульфидов

Таблица 4. Представительные микрозондовые анализы реликтовых амфиболов из кортландитов рудопроявлений Квинум-1 и Квинум-2.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	Среднее (n=8)
SiO ₂	41.93	42.34	41.77	41.62	42.54	41.68	42.47	42.71	42.13
TiO ₂	3.34	3.16	3.11	3.01	3.00	2.82	2.49	2.45	2.92
Al ₂ O ₃	14.51	13.34	13.91	14.99	14.07	13.18	14.70	14.30	14.13
Cr ₂ O ₃	0.02	0.10	0.07	0.01	0.12	0.11	0.45	0.46	0.17
FeO	12.16	10.14	10.77	12.20	9.26	9.82	9.56	9.80	10.46
MnO	0.11	0.07	0.14	0.08	0.16	-	0.09	0.08	0.10
MgO	12.03	13.07	12.20	11.50	12.51	12.91	12.93	12.53	12.46
NiO	0.03	-	0.01	0.02	0.05	-	-	-	0.03
CaO	10.62	10.82	11.01	10.94	11.15	10.50	10.93	11.00	10.87
Na ₂ O	1.42	1.30	1.33	1.37	1.42	2.18	1.52	1.42	1.50
K ₂ O	0.88	0.87	0.76	0.83	0.84	0.87	0.87	0.82	0.84
Сумма	97.05	95.21	95.08	96.57	95.12	94.07	96.01	95.57	95.61
X_{Mg}	0.638	0.697	0.669	0.627	0.707	0.701	0.707	0.695	0.680
на 23 (O)									
Si	6.199	6.299	6.247	6.164	6.310	6.289	6.249	6.316	6.255
Ti	0.371	0.354	0.349	0.335	0.335	0.320	0.276	0.273	0.326
Al	2.531	2.342	2.454	2.619	2.463	2.347	2.552	2.495	2.475
Cr	0.003	0.012	0.008	0.001	0.014	0.013	0.052	0.054	0.020
Fe ³⁺	0.392	0.362	0.296	0.361	0.136	0.233	0.354	0.279	0.314
Fe ²⁺	1.112	0.899	1.051	1.150	1.012	1.006	0.822	0.933	0.012
Mn	0.013	0.009	0.018	0.010	0.020	-	0.011	0.010	0.985
Mg	2.650	2.898	2.719	2.538	2.765	2.903	2.835	2.755	2.757
Ni	0.004	-	0.001	0.003	0.006	-	-	-	0.004
Ca	1.682	1.725	1.764	1.736	1.772	1.698	1.723	1.743	1.729
Na	0.407	0.375	0.385	0.393	0.408	0.638	0.434	0.407	0.432
K	0.166	0.165	0.145	0.157	0.159	0.168	0.164	0.155	0.159

Примечание. Амфиболы, по номенклатуре [23]: 1, 3, 4 – чермакит, 2, 5, 7, 8 – чермакитовая роговая обманка, 6 – паргаситовая роговая обманка. $X_{Mg} = Mg/(Fe+Mg)$.

Таблица 5. Средние составы куммингтонита, биотита, хромшпинели и ильменита из кортландитов рудопроявлений Квинум-1 и Квинум-2.

Компонент	Куммингтонит (n=38)	Биотит (n=6)	Хромшпинель (n=12)	Ильменит (n=11)
SiO ₂	56.30	38.86	-	-
TiO ₂	0.05	1.22	0.52	49.39
Al ₂ O ₃	0.18	15.67	15.30	-
Cr ₂ O ₃	-	0.43	45.27	-
FeO	18.77	13.96	36.72	45.18
MnO	0.48	0.19	0.72	3.45
MgO	20.50	8.67	1.30	0.20
ZnO	-	-	1.28	-
CaO	0.99	-	-	-
Na ₂ O	0.03	0.19	-	-
K ₂ O	0.01	8.67	-	-
Сумма	97.31	94.82	101.11	98.22
X_{Mg}	0.661	0.669	-	-

Примечание. n – число анализов.

пользуются пирит, сфалерит, галенит, арсенопирит и лёллингит (впервые отмечается в рудах Камчатки). Апикальные части рудных залежей массивных руд обогащены сульфоарсенидами и теллуридами никеля, теллуридами и антимонидами висмута и палладия, содержат самородное золото и реже – арсенид платины – сперрилит. В центральных частях рудных залежей содержание этих минералов обычно незначительное.

Пирротин – главный рудный минерал прожилково-вкрапленных и массивных сульфидных руд – распространен по всему рудному интервалу рудопроявлений Квинумского рудного поля. В рудах присутствует пирротиновый твердый раствор (моносульфид) и безникелистый пирротин с “пламеневидными” включениями пентландита. Обе разновидности наблюдаются в виде выделений размером от первых микрон до 10 и более миллиметров. Состав пирротина изменяется довольно значительно: Fe – 52.7–59.9 %, Ni – 0–7.0 %, S – 36.7–40.2 % (табл. 6) и может содержать незначительную примесь меди (до 0.5 %) и мышьяка (до 3 %). Для кристаллов пирротина характерна четкая зональность, выражаясь в снижении концентрации никеля от центра к периферии зерен. Наиболее поздняя генерация пирротина, наблюдаемая в виде реликтовых включений в прожилках пирита, содержит примесь меди (до 0.2–0.3 %). В зоне окисления пирротин интенсивно замещается виоларитом.

Халькопирит по распространенности в рудах уступает только пирротину и характеризуется довольно выдержаным составом (табл. 6). Он кристаллизуется несколько позднее пирротина и пентландита, иньецирует массивные руды и дает непосредственные переходы к метасоматическим рудам, приуроченным к kontaktам рудных залежей и вмещающим породам. Халькопирит обычно содержит включения сфалерита, галенита, сульфоарсенидов и теллуридов никеля, теллуридов и антимонидов висмута и палладия и самородное золото.

Пентландит является главным никельсодержащим минералом сплошных и прожилково-вкрапленных руд, ассоциирует с пирротином и халькопиритом и нередко содержит в своем составе кобальт (до 1 %), медь (до 9 %) и серебро (до 12 %) (табл. 7). Он образует самостоятельные выделения размером от 1–2 мкм до 10 и более миллиметров. Как и пирротин, пентландит замещается виоларитом (табл. 6), однако эти процессы проявлены только в зоне окисления руд.

Сфалерит встречается только в халькопирите в виде мелких выделений изометричной формы. В его

Таблица 6. Средние составы рудных минералов из массивных и прожилково-вкрапленных рудопроявлений Квинумского рудного поля [20].

Элемент	Пирротин (n=92)	Халькопирит (n=53)	Пентландит (n=44)	Никелин (n=53)	Герсдорфит (n=34)	Сульфоарсенид никеля (n=7)	Мелонит (теллурид никеля) (n=2)	Лёллингит (n=3)	Салбериит (n=3)	Майченерит (n=5)	Сперрилит (n=8)	Самородное золото (n=7)	Виоларит (n=24)
Fe	59.14	30.40	29.13	1.04	1.54	0.39	0.35	28.21	0.47	-	-	1.84	21.99
Ni	1.83	0.14	37.38	45.20	34.22	31.12	16.83	0.31	-	0.74	-	-	31.88
Co	-	-	0.42	0.14	0.29	0.08	0.60	-	-	-	-	-	0.88
Cu	-	35.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	39.19	34.54	32.90	0.29	18.80	6.52	-	1.77	-	-	0.37	-	39.96
As	-	-	-	55.02	45.49	63.44	-	71.83	-	-	-	42.97	-
Sb	-	-	-	0.22	0.24	-	0.29	-	-	52.03	1.65	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.18	44.89	-	-
Te	-	-	-	0.16	0.13	-	82.24	-	-	0.78	27.55	-	-
Pd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	44.76	22.68	-	-
Pt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	54.27	-	-
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12.55	-
Au	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	85.52	-
Сумма	100.16	100.19	99.83	101.55	100.71	101.55	100.31	102.12	99.22	97.50	98.01	101.40	99.70

Примечание. n – число анализов. Сульфоарсенид никеля принадлежит к минералам лёллингит-саффлорит-раммельсбергитового ряда. Виоларит – вторичный минерал, замещающий пирротин, пентландит и меньше халькопирит.

Таблица 7. Представительные микрозондовые анализы кобальт-, медь- и серебросодержащего пентландита рудных залежей Квинумского рудного поля.

Элемент	Кобальтсодержащий пентландит					Медьсодержащий пентландит	Серебросодержащий пентландит			
	Fe	Ni	S	Co	Cu		32.22	34.10	33.12	33.39
Fe	26.22	27.04	28.95	28.37	28.35	28.71	32.22	34.10	33.12	33.39
Ni	39.44	38.39	36.89	36.08	31.06	27.04	20.42	20.82	20.67	21.60
S	32.68	33.00	32.46	32.77	33.11	33.55	31.85	31.81	31.72	31.35
Co	0.91	0.93	1.10	1.30	0.41	0.35	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	6.34	9.50	2.21	0.80	1.56	0.23
Ag	-	-	-	-	-	-	12.09	11.84	12.00	12.38
Сумма	99.25	99.35	99.40	98.52	99.27	99.15	99.79	99.37	99.07	98.95

Таблица 8. Представительные микрозондовые анализы сфалерита и галенита сульфидных руд рудопроявлений Квинумского рудного поля.

Элемент	Сфалерит					Галенит		
	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe	6.75	8.60	8.53	8.60	8.77	1.42	0.30	0.51
S	33.91	33.18	32.29	33.33	33.20	12.76	12.42	13.12
Zn	59.82	52.99	54.14	53.54	51.41	-	-	-
Cu	0.94	1.96	1.00	1.83	2.21	-	-	-
Cd	-	2.88	2.99	3.20	3.53	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	84.83	82.43	85.83
Bi	-	-	-	-	-	-	3.58	-
Сумма	101.42	99.61	98.95	100.50	99.12	99.01	98.73	99.46

составе отмечается незначительная примесь меди и кадмия (табл. 8).

Галенит в сульфидных рудах распространен достаточно широко, но никогда не образует значительных скоплений. Как и сфалерит, он встречается только в виде очень мелких (до 10–20 мкм) включений в халькопирите, ассоциируя также с теллуридами никеля. Более крупные кристаллы галенита наблюдаются только среди силикатных минералов кортландитов. Иногда в галените отмечается примесь висмута (табл. 8).

Кроме пентландита, никельсодержащими минералами в рудах являются сульфоарсениды (герсдорфит и Со-герсдорфит, содержащий до 16.4 % кобальта, а также минералы из группы леллингит-саффлорит-раммельсбергитового ряда), арсениды (никелин) и теллуриды (мелонит) никеля (табл. 6). **Мелонит** впервые установлен в рудах рудопроявления Квинум-1 и ранее в медно-никелевых рудах Камчатки не отмечался [20]. **Никелин** обладает довольно выдержаным составом (табл. 6), но может содержать незначительную примесь Sb (до 0.22 %), Te (до 0.16 %) и Co (до 0.14 %). **Герсдорфит и Со-герсдорфит** обычно наблюдаются в виде каемок вокруг зерен никелина или минералов леллингит-саффлорит-раммельсбергитового ряда. Все эти минералы,

а также антимониды (**садберииит**), теллуровисмутиды (**майченерит**) палладия и **теллуровисмутит** приурочены к апикальным частям залежей сплошных сульфидных руд и зонам их перехода в прожилково-вкрашенные руды. Реже они наблюдаются в породах контактового ореола в виде мельчайших (около 10–30 мкм) таблитчатых зерен, приуроченных к халькопириту [20].

Основным платиносодержащим минералом руд является арсенид платины – **сперрилит** (табл. 6), но количественно он резко уступает по распространенности антимонидам и теллуровисмутидам палладия, являющимся главными минералами металлов платиновой группы рудопроявлений Квинумского рудного поля [20].

Самородное золото обычно для изученных сульфидных медно-никелевых руд и приурочено к участкам, обогащенным арсенидами и теллуридами никеля, палладия и висмута. Золото представлено мелкими (5–20 мкм) пластинчатыми выделениями в халькопирите, является довольно высокопробным и содержит примесь меди и железа (табл. 6). Повышенное содержание железа и меди обусловлено, вероятно, небольшими размерами зерен золота и возбуждением (захватом) этих элементов из вмещающего их халькопирита [20].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Группа сульфидных медно-никелевых рудопроявлений, расположенных в южной части Срединного хребта Камчатки примерно в 130 км к северо-западу от Петропавловска-Камчатского и объединенных в Дукук-Кувалорог-Квинумский рудный узел площадью около 500 км², является по прогнозным оценкам одним из крупнейших объектов Камчатки на сульфидное платиноидно-медно-никелевое оруденение [3, 16, 20, 24]. Наиболее продуктивным на промышленное сульфидное оруденение является Квинумское рудное поле.

Прожилково-вкрашенные и сплошные медно-никелевые руды рудопроявлений Квинум-1 и Квинум-2 Квинумского рудного поля локализованы в амфиболовых перидотитах – кортландитах, образуя в перидотит-габброидных расслоенных массивах невыдержаные по простирианию рудные залежи мощностью от первых десятков сантиметров до 5–20 м. Массивы характеризуются пластообразной формой и отчетливой расслоенностью от кортландитов в основании через их плагиоклазовые разновидности к габроноритам и клинопироксен-амфиболовым габбро в кровле. Массивы прорывают обогащенные органикой метаморфизованные осадочные породы хейванской свиты и камчатской серии позднего мела и содержат большое количество ксенолитов вмещающих пород, что обуславливает широкое распространение в интрузивных образованиях графита и незначительную окисленность железа их породообразующих минералов (из оксидов встречается только ильменит).

Главные рудные минералы массивных и прожилково-вкрашенных руд – пирротин, пентландит и халькопирит при резко подчиненном количестве пирита, сфалерита, галенита, арсенопирита и лёллингита. Кроме пентландита, никельсодержащими минералами в рудах являются сульфоарсениды (герсдорфит), арсениды (никелин) и теллуриды (мелонит) никеля [20].

Платиноидная минерализация приурочена к верхним частям залежей сплошных сульфидных руд, к зоне перехода к прожилково-вкрашенным рудам и реже наблюдается в породах контактового ореола. Эти же интервалы рудных тел, обогащенных арсенидами и теллуридами никеля, палладия и висмута, содержат высокопробное самородное золото. В центральных частях рудных залежей содержание платиноидов и золота незначительно. Платиноидная минерализация представлена антимонидаами (садберийит) и теллуровисмутидами (майченитом) палладия, количественно преобладающими в

рудах, при резко подчиненном развитии арсенида платины (сперрилита).

Предполагается, что концентрация главных сульфидных минералов и продуктивность платиноидной минерализации рудных залежей в кортландитах обусловлена сложными процессами магматической дифференциации и сульфуризации дифференциатов ультраосновной магмы под воздействием флюидов, концентрирующихся на фронте кристаллизации массивов и вызывающих расслоение исходных магм с различным содержанием в них серы [10, 11]. Следствием расслоения базит-гипербазитовых массивов под флюидным воздействием является и контрастное разделение платиновых металлов, отражающее неравномерность распределения серы в процессе расслаивания расплавов. Для хромитоносной гипербазитовой формации офиолитовых комплексов характерна иридий-рутений-осмиеовая минерализация, сменяющаяся платиновой, а затем и палладиевой в массивах базитовой формации [10]. Эта смена платиновых металлов отвечает последовательному возрастанию химического сродства металлов к сере (а также мышьяку и другим элементам) согласно коэффициентам их распределения между сульфидным и базитовым расплавами. Продуктивность платиновой минерализации значительно увеличивается с повышением во флюидах, обусловливающих в интрузивах развитие жидкостной несмесимости, роли серы, мышьяка, теллура и висмута, к которым платина и особенно палладий имеют высокое химическое сродство.

Так как кристаллизация изученных расслоенных массивов Квинумского рудного поля распространяется снизу вверх, поэтому наиболее богатая платиноидная минерализация приходится на верхние части массивных руд рудных залежей кортландитовых тел и зону перехода к прожилково-вкрашенным рудам, аналогично, например, рифу Меренского в Бушвельдском массиве [8, 10].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для медно-никелевых рудопроявлений Квинум-1 и Квинум-2 Квинумского рудного поля, относящихся к наиболее перспективным объектам на медно-никелево-платиноидное оруденение Срединного хребта Камчатки, приведены детальные данные по геологии, минералогии вмещающих метаморфических пород, минералогии сульфидных руд и по распределению в рудах платиноидной минерализации.

Установлено, что прожилково-вкрашенные и сплошные медно-никелевые руды приурочены к ам-

фиболовым перидотитам – кортландитам, образуя в расслоенных кортландит-габброидных массивах дуккского интрузивного комплекса позднего мела не выдержаные по простиранию рудные залежи прожилково-вкрапленных и массивных руд мощностью от первых десятков сантиметров до 5–20 м. Сплошные сульфидные руды обнаружены только в донных частях кортландитовых тел, сменяясь вверх по разрезу прожилково-вкрапленными и вкрапленными рудами.

Показано, что главными рудными минералами рудных залежей являются пирротин, халькопирит и пентландит при резко подчиненном количестве пирита, сфалерита, галенита, арсенопирита и лёллингита. Кроме пентландита, к никельсодержащим минералам руд принадлежат сульфоарсениды (герсдорфит), арсениды (никелин) и теллуриды (мелонит) никеля.

Установлено, что платиноидная минерализация, представленная антимонидами (садберийит) и теллуромисмутидами (майченерит) палладия, количественно преобладающими в медно-никелевых рудах при резко подчиненном развитии арсенида платины (сперрилита), приурочена к апикальным частям залежей сплошных сульфидных руд и зоне перехода в прожилково-вкрапленные руды. Рудные интервалы, обогащенные арсенидами и теллуридами никеля, палладия и висмута, содержат высокопробное самородное золото. В центральных частях рудных залежей содержание платиноидов и самородного золота незначительно.

Предполагается, что концентрация главных сульфидных минералов и продуктивность платиноидной минерализации рудных залежей в кортландитах обусловлена сложными процессами магматической дифференциации и сульфуризации дифференциатов ультраосновной магмы под воздействием флюидов, концентрирующихся на фронте кристаллизации массивов и вызывающих расслоение исходных магм с различным содержанием в них серы [10, 11]. Следствием расслоения базит-гипербазитовых массивов под флюидным воздействием является и контрастное разделение платиновых металлов, отражающее неравномерность распределения серы (а также мышьяка, теллура и висмута) в процессе расслаивания расплавов. Продуктивность платиновой минерализации значительно увеличивается с повышением во флюидах, обусловливающих в интрузивах развитие жидкостной несмесимости, роли серы, мышьяка, теллура и висмута, к которым платина и особенно палладий имеют высокое химическое сродство.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность сотруднику Территориального агентства по недропользованию по Камчатской области и Корякскому автономному округу В.И. Сидоренко за помощь при изучении геологии медно-никелевых рудопроявлений Квинумского рудного узла Камчатки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобарометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
2. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма / Л.Л.Перчук, И.В.Лаврентьева, Л.Я.Аранович, К.К.Подлесский. М.: Наука, 1983. 198 с.
3. Горячев Н.А., Родионов С.М., Раткин В.В. и др. Металлогенические пояса и рудные районы Востока России. Квинумский металлогенический пояс. Геодинамика,магматизм и металлогенез Востока России. Кн. 2 / Ред. А.И.Ханчук. Владивосток: Дальнавака, 2006. 841 с.
4. Зимин С.С. Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. 90 с.
5. Карта полезных ископаемых Камчатской области 1:500 000 / Ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патока, Б.А. Марковского и др. СПб: ВСЕГЕИ, 1999.
6. Конников Э.Г., Чубаров В.М., Травин А.В. и др. Время проявления никеленосной норит-кортландитовой формации на востоке Азиатского континента // Геохимия. 2006. № 5. С. 564–570.
7. Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Фазовое соответствие в системе биотит-гранат: экспериментальные данные // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 3. С. 731–734.
8. Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В. Месторождения платиновых металлов. СПб: Недра, 2002. 298 с.
9. Ланда Э.А., Марковский Б.А., Беляцкий Б.В. и др. Возраст и изотопные особенности альпинотипных зональных расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов Камчатки // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 6. С. 812–815.
10. Маракушев А.А. Происхождение месторождений платиновых металлов и их экспериментальное моделирование. Платина России. Т. II. Кн. 1. / Ред. В.П.Орлов. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1995. С. 49–63.
11. Маракушев А.А., Панеях Н.А., Зотов И.А. и др. Медно-никелевое месторождение Джинчунь в Китае и зависимость платиноносности гипербазитов от их щелочности // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 42, № 5. С. 440–458.
12. Мишкин М.А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981. 196 с.
13. Округин В.М., Полетаев В.А., Чубаров В.М.. Шанучское рудное поле. Геодинамика,магматизм и металлогенез Востока России. Кн. 2. / Ред А.И.Ханчук. Владивосток: Дальнавака, 2006. С. 575–576.
14. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 392 с.

15. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 159 с.
16. Полетаев В.А. Сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения и рудопроявления перидотит-пироксенит-норитовой формации Центральной Камчатки. Платина России. Т. III. Кн. 2 / Ред. В.П. Орлов. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 191–199.
17. Полетаев В.А. Практика геолого-экономической оценки прогнозируемых месторождений комплексных сульфидных медно-никелевых руд Центральной Камчатки // В.И.Гончаров (ред.), Геодинамика, магматизм и минерагенация континентальных окраин Севера Пацифики: Материалы Всерос. совещ., Магадан, 3–6 июня 2003 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 3. С. 187–188.
18. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа: Автореф. дисс... д-ра геол.-минер. наук. М., 2005. 49 с.
19. Чубаров В.М. Цинксодержащие шпинели никеленоносных базитовых интрузий Центральной Камчатки. Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки / Ред. Ю.А. Мартынов. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 157–167.
20. Чубаров В.М. Игнатьев Е.К., Москаleva С.В. и др. Медно-никелевое рудопроявление Квинум-1 в кортландитах южной части Срединного хребта Камчатки // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 2. С.231–236.
21. Щека С.А., Чубаров В.М. Никеленоносные кортландиты Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 50–61.
22. Щека С.А., Вржосек А.А. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дальнего Востока России. Платина России. Т. III. Кн. 1 / Ред. В.П. Орлов. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 66–75.
23. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Canad. Miner. 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.
24. Nokleberg W.J., Miller R.J., Naumova V.V. et al. Project on Mineral Resources, Metallogenesis, and Tectonics of Northeast Asia. USGS Open File Report 03-203, Menlo Park, California, 2003. CD-ROM publications. Internet address: <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of03-203>.
25. Ravna E.K. Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer // Lithos. 2000. V. 53, N 3–4. P. 265–277.

Поступила в редакцию 6 июня 2006 г.

Рецензент А.А. Маракушев

I.A. Tararin, V.M. Chubarov, E.K. Ignat'ev, S.V. Moskaleva

The geological position, mineralogy, and platinoid mineralization of copper-nickel occurrences of the Kvinum ore field, Sredinny Ridge of Kamchatka

Comprehensive data on the geology, mineralogy of enclosing metamorphic rocks, mineralogy of sulfide ores, and distribution of platinoid mineralization in ores have been collected for the Kvinum-1 and Kvinum-2 copper-nickel occurrences of the Kvinum ore field (Sredinny Ridge of Kamchatka) that are promising for copper-nickel-platinoid mineralization. Stringer-disseminated and massive copper-nickel ores are recognized to be confined to amphibole peridotites – cortlandites. They form impersistent in strike beds of stringer-disseminated and massive ores (the first tens of cm to 5–20 m thick) in the layered cortlandite-gabbroid massifs.

It is shown that the main sulfide minerals are pyrrhotite, chalcopyrite, and pentlandite occasionally accompanied with pyrite, sphalerite, galena, arsenopyrite and löllingite. Besides pentlandite, the nickel-bearing minerals in ores are sulfoarsenides (gersdorffite), arsenides (niccolite), and tellurides (melonite) of nickel. PGE mineralization was established to be confined to the uppermost parts of the beds of massive sulfide ores and to the zone of transition into stringer-disseminated ores. It is represented by antimonides (sudburyite) and tellurobismuthides (michenerite) of palladium, predominating quantitatively in the copper-nickel ores with strongly subordinate amounts of platinum arsenide (sperrylite). The ore intervals are enriched in arsenides and tellurides of nickel, palladium, and bismuth, and also contain high-standard native gold. Concentrations of the main sulfide minerals as well as PGE productivity of ore lodes in cortlandites are suggested to be controlled by complicated processes of magmatic fractionation and sulfurization of derivatives of ultramafic magma under the influence of fluids being concentrated on the front of crystallization of massifs that provoked layering of primary magma. The layering of basite-ultrabasite massifs under the influence of fluids is responsible also for contrasting separation of PGE that reflects the irregular sulfur distribution (as well as arsenic, tellurium, and bismuth distribution) in the process of stratification of melts. The PGE productivity increases appreciably with fluid enrichment in sulfur, arsenic, tellurium, and bismuth with the fluids governing the development of liquid immiscibility in the intrusives. Platinum and especially palladium have a close chemical relationship with these components.

Key words: copper-nickel-platinoid mineralization, Kvinum-1 and Kvinum-2 occurrences, Kheivanskaya suite, Kamchatkaya and Kolpakovskaya series, Sredinny Ridge, Kamchatka.

ГРАНАТОВЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ ПРИМОРЬЯ – ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЛИ РОДСТВЕННЫЕ МЕГАКРИСТЫ?

С.В. Высоцкий, С.А. Щека, А.В. Баркар, В.Л. Иванова, А.А. Карабцов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Приводятся результаты детальных исследований гранатов и гранат-пироксеновых включений из щелочных базальтов Приморья. Во включениях описаны два гетерогенных минеральных парагенезиса – ранний, (первичный), и поздний, (вторичный). Первичный парагенезис, который отражает период формирования породы, представлен ассоциацией гранат-клинопироксен-ортопироксен-плагиоклаз-ильменит. Вторичный парагенезис представлен ассоциацией ортопироксен-плагиоклаз-шпинель, развивающейся по гранату. Преобразование граната является типичным процессом смены гранатового парагенезиса более высокотемпературным пироксен-плагиоклаз-шпинелевым, что отражает попадание граната в высокотемпературную базальтовую магму в виде ксенолита. На основании изучения состава и взаимоотношений минералов, а также анализа подобных минеральных ассоциаций из щелочных базальтов разных районов мира и базит-гипербазитовых интрузий сделан вывод, что приморские гранатовые включения являются типичными ксенолитами и ксенокристами – отторженцами толеитовых интрузий офиолитового комплекса, испытавшими преобразования во вмещающей базальтовой магме.

Ключевые слова: гранат-пироксеновые включения, щелочные базальты, Приморье, Россия.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что среди полнокристаллических включений как в щелочных, так и в толеитовых базальтах широким распространением пользуются крупные мегакристы гранатов, шпинелей, оливина, пироксенов, слюд, роговых обманок, ильменита и магнетита. Иногда они образуют гломеропорфировые сростки или моно-биминеральные самостоятельные средне-крупнокристаллические включения. По поводу генезиса таких мегакристов и включений, как впрочем и включений шпинелевых и гранатовых перидотитов, существует несколько точек зрения [2]. Одни из них, включая гранатовые перидотиты и офиолитовые гипербазиты, считаются в разной степени преобразованными во вмещающей магме ксенолитами [14], другие обнаруживают геохимические, петрологические и изотопные сходства с вмещающими базальтами.

Особый интерес представляют включения с гранатом, поскольку они позволяют, в отличие от шпинелевых, более корректно оценить глубины формирования и начала кристаллизации несущих их магм. Все известные ранее в Приморье включения представлены шпинелевыми разностями [15], однако в последние годы в одном из вулканов были обнаружены мегакристы и сростки пироксенов и граната [3].

По ряду признаков (оранжевый цвет граната, зеленый – клинопироксена, реакционные каемки в контакте с базальтом) они отличаются от типичных глубинных мегакристов в щелочных базальтах. Поэтому возникает вопрос – являются ли они глубинными ксенолитами или продуктами ранней кристаллизации магмы?

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Указанные включения были обнаружены авторами в одном из палеовулканов, получившем название Конфетка. Вулкан располагается в Красноармейском районе Приморского края (рис. 1) в правом борту ключа Филькина, правого притока р. Большой Уссурки. Он относится к вострецовской группе щелочнобазальтовых вулканов, приуроченных к границе мезозойской Сихотэ-Алинской и раннепалеозойской Ханкайской аккреционных систем. Щелочные базальты прорывают и перекрывают ранне-среднеюрские олистостромово-турбидитовые толщи (песчаники, алевролиты и аргиллиты), чередующиеся с пластинами триас-раннеюрских и позднепермских кремней, характерных для нижнего структурного уровня Самаркинского террейна. Возраст вулкана, по данным изотопного датирования (С.В. Рассказов, А.А. Чашин, неопубликованные данные), составляет 7.6 ± 0.5 млн лет.

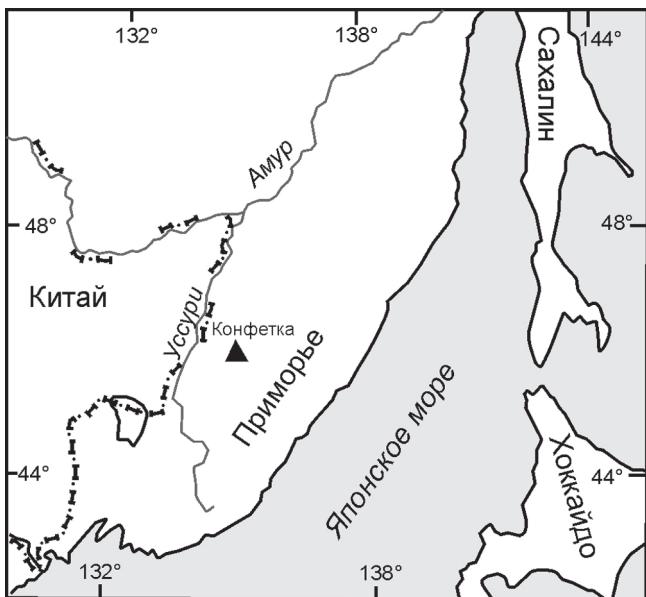
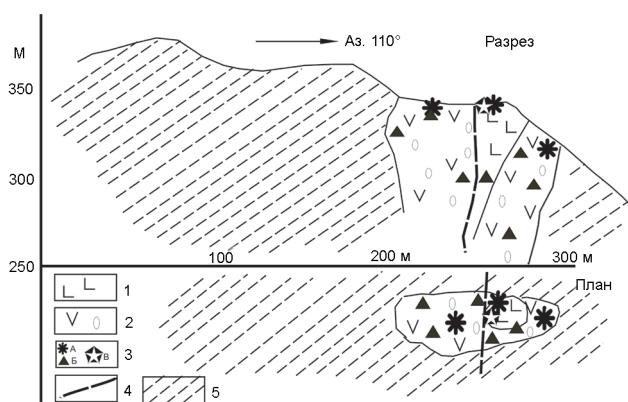


Рис. 1. Местоположение изученного района.

Рис. 2. Геологическое строение вулкана Конфетка.
1 – массивные базальты; 2 – пирокластика; 3 – лерцолитовые включения (а), мегакристы (б), гранатовые породы (в); 4 – разлом; 5 – вмещающие осадочные породы.

Вулкан Конфетка представляет собой жерловину (рис. 2), сложенную глыбами и мелкими обломками массивных и пористых базальтов, скементированными гидротермально измененным пепловым материалом. Как в массивных (экструзивных) базальтах, так и в пепловой массе многочисленны мегакристы полевых шпатов, пироксенов, слюды, сапфира, керсунита, оливина и шпинели. Довольно часто в базальтах встречаются включения шпинелевых лерцолитов. При промывке туфового материала в тяжелой фракции, наряду с указанными минералами, были обнаружены оранжево-красные гранаты и фрагменты гранат-клинопироксен-ильменитовых, гранат-

клинопироксен-плагиоклазовых и гранат-ортопироксеновых пород размером 5–6 мм в диаметре. Дальнейшие исследования позволили обнаружить их и непосредственно в обломках базальтов.

ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ

Базальты представлены оливиновыми разновидностями, причем среди оливинов встречаются как фрагменты лерцолитовых включений (Fa_{8-10}), так и фенокристы (Fa_{17-18}). Все изученные разновидности несут порфировые вкрапленики пироксенов, оливина, полевого шпата, редко – амфибола. Фенокристы составляют до 20% от общего объема породы. Основная масса сложена микролитами клинопироксена (30–40 %), оливина (0–20 %), рудного минерала (магнетит, ильменит; 2–5 %) и плагиоклаза (1–5 %), погруженными в стекло или криптокристаллический агрегат (40–65 %). Иногда появляются разновидности с анортоклазом или нефелином.

По химическому составу базальты относятся к щелочным и характеризуются повышенной натровостью (табл. 1). Кроме того, они являются наиболее железистыми среди вострецовской группы и обогащены Cl , Zr , Nb , Sr и P .

Гранаты утратили кристаллографические формы, трещиноваты и изменены по краям зерен и по трещинам (рис. 3). Неизмененные зоны граната имеют оранжево-красный цвет, прозрачны, иногда содержат включения ильменита. Размеры наибольшего крупного кристалла из туфов составляют 16×11×9 мм, из базальтов – не более 3 мм. В сростках с другими минералами гранат обычно занимает большую часть объема (60–95 %), слагая ядро фрагмента, а по краям расположены кристаллы клино- или ортопироксена (5–15%) и ильменита (5–10 %). В некоторых фрагментах присутствует плагиоклаз, расположенный между гранатом и клинопироксеном.

По химическому составу (табл. 2) гранаты представлены альмандин-пиропом и образуют две группы – относительно высококальциевую (СаO около 6 мас. %), более многочисленную, и низкокальциевую (СаO около 3 мас. %), железистую. Первая группа характеризует клинопироксеновый парагенезис, вторая – ортопироксеновый. В свою очередь, в клинопироксеновой группе выделяются высокожелезистые ($f=69-70$ %) и магнезиальные разновидности. В магнезиальных ($f=46-54$ %) гранатах появляется примесь хрома (0.15–0.16 мас. % Cr_2O_3), что несомненно свидетельствует о принадлежности их к ортопородам.

Клинопироксены представлены умеренно-тиганистыми низкохромистыми высококальциевыми разновидностями (табл. 2). Спецификой их состава

Таблица 1. Химический состав базальтов вулкана Конфетка.

№ пробы	B-1100	B-1104/1	AB-1121/1	AB-1121/2	B-973	B-972	B-1130
SiO ₂	44.31	43.28	44.93	43.79	44.40	44.9	47.69
TiO ₂	1.87	3.04	2.84	2.99	1.80	1.90	2.87
Al ₂ O ₃	16.32	14.77	14.67	13.91	15.49	15.52	16.87
Fe ₂ O ₃	8.18	7.32	7.20	8.31	6.26	5.59	7.42
FeO	4.36	6.00	5.65	5.37	6.14	6.21	3.63
MnO	0.18	0.14	0.18	0.16	0.20	0.20	0.18
MgO	5.30	7.52	7.30	7.87	7.50	6.75	5.55
CaO	7.05	8.98	8.18	8.46	7.07	7.68	6.83
Na ₂ O	4.48	3.54	3.62	3.12	6.42	5.18	4.42
K ₂ O	0.95	0.82	1.01	0.85	1.20	3.42	1.15
P ₂ O ₅	0.90	0.78	0.76	0.74	1.05	0.84	н.о.
H ₂ O-	1.85	0.81	0.70	0.80	0.33	0.30	0.08
П.п.п	4.06	2.62	2.56	3.23	2.17	1.08	2.92
Cl	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.07
Сумма	99.81	99.62	99.60	99.60	100.03	99.57	99.68
f	55.35	48.41	48.22	47.78	46.80	48.28	51.00
Cl*	580	н.о.	299	335	н.о.	н.о.	н.о.
F*	283	н.о.	266	285	н.о.	н.о.	н.о.
Ni*	163	167	138	138	125	71	н.о.
Co*	43	55	50	49	53	46	н.о.
Cr	80	120	150	140	150	95	н.о.
V	66	120	135	130	140	83	н.о.
Sc	12	25	18	13	13	11	н.о.
Sn	3	4	4	4	н.о.	н.о.	н.о.
Cu	45	70	100	80	47	37	н.о.
Pb	13	20	23	16	23	н.о.	н.о.
Zn	58	74	100	74	н.о.	н.о.	н.о.
W	6	13	11	7	н.о.	н.о.	н.о.
Mo	6.6	6.9	7.3	5.9	н.о.	н.о.	н.о.
Rb*	75	58	40	23	н.о.	н.о.	н.о.
Sr*	1271	1576	1251	995	н.о.	н.о.	н.о.
Be	4.2	2.5	1.8	2.3	н.о.	н.о.	н.о.
Nb*	59	72	62	49	н.о.	н.о.	н.о.
Zr*	341	378	344	278	240	140	н.о.
Y*	29	26	26	19	н.о.	н.о.	н.о.
Ga	15	20	22	21	н.о.	н.о.	н.о.
La	43	76	34	31	н.о.	н.о.	н.о.
Yb	2.3	3	2.5	1.8	н.о.	н.о.	н.о.

Примечание. Оксиды определены в ДВГИ весовым химическим методом (аналитик Л.И. Алексеева), элементы ($\text{p} \cdot 10^{-4}\%$) – методами количественного эмиссионного спектрального анализа (аналитики Л.И. Азарова, В.И. Сеченская и Т.К. Бабова) и РФА (отмечены звездочкой, аналитик Е.А. Ноздрачев), н.о. – не определялось.

являются повышенная натровость (0.9–1.27 мас. % Na₂O) и преобладание Al^{IV} над Al^{VI} (Al^{VI}/ Σ Al – 32.4–48.0 ат. %). При этом магнезиальные разновидности более глиноземисты (6.5–7.7 мас. % Al₂O₃) и титанисты (1–1.4 мас. % TiO₂), чем железистые (4.0–4.7 % и 0.6–0.7 %, соответственно) при равной кальциевости. Ортопироксен (табл. 2) гранат-пироксеновых сростков характеризуется пониженными глиноземистостью и кальциевостью и повышенной марганцовистостью.

Для ильменита (табл. 2) характерны повышенные содержания Al₂O₃ (0.2–0.7 мас. %) при низкой окисленности (Fe⁺³/ Σ Fe – 6.4–10.3 ат. %). С магнезиальными силикатами ассоциируют и более магнезиальные (3.7–4.4 мас. % MgO) разновидности ильменита (1.8 мас. % MgO – в железистых). Ильмениты из ортопироксеновых включений обладают повышенной марганцовистостью (0.9 мас. % MnO). Плагиоклаз (табл. 2) представлен довольно кислой (An₃₂) разновидностью с заметной примесью калия. Судя

Таблица 2 . Химический состав первичных минералов гранатовых пород палеовулкана Конфетка.

N обр	1104G-1				1104G-2			1104G-3						BIII-5				1104G-4			
	Минерал	Gr	Gr	Cpx	Cpx	Gr	Cpx	Ilm	Gr	Cpx	Cpx	Pl	Pl	Ilm	Gr	Opx	Ilm	Sp	Gr	Ilm	Ilm
SiO ₂	40.92	40.70	48.75	50.46	37.56	51.43	-	38.35	49.89	50.22	59.69	59.20	-	38.46	50.42	-	-	40.52	-	-	-
TiO ₂	0.17	0.19	0.99	1.40	0.27	0.63	51.43	0.13	0.83	0.67	-	-	51.04	-	-	51.44	0.79	0.19	51.91	51.87	52.48
Al ₂ O ₃	23.15	22.72	7.70	6.48	21.88	3.98	0.26	22.33	4.79	4.44	24.39	24.75	0.41	21.21	1.82	0.74	54.12	20.29	0.41	0.47	0.50
Cr ₂ O ₃	0.16	0.15	0.16	0.11	0.04	0.03	-	0.06	-	-	-	-	0.04	-	-	-	-	0.05	0.01	0.07	0.05
Fe ₂ O ₃	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	3.27	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	3.35	н.а.	н.а.	2.40	н.а.	н.а.	4.39	4.87	3.67
FeO	18.71	18.60	6.63	6.62	26.40	12.16	42.68	27.16	14.32	14.00	-	-	42.24	29.85	29.38	41.96	37.12	22.26	39.30	38.29	39.66
MnO	0.53	0.51	0.11	0.10	0.81	0.15	0.30	0.73	-	-	-	-	0.30	0.79	0.45	0.91	0.43	0.74	0.39	0.36	0.31
MgO	12.51	12.39	13.49	13.62	6.71	12.33	1.80	6.66	10.94	10.74	-	-	1.85	6.82	16.40	1.84	6.05	10.53	3.86	4.43	3.97
CaO	5.64	5.37	20.39	20.41	6.40	19.85	-	6.36	18.61	18.93	6.54	6.49	-	2.97	0.79	-	-	6.28	-	-	-
Na ₂ O	0.09	0.07	1.00	0.91	0.02	1.19	-	0.05	1.22	1.05	7.17	7.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.02	0.03	0.03	-	-	-	-	-	-	-	0.99	1.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	101.90	100.73	99.25	100.11	100.09	101.75	99.74	101.83	100.60	100.05	98.78	98.57	99.23	100.10	99.26	99.29	98.51	100.86	100.27	100.36	100.64
Si ⁺⁴	2.993	3.010	1.813	1.854	2.929	1.906	-	2.940	1.869	1.891	2.697	2.681	-	3.010	1.960	-	-	3.061	-	-	-
Ti ⁺⁴	0.009	0.011	0.028	0.039	0.016	0.017	0.966	0.008	0.023	0.019	-	-	0.962	-	-	0.967	1.826	0.011	0.952	0.948	0.959
Al ⁺³	1.995	1.979	0.337	0.281	2.011	0.174	0.012	2.017	0.212	0.198	1.298	1.321	0.012	1.956	0.084	0.024	0.017	1.805	0.012	0.012	0.014
Cr ⁺³	0.009	0.009	0.005	0.003	0.002	0.001	-	0.004	-	-	-	-	0.001	-	-	-	-	0.003	0.001	0.001	0.001
Fe ⁺³	-	-	-	-	-	-	0.062	-	0.091	0.058	-	-	0.064	-	-	0.046	0.140	1.406	0.096	0.090	0.068
Fe ⁺²	1.144	1.150	0.206	0.203	1.721	0.376	0.892	1.740	0.357	0.384	-	-	0.887	1.950	0.955	0.878	0.748	0.047	0.804	0.780	0.808
Mn ⁺²	0.032	0.031	0.003	0.003	0.053	0.005	0.006	0.047	-	-	-	-	0.006	0.052	0.015	0.020	0.010	1.185	0.007	0.007	0.006
Mg ⁺²	1.363	1.365	0.747	0.746	0.779	0.680	0.068	0.761	0.611	0.605	-	-	0.069	0.795	0.950	0.069	0.258	0.508	0.141	0.161	0.145
Ca ⁺²	0.442	0.425	0.812	0.803	0.535	0.788	-	0.522	0.747	0.767	0.316	0.315	-	0.249	0.033	-	-	-	-	-	-
Na ⁺¹	0.013	0.010	0.072	0.065	0.004	0.085	-	0.008	0.089	0.077	0.628	0.624	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ⁺¹	-	-	0.001	-	-	-	-	-	-	-	0.057	0.059	-	-	-	-	-	-	-	-	-
f(% An)	45.6	45.7	21.6	21.4	68.8	35.6	93.4	69.6	42.3	42.2	(32)	(32)	93.2	71.0	50.1	93.1	77.5	54.3	86.3	84.4	85.8
f'''						10.3							6.7			4.9		9.1	6.7	7.8	

Примечание. Анализы выполнены в ДВГИ на рентгеновских микроанализаторах JXA-5A и JXA-8100, аналитики В.И. Сапин, Н.И. Екимова и А.А. Карабцов. f=Fe/(Fe+Mg), ат.%, f'''=Fe⁺³/ΣFe. FeO и Fe₂O₃ в ильментах рассчитаны по стехиометрии. Прочерк – ниже предела обнаружения, н.а. – не анализировалось.



Рис. 3. Зерна граната.

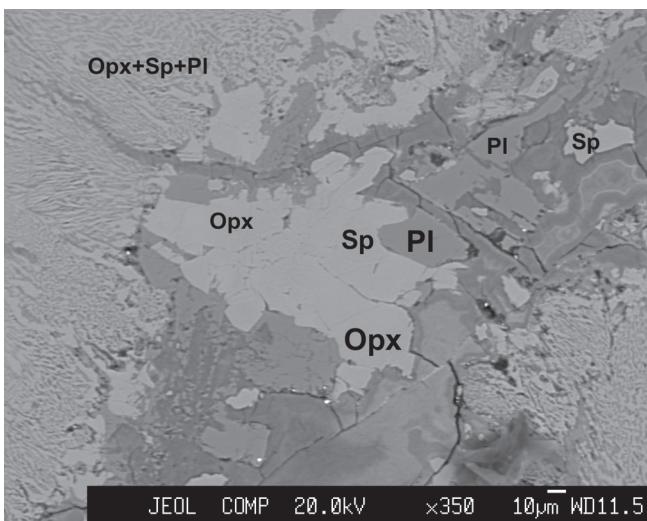


Рис. 4. Строение реакционных прожилков в гранате (симплектит). Opx – ортопироксен, Sp – шпинель, Pl – плагиоклаз.

по взаимному изменению состава граната, пироксена и ильменита, эта ассоциация является равновесной.

Как указывалось ранее, все изученные зерна граната окружены каемками и разбиты прожилками волокнистых минералов. Изучение их под электронным микроскопом и микроанализатором показало (рис. 4), что центральная часть зон и прожилков сложена зеленой шпинелью, окруженной зернами плагиоклаза и ортопироксена, которые в контакте с гранатом обрамляются ортопироксен-шпинель-плагиоклазовым симплектитом. Местами обнаруживается ярко-оранжевый стильпномелан. Состав минералов (табл. 3) специфичен. Ортопироксен, в сравнении с аналогом из гранатовых сростков при одинаковых железистости и кальциевости, обогащен марганцем и характеризуется аномальными вариациями глиноzemистости. В контакте с гранатом она минимальная (2.9–3.4 мас.% Al_2O_3), в контакте со шпинелью и плагиоклазом – максимальна (9.5–10.3 мас.% Al_2O_3) при прочих равных характеристиках (f , CaO , MnO). Ана-

логично изменяется состав плагиоклаза: $\text{An}_{82-84} - \text{An}_{61}$. Плагиоклаз характеризуется также постоянной существенной примесью железа (0.8–1.3 мас. % FeO). Состав шпинели постоянен, включая низкие содержания Ti и Cr и пониженную окисленность ($\text{Fe}^{+3}/\Sigma\text{Fe} = 8.1-11.8$ ат. %).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Помимо перечисленных петролого-минералогических особенностей, специфика приморских гранатовых включений в щелочных базальтах отчетливо выявляется по составам минералов (рис. 5, 6). Диаграммы составлены с привлечением обширного литературного материала по Якутии [4, 11], Камчатке [10], Монголии [5, 6, 8, 9], Становому хребту [1, 12], Вьетнаму [7], Чукотке [16] и Австралии [20]. Кроме того, использованы данные по своеобразному расслоенному массиву Ронда в Испании, который сложен породами трех фаций глубинности: гранатовой, шпинелевой и оливин-плагиоклазовой [22].

Гранаты базит-гипербазитовых пород представлены исключительно рядом пироп-альмандин с содержанием гроссулярового компонента 10–20 ат. %. Его доля несколько повышается при переходе от ультраосновных пород к плагиоклазсодержащим основным при значительных вариациях железистости (рис. 5). Наиболее бедны гроссуляровым компонентом ортопироксен-гранатовые сростки вулкана Конфетка. Всем гранатам из магматических пород присущи низкие или умеренные концентрации Mn . В магнезиальных гипербазитах возрастает доля Cr , а во включениях из щелочных базальтов – Ti [5]. Гранаты из приморских включений аналогичны по составу гранатам из Бреевского троктолитового массива в Приморье [13], причем в нем, помимо магнезиальных, нами обнаружены железистые разновидности (рис. 5). В железистой области точки составов гранатов из включений Приморья и гранатовых габбро совпадают.

Клинопироксены базитов-гипербазитов обнаруживают более узкие вариации Fe/Mg отношения, но более широкие – по Ca , что в общем случае отражает температурные условия. При этом выделяется группа низкокальциевых пироксенов, в которую входят мегакристы и пироксенит-эклогитовые включения в щелочных базальтах.

Более информативным для типизации клинопироксен-гранатовых пород оказалось распределение Al , Ca и Na в пироксене. На диаграмме (рис. 6) выделяются три области составов: 1 – низкокальциевая, высоконатровая, 2 – высококальциевая и 3 – промежуточная. В первую область попадают метаморфические эклогиты. В высококальциевой области ока-

Таблица 3. Химический состав исходного граната и минералов – продуктов его распада.

	Гранат				Ортопироксен					Плагиоклаз				Шпинель			
SiO ₂	39.19	39.24	39.47	46.51	47.09	46.36	50.02	50.85	47.69	47.94	47.60	51.38	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	21.60	21.31	21.46	9.86	9.75	10.32	2.93	3.42	33.01	33.39	32.48	31.36	58.91	60.48	59.73	59.18	
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.12	-	0.35	0.25	
Fe ₂ O ₃	h.a.	h.a.	h.a.	h.a.	h.a.	h.a.	h.a.	h.a.-	h.a.	h.a.	h.a.	h.a.	3.90	2.67	3.29	3.55	
FeO	22.62	22.54	22.55	27.18	28.16	26.84	28.29	26.84	0.94	1.09	1.18	0.77	26.13	27.50	26.41	26.97	
MnO	0.92	0.88	0.72	1.16	1.14	0.97	1.14	1.11	-	-	-	-	0.52	0.57	0.45	0.49	
MgO	9.65	9.37	9.70	14.63	14.54	15.04	16.35	17.91	-	-	-	-	9.17	8.82	9.39	8.89	
CaO	5.96	5.79	5.91	0.74	0.69	0.76	0.87	1.11	16.22	16.61	16.32	12.26	-	-	-	-	
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	1.43	1.50	1.54	4.07	-	-	-	-	
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	0.35	0.36	0.35	0.33	-	-	-	-	
Сумма	99.94	99.13	99.81	100.08	101.37	100.29	99.60	101.24	99.64	100.89	99.47	100.17	98.75	100.04	99.62	99.33	
Si ⁺⁴	2.996	3.021	3.015	1.781	1.785	1.767	1.935	1.920	2.199	2.188	2.204	2.334	-	-	-	-	
Al ⁺³	1.945	1.933	1.932	0.445	0.435	0.463	0.134	0.152	1.793	1.795	1.772	1.678	1.918	1.945	1.932	1.926	
Cr ⁺³	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Fe ⁺³	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.082	0.055	0.068	0.074	
Fe ⁺²	1.443	1.449	1.438	0.869	0.891	0.854	0.914	0.846	0.036	0.042	0.046	0.029	0.610	0.628	0.606	0.623	
Mn ⁺²	0.059	0.057	0.047	0.038	0.036	0.031	0.037	0.035	-	-	-	-	0.012	0.014	0.010	0.011	
Mg ⁺²	1.099	1.075	1.104	0.834	0.821	0.854	0.942	1.007	-	-	-	-	0.378	0.359	0.384	0.366	
Ca ⁺²	0.488	0.478	0.483	0.030	0.028	0.031	0.036	0.045	0.801	0.812	0.809	0.596	-	-	-	-	
Na ⁺¹	-	-	-	-	-	-	-	-	0.128	0.132	0.138	0.358	-	-	-	-	
K ⁺¹	-	-	-	-	-	-	-	-	0.021	0.021	0.021	0.019	-	-	-	-	
f(%An)	56.8	57.4	56.6	51.0	52.0	50	49.2	45.6	(80)	(81)	(81)	(60)	64.4	65.5	63.7	65.5	
f''													11.8	8.1	10.0	10.6	

Примечание. Анализы выполнены в ДВГИ на рентгеновском микроанализаторе JXA-8100, аналитик А.А. Карабцов. f=Fe/(Fe+Mg), ат.%, f'''=Fe⁺³/ΣFe. FeO и Fe₂O₃ в шпинелях рассчитаны по стехиометрии. Прочерк – ниже предела обнаружения, н.а. – не анализировалось.

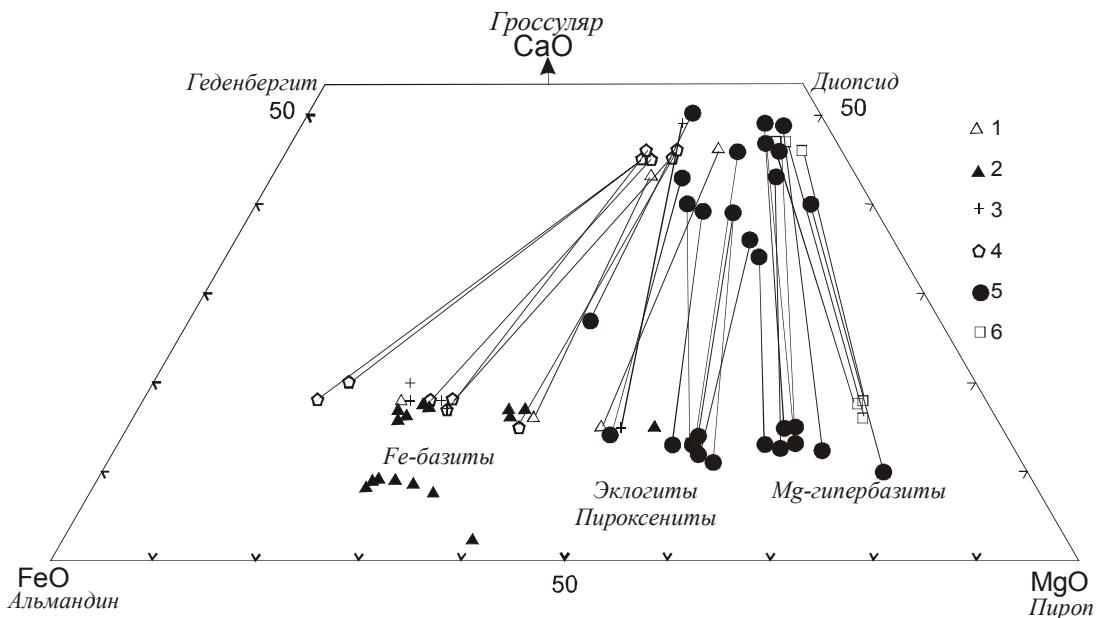
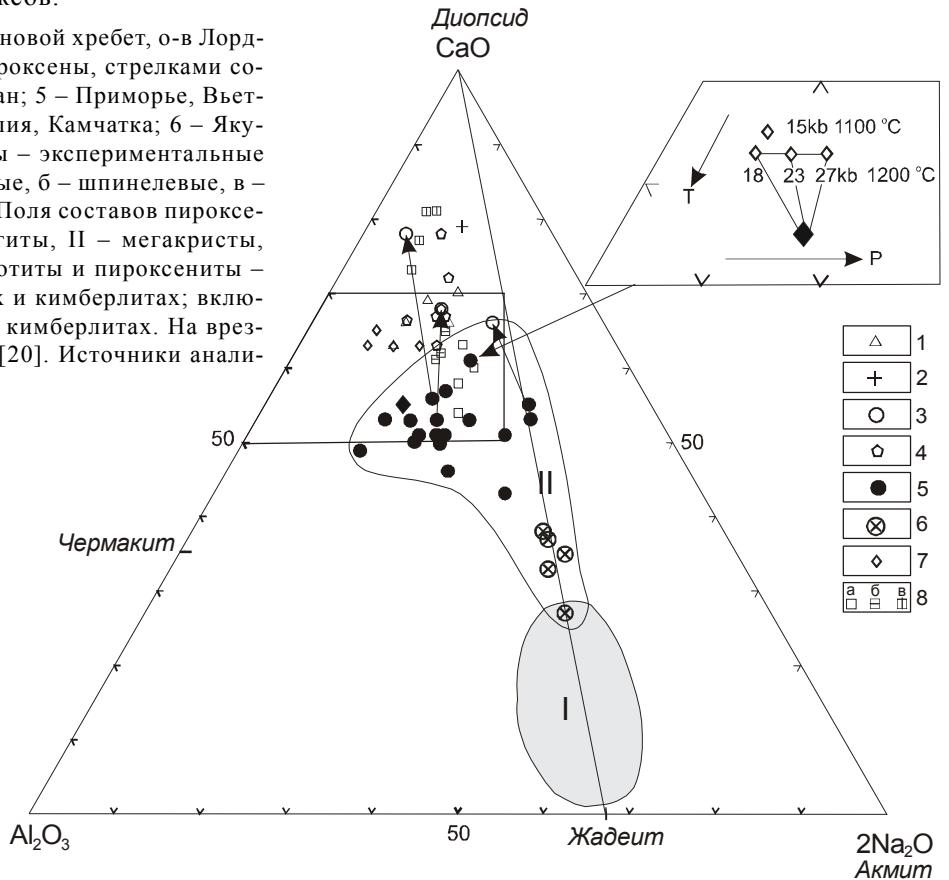


Рис. 5. Диаграмма составов существующих клинопироксенов и гранатов из базитов и гипербазитов.

1–2 – Конфетка (гранат-клинопироксеновые сростки (1) и фрагменты кристаллов из туфа (2)); 3 – Бреевка (габбро); 4 – Алдан [12]; 5 – Монголия, Вьетнам, Австралия (мегакристы, включения лерцолитов и пироксенитов в щелочных базальтах); 6 – Ронда, Испания [23]. Источники анализов в тексте.

Рис. 6. Диаграмма составов клинопироксенов из базит-гипербазитовых комплексов.

1 – Конфетка; 2 – Бреевка; 3 – Становой хребет, о-в Лорд-Хау [15], Чукотка (вторичные пироксены, стрелками соединены с первичными); 4 – Алдан; 5 – Приморье, Вьетнам, Чукотка, Австралия, Монголия, Камчатка; 6 – Якутия; 7 – Австралия (полые ромбы – экспериментальные составы); 8 – Ронда: а – гранатовые, б – шпинелевые, в – оливин-плагиоклазовые породы. Поля составов пироксенов: I – метаморфические эклогиты, II – мегакристы, шпинелевые и гранатовые перидотиты и пироксениты – включения в щелочных базальтах и кимберлитах; включения алмазоносных эклогитов в кимберлитах. На врезке – экспериментальные данные [20]. Источники анализов см. в тексте.



зываются приморские включения, гранатовые габбро Приморья и Станового хребта, а также оливин-плагиоклазовые породы массива Ронда, т.е. относительно низкобарные и низкотемпературные породы. Промежуточная область представлена высокобарными и высокотемпературными гранатовыми и шпинелевыми включениями и мегакристами из щелочных базальтов и кимберлитов, а также породы гранатовой и шпинелевой фации массива Ронда. Интересно отметить, что алмазоносные включения эклогитов в кимберлитах располагаются на линии диопсид-жадеит. На диаграмме также видно, что точки составов вторичных пироксенов перемещаются из промежуточного поля в низкобарно-низкотемпературное.

Оценка Р-Т условий кристаллизации изученных пироксен-гранатовых сростков может быть выполнена с большими приближениями. Для этого можно воспользоваться парами Cpx-Gr, Opx-Gr и мономинеральными пироксеновыми термобарометрами. Специальные исследования [17] показали, что для ассоциации Gr+Opx(Cpx)+Pl наиболее достоверным является термометр Д.И. Эллиса и Д.Х. Грина [18]. Полученные значения Т составляют для магнезиальных разновидностей 950–1000°C. С использованием этих температур по барометру Р.С. Ньютона и Д. Перкинса [22] по паре Cpx-Gr рассчитаны давления: для магнезиальных разностей – 9–10 кб, для железистых – 6–8.1 кб. Близкие значения Р-Т получены А.Н. Соляником и др. [12] для гранатовых габбро Алданского щита, характеризующихся аналогичными нашим составами минералов. Оценки по Gr-Opx барометру на 1.5–2.2 кб выше.

Р-Т параметры для клинопироксен-гранатовых включений и мегакристов этих минералов в щелочных базальтах, как правило, значительно выше. Так, по оценке В.А. Акинина и др. [16], кристаллизация их протекала в интервале 1000–1380°C и 13–16 кб для первичных пироксенов и 1040°C и 6 кб для вторичных, прореагировавших с вмещающей магмой при ее подъеме.

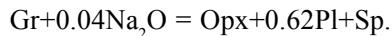
Экспериментальное моделирование процесса кристаллизации клинопироксен-гранатовых мегакристов и включений, в щелочных базальтах [19, 20], выполненное с использованием природных Gr-Px и Gr-Px-Pl включений показало, что в интервале 1000–1100°C и 12–15 кб гранат и клинопироксен сосуществуют с плагиоклазом, который исчезает при давлениях выше 15 кб. Из результатов эксперимента [20] также следует (рис. 6, врезка), что при возрастании давления от 18 до 27 кб при 1200°C в составе клинопироксена отношение $\text{Al}^{\text{VI}}/\sum\text{Al}$ изменяется от 47 до 53 ат.%, т.е. увеличивается содержание жадеитового

компонентта при неизменной кальциевости. Напротив, последняя несколько возрастает при падении температуры от 1200 до 1100°C. Это позволяет наметить тенденции влияния температуры и давления на состав клинопироксена. В то же время, состав природного пироксена отклоняется от модельного в сторону высоких Т и Р, хотя это может быть вызвано участием летучих компонентов в природном минералообразовании. Так, моделирование кристаллизации мегакристов клинопироксена из гавайита при Т – 1050–1150°C и Р – 5–10 кб [21] при участии воды (2–5 мас.%) показало, что состав модельных и природных мегакристов клинопироксенов аналогичен. Это лишний раз подтверждает кристаллизацию мегакристов из вмещающей магмы.

Описанные преобразования граната являются типичным процессом смены гранатового парагенезиса более высокотемпературным пироксен-плагиоклаз-шпинелевым, что, очевидно, вызвано попаданием граната в высокотемпературную базальтовую магму в виде ксенолита. Процесс протекает по реакции:



Для установленных составов минералов реакция имеет вид:



Количественный расчет уравнения показывает, что реакция изохимична, при этом полученные при расчете соотношения минералов в первом приближении соответствуют наблюдаемым, а расчетная железистость шпинели ($f_p = 67\%$) близка к анализированной ($f_{\text{ah}} = 64\text{--}68\%$), хотя окисленность ее ($f_p''' = 61\%$) выше анализированной ($f_{\text{ah}}''' = 8\text{--}12\%$). Незначительный привнос натрия (0.04 ат.) вполне объясним поступлением его из вмещающей щелочной магмы. Оценка термодинамических параметров затрудняется отсутствием надежных минеральных геотермобарометров. Можно лишь отметить, что температура процесса была ниже солидуса щелочнобазальтовых магм (1050–1120°C), поскольку следы плавления во включениях отсутствуют, а ортопироксен имеет низкую кальциевость (0.7–1.1 мас.% CaO). Подобные ассоциации и структуры при близких составах минералов отмечены О.В. Авченко [1] в контакте архейских гранулитов и чарнокитовых (монционитоидных) интрузий.

ВЫВОДЫ

Полученные в работе данные показывают, что пироксен-гранатовые сростки и мегакристы в щелочных базальтах Приморья неравновесны с вмещающими базальтами и испытывают разнообразные пре-

образования. По составам минералов они аналогичны высокобарным гранатовым габбро и значительно отличаются от родственных базальтам мегакристов и пироксен-гранатовых включений. Все перечисленное позволяет считать приморские гранатовые включения типичными ксенолитами и ксенокристами – отторженцами толеитовых интрузий палеозойского оphiолитового комплекса Приморья. Последнее следует подчеркнуть, поскольку ксенолиты высокобарных щелочно-ультраосновных массивов по составам минералов и структурам практически неотличимы от родственных включений в щелочных базальтах и кимберлитах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, ДВО РАН (06-05-96057-р_восток_a, 06-III-A-08-313) и интеграционного проекта 06-2-CO-08-035.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геотермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
2. Волохов И.М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах – родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Новосибирск: Наука, 1972. 72 с.
3. Высоцкий С.В., Щека С.А., Баркар А.В. и др. Первая находка сапфиров в щелочно-базальтовых вулканах Приморья // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 6. С. 806–810.
4. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко Н.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.
5. Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
6. Коваленко В.И., Цепин А.И., Ионов Д.А., Рябчиков И.Д. Гранат-пироксеновая друза – пример флюидной кристаллизации в мантии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 2. С. 449–453.
7. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Издво “Науч. мир”, 1999. 224 с.
8. Кононова В.А., Первов В.А., Боровков А.И. Мегакристаллы клинопироксена с включением граната из пород вулкана Майхант (плато Дариганга, МНР) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 3. С. 680–682.
9. Салтыковский А.Я., Генштадт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.
10. Селиверстов В.А., Колосков А.В., Лапутина И.П. и др. Первые данные о составе минералов глубинных включений в меймечитах Камчатки // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 4. С. 949–953.
11. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
12. Соляник А.Н., Авченко О.В., Октябрьский Р.А. Условия метаморфизма основных пород Чогарского блока // Тихоокеан. геология. 1987. № 5. С. 109–116.
13. Ханчук А.И., Панченко И.В. Гранатовые габбро в оphiолитах Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 4. С. 800–803.
14. Щека С.А. О явлениях метаморфизма гипербазитовых включений до попадания в базальтовую магму // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227, № 3. С. 704–707.
15. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эфузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
16. Akinin V.V., Sobolev A.V., Ntaflos T., Richer W. Clinopyroxene megacrysts from Ennemelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 150. P. 85–1101.
17. Carswell D.A., Gibb F.G.F. Geothermometry of garnet lherzoliyte nodules with special reference to those from the kimberlites of northern Lesotho // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 74. P. 403–416.
18. Ellis, D.J., Green, D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 71. P. 13–22.
19. Green D.H., Henderson W.O. Experimental duplication of conditions of precipitation of high-pressure phenocrysts in a basaltic magma // Phys. Earth Planet. Interiors. 1970. V. 3. P. 247–254.
20. Irving A.J. Geochemical and high-pressure experimental studies of garnet pyroxenite and pyroxene granulite xenoliths from the Delegate basaltic pipes, Australia // Jour. Petrol. 1974. V. 15, Pt. 1. P. 1–40.
21. Knutson J., Green T.H. Experimental duplication of a high-pressure megacryst cumulate assemblage in a near-saturated hawaiite // Contrib. Mineral. Petrol. 1975. V. 52. P. 121–132.
22. Newton, R.C., Perkins, D. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz // Am. Min. 1982. V. 67. P. 203–222.
23. Obata M. The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase lherzolite facies and the P-T trajectories of high-temperature mantle intrusion // Jour. Petrol. 1980. V. 21, Pt. 3. P. 533–572.

Поступила в редакцию 20 июня 2006 г.

Рецензент А.В. Колосков

S.V. Vysotskiy, S.A. Shcheka, A.V. Barkar, V.L. Ivanova, A.A. Karabtsov**Garnet inclusions in alkaline basalts from Primorye – deep-seated xenoliths or cognate megacrysts?**

The paper reports the results of the detailed study of garnet megacrysts and pyroxene-garnet intergrowths from alkaline basalts of Primorye. Two heterogeneous mineral assemblages are distinguished within them – early (primary) and late (secondary). The former, which corresponds to the initial stage of rock formation, is represented by an association of garnet-clinopyroxene-orthopyroxene-plagioclase-ilmenite. The latter is composed of an orthopyroxene-plagioclase-spinel symplectitic association replacing garnet. Garnet transformations are typical processes of garnet assemblage replacement by a higher-temperature pyroxene-spinel paragenesis; this reflects the appearance of garnet as a xenolith in the high-temperature basaltic magma. The detailed study of compositions of minerals and their interrelations as well as the analysis of analogous mineral associations from alkaline basalts and kimberlites over the world allowed the conclusion that Primorye garnet inclusions may be considered to be typical xenoliths and xenocrysts – rock fragments of the ophiolite complex subjected to transformations in the host basaltic magma.

Key words: garnet-pyroxene inclusions, alkaline basalts, Primorye, Russia.