

**Том 25, номер 3**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Май-Июнь 2006**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



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

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Л.А. Баскакова.</i> Событийность и этапность геологического развития в кайнозое материковой части Востока России .....	3
<i>Г.А. Фандюшкин.</i> Метаморфизм углей Северо-Востока России .....	19
<i>П.С. Минюк.</i> Граница хронов Матуяма-Брюнес и ее биостратиграфическая характеристика в отложениях плейстоцена севера Дальнего Востока .....	29
<i>Н.А. Горячев, Н.В. Бердников.</i> Типы рудоносных гранитов юго-восточной части мезозойд северо-востока России и их флюидная специализация .....	40
<i>В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина.</i> Геологическая позиция благороднометалльных месторождений интрузивно-вулканогенного обрамления Гонжинского выступа докембрия (Верхнее Приамурье) .....	53
<i>В.С. Римкевич, Ю.Н. Маловицкий, Л.П. Демьянова, Ю.А. Воробьев, Р.В. Белов.</i> Исследование процессов комплексной переработки небокситовых руд Дальневосточного региона России .....	66
<i>Ю.А. Шабанова, Б.Л. Залищак, М.А. Ушкова, Н.С. Карманов.</i> Дымчатый кварц из пегматитов Верхнешибановского олово-вольфрамового месторождения (Приморье) .....	75
<i>В.В. Ивин, А.Н. Родионов, В.Г. Хомич, Л.Ф. Симаненко, Н.Г. Борискина.</i> Геологическое строение и типы эндогенной минерализации Нижнетаежного рудного узла (Приморье) .....	81
<i>Г.А. Челноков, Н.А. Чепкая, А.А. Карабцов, В.И. Киселев, Н.А. Зыкин, В.А. Горячев.</i> Геохимия углекислых минеральных вод и водовмещающих пород месторождения Ласточка .....	88

### Рецензии

<i>Г.Л. Кириллова.</i> Эволюция кластической седиментологии .....	98
---	----

### Некролог

<i>Валерий Иванович Синюков (1949–2006)</i> .....	105
---	-----

## CONTENTS

<i>L.A. Baskakova.</i> The events and stages of geologic development of the continental part of eastern Russia in the Cenozoic .....	3
<i>G.A. Fandyushkin.</i> Metamorphism of coals in Northeastern Russia .....	19
<i>P.S. Minyuk.</i> The Matuyama-Brunhes chrone boundary, and its biostratigraphic characteristics in the Pleistocene deposits in the north of the Russian Far East .....	29
<i>N.A. Goryachev, N.V. Berdnikov.</i> Types of ore-bearing granites of the south-eastern part of Mesozoides of northeastern Russia, and their fluid specialization .....	40
<i>V.G. Khomich, N.G. Boriskina.</i> The geological position of precious-metal deposits of intrusive-volcanogenic framing of the Precambrian Gonzhinsky protrusion (Upper Priamurye) .....	53
<i>V.S. Rimkevich, Yu.N. Malovitskiy, L.P. Dem'janova, Yu.A. Vorob'jev, R.V. Belov.</i> Experimental studies of processes of complex reworking of non-bauxite-ores of the Far Eastern region of Russia .....	66
<i>Yu.A. Shabanova, B.L. Zalishchak, M.A. Ushkova, N.S. Karmanov.</i> Smoky quartz in pegmatites of the Verkhne-shibanovsky tin-tungsten deposit (Primorye) .....	75
<i>V.V. Ivin, A.N. Rodionov, V.G. Khomich, L.F. Simanenko, N.G. Boriskina.</i> Geological structure and endogenous mineralization types of the Nizhne-Taezhny ore cluster (Primorye) .....	81
<i>G.A. Chelnokov, N.A. Chepkaya, A.A. Karabtsov, V.I. Kiselev, N.A. Zykin, V.A. Goryachev.</i> Geochemistry of carbon mineral waters and water-enclosing rocks of the Lastochka deposit .....	88
 <b>Reviews</b>	
<i>G.L. Kirillova.</i> Evolution of clastic sedimentology .....	98
 <b>Obituary</b>	
<i>Valery I. Sinyukov (1949–2006)</i> .....	105

## СОБЫТИЙНОСТЬ И ЭТАПНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В КАЙНОЗОЕ МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ВОСТОКА РОССИИ

*Л.А. Баскакова*

*Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург*

По био-климатическим, тектоно-магматическим и морфо-тектоническим параметрам кайнозой подразделяется на три этапа: раннепалеогеновый (даний–ранний эоцен), палеоген-неогеновый (средний эоцен–миоцен), поздний неоген–четвертичный. Каждый из этапов делится на два подэтапа, из которых первые несут отчетливые черты преемственности от предшествующего этапа. Наиболее четко она проявляется в составе флоры.

Первый этап в целом характеризуется унаследованностью по многим параметрам от позднего мела: ограниченным по площади осадконакоплением, широким развитием кор выветривания, значительным участием в составе флоры поздне меловых элементов. Рубеж первого и второго этапов отмечен тектоно-магматической активизацией и трансрегиональным перерывом в осадконакопении.

Для второго этапа характерны: 1) широкое проявление внутри- и окраинно-континентального рифтогенеза, носившего сложный стадийный характер с асинхронным в рамках этапа заложением и формированием таких крупных структур, как Западно-Сихотэалинская и Момская рифтовые системы, 2) последовательное расширение аккумулятивных площадей различной морфо-тектонической принадлежности, 3) усиление региональной специфики (структурно-тектонической, литофациальной, магматической), 4) интенсивный базальтовый вулканизм и промышленное углеобразование на юге Востока России.

Первый подэтап второго этапа (средний–поздний эоцен) отмечен климатическим оптимумом и богатой субтропической растительностью с раннепалеогеновыми реликтами. Для второго подэтапа (олигоцен–миоцен) характерны направленно-колебательный характер климатических изменений, теплоумеренный хвойно-широколиственный тип флоры, широкое развитие озерных фаций в олигоцене, особенно на юге Дальнего Востока.

Третий этап. Нижняя граница его асинхронна в южной (миоцен–плиоцен) и северо-восточной (средний–поздний миоцен) частях региона. С начала третьего этапа устанавливается “ледниковый” тип климатических изменений с частым чередованием холодных и относительно теплых фаз. Происходит распад тургайской флоры и формируется современный ландшафтно-биотический облик регионов. Характерна быстрая эволюция мелких и крупных млекопитающих (Северо-Восток). Формируется обширный осадочный покров на приарктической окраине материка. В середине неоплейстоцена затухает рифтогенез и усиливаются процессы сжатия литосферы. На рубеже плейстоцена и голоцена происходит вымирание мамонтов.

**Ключевые слова:** биота, климат, тектоника, магматизм, кайнозой, этапность, Восток России.

В геологической истории материковой части Северо-Восточной Азии кайнозой представляет континентальный мегацикл. В это время здесь располагалась обширная суша с изолированными аккумулятивными бассейнами различной морфо-тектонической принадлежности и очагами наземного вулканизма. Краины этой суши (японо- и охотоморская, приарктическая) временами подвергались локальным кратковременным ингрессиям моря. Более активное наступление моря на сушу началось лишь с позднего миоцена в приарктической полосе Восточной Якутии и Чукотки.

Основными типами аккумулятивных структур являлись грабены, значительная часть которых имела рифтогенное происхождение, вулкано-тектонические депрессии и неглубокие впадины субплатформенного типа. Они заполнялись терригенными, в том числе угленосными, и вулканогенно-осадочными отложениями при ограниченном распространении глинисто-кремнистых и глинисто-карбонатных осадков. В кайнозойском вулканизме определяющим являлся базальтовый тип извержений, в основном приуроченных к плечевым частям рифтогенных систем.

Биотическая событийность кайнозоя реконструируется по остаткам наземных растений, млекопитающих, насекомых, диатомовых водорослей, моллюсков, фораминифер и динофлагеллат.

По ряду параметров, отражающих геологическую и биотическую неоднородности, рассматриваемая территория подразделяется на два региона: Дальневосточный и Северо-Восточный\*, хотя событийная сопоставимость их достаточно велика. В обоих регионах кайнозойский мегацикл делится на три этапа: раннепалеогеновый, палеоген-неогеновый и поздненеоген-четвертичный. Рубежи их отмечены важнейшими событиями регионального и планетарного ранга, которые, не являясь повсеместно строго синхронными, укладываются в незначительный по продолжительности интервал геологического времени (табл.).

Одним из важнейших событийных рубежей в геологической истории Земли является мел-палеогеновая граница. Глобально она отмечена перестройкой морских и наземных экосистем, сопровождавшейся вымиранием ряда доминантных групп меловой биоты, похолоданием климата, обширными регрессиями, осушением эпиконтинентальных морей, перерывами в осадконакоплении, сменой фациальных обстановок и соответствующих им литоконплексов, а также магматической активизацией и геохимическими аномалиями, в том числе иридиевой.

Переломный характер этого рубежа наиболее ярко выражен в развитии органического мира, где он отмечен вымиранием динозавров, птерозавров, аммонитов, белемнитов, иноцерамов, таксономическим обеднением и сменой доминантов фораминифер, замещением костистых рыб лучеперыми, почти поголовным вымиранием сумчатых млекопитающих и появлением первых приматов, а также существенным преобразованием растительного покрова [14].

Однако в отличие от животного мира коренная перестройка растительности произошла не на рубеже мела и палеогена, а в середине мелового периода, когда оформилось ядро ее нового, кайнозойского, типа с доминирующими хвойными и цветковыми растениями. Именно этот рубеж отвечает критериям границ геологических периодов. Поэтому, в отличие от общегеологического понятия кайнозойского периода, применительно к периоду развития флор от середины мела по кайнозой включительно широко используется термин “кайнофит”. В рамках кайнофита мел-палеогеновая граница отмечена деградацией специфической группы покрытосеменных растений позд-

него мела, чуждых флорам мезофита, палеогена и современной (в палинофлоре – это группы *Normalles* и *Triprojectacites*), а также значительным усилением позиции цветковых растений, в том числе представителей современных семейств и родов или их предковых форм [14, 38].

Из абиотических признаков, характерных для пограничных мел-палеогеновых слоев, необходимо отметить иридиевую и прочие геохимические аномалии, которые, согласно популярной в настоящее время гипотезе, имеют космогенное происхождение. Однако роль космического фактора оценивается неоднозначно. Значительная часть отечественных исследователей отдает предпочтение в обосновании мел-палеогенового “событийного пика” земным силам [14, 28].

В континентальных разрезах Востока России мел-палеогеновая граница фиксируется в основном сменой флористических комплексов и не несет столь ярких следов глобальных “драматических” событий, свидетельством чего является выделенный в мел-палеогеновых разрезах Дальнего Востока маастрихт-датский стратозектон, включающий комплекс растительных остатков переходного облика (средний цаган, богопольская свита) [9, 12, 13, 15].

Нижний рубеж маастрихт-датского экотона в наземной экосистеме Дальнего Востока отмечен также и исчезновением динозавров. Все останки динозавров из известных местонахождений Приамурья с учетом палинологических данных датируются средним маастрихтом [24, 25] и не отмечены в более молодых отложениях.

#### ПЕРВЫЙ ЭТАП (ДАНИЙ-РАННИЙ ЭОЦЕН)

Первый этап кайнозоя охватывает отрезок времени от дания до раннего эоцена включительно. Он тесно связан с поздним мелом, наследуя от него типы тектонического режима, вулканизма и растительности – главного компонента наземной палеобиоты. По степени присутствия позднемеловых растений раннепалеогеновый этап можно разделить на два подэтапа. В первом (даний) они играли еще достаточно заметную роль (например, род *Aquilapollenites* Pfl.), тогда как во втором (поздний палеоцен-ранний эоцен) большая часть их перешла в разряд реликтов. Флора раннего эоцена по внешнему облику и таксономическому составу выступает в качестве промежуточного звена между первым и вторым этапами флорогенеза.

На протяжении раннего палеогена менялись растительность и климат. В дании-начале позднего палеоцена (зеландий) на Востоке России в условиях стабильного умеренно-теплого климата произрастали

\* Дальневосточный регион соответствует южной, а Северо-Восточный регион – северной частям Востока России.



унаследованные от позднего мела однотипные хвойно-крупнолистные леса, основными лесообразователями которых являлись таксодиевые, кипарисовые, архаичные березовые, ильмовые, мириковые, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, "*Platanus*" *rainoldsii* Newb., *Tiliaphyllum*. С позднего палеоцена началось потепление климата с максимумами на рубеже палеоцена и эоцена и на рубеже раннего и среднего эоцена. В составе растительности резко возросла роль теплолюбивых и вечнозеленых элементов. (*Platycarya*, *Engelhardtia*, *Alfaroa*, *Moraceae*, *Laugaseae*, *Anacardiaceae*, *Magnoliaceae*, *Oleaceae* и др.), что придает ей облик, близкий к субтропическому.

Кроме растительных остатков раннепалеогеновую биоту локально, в тафоценозах Северного Верхоянья, представляют динофлагеллаты Арктического морского бассейна и пресноводные моллюски [33].

Ранний палеоген, особенно начало его, характеризуется относительным "тектоническим покоем" и ограниченным осадконакоплением. Практически весь Восток России, за исключением притихоокеанской окраины, в палеоцене пребывал в состоянии, близком изостатическому равновесию, сопровождавшемуся пенеппенизацией рельефа и формированием кор выветривания каолинового и каолин-гидрослюдистого состава. Последние наиболее широко распространены на Северо-Востоке, где фиксируются в основании большинства кайнозойских разрезов, достигая значительной мощности (до 50 м). На Дальнем Востоке они известны в Амуро-Зейской впадине и в ее обрамлении, в основании разрезов Среднеамурской и Шкотовской впадин, а также на Ханкайском массиве.

Осадконакопление на Дальнем Востоке в палеоцене было локализовано лишь в унаследованных от позднего мела седиментационных бассейнах Амуро-Зейской и, предположительно, Среднеамурской аллювиально-озерных равнин, а также в некоторых вулканотектонических впадинах Восточного Сихотэ-Алиня. В начале эоцена, возможно с конца палеоцена, происходит заложение ряда впадин Юго-Западного Приморья (Артемо-Тавричанская, Шкотовская, Нижнебикинская).

Относительно стабильный режим осадконакопления существовал в пределах Амуро-Зейской впадины, где известен наиболее полный стратиграфический разрез нижнего палеогена, включающий и слои, переходные от верхнего мела (средний цагаян). Отложения нижнего палеогена (верхний цагаян, угленосная кивдинская и райчихинская свиты) слагают здесь единый породный комплекс с верхнемеловыми отложениями. Он принадлежит пострифтовой стадии, сменившей в тектоническом развитии Амуро-Зейского блока стадию позднеюрско-раннемелового рифтогенеза.

Среднеамурская впадина является крупнейшей кайнозойской структурой Восточной Азии, расположенной на территории России и Восточного Китая, где известна как впадина Саньцзян. На отечественной территории вскрытый скважинами непрерывный разрез (около 1500 м) начинается со среднего эоцена. Более низкие слои палеогена пока достоверно не установлены. Однако фиксируемая геофизическими методами большая мощность осадочного покрова (2000–3000 м, локально до 6000 м) не исключает в составе его нижнепалеогеновых (палеоцен–нижний эоцен) и верхнемеловых отложений. В пользу этого допущения свидетельствует присутствие палеонтологически обоснованных верхнемеловых осадков на зарубежной территории впадины, а также датирующие маастрихт–нижний палеоцен единичные палиноспектры из отложений, вскрытых на северо-восточной окраине впадины [4, 16, 17, 29].

Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс в раннем палеогене завершал свое развитие, наследуя от мела тип, состав, ареал и структурно-тектонический план вулканических проявлений. Из унаследованных от верхнего мела аккумулятивных структур наиболее крупными являются Зеркальнинская и Максимова вулканотектонические впадины, расположенные в зонах пересечения северо-восточного глубинного разлома вулканогена с поперечными субширотными разломами. В раннем палеогене во впадинах формировались вулканогенно-осадочные толщи, сложно сочетающие в своем составе лавы, пирокласты и вулканомиктовые образования риолит-дацитового (преобладают) и андезибазальтового состава. Кроме этих двух структур очаги вулканических извержений того же состава находились в низовьях Тумнина и Амура.

На Северо-Востоке площади раннепалеогеновой аккумуляции тяготели к Приарктической зоне, представлявшей собой слабо расчлененную приморскую равнину, простиравшуюся от устья р. Лены до Чукотского полуострова. На рубеже мела и палеогена здесь господствовали денудационные процессы, сопровождавшиеся образованием площадных кор выветривания.

Режим неустойчивого осадконакопления от палеоцена до начала среднего эоцена фиксируется в мелких грабенах Северного Верхоянья (Кенгдейский, Кунгинский, Согинский, Быковской протоки), в грабенах Лаптевоморской рифтовой системы (Нижнеянский, Омолойский) и в ряде впадин пассивной континентальной окраины Восточно-Сибирского моря (Гастахская, Нижнеколымская, Чаунская). Некоторые исследователи относят их к раздвиговым структурам [40]. Здесь накапливались маломощные слабоугле-

носные песчано-глинистые отложения континентального и прибрежно-морского генезиса.

В центральной части Северо-Восточного региона осадконакопление происходило в пределах мел-кайнозойского Индигиро-Зырянского прогиба. В раннем палеогене он сохранял морфо-тектонический тип и режим осадконакопления предшествующего, мелового, этапа развития. В стратиграфическом разрезе прогиба ранний палеоген представлен слабоугленосными отложениями (саканьинская свита, 250 м).

Вулканизм на Северо-Востоке, в отличие от Дальневосточного региона, не играл сколь-нибудь заметной роли. Проявления его носили сугубо локальный характер. Небольшие поля условно раннепалеогеновых базальтоидов известны лишь в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса (Авековская впадина и верховье р. Анадырь).

Рубеж первого и второго этапов кайнозоя отмечен резкой тектонической активизацией, широко проявившейся в пределах Тихоокеанского пояса и его азиатского континентального обрамления. Она сопровождалась существенным преобразованием структурно-тектонического плана и трансрегиональным перерывом в осадконакоплении, который зафиксирован в разрезах Камчатки [44], Сахалина, Дальнего Востока и Северо-Востока [33]. Значительные изменения претерпела и растительность, из состава которой полностью исчезли характерные для позднего мела палиноформы группы *Triprojectacites*.

## ВТОРОЙ ЭТАП (СРЕДНИЙ ЭОЦЕН–МИОЦЕН)

Второй этап кайнозоя охватывает хроноинтервал от среднего эоцена до миоцена включительно. Для него характерны внутриконтинентальный рифтогенез и сопряженный с ним базальтовый вулканизм, расширение аккумулятивных площадей и нарастающая во времени структурно-тектоническая дифференцированность. В это время сформировались основные кайнозойские структуры рассматриваемой территории (рис.) Второй этап подразделяется на два подэтапа: среднепозднеэоценовый и олигоцен-миоценовый.

Первый подэтап отличается самым теплым за весь кайнозой климатом и богатой растительностью существенно обновленного состава с характерным для него обилием и видовым разнообразием буковых и генетически близких им растений, продуцировавших пыльцу формальных родов *Tricolporopollenites* и *Tricolpopollenites*. Зональным типом растительности повсеместно являлись богатые полидоминантные леса субтропического типа, в составе которых заметную роль играли формы, унаследованные от раннего палеогена.

Картину континентальной биоты дополняют краткие сведения о животном мире. Единственное на Востоке России захоронение костных остатков палеогеновых наземных животных (Южное Приморье, г. Артем) представляет обитателей болотистой прибрежно-морской низменности: крупные носорогообразные (бронтотерии, аминодонты), мелкие хищники, черепахи. В немногочисленных захоронениях пресноводной фауны установлены обитатели проточных озерно-речных систем, среди которых доминировали моллюски вымерших ныне родов из семейств *Viviparidae* и *Unioidea* [36].

Геологическая обстановка в среднем–позднем эоцене на Дальнем Востоке и Северо-Востоке, в противовес их однотипной биоте, имела региональные отличия.

В Дальневосточном регионе это время отмечено отчетливой тектоно-магматической напряженностью, с которой связано заложение двух крупнейших кайнозойских линейных элементов Дальневосточного региона: Западно-Сихотэалинской внутриконтинентальной рифтовой системы и Прибрежного базальтового пояса.

Западно-Сихотэалинская рифтовая система протягивается в северо-восточном направлении на 1500 км от юго-западной оконечности Япономорского побережья до Охотского моря и является звеном “Восточно-Азиатского грабенового пояса” [4].

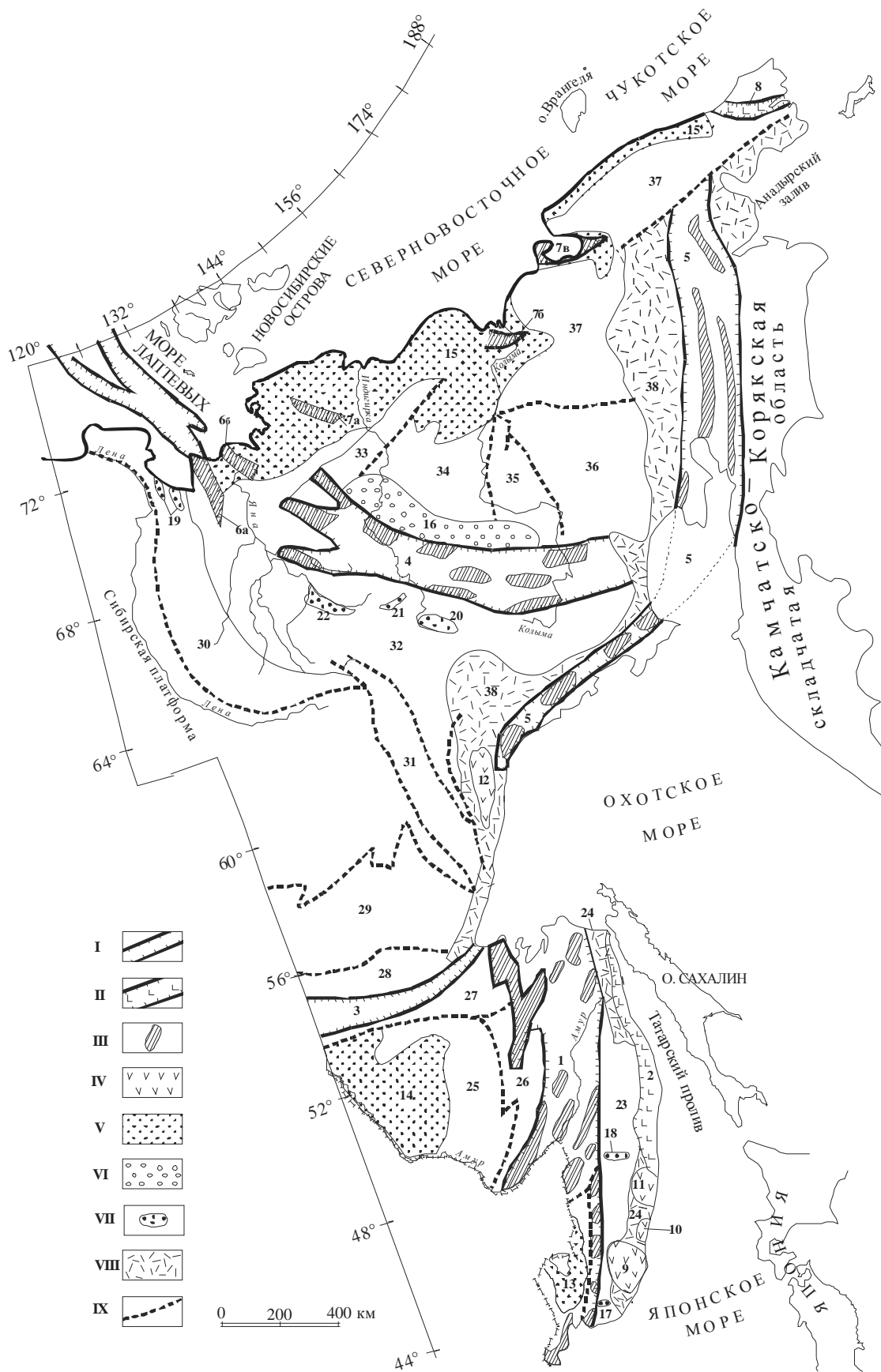
Основными элементами внутренней структуры системы являются грабенообразные впадины, образование которых, по мнению В.П. Уткина [41], связано с процессами растяжения земной коры на участках ее повышенной проницаемости. В среднем–позднем эоцене впадины заполнялись преимущественно осадочными угленосными отложениями при подчиненном участии вулканитов.

По ряду параметров, отражающих внутреннюю структурно-вещественную неоднородность (морфотип впадин и характер их изменчивости во времени, состав, мощность и полнота разреза выполняющих их отложений, хронология и стадийность рифтогенеза), Западно-Сихотэалинская рифтовая система делится на несколько зон (с юга на север): Хасанская, Южно-Приморская, Ханкайская, Уссурийская, Алчано-Бикинская, Среднеамурская, Приохотско-Амгунская.

Процесс формирования ее был длительным и сложным. В эоцене в качестве структурных элементов отчетливо выражены были Хасанская, Южно-Приморская, Алчано-Бикинская и Среднеамурская зоны; возможно также заложение отдельных грабенов других зон.

Прибрежный базальтовый пояс [1], или, по Уткину [43], Восточный вулканогенный пояс, представ-





ляет собой полициклическую вулканогенно-рифтовую структуру окраинно-континентального типа. Пространственно и, вероятно, генетически он сопряжен с рифтом-грабеном Татарского пролива, что позволяет рассматривать их в качестве составляющих единой рифтовой системы. Прибрежный пояс протягивается в меридиональном направлении от устья р. Самарги до устья Амура (700 км), пересекая под острым углом меловой Восточно-Сихотэалинский вулканоген. Глубинное строение Прибрежного пояса характеризуется пониженной мощностью земной коры (30–32 км), повышенной мощностью базальтового слоя (20 км) и региональным гравитационным максимумом.

В эоцене Прибрежный пояс формировали базальтоиды, с которыми локально ассоциировали трахидациты, трахириолиты, пирокластические образования и гипабиссальные интрузии диорит-щелочно-гранитовой формации (прибрежный комплекс). Внедрение последних, скорее всего, происходило на рубеже первого и второго подэтапов.

На Дальнем Востоке средний–поздний эоцен характеризуется высокой, максимальной за весь кайнозой, углепродуктивностью. В это время формируются многие промышленные угольные месторождения Приморья и Хабаровского края. Включающие их угленосные толщи (угловская, чернореченская свиты) накапливались в пределах аллювиально-озерно-болотной системы, переходившей на крайнем юго-западе (Артемо-Тавричанский, Хасанский районы) в прибрежно-морскую низменность.

На Северо-Востоке тектонический режим в среднем–позднем эоцене был более спокойным, мало

отличаясь от раннепалеогенового. Он наследовал депрессионные и грабенообразные структуры Приарктической низменности и Среднего Приколымья, где накапливались глинистые осадки озерного генезиса (до 50 м). Некоторая активизация тектонических процессов произошла в конце эоцена, когда заложился ряд рифтогенных впадин Северного Приохотья, заполнявшихся слабоугленосными вулканогенно-осадочными отложениями (Ланковская, Кавинско-Тауйская, Охотско-Кухтуйская); локально продолжались излияния базальтов (Авековская впадина).

Вдоль внешней окраины Охотско-Чукотского вулканогена в прибрежно-морской зоне формировался Пенжинско-Анадырский рифт. Он состоял из двух сближенных субпараллельных грабенов и расположенного кулисообразно по отношению к ним (меридионально) менее протяженного грабена на левобережье Анадыря в нижнем его течении. Вместе с грабенами Северного Приохотья они образуют единую Охотско-Анадырскую рифтовую систему.

Интенсивные подвижки, сопровождавшиеся формированием пестрого литофациального комплекса, произошли в это время и в зоне разломов вдоль юго-западной границы Индигиро-Зырянского прогиба, кайнозойский цикл которого сопряжен с развитием Момского рифта.

От Дальневосточного региона Северо-Восточный отличается более ограниченным по площади осадконакоплением, амагматичностью и менее масштабным углеобразованием. Впрочем, два последних параметра свойственны всему кайнозою Северо-Востока.

**Рис.** Схема размещения кайнозойских тектонических структур материковой части Востока России.

I – рифты и рифтовые системы, II – вулканические рифты, III – грабены рифтовых систем, IV – вулканотектонические впадины, V – мульдообразные впадины и осадочные покровы на жестких структурах (срединных массивах, молодых платформах), VI – предгорные прогибы, VII – орогенные впадины, VIII – меловые вулканические пояса, IX – разломы.

Аккумулятивные структуры. (1–7) – рифтогенные: 1 – Западно-Сихотэалинская рифтовая система ( $P_3-Q_1$ ), 2 – Прибрежный базальтовый пояс ( $P_2-N$ ), 3 – Удско-Зейский рифт (K-Kz), 4 – Момская рифтовая система ( $P_3-N$ ), 5 – Охотско-Анадырская рифтовая система ( $P-N$ ), 6 – грабены Лаптевоморской рифтовой системы ( $P-N$ ): Омолойский (а), Нижне-Янский (б), 7 – рифтогенные впадины побережья Восточно-Сибирского моря ( $P-N$ ): Тастахская (а), Нижне-Колымская (б), Чаунская (в), 8 – Чукотский рифт (N-Q<sub>1</sub>); (9–12) – вулканотектонические впадины: 9 – Зеркальнинская, 10 – Тернейская, 11 – Максимовская; 12 – Улья-Охотская; (13–15) – мульдообразные впадины и осадочные покровы: 13 – Ханкайская (N-Q), 14 – Амуро-Зейская (K<sub>2m</sub>-), 15 – Приарктический покров (N<sub>1</sub><sup>3</sup>-Q); 16 – Индигиро-Зырянский предгорный прогиб ( $P_3-N$ ); (17–22) – орогенные впадины: 17 – Верхнеуссурийская, 18 – Верхнебикинская, 19 – впадины Северного Верхоянья, 20 – Усть-Нерская, 21 – Эльгинская, 22 – Верхнеадычанская. Денудационные структуры. 23 – Сихотэ-Алинское сводовое поднятие, 24 – Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс, 25 – Восточно-Буреинское сводово-глыбовое поднятие, 26 – Кербинско-Амгунское блоковое поднятие, 27 – Тукурингско-Джагинская зона коллизионного сжатия, 28 – Становая область мезозойской тектоно-магматической активизации, 29 – Алданский щит, 30 – Верхоянское сводовое поднятие, 31 – Сетте-Дабанское сводово-блоковое поднятие, 32 – зона слабых дислокаций Яно-Колымской складчатой области, 33 – Полоусненское блоковое поднятие, 34 – Алазейское сводово-купольное поднятие, 35 – Приколымское блоковое поднятие, 36 – зона кольцевых дислокаций Омолонского массива, 37 – складчато-блоковые дислокации Чукотской области, 38 – Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Рубеж первого и второго подэтапов (поздний эоцен–ранний олигоцен) выражен био-климатическими преобразованиями планетарного масштаба, запечатленными и в тафоценозах Восточных регионов. С начала олигоцена устанавливается направленно-колебательный характер климатических изменений, с чередованием оптимальных и пессимальных фаз на фоне последовательного похолодания. Главнейшие из них – пессимумы: 1) на рубеже эоцена и олигоцена, 2) в конце олигоцена, 3) в конце позднего миоцена; оптимумы: 1) в середине олигоцена, 2) в конце раннего миоцена на рубеже со средним. По данным С.А. Лаухина [23], с глобальным похолоданием на рубеже эоцена и олигоцена связано формирование мощных льдов в Арктике и резкое расширение горно-долинного оледенения в Антарктиде.

Синхронно с изменением климатического режима произошло преобразование растительного покрова с замещением богатой теплолюбивой флоры теплоумеренной хвойно-широколиственной (тургайская флора). Она определяла облик растительного покрова на протяжении олигоцена и миоцена, хотя и испытывала во времени эволюционные и климатические изменения. Эволюционная направленность “тургайского” флорогенеза заключается в последовательном таксономическом обеднении и омоложении видового состава. Он подразделяется на четыре фазы, отвечающие его началу (начало раннего олигоцена), расцвету (олигоцен), зрелости (ранний–средний миоцен) и деградации (поздний миоцен).

Первая фаза (ранне- или древнетургайская флора) характеризуется количественным доминированием и разнообразием хвойных (сосновых и таксодиевых), а также еще заметным участием эоценовых таксонов, в том числе формальных. Вторая фаза отмечена господством и видовым разнообразием теплоумеренных широколиственных пород, в первую очередь буковых и ореховых, среди которых господствовали новые виды, при подчиненном участии эоценовых.

Рубеж второй и третьей фаз совпадает с кратковременным похолоданием в конце хаттского века (второй пессимум). Характер растительности этого пограничного хроноинтервала наиболее отчетливо запечатлен в составе палинофлоры. По многим разрезам он фиксируется единичными таксономически бедными спорово-пыльцевыми спектрами с доминирующими сосновыми и березовыми.

Третья фаза в развитии тургайской флоры представляет растительность, однотипную с растительностью второй фазы, но отличающуюся от последней видовым составом доминантов (Fagaceae, Juglandaceae) и отсутствием эоценовых форм. В четвертой фазе

происходит значительное обеднение флоры, в основном за счет теплолюбивых элементов. Существенно сокращается роль таксодиевых и буковых. Лидируют сосновые, березовые, ильмовые, тополевые. Широкое распространение получают кустарники и травы разнообразного состава, формирующие самостоятельные растительные сообщества.

В конце позднего миоцена на фоне резкого похолодания начался распад теплоумеренной флоры и замещение хвойно-широколиственных лесов более бедными растительными сообществами, состоящими в основном из представителей современных региональных флор. На Северо-Востоке с позднемiocеновым похолоданием связано начало формирования гипоарктической растительности и криопелагических биоценозов в Пра-Чукотском морском бассейне [10].

Важным биотическим событием второго подэтапа явилось зарождение в олигоцене, бурный расцвет и широкое распространение в миоцене пресноводной диатомовой флоры.

Животный мир олигоцена–миоцена в тафоценозах представлен разнообразными насекомыми [8], пресноводными, реже морскими моллюсками и фораминиферами – в локальных морских экосистемах.

Особо следует отметить присутствие в олигоценых отложениях Среднеамурской впадины (бирюфельдская свита) проблематичных колониальных микроорганизмов, которые первоначально диагностировались как фораминиферы [2]. Позднее Н.К. Быкова отнесла их к новой группе *Semibryoz*, впервые выделенной ею из морских олигоценых отложений Мангышлака. Если допустить морской генезис среднеамурских находок этой группы, то следует связать их с кратковременной трансгрессией моря, следы которой фиксируются в верхнем олигоцене Китая [17].

В абиотическом плане второй подэтап отмечен последовательным расширением аккумулятивных площадей различной тектоногенетической принадлежности (структуры разных стадий рифтогенеза, структуры пассивной континентальной окраины, субплатформенные и орогенные), а также рядом других явлений, фиксирующих его временную и пространственную неоднородности. Значительными событиями отмечена граница олигоцена и миоцена.

Начало второго подэтапа (конец позднего эоцена–олигоцен) – это время относительного тектонического покоя. На Дальнем Востоке оно характеризуется пенеппенизацией рельефа и максимальным за весь кайнозой озерным обводнением территории. Наиболее крупные умеренно-глубокие проточные озера располагались в Западно-Сихотэалинской зоне Восточно-Азиатского грабенового (рифтогенного) пояса,

где они образовывали единую озерную систему с однотипной фауной моллюсков [36] и однородным глинисто-алевритовым составом осадков.

Этот этап развития наиболее яркое выражение находит в разрезах Среднеамурской, Нижнебикинской, Артемо-Тавричанской впадин, где им отвечают, соответственно, бирофельдская, лучегорская, надеждинская свиты. На Ханкайском массиве озерный режим был менее стабильным, что способствовало формированию здесь высокопродуктивных угленосных отложений павловской свиты, сочетающейся чередующиеся по разрезу признаки открытых озер и болот. Сходный режим осадконакопления в олигоцене существовал и в субплатформенной Амуро-Зейской впадине.

На Северо-Востоке расширение осадочной аккумуляции в олигоцене носило менее масштабный характер. Оно происходило на площади Приарктической пассивной окраины, временами подвергавшейся кратковременным морским трансгрессиям, в Приохотской зоне и локально во внутренних районах Яно-Колымской области, где заложилось несколько грабенообразных впадин на площади сформировавшегося позднее Момского рифта, которые следует связывать с предрифтовой стадией. В отличие от Дальневосточного региона олигоцен здесь характеризовался преобладающим развитием аллювиальных фаций.

Миоцен на Востоке России ознаменовался тектоно-вулканической активизацией и усилением площадной дифференции геологических процессов, в результате чего, при сохранении общих тенденций, заметнее проявились различия Дальневосточного и Северо-Восточного регионов.

Дальневосточный регион отмечен мощной вспышкой вулканизма в раннем–среднем миоцене, проявившегося в форме излияния базальтоидов и в форме эксплозионных выбросов среднего и кислого состава. Ареной наиболее интенсивного базальтового вулканизма являлся Прибрежный базальтовый пояс, продолжавший свое развитие в режиме рифтогенеза.

На это время здесь приходится формирование кизинского комплекса базальтоидов, принадлежащих к известково-щелочной андезитовой серии высокоглиноземистого типа, близкой к рифтовым вулканическим сериям [7]. Менее значительные лавовые излияния происходили в Западно-Сихотэалинской зоне, где они контролировались разломами Амуро-Сунгарийской системы. Здесь преобладали эксплозивные процессы без четкой структурно-тектонической принадлежности. Они фиксируются широким распространением в составе нижне- среднемиоценовых отложений кислого пирокластического материала или продуктов его разложения. По характеру площадного распространения пиро-

кластики можно допустить существование наиболее крупных эруптивных аппаратов на сопредельной территории Восточного Китая, вероятно в зоне разломов той же Амуро-Сунгарийской системы. В позднем миоцене вулканизм, особенно его базальтово-лавовая составляющая, заметно ослабевает.

Прогрессирующее в миоцене осадконакопление в Дальневосточном регионе на значительной площади сопровождалось изменением морфотипа аккумулятивных структур. Так, на Ханкайском массиве олигоценовые грабены трансформировались в пологие мульдообразные впадины, формировавшиеся в режиме пострифтового погружения (стадия затухания сдвигов и сосдвигового растяжения земной коры) [42]. Черты подобного превращения несут также впадины Южноприморской, Уссурийской, Нижнебикинской и Среднеамурской зон.

В геоморфологическом плане этим тектоно-структурным преобразованиям отвечает замещение Западно-Сихотэалинской озерной системы аллювиально-озерными системами с неустойчивыми гидродинамическим, гидрохимическим, гидротермальным и аккумулятивным режимами. Широкое распространение, особенно в периоды климатических оптимумов, здесь имели наземные фации и фации эфемерных озер, в условиях которых формировались характерные туфогенно-осадочные толщи, напоминающие ископаемые почвы. Единственным крупным, но мелководным, миоценовым озером было озеро Пра-Ханка, с позднего миоцена существовавшее в границах, близких к современным [20].

В Нижнем Приамурье и Западном Приохотье тектонический механизм формирования и морфотип аккумулятивных структур в миоцене не претерпели изменения. Здесь прогрессировало развитие рифтогенных структур, представляющих собою сложно построенные цепочки грабенообразных впадин. В режиме окраинно-континентального рифтогенеза протекали вулкано-седиментогенные процессы в пределах Прибрежного пояса.

На площади Амуро-Зейской равнины в миоцене происходило последовательное расширение аккумулятивных площадей в процессе медленных неконтрастных движений [34].

В конце миоцена в связи с усилением восходящих движений осадконакопление в Дальневосточном регионе несколько сократилось [3]. Характерно литофациальное однообразие верхнемиоценового породного комплекса при подавляющем господстве в нем аллювиальных, преимущественно русловых, отложений.

На Северо-Востоке рубеж олигодена и миоцена не отмечен резкими структурно-тектоническими пре-

образованиями. Прогрессирующее по площади осадконакопление происходило в режиме, унаследованном от олигоцена. В раннем миоцене здесь продолжалось формирование впадин Приарктической пассивной окраины и грабенов Лаптевоморской и Охотоморской рифтовых систем. В Яно-Колымской области активизировались процессы грабенообразования, в той или иной степени связанные с предрифтовой или начальной стадией рифтогенеза в пределах Момской системы. Индигиро-Зырянский прогиб с позднего олигоцена вступает в новый (“собственно кайнозойский”) этап развития, сопряженный с развитием Момского рифта. С этого времени он начинает обретать черты предгорного прогиба, формирующегося перед фронтом горных хребтов, воздымающихся на северо-восточном плече рифта.

На первую половину миоцена в Северо-Восточном регионе приходится основной этап кайнозойского угленакопления аллювиально-озерно-болотной и реке прибрежно-морской фациальной принадлежности.

Главные геологические события миоцена в Северо-Восточном регионе, в отличие от Дальневосточного, происходят на границе среднего и позднего его веков. Этот рубеж отмечен резким усилением тектонических процессов и региональным перерывом в осадконакоплении. С позднего миоцена здесь устанавливается режим интенсивных, резко контрастных тектонических движений, существовавший вплоть до раннего неоплейстоцена и сопровождавшийся нарастающей геоморфологической дифференциацией, в ходе которой были оформлены основные элементы современного рельефа. В позднем миоцене в зрелую стадию своего развития вступает Момская рифтовая система, уже четко выраженная в рельефе и обладающая главными признаками тектонических структур этого типа, в том числе и слабым проявлением магматизма [6].

В это время меняется и литофациальный тип осадконакопления. Преимущественное развитие приобретают аллювиальные, в основном русловые, фации; в Приарктической и Приохотской зонах локально их дополняют прибрежно-морские и морские фации, представленные песчано-глинистыми отложениями с арктобореальными комплексами морских диатомей [10].

В целом поздний миоцен Северо-Востока по тектоническим и литофациальным параметрам обнаруживает более тесные связи с плиоценом, чем с ранним-средним миоценом, формируя с ним единый структурно-вещественный комплекс, принадлежащий уже третьему этапу кайнозойской истории.

Таким образом, в Дальневосточном и Северо-Восточном регионах рубеж второго и третьего этапов

абиотическими событиями фиксируется на разных временных уровнях, тогда как в развитии биоты он повсеместно занимает относительно стабильный уровень на границе позднего миоцена и плиоцена.

### ТРЕТИЙ ЭТАП (ПОЗДНИЙ НЕОГЕН–ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ)

Третий, позднекайнозойский, этап – это этап новейшей геологической истории, в течение которого был окончательно оформлен современный морфо-тектонический и ландшафтно-биотический облик Востока России. По продолжительности этот этап не сопоставим с предшествующим, начавшись асинхронно во временном интервале поздний миоцен–плиоцен, он, видимо, еще далек до своего завершения. Тем не менее, третий этап чрезвычайно богат событиями регионального и глобального масштаба. Важнейшим из них является произошедший 2,4–2,5 млн лет назад планетарный “климатический скачок”, отмеченный резким похолоданием [22]. С этого времени в Северном полушарии установился принципиально новый, “ледниковый” характер климатических изменений, а именно чередование ледниковых и межледниковых эпох.

В эволюции органического мира значительным событием было появление человека, свидетельством чего на Дальнем Востоке и Северо-Востоке являются редкие следы палеолитических стоянок и многочисленные голоценовые стоянки [37]. На поздний кайнозой (поздний плиоцен–голоцен) приходится быстрая эволюция мелких млекопитающих, обусловившая возможность зонального биостратиграфического расчленения отложений этого возраста на Северо-Востоке [39].

По особенностям геологической и био-климатической динамики третий этап делится на два подэтапа с границей на рубеже раннего и среднего неоплейстоцена.

Первый подэтап в общих чертах наследует аккумулятивно-структурный план предшествующего этапа, существенно отличаясь при этом по литофациальным параметрам. Аллювиально-озерно-болотный тип осадконакопления, свойственный предшествующему этапу, с началом третьего этапа сменился аллювиальным, при преимущественном развитии русловых фаций. Озерные фации в это время имели минимальное за весь кайнозой распространение. На рубеже неогена и квартера наряду с рифтогенными структурами широкое распространение получили обширные осадочные покровы, формировавшиеся на стабильно пассивных тектонических блоках.

В Дальневосточном регионе рубеж второго и третьего этапов отмечен продолжительной седимента-

ционной паузой (большая часть плиоцена). В районах с относительно спокойным рельефом (в основном на жестких массивах) она сопровождалась образованием кор выветривания. В позднем плиоцене в обстановке усилившейся эрозионной деятельности и засушливого умеренного климата происходило формирование пестроцветного (красноцветного) породного комплекса сложного строения.

Красноцветы обладают специфическим обликом и имеют трансрегиональное распространение, что позволяет рассматривать их в качестве корреляционного репера. Время образования красноцветов за пределами региона (Прибайкалье, Забайкалье, Восточная Монголия, Северо-Восточный Китай) определяется по остаткам млекопитающих как средний–поздний плиоцен, на Дальнем Востоке по палеомагнитным и палинологическим данным – как поздний плиоцен [31, 32].

Полномасштабное бассейновое осадконакопление возобновилось в самом конце плиоцена на рубеже с эоплейстоценом. Оно происходило в бассейнах двух морфо-тектонических типов: равнинно-субплатформенного и межгорно (или внутригорно)-рифтогенного. К первому типу относятся Амуру-Зейская и Приханкайская впадины. Унаследованно от миоцена они формировались в режиме медленного, но энергично расширяющегося по площади прогибания, компенсировавшегося аллювиальными, локально аллювиально-озерными осадками, слагающимипокровные структуры мощностью до 120 м.

Из рифтогенных структур дальнейшее развитие получили Нижнеамурская, Приохотская и Верхнеамгунская системы впадин, которые к этому времени обрели морфологическое выражение, близкое к современному. Цепочки грабенов трассировались речными долинами и заполнялись песчано-галечниковым русловым аллювием. С осадочной аккумуляцией в пределах этих систем были сопряжены излияния базальтов центрального и трещинного типов. Очаги наиболее активного вулканизма располагались в зонах пересечения глубинных разломов северо-восточного простирания (Хингано-Амгунский, Куканский, Амуру-Тугурский) и менее протяженных поперечных разломов.

К рифтогенным структурам относится и субширотная Верхнезейская впадина. Формирование ее, начавшееся еще в олигоцене, было связано с раздвиговыми движениями в зоне Станового разлома, в плиоцен-четвертичное время в связи с усилившимся воздыманием Тукурингского и Джагдинского хребтов вдоль ее южного борта впадина обретает черты предгорной структуры. За пределами ее на восточном фланге Станового разлома локально происходили излияния базальтоидов.

Преимущественно вулканической составляющей рифтогенез отмечен в Прибрежной зоне, где традиционно для Дальневосточного региона происходили наиболее мощные вулканические извержения, формировавшие обширные базальтовые плато (Совгаванское, Нельминское, Бикинское). Последние располагаются на пересечении меридионального Прибрежного разлома и поперечных разломов, которые, по мнению В.П. Уткина [43], контролировали глубинные структуры растяжения, поперечные меридиональным сдвиговым перемещениям.

В новый цикл рифтогенеза в конце плиоцена вступила Среднеамурская впадина, где площадной характер миоценового осадконакопления сменился дифференцированным с отчетливой приуроченностью к зонам палеогеновых грабенов, а вдоль юго-восточной границы впадины активизировалась вулканическая деятельность. Сходную тектоно-вулканическую обстановку можно допустить и для Западного Приморья (исключая Ханкайский массив), где с активизацией ряда глубинных разломов (Арсеньевского, Иманского, Южно-Сихотэалинского) также были связаны рельефообразующие излияния базальтоидов. Позднеплиоцен-четвертичные базальтоиды Дальневосточного региона по своим петрохимическим характеристикам тяготеют к толеитовой и щелочной формациям.

На Северо-Востоке, где третий этап начался в позднем миоцене (скорее всего, в конце его), в плиоцене развитие шло в унаследованном режиме с сохранением двух основных типов аккумулятивных структур: рифтогенного и субплатформенного.

В рифтогенных структурах (Момская, Лаптево-морская, Охотоморская рифтовые системы) плиоцен отмечен нарастанием тектонической напряженности и сокращением осадконакопления. Наиболее напряженной тектонической обстановкой была в Момской рифтовой системе, где она определялась сложным сочетанием дифференцированных вертикальных и горизонтальных (сдвигов и надвигов) движений. Следы последних отмечены вдоль хребтов горной системы Черского широким развитием тектоно-гравитационных микститов [33].

В зрелую стадию своего развития (поздний миоцен–плиоцен) Момская рифтовая система являлась центральным структурным линеamentом Северо-Восточного региона. Она протягивалась в северо-западном направлении через хребты Черского и Момский от левобережья р. Колымы до правобережья р. Яны. Осевая часть рифта трассировалась цепочкой кулисообразно расположенных впадин. Плечи рифта асимметричны относительно ее долины. Наиболее сложное, ступенчатое, строение имеет

юго-западное (черское) плечо, осложненное серией субпараллельных сдвигов, к которым тяготеют многочисленные грабенообразные впадины (Немелинская, Догдинская, Букчанская, Верхнеартынская, Тасканская и др.) [40]. В пределах Момского рифта формировался грубообломочный комплекс, представленный рыхлыми песчано-галечниками, валуно-галечниками, щебне-галечниками, зачастую золотосными отложениями.

Во всех рифтовых системах Северо-Востока максимум тектонической напряженности, фиксируемый седиментационной паузой, приходится на поздний плиоцен. Осадконакопление локально возобновилось в эоплейстоцене–раннем неоплейстоцене, хотя и протекало в условиях высокой тектонической активности. В сложном процессе кайнозойского рифтогенеза на это время приходится его заключительная фаза.

В позднем кайнозое процессы рифтогенеза имели место и на Чукотском полуострове, где они, в отличие от вышеотмеченных рифтовых систем Северо-Востока, характеризовались интенсивными проявлениями базальтового вулканизма повышенной щелочности, сопряженными с осадконакоплением во впадинах (Улювеевская, Инчоунская, Колючинская) или локализованными в форме самостоятельных вулканоструктур. Ряд исследователей включает Чукотский рифт в Охотско-Анадырскую рифтовую систему. Однако отчетливая тектоно-магматическая специфика Чукотского рифта, секущая по отношению к последней ориентировка (северо-западная) и асинхронность формирования свидетельствуют скорее о его автономности. По своему пространственному положению Чукотский рифт может быть причислен к приарктической группе раздвиговых структур, хотя и от них отличается своей “магматичностью” и более молодым возрастом.

Приарктическая пассивная окраина континента испытывала в плиоцене слабодифференцированное, медленное, но расширяющееся по площади погружение. Этот процесс наиболее ярко проявился на побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в низовьях рек Яны, Индигирки и Колымы, где с плиоцена началось формирование обширного осадочного покрова, сложенного аллювиально-озерными, реке прибрежно-морскими терригенными осадками. В четвертичное время он далеко проник в глубь континента, в междуречье Индигирки и Колымы, достигнув предгорий Момского хребта. В Чукотском секторе арктического побережья аккумулятивная активизация и нивелировка рельефа в плиоцен-четвертичное время носили менее масштабный характер, наследуя бассейны миоценового осадконакопления в несколько расширенных границах.

На протяжении всего третьего этапа кайнозоя Приарктическая окраина Северо-Восточного региона, особенно ее восточная, чукотская, часть, неоднократно подвергалась кратковременным трансгрессиям моря, во время которых устанавливалась связь между Северным и Тихим океанами через Берингов пролив.

Биотическая событийность первого подэтапа достаточно полно воссоздается лишь по растительным остаткам. Животный мир в тафроценозах представлен фрагментарно и узколокально, что исключает возможность полномасштабных реконструкций его.

Позднекайнозойская флора обладала отчетливой, но последовательно ослабевающей преобладающей от тургайской флоры. В раннем плиоцене, когда вслед за позднемиоценовым климатическим пессимумом произошло потепление климата [5], растительный покров повсеместно на Востоке России составляли лесные формации. На юге Дальнего Востока это были преимущественно хвойно-широколиственные леса, близкие по составу к лесам “позднетургайского” типа. На Северо-Востоке произрастали темнохвойные, хвойно-широколиственные леса, главными лесообразователями которых являлись ель, сосна, лиственница, береза, ольха.

С наступившим 2,4 млн лет назад похолоданием начался интенсивный распад площадных лесных формаций, сопровождавшихся существенным обеднением флористического состава. В растительном покрове наряду с обедненными лесами широкое распространение получают кустарниковые и открытые сообщества. В Дальневосточном регионе хвойно-широколиственные леса замещаются хвойными и хвойно-мелколиственными лесами с примесью широколиственных пород (*Corylus*, *Ulmus*, *Juglans*), роль которых возрастала в фазы относительного потепления. В раннем неоплейстоцене из дальневосточной растительности полностью исчезают экзотические для современной региональной флоры *Taxodiaceae*, *Tsuga*, *Carya*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Castanea* и другие реликты тургайской флоры, и она обретает бореальный облик [26].

На Северо-Востоке, где со второй половины плиоцена установился очень суровый континентальный и субарктический климат, сопровождавшийся в приарктических районах развитием многолетней мерзлоты [45], существовали тундрово-степные, лесотундровые и тундровые ландшафты с мелколистнокустарниковой и травянистой растительностью.

Картину континентальной биоты дополняют сведения о животном мире Северо-Восточного региона, в северной части которого (низовья Колымы, Яны, Ин-

дигирки, Омолоя) находятся крупнейшие захоронения костных остатков млекопитающих. По ним реконструируются тундрово-степные биоценозы, доминантами которых среди животных были гигантские лошади группы “*stenonis*”, архаичные овцебыки, широколобые лоси, исчезнувшие из фауны Евразии и Америки на рубеже раннего и среднего неоплейстоцена. Менее многочисленной была популяция бизонов и мамонтов. Кроме этих гигантов на обширной приморской равнине обитали волки, медведи, пещерные кошки, зайцеобразные и мелкие грызуны, в том числе обыкновенные и копытные лемминги [45, 46].

Достаточно разнообразной на Северо-Востоке была и фауна насекомых, представленная в тафоценозах преимущественно жуками тундрового, таежного и степного ландшафтно-экологических комплексов. С конца плиоцена в составе энтомофауны заметную роль играют криоксерофитные формы, отражающие становление специфического тундрово-степного ландшафта [18]. В Дальневосточном регионе фаунистические тафоценозы поднего плиоцена–раннего неоплейстоцена пока не известны.

Рубеж первого и второго подэтапов третьего этапа отмечен региональным перерывом в осадконакоплении, ландшафтными перестройками и существенными био-климатическими изменениями. Со среднего неоплейстоцена намечается ослабление тектонической активности, сопровождавшееся некоторым расширением озерных и аллювиально-озерных фаций при одновременном сокращении аккумулятивных бассейнов.

На Дальнем Востоке стабильное осадконакопление в конце неоплейстоцена и в голоцене сохранялось в пределах Западно-Сихотэалинской рифтогенной системы, выраженной в современном рельефе (включая сопредельную территорию Китая) Ханкайской, Сунгари-Среднеамурской низменностями и речными долинами Нижнего Приамурья и Западного Приохотья.

В Амуро-Зейской впадине в конце раннего неоплейстоцена режим медленного прогибания сменился слабыми восходящими движениями, что привело к сокращению площади осадконакопления и превращению обширной аккумулятивной равнины в денудационную.

Вдоль Япономорского побережья пролегла узкая зона прибрежно-морской аккумуляции с расчлененным рельефом, где в режиме чередующихся трансгрессивных и регрессивных фаз формировался полифациальный комплекс осадков [19]. Морские трансгрессии четвертичного времени не проникли далеко в глубь континента, ограничиваясь небольшими заливами в узкой прибрежной полосе;

положение береговой линии было близким к современному [21].

Остальная, большая, часть Дальневосточного региона испытывала дифференцированные восходящие движения, в ходе которых в сочетании с экзогенными процессами был окончательно оформлен современный горный рельеф, в общих чертах унаследованный от неогена. Аккумулятивная деятельность в горных районах ограничивалась руслами рек, а также склонами и подножьями гор (элювий, делювий, коллювий).

Дальневосточный регион в четвертичное время вплоть до настоящего времени характеризуется повышенной сейсмичностью, с мощностью землетрясений в 5–6 баллов (Восточный Сихотэ-Алинь), 7 баллов (Южное Приморье) и 8 баллов (Джагдинский и Тукурингрский хребты). С землетрясениями связано образование специфических сейсмогравитационных структур, обычно приуроченных к долгоживущим узлам повышенной тектоно-магматической активности [11, 30].

На Северо-Востоке с начала второй фазы позднекайнозойского этапа (средний неоплейстоцен) геодинамическая обстановка определялась сжатием литосферы, с чем было связано затухание рифтогенеза и общее поднятие территории. Тем не менее, глубинная энергетика в пределах отмирающих рифтовых систем вплоть до наших дней остается еще достаточно высокой, что находит подтверждение в ряде геофизических параметров, а также в наличии здесь незамерзающих подземных источников, наледей и позднелювиевского вулкана Балаган-Тас с хорошо сохранившимися конусом и потоками щелочных базальтоидов [35, 40].

С процессами сжатия, сменившими в среднем неоплейстоцене режим растяжения, связано образование крупнейшего сейсмического линейного пояса Черского, пересекающего регион по диагонали от моря Лаптевых до Охотского моря и соединяющего сейсмоактивные зоны Арктики и Тихого океана, а также наблюдаемых на всем его протяжении складчатых и разрывных дислокаций кайнозойских отложений [35]. Центральное звено сейсмического пояса с эпицентрами землетрясений мощностью до 8 баллов примыкает с юго-запада к слабо сейсмичной Момской рифтовой долине. Характер их взаимоотношений интерпретируется неоднозначно. Одни связывают сейсмичность с развитием рифта [6, 27], другие отрицают эту связь [35]. Тем не менее, пространственно-временная сопряженность между сейсмическим поясом и рифтом очевидна. Они оба являются сопредельными структурами зоны сочлене-



ния Евразийской и Североамериканской литосферных плит.

На фоне общего поднятия исключение составляла полоса приарктических низменностей, которая в среднем неоплейстоцене видимо еще испытывала слабое погружение, сопровождавшееся накоплением мало-мощных (5–40 м) аллювиальных, аллювиально-озерных, локально – прибрежно-морских осадков. Однако в позднем неоплейстоцене и здесь наметилась тенденция к поднятию, что зафиксировано в Яно-Колымской низменности формированием гетерогенного породного комплекса с преобладанием осадков наземно-субаэриального происхождения (почвы, лессовидные образования с признаками высокой льдистости – едомная свита), а на побережье Чукотского моря (Валькарайская и Ванкаремская впадины) – сменой прибрежно-морских осадков континентальными.

В горных и горно-возвышенных районах осадконакопление в основном было приурочено к речным долинам, где оно запечатлено в строении террасового комплекса. В “холодные” эпохи неоплейстоцена имели место процессы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции.

Биотическая специфика заключительного подэтапа позднего кайнозоя во многом определялась колебательным характером в целом умеренно-холодного климата. Холодные фазы в горных районах сопровождались оледенениями, из которых максимальное приходится на конец позднего неоплейстоцена. Наиболее широкое распространение ледниковые образования, преимущественно горно-долинные ледники, имели на Северо-Востоке, тогда как на Дальнем Востоке достоверные следы позднеплейстоценового оледенения известны лишь в высокогорных районах [39].

Ритмическое чередование холодных и относительно теплых климатических фаз сопровождалось смещением границ растительных поясов и формаций, что приводило к ландшафтным перестройкам. На Северо-Востоке, где уже в плиоцен-раннечетвертичное время в качестве зональных установились тундровый и лесотундровый типы растительности, в эпохи похолодания широкое распространение имели тундрово-степные ландшафты с криоксеротической фауной насекомых. Максимального развития они достигли в позднем неоплейстоцене. В эпохи потепления преобладали лесотундровые и даже северотаежные ландшафты при резком сокращении тундрово-степных ценозов, мигрировавших к северу. Интенсивное разрушение последних произошло в голоцене, когда сформировался современный ландшафтный облик региона [18].

На Дальнем Востоке холодные фазы отмечены развитием светлохвойных лиственничных и лиственнич-

но-березовых лесов, ерников и ольшаников – на севере, темнохвойной тайги с примесью широколиственных пород – на юге. Фазы потепления (влажный умеренно холодный климат) характеризуются широким развитием темнохвойных лесов – на севере, широколиственных лесов, состоящих из современных видов манчжурской флоры, – на юге и лесостепных ландшафтов на Ханкайской равнине [20, 26].

На рубеже раннего и среднего неоплейстоцена существенно изменился облик наземной фауны, в первую очередь за счет крупных млекопитающих. Начавшееся в это время последовательное сокращение тундрово-степных ландшафтов с относительно твердыми грунтами сопровождалось замещением гигантских архаичных (стеноновых) лошадей с длинными тонкими конечностями более прогрессивными их формами – лошадьми кабалоидной группы, лучше приспособленными для обитания в изменившихся природных условиях. С этого же времени резко сокращается популяция овцебыков, место которых в доминантной группе занимают бизоны, практически исчезает широколобый лось, но широко по площади расселяются мамонты и северные олени.

В среднем–позднем неоплейстоцене эти животные были широко расселены на обширных просторах Северо-Восточной Азии, достигая южных районов Приморья, а в регрессивные фазы по Беренгийскому “мосту” мигрировали на Северо-Американский континент. Этим же путем около 20–28 тыс. лет назад туда, вероятно, переселился и человек (предки палеоиндейцев) [45]. На рубеже позднего плейстоцена и голоцена произошло “великое” вымирание крупных плейстоценовых животных Северо-Восточной Азии, в качестве вероятной причины которого рядом исследователей рассматривается замещение криоксеротических ландшафтов современными (облесение, сокращение травянистых пастбищ, усиление заболоченности и водонасыщенности грунтов).

Ландшафтно-климатическая цикличность плейстоцена на Северо-Востоке сопровождалась чередованием во времени криоксеротических и криогигротических комплексов насекомых. В голоцене в связи с разрушением тундрово-степных ценозов происходит обеднение энтомофауны, главным образом за счет выпадения степных и луговых видов [18].

Морские экосистемы северного побережья Чукотки, в трансгрессивные фазы распространявшиеся на узкие прибрежные полосы Охотоморского и Японморского побережий, реагировали на климатические флюктуации изменением количественных соотношений тепловодных и холодноводных форм среди диатомей, фораминифер и моллюсков, при подавляющем доминировании современных видов.

В заключение отметим, что с позиций геологической цикличности кайнозой вкуче с поздним мелом представляет последний, еще не заверченный, мегацикл в развитии Земли, нижняя граница которого отмечена существенными преобразованиями биосферы. Мегацикл имеет регрессивную направленность, выразившуюся в последовательном сокращении морских бассейнов при подавляющем доминировании режима континентального осадконакопления, вулканизма и тектогенеза. Для него характерно некоторое несовпадение рубежей биотической и абиотической событийности, из которых первые отличаются большей стабильностью и имеют трансрегиональный статус, тогда как вторые в большей степени отражают региональную специфику геологической динамики.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ахметьев М.А. Кайнозойские флоры Восточного Сихотэ-Алиня. М., 1988. 48 с.
- Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
- Варнавский В.Г. Корреляция геологических событий (на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона). М.: Наука, 1985. 145 с.
- Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабенный пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
- Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Базилян А.Э., Детальная стратиграфия плиоцена Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. 1991. Сер. геол. № 1. С. 126–128.
- Грачев А.Ф. Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР) // Геофизические методы разведки в Арктике. 1973. Вып. 8. С. 56–75.
- Грачев А.Ф., Блюмштейн Э.И. Проблемы вулканизма рифтовых областей Земли // Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974. С. 74–81.
- Жерихин В.В. Олигоценные зерновки и долгоносики (Coleoptera: Bruchidae, Curculionidae) с реки Большая Светловодная (Северное Приморье) // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С. 145–150.
- Заклинская Е.Д., Братцева Г.М., Красилов В.А. О палинофлоре стратогипа цагайской свиты // Палеоботаника на Дальнем Востоке. Владивосток, 1977. С. 28–31.
- Зырянов Е.В., Лаухин С.А., Полякова Е.И. Морские диатомеи и палинокомплексы миоцена Восточной Чукотки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 97–105.
- Ивашинников Ю.К. Некоторые динамические аспекты рельефообразования и рифтогенеза Амуро-Байкальской зоны // Экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке. Владивосток, 1985. С. 42–51.
- Камаева А.М. Стратиграфия и флора пограничных отложений мела и палеогена Зейско-Буреинской впадины. Хабаровск, 1990. 67 с.
- Красилов В.А. Цагайская флора Амурской области. М.: Наука, 1976. 92 с.
- Красилов В.А. Меловой период: Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
- Красилов В.А. Кайнозой Дальнего Востока: Геодинамическая схема, опорные разрезы, флорогенез // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С. 23–33.
- Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейской // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 33–54.
- Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских – кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 82–103.
- Киселев С.В. Позднекайнозойские жесткокрылые Северо-Востока Сибири. М.: Наука, 1981. 115 с.
- Короткий А.М., Ремизовский Л.П., Караулова Л.П. и др. Палеомагнитная характеристика опорного разреза континентальных четвертичных отложений юго-восточного Приморья // Морфоструктура и палеогеография Дальнего Востока. Владивосток, 1979. С. 123–130.
- Короткий А.М., Караулова Л.П., Ромашкова Н.С. Озерные трансгрессии и режим позднекайнозойского осадконакопления в Уссури-Ханкайской депрессии // Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 162–181.
- Кулаков А.П., Пушкарь В.С. Материковая окраина юга Дальнего Востока в антропогене (главные черты развития) // Рельеф и рыхлые отложения Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 41–62.
- Лаврухин Ю.А., Алексеев М.Н. Позднекайнозойские палеоклиматические события в Арктическом океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 48–52.
- Лаухин С.А. Первые следы климатов кайнозойского оледенения на северо-востоке Азии // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 6. С. 1445–1449.
- Маркевич В.С., Болотский Ю.Л., Бугдаева Е.В. Кундурское местонахождение динозавров в Приамурье // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 96–107.
- Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Флора и корреляция слоев с остатками динозавров российского Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 114–124.
- Махова Ю.В. Флора неогена и плейстоцена среднего Амура по палинологическим данным // Вест. МГУ. Сер. географ. 1970. № 6. С. 75–81.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск.: Наука, 1975. 198 с.
- Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.С., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 261 с.
- Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 43–61.
- Олейников А.В. Палеосейсмические дислокации в Среднем Сихотэ-Алине // Экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке. Владивосток, 1985. С. 51–65.
- Павлюткин Б.И., Боровский А.Д., Белянкина Н.И. Нижний плейстоцен Приморья // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1991. С. 73–80.
- Павлюткин Б.И. Неогеновые красноцветы Приморья // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 119–125.

33. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск, 1989. 182 с.
34. Пан В.П., Сорокин А.П. Геотектонический режим формирования меловых-палеогеновых отложений чехла Амуро-Зейской депрессии // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 129–137.
35. Парфенов Л.М., Кузьмин Б.М., Гриненко О.В. и др. Геодинамика сейсмического пояса Черского // Вулканология и сейсмология. 1988. № 1. С. 75–89.
36. Попова С.М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. М.: Наука, 1981. 188 с.
37. Природа и древний человек (основные этапы развития природы палеогического человека и его культуры на территории СССР в плейстоцене). М.: Мысль, 1981. 221 с.
38. Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977. 130 с.
39. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан. 1982). Магадан. 1987.
40. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.
41. Уткин В.П. Геодинамические условия тектономагматической активизации Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 37–47.
42. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 165 с.
43. Уткин В.П. Горст-аккреционная система, рифто-грабены и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Ст. 2. Вулcano-плутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 6. С. 58–79.
44. Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Краевая Т.С. Стратиграфический перерыв в палеогене Северо-Западной Камчатки // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. 1. М., 1985. С. 19–44.
45. Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего Севера-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.
46. Шер А.В., Вириня Е.И., Зажигина В.С. Стратиграфия, палеомагнетизм и фауна млекопитающих плиоцен-нижнечетвертичной толщ в низовьях Колымы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 5. С. 1171–1174.

Поступила в редакцию 5 апреля 2006 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

*L.A. Baskakova*

### The events and stages of geologic development of the continental part of eastern Russia in the Cenozoic

Based on bio-climatic, tectono-magmatic, and morphostructural properties, the Cenozoic is divided into three stages: Early Paleogene (Danian-Early Eocene), Paleogene-Neogene (Middle Eocene-Miocene), and Late Neogene-Quaternary. Each of the stages is divided into two substages; the first two have distinct features inherited from the preceding stage. The inheritance is most vivid in flora composition.

The first stage is generally characterized by inheritance in many parameters from the Late Cretaceous manifested in the areal constraints imposed on sedimentation, wide distribution of weathering crusts, and significant involvement of Late Cretaceous elements in flora composition. The boundary between the first and the second stage is marked by tectono-magmatic activation and a transregional hiatus in sedimentation.

The second stage is distinguished by 1) wide manifestation of intra- and marginal-continental rifting with a complex phasic character and asynchronous foundation and formation of such large structures as the West Sikhote-Alin and Moma rift systems; 2) multistep expansion of accumulative areas of different morphostructural belonging; 3) intensification of the regional specific character (structural-tectonic, litho-facial, and magmatic); 4) intense basal volcanism, and commercial coal formation in the Far East region.

The first substage of the second stage (Middle-Late Eocene) is noted for climatic optimum and rich subtropical vegetation with Early Paleogene relics. The second substage (Oligocene-Miocene) is distinguished by the directional oscillatory character of climatic variations, a warm-moderate coniferous – broad-leaved type of flora, and wide development of lacustrine facies in the Oligocene, particularly in the south of the Far East.

The third stage. Its lower boundary is asynchronous in the Far East (Miocene-Pliocene) and northeastern (Middle-Late Miocene) regions. From the beginning of the third stage a “glacial” type of climatic variations with frequent alternation of cold and relatively warm phases sets in. The destruction of Turgaiskaya flora occurs, and the present-day landscape-biotic aspect of the region is formed. Rapid evolution of small and large mammals is noted (north-eastern part). An extensive sedimentary cover is formed in the Arctic margin of the continent. In the middle of the Neopleistocene rifting extinguishes, and the processes of lithospheric compression intensify. At the boundary of the Pleistocene and Holocene mammoth extinction is noted.

**Key words:** biota, climate, tectonics, magmatism, Cenozoic, stagewise charater, eastern Russia

## МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

*Г.А. Фандюшкин*

*Губкинский институт (филиал) Московского государственного открытого университета, г. Губкин*

Угли Северо-Востока России формировались в пяти возрастных интервалах: поздней юре, второй половине раннего и позднего мела, эоцене и миоцене. Угли региона представлены всеми их видами – бурыми, каменными и антрацитами. Установлено, что каменные угли встречаются во всех возрастных интервалах угленосности, бурые угли характерны только для кайнозойских толщ, а антрациты присутствуют исключительно в нижнемеловых отложениях. Выделяются два основных вида метаморфизма: региональный (геотермический) и термальный (магматермический). Основным видом метаморфизма углей Северо-Востока – региональный. Главным фактором возрастания степени метаморфизма углей принимается температура; важным условием является также геологическое время. Установлена основная региональная закономерность: чем древнее угли, тем степень их метаморфизма выше. Усредненный региональный фон степени метаморфизма углей Северо-Востока постепенно изменяется от марки Г в верхнеюрских углях до групп 1Б–2Б – в миоценовых углях. Установлен ряд региональных закономерностей: степень метаморфизма углей всех стратиграфических уровней углеобразования постепенно повышается в направлении с северо-запада на юго-восток, а также зависит от приуроченности углей к тем или иным геоструктурам. Также установлено, что региональный метаморфизм углей проявлен в трех направлениях: с возрастанием стратиграфической глубины залегания угольных пластов, по мере увеличения мощности угленосных толщ и по падению пластов с увеличением современной глубины их залегания. Повышенная степень метаморфизма углей (марки Т-А) в некоторых бассейнах с нижнемеловой угленосностью связана исключительно с термальным метаморфизмом.

**Ключевые слова:** угли бурые, каменные, антрациты, метаморфизм региональный, термальный; Северо-Восток России.

На Северо-Востоке России известно более двух десятков больших и малых угольных бассейнов, различающихся по возрасту, масштабам угленосности, степени изученности и приуроченности к тем или иным региональным тектоническим структурам (рис.1). Суммарные запасы и ресурсы бурых и каменных углей региона оцениваются во многие десятки миллиардов тонн. Здесь встречаются бассейны с мощностью угленосных отложений от нескольких десятков до пяти тысяч метров, содержащие от 1–2 до 100–150 угольных пластов мощностью от десятков сантиметров до 50–100 метров [2, 3]. Добыча угля в регионе ведется преимущественно в зоне многолетней мерзлоты открытым и подземным способами. Открытым способом уголь добывается в Зырянском, Аркагалинском, Омсукчанском и, в небольших объемах, Охотском бассейнах; подземным способом – в Омсукчанском, Анадырском и Беринговском бассейнах.

В истории геологического развития Северо-Востока России выделяются пять этапов углеобразования, характеризующихся различной интенсивностью и отвечающих концу поздней юры, раннего и позднего мела, эоцену и миоцену. Верхнеюрские и нижнемеловые угли распространены исключительно на территории Колымо-Омолонского жесткого блока и Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области, верхнемеловые и палеогеновые угли наибольшее распространение получили на территории кайнозойской Анадырско-Корякской складчатой системы. Неогеновые угли встречаются как на территории мезозоид, так и кайнозоид.

Угли рассматриваемого региона представлены всеми их видами – бурыми, каменными и антрацитами. Каменные угли встречаются во всех установленных возрастных интервалах угленосности, бурые угли характерны только для кайнозойских толщ, а антрациты присутствуют исключительно в нижнемеловых от-



**Рис. 1.** Схема тектонического районирования Северо-Востока России и размещения угольных бассейнов и площадей.

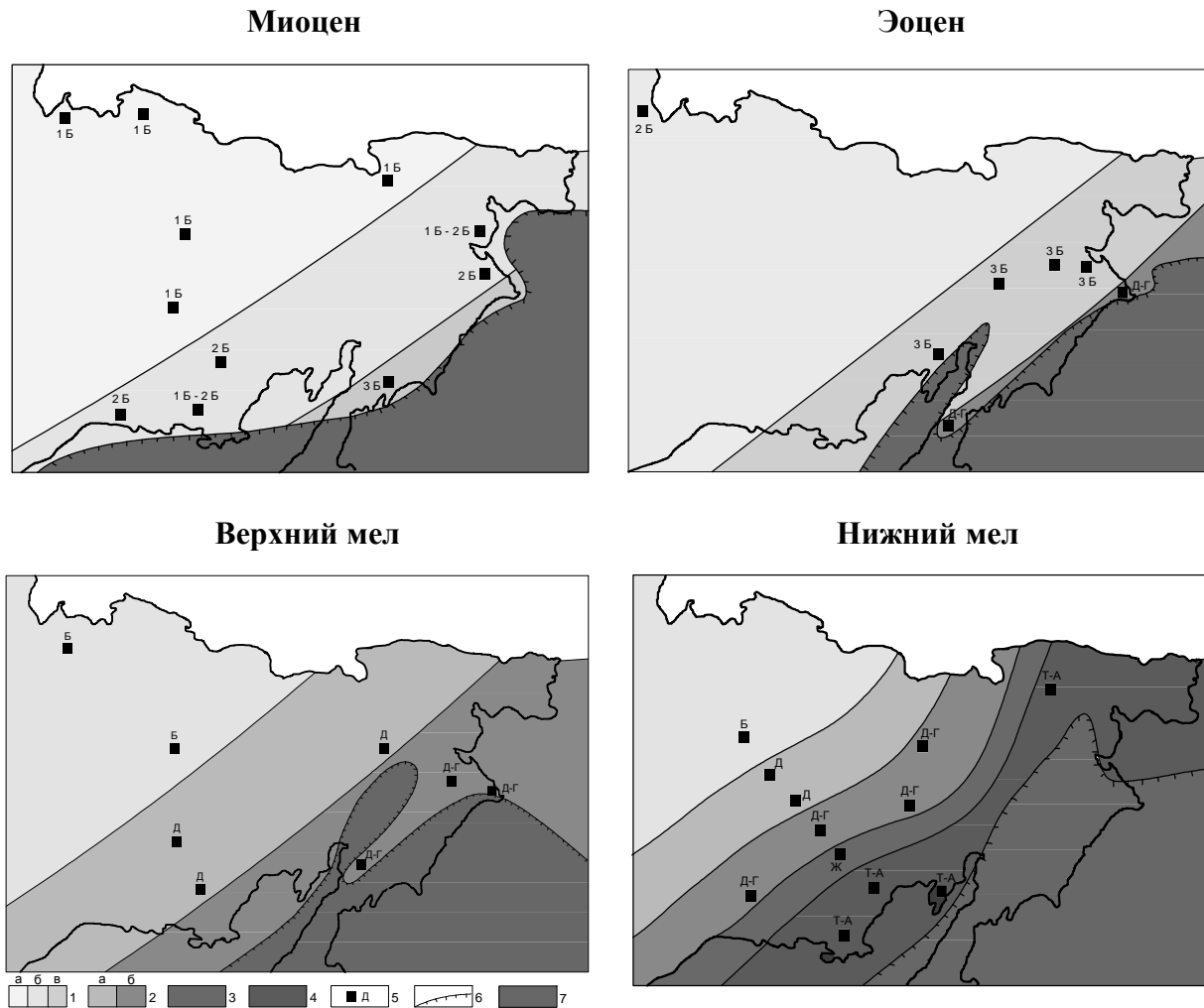
1 – Сибирская платформа; 2 – древние блоки и срединные массивы: КО – Колымо-Омолонский, ОХ – Охотский; 3 – Верхояно-Чукотская область мезозойской складчатости: ЯК – Яно-Колымская система, Ч – Чукотская система; 4 – Корякско-Камчатская область кайнозойской складчатости: а – Анадырско-Корякская система (ранние кайнозоиды), б – Олюторско-Камчатская система (поздние кайнозоиды); 5 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 6 – угольные бассейны: 1 – Лаптевско-Янский, 2 – Тастахский, 3 – Зырянский, 4 – Аркагалинский, 5 – Челомджинский, 6 – Охотский, 7 – Хасынский, 8 – Сеймчано-Буюндинский, 9 – Осумчанский, 10 – Авековский, 11 – Тайгоносский, 12 – Пареньский, 13 – Омолонский, 14 – Анюйский, 15 – Чаунский, 16 – Чаун-Чукотский, 17 – Анадырский, 18 – Беринговский, 19 – Пенжинский, 20 – Олюторский; интенсивность заливки площадей угольных бассейнов соответствует возрасту угленосных отложений: темно-серая – К<sub>1</sub>, серая – К<sub>2</sub>, светло-серая – Р, белая – N.

ложениях. Выделяются два основных вида метаморфизма: региональный (геотермический) и термальный (магматермический). Основной вид метаморфизма углей Северо-Востока – региональный. Анализ распределения углей Северо-Востока по бассейнам, возрасту и марочному составу позволяет выявить основную региональную закономерность: чем древнее угли, тем степень их метаморфизма выше. Так, общий усредненный региональный фон степени метаморфизма верхнеюрских углей – марка Г, нижнемеловых углей – марки Д, Г, верхнемеловых углей – группа 3Б и марка Д, палеогеновых – группы 2Б, 3Б и неогеновых – 1Б, 2Б. Этим подчеркивается ведущая роль регионального метаморфизма (рис. 2). Повышенная степень углефикации (марки Т–А) в

некоторых раннемеловых бассейнах связана исключительно с термальным метаморфизмом.

Пожалуй, самая примечательная региональная закономерность заключается в постепенном повышении степени метаморфизма углей в направлении с северо-запада на юго-восток (рис. 3). Эта региональная закономерность характерна для всех стратиграфических уровней углеобразования. Так, для нижнемеловых углей в этом направлении выделяются пять зон метаморфизма: Б, Д, Д-Г, Ж-СС, Т-А. Для верхнемеловых, эоценовых и миоценовых углей выделяются по три зоны. Для верхнемеловых углей – марки Б, Д и Д-Г; для эоценовых углей – группы 2Б, 3Б и марки Д-Г; для миоценовых углей – группы 1Б, 2Б и 3Б.





**Рис. 3.** Зональность распределения углей Северо-Востока России по степени метаморфизма.

Зоны распространения углей разного марочного состава: 1 – бурые угли: а – 1Б, б – 2Б, в – 3Б; 2 – каменные энергетические угли: а – Д, б – Г; 3 – каменные спекающиеся угли (Ж-СС); 4 – тощие и антрациты (Т-А); 5 – районы углеобразования; 6 – древняя береговая линия; 7 – палеоморе.

Не менее важная региональная закономерность проявляется в зависимости степени метаморфизма углей от их приуроченности к тем или иным геоструктурам. Для верхнеюрских и нижнемеловых углей такими структурами являются жесткие блоки, районы их сочленения со структурами Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП); для верхнемеловых углей – Яно-Колымская мезозойская складчатая система, включая территорию ОЧВП, и Анадырско-Корякская кайнозойская складчатая система; для кайнозойских углей – Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область, включая территорию ОЧВП и Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область.

**Верхнеюрские и нижнемеловые** угли, приуроченные к жестким блокам, сосредоточены в Омолонском, Челомджинском и Пареньском бассейнах; к районам сочленения Колымо-Омолонского жесткого блока со структурами Верхояно-Чукотской складчатой области – в Зырянском и Анюйском бассейнах, а угли, приуроченные к структурам Охотско-Чукотского вулканогенного пояса – в Омсукчанском, Тайгонском, Хасынском и Чаун-Чукотском бассейнах.

Формирование верхнеюрских и нижнемеловых углей на жестких блоках происходило, как правило, во внутриконтинентальных условиях в приразломных впадинах и, несмотря на самый древний возраст, эти угли слабо метаморфизованы (марки Д, Г). Причины этого, по-видимому, заключаются в том, что эти угли

никогда не погружались на соответствующие этим маркам глубины, а мощность перекрывающих их отложений в большинстве случаев не превышала 1 км. Марок Д, Г они достигли благодаря совместному действию региональной и термальной составляющих. Магматическая деятельность в указанных районах была проявлена широко. Определенная роль в интенсивности метаморфических процессов принадлежит также времени. Не исключено также, что низкая степень метаморфизма рассматриваемых углей в какой-то степени связана с повышенным (до 20 %) содержанием в них микрокомпонентов группы липтинита, который, как известно, плохо поддается метаморфическим преобразованиям.

Формирование **нижнемеловых** углей в зоне сочленения Колымо-Омолонского жесткого блока со структурами Верхояно-Чукотских мезозойских происходило в рифтогенных прогибах, к которым приурочены крупнейшие бассейны Северо-Востока – Зырянский и Анюйский. Угли Зырянского бассейна характеризуются самым широким спектром марочного состава в регионе – от Д до А. Основная роль в преобразовании углей Зырянского бассейна до стадий Д-Ж принадлежит региональному метаморфизму, от К до А – термальному.

Нижнемеловые угли, сформированные в вулканотектонических впадинах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, являются наиболее метаморфизованными углями Северо-Востока – от тощих до антрацитов. Высокая степень метаморфизма этих углей обязана исключительно термальному воздействию широко проявленной магматической деятельности.

**Верхнемеловые** угли Яно-Колымской мезозойской складчатой системы формировались преимущественно в наложенных межгорных (Аркагалинский бассейн) и вулканотектонических (Малтанская площадь) впадинах, а угли кайнозойской Анадырско-Корякской системы – в рифтогенных (Пенжинский бассейн) и наложенно-унаследованных (Анадырский и Беринговский бассейны) прогибах. Для мезозойских характерно наличие каменных углей низких стадий метаморфизма. Основными видами метаморфизма для них являются региональный и термальный. Учитывая незначительную глубину погружения (сотни метров), эти угли смогли достичь лишь марок Д, Г. Марочный состав углей, сформированных в кайнозойских, более широк и колеблется в диапазоне марок от Д до Ж. Основная роль в степени преобразованности верхнемеловых углей Анадырского и Беринговского бассейнов принадлежит региональному метаморфизму. Глубина погружения этих углей достигала 3–4 км.

**Кайнозойские** угли, приуроченные к территории Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области, формировались в субплатформенных условиях, преимущественно в наложенных межгорных впадинах, грабенах, окраинных прогибах и сосредоточены в Лаптевско-Янском, Тастахском, Чаунском, Аркагалинском, Сеймчано-Буондинском, Зырянском бассейнах, а также в вулканотектонических впадинах ОЧВП (Охотский бассейн). На территории Анадырско-Корякской складчатой системы угли формировались в Пенжинском, Анадырском и Беринговском бассейнах. Первые характеризуются исключительным распространением бурых углей групп 1Б-3Б, вторые – бурых и каменных углей марок от Б до Ж. Причины такого распределения углей по марочному составу те же, что и для верхнемеловых углей – незначительная глубина погружения (первые сотни метров) для территории мезозойских и более значительная глубина погружения (до 2–4 км) – в прогибах кайнозойских. Основной вид метаморфизма кайнозойских углей – региональный.

**Региональный метаморфизм** углей на Северо-Востоке России возрастает:

- с возрастанием стратиграфической глубины залегания угольных пластов;
- по мере увеличения мощности угленосных толщ;
- по падению пластов с увеличением современной глубины их залегания.

Наиболее интенсивно региональный метаморфизм проявился в трех бассейнах: Зырянском, Анадырском и Беринговском, марочный состав углей в которых наиболее широк и находится, соответственно, в интервалах: Д–А, Б–Ж и Д–Ж (рис. 2).

Рост степени метаморфизма углей со стратиграфической глубиной наиболее отчетливо прослеживается на Анадырском месторождении одноименного бассейна и в Зыряно-Силяпском угленосном районе Зырянского бассейна (табл.1).

Рост степени метаморфизма углей с увеличением мощности отложений характеризует глубину погружения осадка. Наиболее ярко эта закономерность проявлена в Зырянском и Беринговском бассейнах (табл. 2).

*Зырянский бассейн.* Наименее метаморфизованные угли (марки Д–Г) сосредоточены в северо-западной части бассейна (Индиширо-Селенняхский район). В Мятисском и Момском районах преобладают угли марок от Д до К, а в юго-восточной части бассейна (Зыряно-Силяпский район) – от Д до Т (рис. 4). Мощность каждой из свит зырянской серии увеличивается в юго-восточном направлении, соответственно



Таблица 1. Возрастное изменение степени метаморфизма углей.

Геологический возраст	Свита	R <sub>0</sub> , % [7]	Марка, группа угля	Стадия метаморфизма
<b>Анадырский бассейн (Анадырское месторождение)</b>				
N <sub>1</sub>	песцовская	0,30	1Б	O <sub>1</sub>
P <sub>2</sub>	первореченская	0,40	2Б	O <sub>2</sub>
P <sub>2</sub>	анадырская	0,50	3Б	O <sub>3</sub>
P <sub>2</sub>	онеменская	0,70	Д	I
K <sub>2</sub>	рарыткинская	0,92	Г	II
<b>Зырянский бассейн (Зыряно-Сияльский район)</b>				
N <sub>1</sub>	-	0,30	1Б	O <sub>1</sub>
K <sub>2</sub>	встреченская	0,4–0,50	2Б-3Б	O <sub>1</sub> –O <sub>3</sub>
K <sub>1al</sub>	буоркемюсская	0,92–1,62	Г, ГЖО, Ж, К	II–IV
K <sub>1ар</sub>	сияльская	2,00–2,40	Т-ТС	V–VI
K <sub>1пс</sub>	ожогинская	2,00–4,49	Т-А	V–X

Таблица 2. Связь метаморфизма углей с мощностью угленосных свит в Зырянском и Беринговском бассейнах [3, 7].

Бассейн, свита	Мощность, м	R <sub>0</sub> , %	Марка угля	Мощность, м	R <sub>0</sub> , %	Марка угля	Мощность, м	R <sub>0</sub> , %	Марка угля
<b>Зырянский бассейн</b>	<b>Индиги́ро-Селенныхский район</b>			<b>Мятисский район</b>			<b>Зыряно-Сияльский район</b>		
буоркемюсская	450	0,5–0,6	ЗБ-Д	1000	0,65	Д	3000	0,95–1,12	Г-К
сияльская	2000	0,65–0,85	Д-Г	2500	1–1,15	Ж	2600	1,47–1,86	Т, ТС
ожогинская	1500	1,2–1,65	Ж-К	2000	1,55	К	2000	2,5–5,5	А
<b>Беринговский бассейн</b>	<b>Месторождение Песчаное</b>			<b>Месторождение Бухты Угольной</b>			<b>Месторождение Амаамское</b>		
чукотская	500	0,65	Д	800	0,69	Г	1250	0,87–1,12	Ж

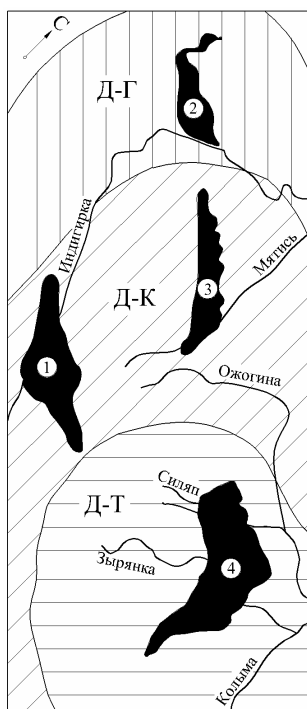
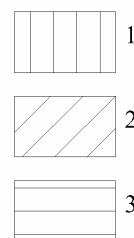


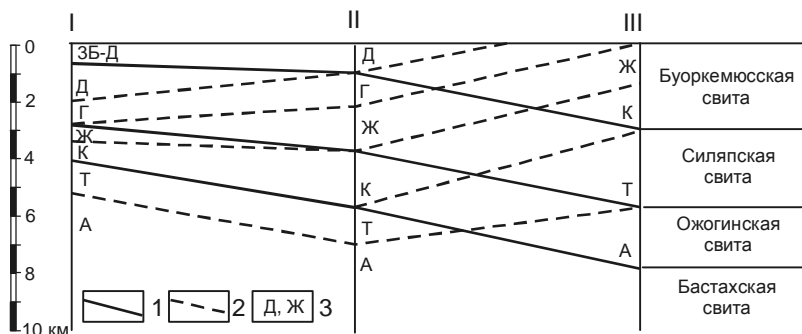
Рис. 4. Схематическая карта распространения углей различного марочного состава Зырянского бассейна (сияльская и буоркемюсская свиты).



Площади развития углей марок: 1 – Д-Г, 2 – Д-К, 3 – Д-Т; угленосные районы (залиты): 1 – Момский, 2 – Индиги́ро-Селенныхский; 3 – Мятисский; 4 – Зыряно-Сияльский.

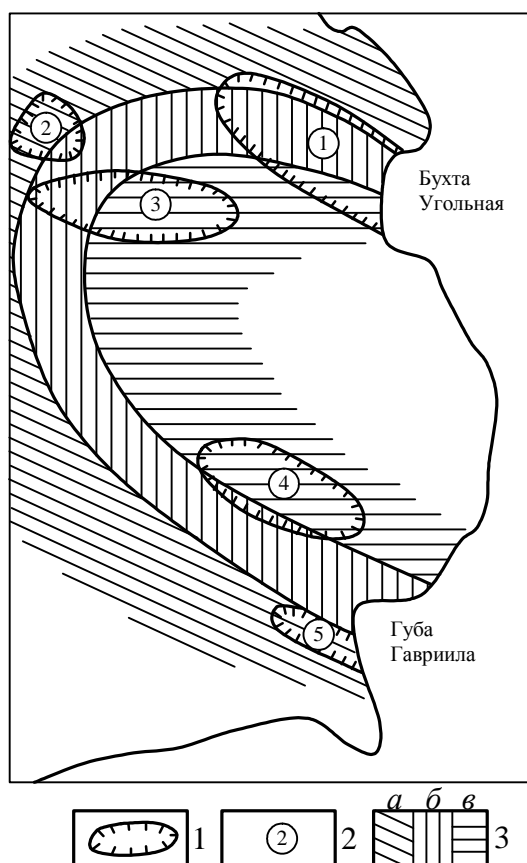
растет и степень метаморфизма углей. При этом обращает на себя внимание тот факт, что, начиная с поздней юры, территории Мятисского и, особенно, Зыряно-Сияльского районов, по сравнению с Индиги́ро-Селенныхским районом, опускались с гораздо большей скоростью. Об этом свидетельствуют значительные мощности накопившихся здесь осадков и, как следствие, более высокая степень метаморфизма углей (рис. 5). Если на территории Индиги́ро-Селенныхского и Мятисского районов изогипсы изоресплендных поверхностей более или менее параллельны границам литолого-стратиграфических подразделений, то на территории Зыряно-Сияльского района они секут друг друга. Этим подтверждается тот факт, что изменение темпа роста мощности свит по площади бассейна сопровождается соответствующим усилением или ослаблением темпа изменения степени метаморфизма углей.

Возможно, что региональный метаморфизм углей Зырянского бассейна в какой-то степени обусловлен типом земной коры и временем её становления.



**Рис. 5.** Схема метаморфизма углей Зырянского бассейна.

1 – границы между свитами; 2 – границы зон метаморфизма; 3 – марки углей; угленосные районы: I – Индигиро-Селенняхский; II – Мятисский; III – Зыряно-Сияльский.



**Рис. 6.** Схема метаморфизма углей Беринговского бассейна.

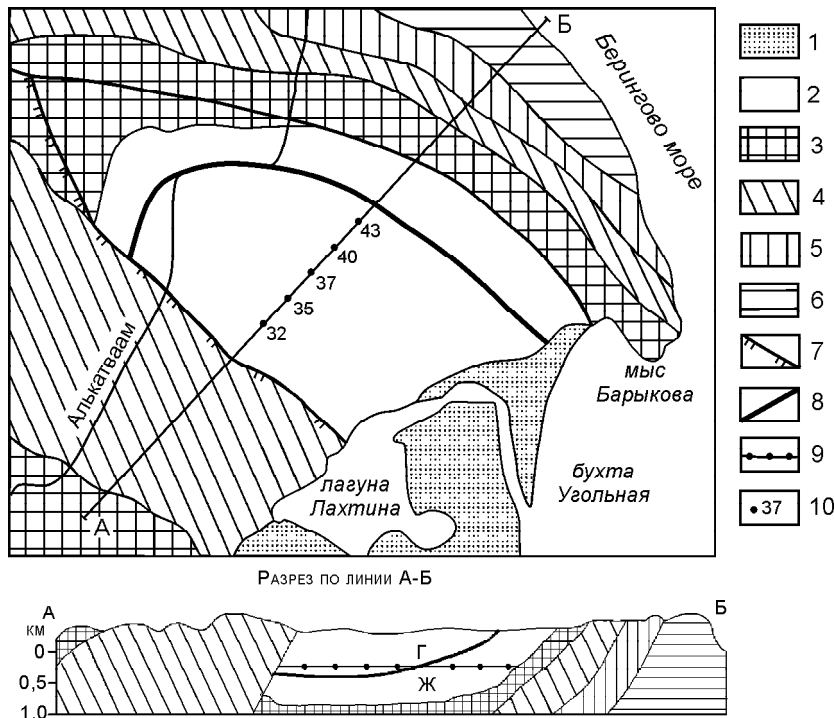
1 – граница распространения угленосных эоценовых отложений чукотской свиты; 2 – угольные месторождения: 1 – Бухты Угольной, 2 – Песчаное, 3 – Аькатваамское, 4 – Амаамское, 5 – Губы Гавриила; 3 – площади распространения углей: а – марки Д, б – марки Г–Ж, в – марки Ж.

Неслучайно, что степень регионального метаморфизма углей в этом бассейне значительно выше по сравнению с одновозрастными углями других бассейнов, за исключением термально метаморфизованных. Дело в том, что увеличение мощности угленосной толщи – это показатель большей мобильности земной

коры, обусловленной, главным образом, её утонением и более поздней стабилизацией. От типа земной коры и времени её становления зависит величина притока тепловой энергии из недр к земной поверхности. Средний геотермический градиент по Зырянскому бассейну составляет 3,5 °C/100 м, что несколько выше, чем в других бассейнах Сибири и Дальнего Востока.

Угленосные формации Зырянского бассейна лежат на блоках земной коры различных типов. Так, северо-западная часть Индигиро-Селенняхского района, где распространены наименее метаморфизованные угли (марка Д), прилегает к блоку древнего складчатого комплекса рифейско-раннекаменноугольного формирования. Расположенный юго-восточнее Мятисский район с углями марок Г и Ж удалён от древних блоков и приурочен к северному борту Илинъ-Тасского рифта. Момский район расположен в южной зоне Илинъ-Тасского рифта между блоком коры океанической и переходной стадий развития и блоком вулканоплутонических образований (зона позднемезозойского растяжения коры). Здесь угли метаморфизованы до марки К, а в приконтактных зонах с миоценовыми интрузиями – до марки ОС и, возможно, до антрацитов. Зыряно-Сияльский район имеет очень сложное блоковое строение. Многочисленные разломы рассекают на мелкие части блоки континентальной коры, сложенные преимущественно кремнистыми формациями юрского и раннемелового возраста. С ними соседствуют блоки, сложенные комплексами океанической и переходной стадий. В северо-западной части Зыряно-Сияльского района к средней (сияльской) свите приурочены угли марок Д–Г, к нижней (ожогинской) свите – Ж–А; юго-восточнее (по р.Зырянке) в сияльской свите обычны угли марок Г–Ж, в ожогинской – ПА–А; на крайнем юго-востоке (бассейн р.Гонюхи) в сияльской свите – К, ОС, а в ожогинской – А.

Таким образом, геотермический режим, по-видимому, существенно влияет на степень метаморфизма углей и вмещающих пород.



**Рис. 7.** Схема метаморфизма углей среднечукотской подсвиты на месторождении Бухта Угольная.

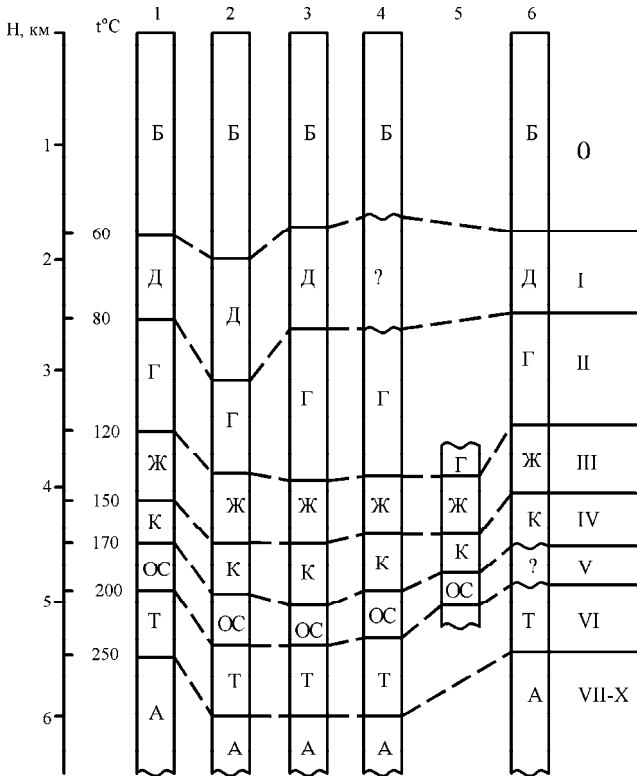
1 – четвертичные отложения; 2–6 – свиты: 2 – чукотская, 3 – корякская, 4 – барыковская, 5 – гинтеровская, 6 – пекульнейская; 7 – «Главный» надвиг; 8 – выход среднечукотской подсвиты; 9 – граница зон метаморфизма; 10 – выход летучих веществ ( $V^{daf}$ , %).

В Беринговском бассейне увеличение мощности отложений чукотской свиты с 500 м (месторождение Песчаное) до 1250 м (месторождение Амаамское) повышает степень метаморфизма углей с марки Д до марки Ж. (табл. 2). Степень преобразованности угольных пластов среднечукотской подсвиты изменяется в пределах МК<sub>1</sub>–МК<sub>3</sub> ( $R_a = 7,3–8,9\%$ ,  $R_o = 0,65–1,12\%$ ). Минимальные значения  $R_a$  и  $R_o$  характеризуют периферийные части прогиба (месторождение Песчаное), максимальные – его центральную часть (Алькатваамская и Амаамская брахисинклинали) (рис. 6). Рост абсолютных значений  $R_a$  и  $R_o$  в одновозрастных горизонтах в направлении от флангов прогиба к его центральной части здесь также объясняется увеличением глубин погружения пород. Реконструкция максимальных глубин погружения угленосных отложений среднечукотской подсвиты показала, что в Амаамской структуре она составляла 4000 м, в Алькатваамской структуре эта часть разреза погружалась на 3600 м, в районе Бухты Угольной – на 2500 м, а на месторождении Песчаном вряд ли превышала 2000 м [1].

Увеличение степени метаморфизма углей в направлении падения угольных пластов имеет значение при прогнозировании качества углей глубоких горизонтов. Стадия метаморфизма углей, установленная вблизи дневной поверхности и распространенная на глубину, может привести к неправильной оценке марочного состава углей, залегающих на глубоких го-

ризонтах. Наиболее чётко эта закономерность прослежена на месторождении Бухты Угольной Беринговского бассейна (рис. 7). Анализ изменения мощности наиболее угленасыщенной среднечукотской подсвиты и выхода летучих веществ вкост простирания отложений показал, что мощность подсвиты в направлении с северо-востока на юго-запад на расстоянии, примерно, 5 км увеличивается незначительно – с 57 м до 78 м, при этом выход летучих веществ уменьшается с 43 % (марка Г) до 32 % (марка Ж). Таким образом, по периферии Беринговской брахисинклинали в верхней части залегают газовые угли, а с глубины 300–350 м – жирные угли. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что процессы метаморфизма продолжались и после основной фазы складчатости и изменение углей в центральной части Беринговской брахисинклинали было более интенсивным, чем на её крыльях.

**Термальный метаморфизм**, в том числе и контактовый, широко проявлен в угольных бассейнах с нижнемеловой угленосностью, территориально тяготеющих, как правило, к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Это, прежде всего, Омсукчанский, Чаун-Чукотский, Тайгоносский и Хасынский бассейны. В этих бассейнах термальный метаморфизм является ведущим. Для них характерно залегание углей в вулканогенно-осадочных толщах, прорванных многочисленными телами изверженных пород разнообразных форм и размеров. Угленосные отложения на кон-



**Рис. 8.** Сопоставление шкал метаморфизма углей основных угольных бассейнов России, СНГ и Северо-Востока России [4, с дополнениями автора].

*Бассейны:* 1 – Донецкий, 2 – Кузнецкий, 3 – Печорский, 4 – Карагандинский, 5 – Южно-Якутский, 6 – Северо-Восток России. Римскими цифрами обозначены стадии метаморфизма углей, буквами – марки углей.

тактах с изверженными породами нередко превращены в роговики, а уголь в значительной степени графитизирован. Характерной особенностью углей вышеперечисленных бассейнов и площадей является их высокая стадия метаморфизма – от тощих до антрацитов (рис. 2).

Случаи контактового метаморфизма отмечаются и в слабометаморфизованных углях Анадырского бассейна. Так, в отложениях рарытकिनской свиты одноименного угленосного района угли марок Д и Г на контактах с дайками интенсивно метаморфизованы – выход летучих веществ в них снижается до 7–16 %. На участке Казачинском Анадырского бурогоугольного месторождения в скважине 717 на глубине 35,0 м в продуктивной свите непосредственно под пластовой залежью базальтов был вскрыт 5-метровый пласт угля. На контакте с базальтами в прикровельной части пласта выход летучих составил 21 %. При этом спекаемость угля отсутствовала. По

мере удаления от базальтов выход летучих, постепенно увеличиваясь, в почве пласта достиг своих обычных значений – 45 %.

В заключение следует отметить, что в целом степень метаморфизма углей Северо-Востока, образовавшихся в течение последних 95 млн лет, относительно не высока. Реконструкция глубин погружения угленосных отложений Беринговского, Анадырского и Зырянского бассейнов и сопоставление полученных данных по росту степени метаморфизма со стратиграфической глубиной и по мощности зон углей определенной степени метаморфизма с основными угольными бассейнами России и ряда стран СНГ [4] показали их близкие значения (рис. 8).

### ВЫВОДЫ

1. Угли Северо-Востока России представлены всеми их видами и марками в диапазоне от бурых до антрацитов.

2. Каменные угли встречаются во всех установленных возрастных интервалах угленосности, бурые угли характерны только для кайнозойских толщ, а антрациты – для нижнемеловых отложений.

3. В углях Северо-Востока выделяются два вида метаморфизма – региональный и термальный. Основной вид – региональный.

4. Установлены следующие закономерности регионального метаморфизма:

- степень метаморфизма углей тем выше, чем древнее угли;

- степень метаморфизма углей закономерно повышается в направлении с северо-запада на юго-восток во всех стратиграфических уровнях углеобразования;

- степень метаморфизма углей зависит от их приуроченности к тем или иным региональным тектоническим структурам;

- наибольшей степени регионального метаморфизма достигают угли, сформированные в рифтогенных прогибах;

- степень метаморфизма углей возрастает со стратиграфической глубиной, с увеличением мощности угленосных толщ, а также по падению пластов с увеличением современной глубины их залегания.

5. Термальный метаморфизм углей имеет ведущее значение в раннемеловых бассейнах, территориально тяготеющих к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу.

6. Предполагается, что степень метаморфизма углей ряда бассейнов зависит от их геотермического режима.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Воропаев В.Н., Мазор Ю.Р., Фандюшкин Г.А. Особенности строения и формирования угленосных отложений Беринговского прогиба // Вест. Моск. ун-та, сер. геол. 4. 1984. № 6. С. 38–42.
2. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9, кн. 2. М.: Недра, 1973. 399 с.
3. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 10. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 403 с.
4. Голицын М.В., Голицын А.М. Коксующиеся угли России и мира. М.: Недра, 1996. 39 с.
5. ГОСТ 25543 - 88. Угли бурые, каменные и антрациты. Классификация по генетическим и технологическим параметрам. М.: Изд-во стандартов, 1988. 19 с.
6. Еремин И.В., Броновец Т.М. Марочный состав углей и их рациональное использование. М.: Недра, 1994. 254 с.
7. Угольная база России. Т. V. Кн. 2. М.: Геоинформмарк, 1999. 638 с.

Поступила в редакцию 27 февраля 2006 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

*G.A. Fandyushkin*

### Metamorphism of coals in Northeastern Russia

Coals in Northeastern Russia were formed during five age intervals in the Late Jurassic, second halves of the Early and Late Cretaceous, and in the Eocene and Miocene. The coals in the region are represented by all of their kinds – brown, black, and anthracitic. It is established that black coals are found in all coal age intervals; brown coals are characteristic of only Cenozoic units; and anthracites are present solely in Lower Cretaceous deposits. Two principal types of metamorphism are recognized: regional (geothermal) and thermal (magmathermal). The main kind of coal metamorphism in Northeastern Russia is regional metamorphism. A major factor of an increase in the degree of coal metamorphism is believed to be temperature; an important condition is also geologic time. The main regional pattern is recognized: the older the coals, the higher the degree of their metamorphism. The average regional degree of coal metamorphism in Northeastern Russia changes gradually from rank G in Upper Jurassic coals to groups 1B-2B in Miocene coals. Some regional principles have been established: the metamorphic degree of coals of all stratigraphic levels of coal formation increases gradually from north-west to south-east, and it also depends on the restriction of coals to certain geostructures. It is also ascertained that regional metamorphism of coals is manifested in three directions: in an increase in the stratigraphic depth of coal seams occurrence, in the degree of an increase in the thickness of coal-bearing units, and in the coal seams dip attended by the growing depth of their present-day occurrence.

**Key words:** Northeast, regional, thermal, brown and black coals, anthracites.

**ГРАНИЦА ХРОНОВ МАТУЯМА–БРЮНЕС И ЕЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА В ОТЛОЖЕНИЯХ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

*П. С. Минюк*

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан*

Обобщены результаты палеомагнитных исследований эоплейстоцен-плейстоценовых отложений севера Дальнего Востока. Дан анализ положения границы хронов Матуяма и Брюнес в многочисленных разрезах плейстоцена Якутии, Чукотки, Камчатки, центральных районов Магаданской области. В Центральной Якутии граница хронов Матуяма–Брюнес проходит в слое ожелезненных галечников, в Восточной Якутии – в олерской свите и ее возрастных аналогах. На Чукотке она зафиксирована в морской энмакайской и континентальной эльхкаквунской свитах, на Камчатке – в вулканогенных толщах. В верховьях р. Колымы этот рубеж установлен в отложениях беличанского горизонта нижнего плейстоцена. Во время инверсии на севере Дальнего Востока уже существовала явно выраженная фитогеографическая зональность.

**Ключевые слова:** граница хронов Матуяма–Брюнес, плейстоцен, палеомагнетизм, север Дальнего Востока России.

**ВВЕДЕНИЕ**

Инверсия Матуяма–Брюнес является одним из важнейших маркеров при изучении стратиграфии четвертичных отложений. С ней совпадает граница между крупнейшими стратиграфическими подразделениями четвертичного периода. В принятых стратиграфических схемах по четвертичной системе Востока СССР [29] и Средней Сибири [28] приблизительно на этом уровне предлагается проводить границу между плиоценом и плейстоценом иАли эоплейстоценом и неоплейстоценом. В западноевропейских и американских схемах вблизи инверсии располагается граница между нижним и средним плейстоценом [44, 51]. В изотопнокислородных шкалах она проходит в стадии 19[60]. Глобальный характер инверсии позволяет использовать ее для датировки и корреляций четвертичных отложений.

Возраст названной границы все время уточняется. В ранних магнитохронологических шкалах он принимался на уровнях 690 тыс. л. [49], 700 тыс. л. [53], 720 тыс. л. [54], 730 тыс. л. [55]. Последняя дата использована во многих известных шкалах [33, 43, 51]. Более древний возраст границы ~ 780 тыс. л., получен на основе астрономической возрастной привязки ее к изотопным стадиям, выделенным в океанских донных осадках [52, 56, 58, 61], и по ра-

диологическому датированию переходной зоны Матуяма–Брюнес, зафиксированной в лавах [41, 48, 59, 60]. Несколько более древний возраст по радиологическим данным ~ 790 тыс. л. приводится в работах [42, 57].

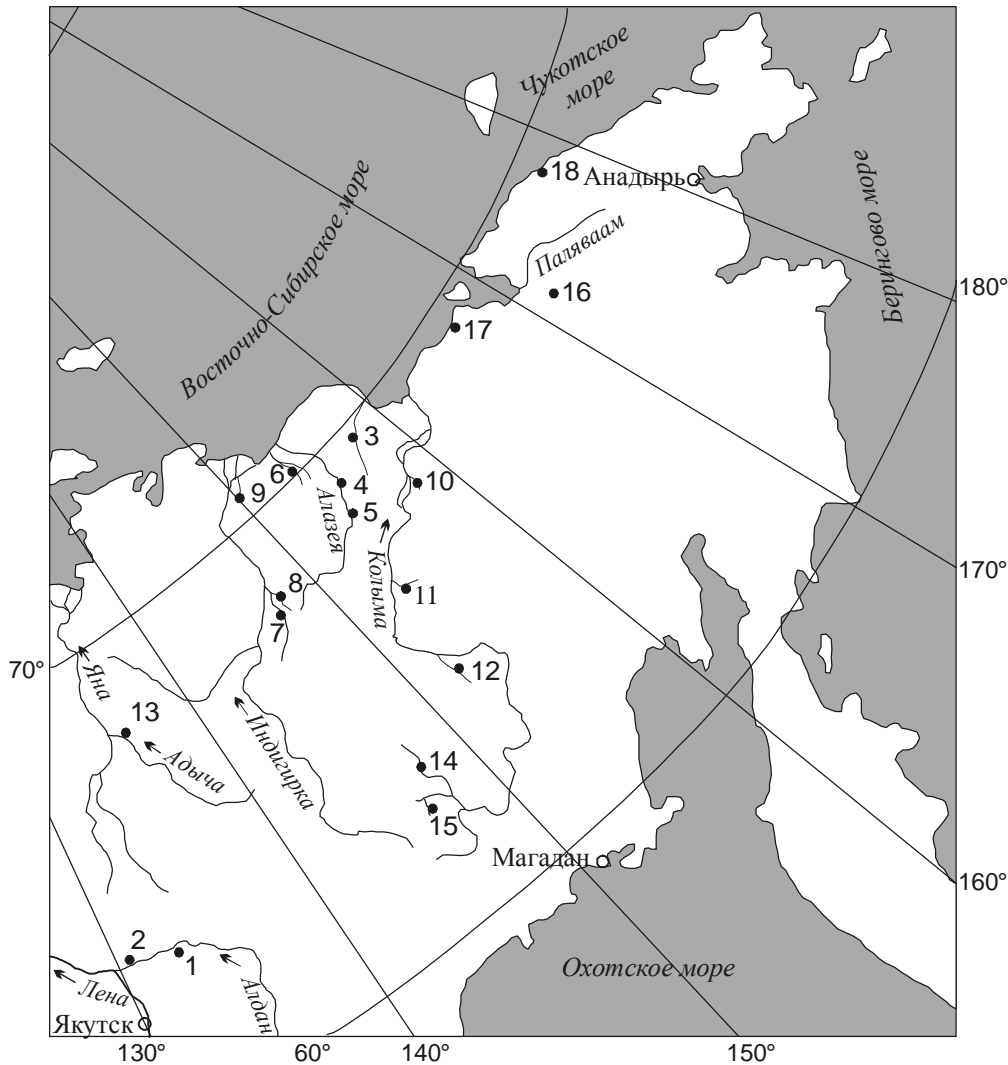
В магнитохронологических шкалах С. Кенди, Д. Кента [46, 47], используемых в данной работе, граница хронов Матуяма–Брюнес проводится на уровне 780 тыс. л.

На севере Дальнего Востока пограничные отложения между плейстоценом и эоплейстоценом развиты широко, однако весьма неравномерно. Они установлены в долинах многих крупных рек, на приморских низменностях, в погребенных впадинах. В континентальных районах преобладают аллювиальные и озерные фации, на Камчатке – вулканогенные толщи. Некоторые приморские впадины выполнены морскими отложениями.

Эти отложения автором и другими исследователями изучались в пределах Центральной и Восточной Якутии, в Магаданской области, на Чукотке и Камчатке (рис. 1).

**ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ**

В этом регионе к самым низам нижнего плейстоцена относится слой ожелезненных галечников, выделенный Э.А. Вангенгейм в Тандинском обнаже-



**Рис. 1.** Схема расположения объектов исследований.

Разрезы: 1 – Тандинское; 2 – Чуйское; 3 – бассейна р. Б.Чукочья; 4 – бассейна р. Алазея; 5 – 2079; 6 – Р-182; 7 – бассейна р. Бадяриха; 8 – бассейна р. Огороха; 9 – Керемсит; 10 – Крестовка; 11 – Слезовский (В-24); 12 – Поповка; 13 – Улахан-Сулар; 14 – бассейна рр. Берелех–Малык–Сиен; 15 – Онгачан; 16 – ш. 172; 17 – скв. 10; 18 – Валькарайской впадины.

нии на левобережье р. Алдан [7]. Одновозрастными с этими отложениями являются аллювиальные пески и галечники, слагающие нижнюю часть Чуйского обнажения, также расположенного в бассейне названной реки [22, 31, 34].

В Тандинском обнажении отложения представлены разнозернистыми желтовато-серыми косослоистыми песками и сильно ожелезненными галечниками с песчано-гравийным заполнителем (видимая мощность около 5 м). Слои залегают на отложениях среднего миоцена и перекрываются бестяхской свитой среднего плейстоцена. С этими отложениями связаны находки фауны крупных млекопитающих, кото-

рые включают: *Palaeoloxodon* ex gr. *namadicus* Falc. et Cautl, *Eguus* sp. (ex gr. *Sanmeniensis*), *Alces latifrons* Johns, *Canis* cf. *variabilis* Pei., *Trogontherium* cf. *cuvieri* Fisch., *Bizon* aff. *schoetensacki* Frend.

Из мелких млекопитающих отсюда известны: *Allophaiomys pliocaenicus* aut *Microtus* (*M.*) sp., *Microtus* ex gr. *arvalis* Pall., *M.(P.) gregaloides* Hinton [7, 30, 31, 34]. *Microtus* (*Pitymys*) *gregaloides* является одним из руководящих видов оппелльзоны *Archidiscodon trogonterii*–*Laguris transiens*–*Microtus* (*Pitymys*) *gregaloides* нижнего плейстоцена. [9].

Палинокомплексы слоев отражают лесную растительность с преобладанием пыльцы древесных (48–

92%) над недревесными (4–8%) и спорами (2–45%). Среди древесных доминирует *Betula*, а также разнообразные представители рода *Pinus*. Пыльца теплолюбивых не превышает 2%. Среди трав отмечены Gramineae, Ericales, Cruciferae, Ranunculaceae, *Thalictrum* и др. В составе спор присутствуют споры Sphagnales, Polypodiaceae, Osmundaceae, *Filicales*, Bryales, *Lycopodium*, *Selaginella* [16, 34].

В Чуйском обнажении одновозрастные отложения представлены галечниками с грубозернистым, гравелистым, реже мелкозернистым песчаным заполнителем бурого и охристого цвета. Мощность отложений варьирует от 0,2 до 2 м. Залегают они на среднемиоценовых отложениях свиты Мамонтовой Горы и перекрыты флювиогляциальными галечниками среднего плейстоцена. Отложения включают палинокомплекс, в котором также главенствующую роль играют древесные растения (42%) – *Larix*, *Picea*, *Pinus*, *Betula*, *Alnaster*, *Salix*. Недревесные растения составляют 10%, споры – 48%. Среди трав присутствуют Superaceae, Compositae, *Artemisia*, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae и разнотравье [34].

Палеомагнитная зональность ожелезненных песков идентична в обоих обнажениях. Верхняя часть слоев намагничена прямо, нижняя – обратно. Выявленная смена полярности отождествляется с границей хронов Матуяма-Брюнес [24, 25].

### ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ

В Восточной Якутии к пограничным эоплейстоценовым–нижнеплейстоценовым отложениям относится олерская свита [36]. Свита и ее возрастные аналоги палеомагнитным методом изучены в бассейнах рр. Б. Чукочьа, Алазея, Б. Хомус-Юрях, Индигирка (рр. Бадяриха, Огороха, Керемесит), Колыма (рр. Крестовка, Поповка, руч. Слезовский) (рис. 1).

**Бассейн р. Б. Чукочьа.** В данном районе свита обнажена в среднем течении реки, где она дренирует Чукочьий вал. Отложения представлены супесчано-суглинистым материалом, включающим маломощные линзы тонкозернистого песка, а также пласты торфяника. Подошва свиты в обнажениях не вскрыта. По данным бурения олерские отложения залегают до глубины 30 м ниже уреза воды реки [11].

С олерскими отложениями района связаны находки своеобразной фауны млекопитающих, объединенных в одноименный фаунистический комплекс [36]. Ранняя фауна этого комплекса (*Lemmus obensis* Brants, *Predicrostonyx compitalis* Zash., *Allophaiomys* cf. *pliocaenicus* Korn., *Clethrionomys* ex gr. *rutilus* Pall., *Citellus* ex gr. *parryi* Rhich., *Equus (Plesippus) verae* Sher, *Praeovibos beringiensis* Sher, *Sorex* sp., Leporinae

gen.) сопоставляется с раздольинской (таманской), а более поздняя (*Microtus* sp., *M. ex gr. oeconomus*, *Dicrostonyx renides* Zash., *Praealces* aff. *latifrons*, *Soergelia* sp., *Equus (Plesippus)* sp.) – с тираспольской фауной [10].

Согласно данным О.В. Гриненко и А.П. Жариковой [13], в олерских отложениях выделяются два спорово-пыльцевых комплекса, отражающих самостоятельные этапы развития растительности. Нижний комплекс характеризуется следующими чертами: преобладанием спор (42–78%), представленных спорами зеленых (30–75%) и сфагновых мхов (7–8%), кочедыжниковых папоротников (3–5%), единично спорами плавунов и плавунков; разнообразием трав (15–20 названий), занимающих от 14 до 51% от общего состава спектра; малой долей участия пыльцы древесных и кустарниковых растений (4–7%), среди которых постоянна пыльца древесных (4–7%) и кустарниковых (0,7–4%) берез, ольхи (0,3–1,4%), ольховника (0,3–3,2%), лиственницы (0,3–0,8%).

В верхнем спорово-пыльцевом комплексе группа древесных и кустарниковых растений не превышает 0,6–1,5%. Травы представлены в основном полынями и маревыми. В группе спор преобладают зеленые мхи (7–29%). Этот спектр отражает максимальную ксерофитизацию начала раннего плейстоцена. Более детальный анализ палеоботанических материалов свиты с выделением 18 климатических стадий приведен в работе [14].

Палеомагнитным методом автором и Е.И. Вириной [10] свита изучена в 7 разрезах. Инверсия Матуяма-Брюнес установлена в верхах олерской свиты. В ряде разрезов выделена субзона прямой полярности (событие Харамильо) [10] (рис. 2).

**Бассейн р. Алазея.** Здесь олерские отложения выходят на дневную поверхность в районе среднего течения реки в основном на участке между пос. Андрюшкино и устьем р. Рассоха [17, 25, 39] – обн. Обманчивое-1, Обманчивое-2, Алазейское-2, Тумус-Яр, Забытое (рис. 1, 2).

Отдельные выходы олерской свиты отмечены выше названного поселка (обн. 2079). Самая нижняя часть свиты вскрыта скв. 77-1Д (интервал глубин 8–12 м), пробуренной под обн. Забытое [19, 23]. Она сложена серыми косослоистыми суглинками, содержащими мелкую алевритовую гальку и растительный детрит, и залегают с размывом на тумус-ярских отложениях плиоцена. В обнажениях ниже пос. Андрюшкино она представлена в основном супесчаным материалом, имеющим тонкую волнистую и горизонталь-



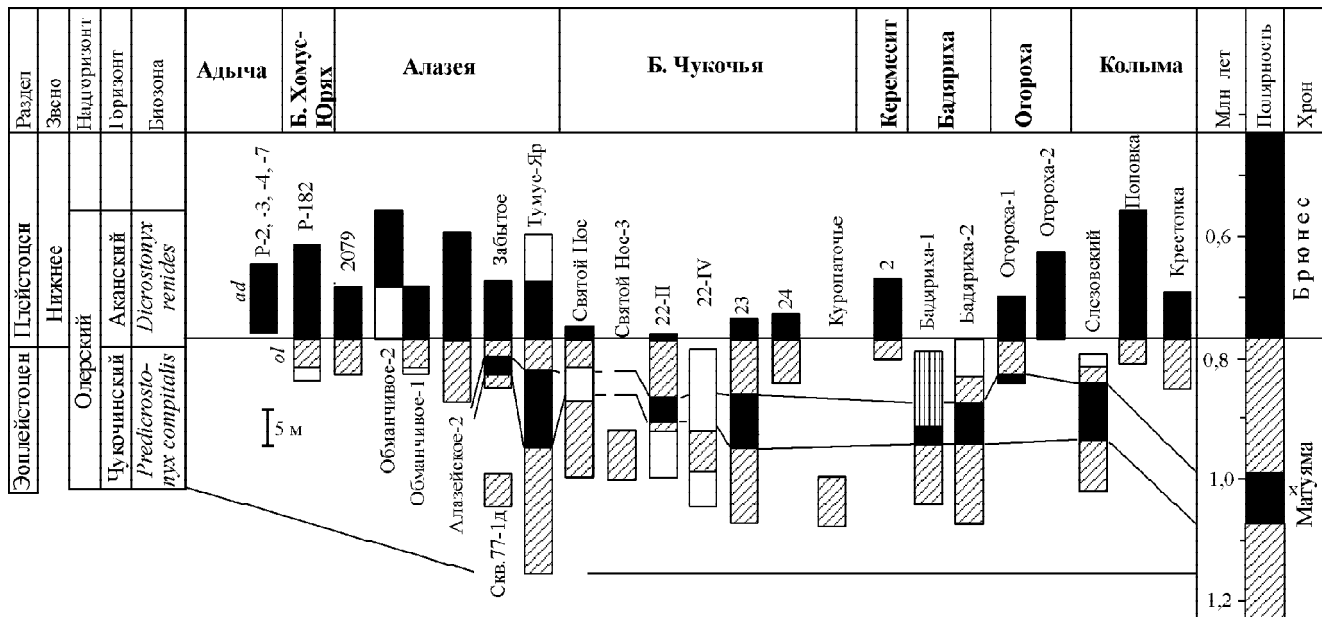


Рис. 2. Схема корреляции эоцено-плейстоценовых отложений Восточной Якутии.

Слева – фрагмент стратиграфической схемы [29]. По центру – исследованные разрезы: 22-II, 22-IV, 23, 24 [10]; 2 [1]; Крестовка [26]. Справа – фрагмент магнитохронологической шкалы [46, 47] с дополнениями: х – событие Харамилье. Свиты: *ad* – адычанская; *ol* – олерская. Черным цветом обозначены зоны прямой полярности, косой (вертикальной) штриховкой – зоны обратной (аномальной) полярности.

ную слоистость, а в обн. 2079 – суглинками. Подошва свиты в обнажениях не вскрыта.

Состав фауны, собранной под обнажениями олерской свиты, аналогичен олерской фауне с р. Б. Чукочья. Здесь найдены *Equus (Plesippus) cf. verae* Sher, *Praealces* sp., *Archidiscodon* (aut) *Mammutus* sp., *Praeovibos* sp., *Soergelia* sp., *Trogontherium* sp. [17, 39].

В спорово-пыльцевых спектрах отложений доминирует пыльца трав, среди которых наиболее обильны мезофильные *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Umbelliferae*, однако постоянно присутствует пыльца полыней и маревых. Состав спор указывает на преобладание зеленых мхов, при постоянном участии спор сфагнов. В верхней части свиты появляются споры плаунка сибирского. В группе древесных присутствует пыльца кустарниковых берез и ольховника, кедрового стланика, высокоствольных берез. Встречаются единичные зерна лиственницы, ели, сосен подрода *Diploxylon*. В основании разреза выделяется фаза наибольшей облесенности [17]. Сходные спорово-пыльцевые спектры получены Е.М. Львовой [21] по разрезу 2079.

Результаты палеомагнитных исследований показывают, что во всех исследуемых разрезах свиты установлена инверсия геомагнитного поля Матуяма–

Брюнес (рис. 2). Различное положение инверсии в разрезах относительно уреза воды является, по-видимому, следствием новейших тектонических движений.

Отложения, вскрытые скважиной, намагничены обратно. В обн. Тумус-Яр и Забытое в обратномагнитных отложениях выделена прямополярная субзона, отождествленная с событием Харамилье.

**Бассейн р. Б. Хомус-Юрях.** В этом районе аналоги олерской свиты изучены в правом борту реки, в 43,5 км выше устья ее правого притока Окуля (обн. Р-182) (рис. 1, 2). Они представлены чередованием серых горизонтально- и косослоистых алевритистых песков и супесей, мощностью 16 м. Палеомагнитная характеристика отложений свидетельствует, что инверсия геомагнитного поля фиксируется в основании разреза (рис. 2). В бассейне р. Б. Хомус-Юрях найден зуб лошади *Equus (Plesippus) verae* Sher, указывающий на присутствие в этом районе аналогов олерской свиты [25].

**Бассейн р. Бадяриха.** Аналоги олерской свиты обнажены в правом борту реки в 14 км выше ее правого притока р. Огороха (рис. 1). Они залегают в основании увала на плотных серых и коричневатых глинах предположительно миоценового возраста. Подошва свиты фиксируется на высоте 2 м от уреза

воды в реке. Исследование отложений проводилось по двум расчисткам – обн. Бадяриха-1, Бадяриха-2. В обоих разрезах свита представлена серыми, темно-серыми супесями, неслоистыми, иногда горизонтально слоистыми, оторфованными, с прослоями мелкозернистого серого песка, торфа и обилием растительных остатков. В ней отмечены псевдоморфозы по жильному льду, выполненные супесями с обломками древесины, растительной трухой, ракушками. Мощность свиты до 25 м. Перекрываются олерские отложения льдистой толщей, которая слагает верхнюю часть увала. В обн. Бадяриха-1 на высоте 13 м из олерских отложений найдена фауна *Praeovibos* sp. (определение А.В. Шера).

Палеомагнитные характеристики разрезов приведены в работах [23–25]. Результаты магнитных чисток свидетельствуют о преимущественно обратной намагниченности изученных отложений. На высотах 13–16 м (обн. Бадяриха-2) и 9–11 м (обн. Бадяриха-1) в них установлены субзоны прямой полярности – событие Харамильо (рис. 2).

**Бассейн р. Огороха.** В бассейне р. Огороха (правый приток р. Бадяриха) аналоги олерской свиты изучены по двум расчисткам, расположенным в среднем течении реки на участке между ее правыми притоками Тирэхтээх и Собогнуур (рис. 1). Здесь на плотных черных, серовато-зеленых глинах залегают разнозернистые серые, зеленовато-серые глинистые пески и супеси, обогащенные растительными остатками, мощностью до 10 м. Перекрываются олерские отложения льдистой толщей. Строение разреза, а также магнитные свойства аналогичны таковым на р. Бадяриха, однако палеомагнитная зональность различается. В обн. Огороха-1 и в верхней части обн. Огороха-2 отложения намагничены прямо, нижняя часть разреза Огороха-2 намагничена обратно (рис. 2). Инверсия геомагнитного поля в этом разрезе проходит на уровне 11 м от уреза реки [25].

**Бассейн р. Керемесит.** Аналоги олерской свиты в этом бассейне выделены и изучены по ряду обнажений и скважин [1]. В обнажениях отложения представлены чередованием аллювиальных песков и алевритов с прослоями глины, линзами гравия, видимой мощностью до 8 м. В осыпях под выходами олерских осадков найдена фауна олерского фаунистического комплекса: *Equus (Plesippus) cf. verae* Sher, *Equus (Plesippus) sp.*, *Ovibovini* (cf. *Praeovibos*), *Mammutus* sp. (архаичная форма), *Rangifer tarandus* L. [1].

Инверсия геомагнитного поля установлена в обн. 2 на высоте 2 м от уреза воды в реке [1]. По результатам палинологических исследований для времени формирования отложений выявлено направлен-

ное похолодание климата. На рубеже инверсии геомагнитного поля зафиксировано резкое потепление, отразившееся на составе растительности. Пыльца древесно-кустарниковой группы составляет здесь до 46 %, пыльца трав и кустарничков – 40 %, спор – 13 %. В отложениях, залегающих непосредственно ниже рубежа инверсии, спорово-пыльцевой спектр характеризуется доминированием пыльцы трав и кустарничков – до 60 %, споры составляют 25 %, группа деревьев и кустарников – 14 % [1].

**Бассейн р. Колымы.** В бассейне нижнего течения р. Колымы аналоги олерской свиты изучались на рр. Крестовка и Поповка (обн.309), руч. Слезовский (обн. В-24) (рис. 1).

На р. Крестовке олерская свита расчленена на нижнюю и верхнюю подсвиты, представлена алевритами, тонкозернистыми песками с прослоями торфа, гравия. Верхняя подсвита включает фауну млекопитающих: *Dicrostonyx renidens* Zazh., *Lemmus cf. obensis* Brants, *Clethrionomys ex gr. rutilus* Pall., *Microtus (Microtus) sp.*, *Arctelephas sp.*, *Equus (Plesippus) sp.*, *Equus sp.*, нижняя – *Lepus sp.*, *Ochotona sp.*, *Predicrostonyx compitalis* Zazh., *Lemmus cf. obensis* Brants, *Allophaiomys cf. pliocaenicus* Korm., *Clethrionomys ex gr. rutilus* Pall., *Gulo cf. schlosserri* Korm., *Arctelephas sp.*, *Equus (Plesippus) verae* Sher, *Equus sp.* (мелкая форма), *Cervalces sp.*, *Rangifer sp.*, *Praeovibos beringiensis* Sher, *Praeovibos cf. priscus* Staud., *Ovibovini* gen., *Bison* sp. Во время накопления свиты господствовали листовеннично-березовые редколесья, нижней – гипоарктические тундры с березово-лиственничными островами, злаково-лебедовые тундростепи [26, 29, 37, 38]. Палеомагнитным методом свита изучена по нескольким расчисткам. Выявлено, что инверсия геомагнитного поля (Матуяма-Брюнес) проходит в самых верхах нижней подсвиты [26, 29, 37] (рис. 2).

На устьевом участке руч. Слезовский (правый приток р. Колымы) аналоги олерских отложений вскрываются в верхней части обн. В-24 (рис. 1) и представлены супесчано-суглинистым материалом мощностью около 13 м. Залегают они на нижне-, среднелиоценовых отложениях. Разрез расчленен на ряд зон прямой и обратной полярности, относящихся к ортозоне Матуяма (рис. 2). Зоны обратной полярности выделены в интервалах глубин 2–4,5 и 9,5–13 м, прямополярная субзона (Харамильо) – в интервале 4,5–9,5 м. Самая верхняя часть разреза не опробована в связи с развитыми здесь склоновыми процессами [25].

В бассейне р. Поповки (левый приток р. Колымы), в 14 км ниже устья руч. Белая Ночь, под отло-

жениями ледового комплекса вскрываются коричнево-серые, серые уплотненные гумусированные неслоистые алевроиты мощностью 16 м (рис. 1). По строению и составу эта толща сходна с олерской свитой. Залегает она на более древних отложениях, представленных коричнево-бурыми, бурыми алевроитами с линзами галечников и плотными зеленовато-коричневыми алевроитами с плавающей галькой и обугленной древесиной. Результаты палеомагнитного анализа аналогов олерской свиты показывают, что они имеют преимущественно прямую намагниченность. Смена полярности, выявленная в самой нижней части разреза, видимо, соответствует границе хронов Матуяма–Брюнес [25] (рис. 2).

Таким образом, палеомагнитные характеристики изученных разрезов олерской свиты свидетельствуют о формировании ее во время двух крупных геомагнитных эпох. Во многих непрерывных разрезах свиты зафиксирована граница этих эпох. Наиболее мощные разрезы олерских отложений, сформировавшихся в обратнопольярную эпоху, расположены в бассейнах рр. Бадяриха (М = 25 м), Алазея (М = 35 м) и Б. Чукочья (М = 22 м), на руч. Слезовский (М = 13 м).

В двух обнажениях по р. Б. Чукочья [10], а также в обнажениях Бадяриха-1 и Бадяриха-2, Тумус-Яр, Забытое, Огороха-2, В-24 в обратномагнитной зоне установлена субзона прямой полярности Харамильо. Максимальная мощность прямомагнитных олерских отложений наблюдается в обнажениях Обманчивое-1 и Обманчивое-2, где она составляет 15,5 м. Алазейские разрезы по полноте олерской свиты наиболее благоприятны для изучения истории развития растительности и фауны во время ее накопления.

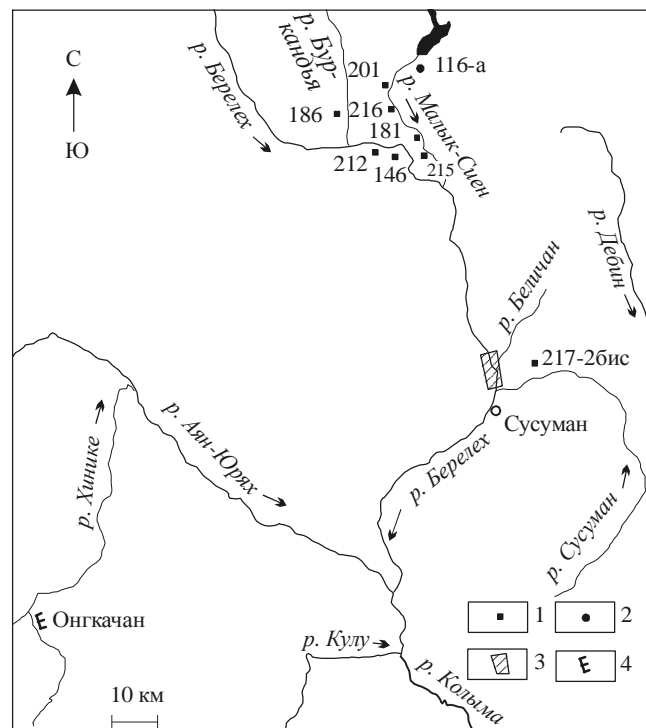
**Бассейн р. Адыча.** Здесь в основании четвертой террасы у пос. Бетенкес (обн. Улахан-Сулар) вскрываются адычанские слои нижнего плейстоцена [5]. Перекрываются они улахан-суларской свитой [18]. Слои изучены по нескольким расчисткам, где они представлены галечниками, песками, супесями, суглинками, щебнисто-глыбовым материалом, максимальной мощностью 8 м [25].

С адычанскими слоями связаны находки фауны млекопитающих – *Archidiskodon cf. wusti* Pawl., *Archidiskodon* (aut) *Mammuthus* sp., *Equus (Plesippus)* sp., *Soergelia* sp., *Equus ex gr. mosbachensis* Reich., *Alces latifrons* [18]. В целом фауна адычанских слоев является более прогрессивной, чем олерская. Отложения, включающие ее, относятся к нижнему плейстоцену [40]. Во всех исследованных расчистках адычанские отложения намагничены прямо. Форми-

рование их происходило, видимо, в начале хрона Брюнес (рис. 2).

### ВЕРХОВЬЕ Р. КОЛЫМЫ

В этом районе отложения эоплейстоцена и нижнего плейстоцена, как правило, слагают погребенные террасы различных уровней, в строении которых участвуют разнотипные толщи. Палеомагнитная характеристика получена по аллювиальным фациям, мощность которых на террасах редко превышает 10 м. Исследованы 45–50-метровая (разрезы 45–50), 35–40-метровая (разрез 159), 30–35-метровая (разрез 313), 30-метровая (разрезы 71, 311, 312), 25–30-метровая (разрез 157) террасы р. Берелех, а также низкие погребенные аллювиальные толщи бассейнов рр. Буркандья (разрез 186), Малык-Сиен (разрезы 216, 201, 181), Берелех (разрезы 215, 146, 217) [24, 25] (рис. 3, 4). Эти отложения намагничены преимущественно обратно и сформированы в теплую эпоху раннего плейстоцена. Накопление их связывается с концом хрона Матуяма. Инверсия Матуяма–Брюнес зафиксирована в аллювиальных отложениях 30–35-метровой террасы р. Берелех, вскрытых шахтой 40 (разрез 71) и расчистками (разрез 313), которые являются стратотипом бели-



**Рис. 3.** Расположение объектов исследований в верховье р. Колымы.

1 – шахты, 2 – скважины, 3 – разрезы террас р. Берелех, 4 – обнажения.

чанского горизонта нижнего плейстоцена верховьев Колымы [29]. Одновозрастными с ними являются террасовые отложения р. Онгкачан, где также установлена инверсия геомагнитного поля. Растительность этого времени, по данным Т.П. Прохоровой, была представлена светлохвойными, лиственнично-березовыми лесами с присутствием лещины, миррики, восковницы, диплоидных сосен и елей [24, 25].

Прямомагнитные аллювиальные отложения 80–90-метровой террасы р. Берелех (разрез 402), 70–80-метровой террасы р. Сусуман (разрез 217), толщи белесых суглинков р. Малык-Сиен (разрез 116а) сформированы, видимо, во время субхрона Харамильо (рис. 4). В это время на территории произрастали хвойные и мелколиственные леса, преимущественно ольшаники с примесью умеренных широколиственных деревьев [20]. Темнохвойные леса в этом регионе существовали в первой половине хрона Матуяма (обратнополярный аллювий 140-м террасы р. Берелех). Отсутствие непрерывных разрезов этого возраста не позволяет точно установить время распада темнохвойных растительных сообществ.

#### ЧУКОТКА

На Чукотке комплексные исследования эоцено-плейстоценовых отложений выполнены в Чаунской и Валькарайской впадинах, где они вскрыты горными выработками и скважинами (рис. 1) и представлены континентальной эльхкаквунской и морской энмакайской свитами. В обеих свитах установлена инверсия Матуяма-Брюнес и субхрон Харамильо (рис. 4).

Эльхкаквунская свита изучена по разрезам скв. 10 и шахты 172 (рис. 1, 4). Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из отложений скважины, характеризуются преобладанием покрытосеменных (57–81 %) растений над голосеменными (0,6–5,3 %) и спорами (13,5–42,4 %). Покрытосеменные представлены древовидными березами (до 1,9 %), ольхой (до 0,6 %), их кустарниковыми разновидностями (до 23,3 %). Пыльца трав составляет до 42,5 %. В группе голосеменных в небольших количествах отмечены *Pinus* subgen. *Haploxyton*, единично *Picea*, *Tsuga*, *Eupicea*, *Larix*. Эти данные позволяют восстанавливать растительность гипново-травянистых болот, кустарниковых тундр с редкими островами лиственничных и хвойно-мелколиственных редколесий [2].

Отложения энмакайской свиты содержат комплекс фораминифер, включающий бореальные и южнобореальные виды. Среди них характерны вымершие таксоны: *Elphidiella quasioregonensis*, *E. hannai*, *E. nitida*, *E. alaskensis*, *E. rolfii*, *E. umbonata*,

*Sigmomorphina sawanensis*, *Ozawaia* sp. indet. [15]. Фауна моллюсков представлена аркто-бореальными и бореальными видами [32]. Комплекс фораминифер из верхней части свиты относится к зонам *Actinoscyclus aculatus* и *Simonseniella curvirostris* северо-тихоокеанской шкалы [27]. В спорово-пыльцевых спектрах свиты присутствуют *Betula* кустарниковая, *Alnaster*, *Gramineae*, *Bryales*, *Betula* древовидная, *Alnus* sp., *Cyperaceae*, *Sphagnum*, *Pinus* subgen. *Haploxyton*, *Picea* sect. *Eupicea* et *Omorica*, *Larix*. Спектр отражает лесотундровые редколесья [29].

#### КАМЧАТКА

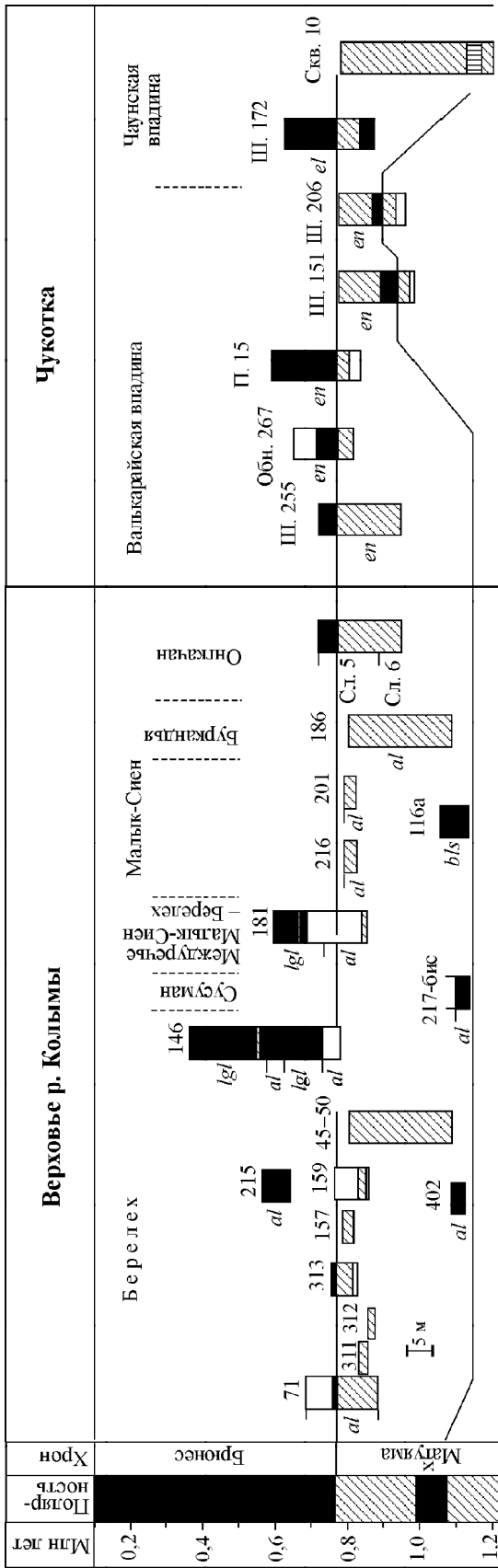
В этом районе палеомагнитным методом исследовались эффузивные и осадочные толщи. К низам ортозоны Брюнес относятся породы иультского вулканогенного комплекса [6, 35]. С этой ортозоной связывается формирование толщи «синих глин» и отложений древнейших ледников Камчатки [3].

К ортозоне Матуяма относятся вулканогенно-осадочные образования тумрокского (Восточная Камчатка) и крерукского (Срединный хребет) комплексов [6, 35]. Спорово-пыльцевые спектры из туффитов крерукского комплекса представлены *Betula* sect. *Costatae*, *Alnaster*, *Pinus pimula*, *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*, *Gramineae*, *Ericales* [29]. Судя по радиологическим и палеомагнитным данным, формирование крерукского комплекса в Центральной Камчатке началось во время хрона Гаусс. Для туффитов иультских отложений характерен спорово-пыльцевой комплекс с *Betula* sect. *Costatae*, *Alnaster*, *Picea*, *Larix*, *Quercus*, *Corylus*, *Juglans* [29].

Охарактеризованные выше вулканогенные подразделения А.Е. Шанцер [35] объединяет в верхний послескладчатый структурный ярус.

На Восточной Камчатке с ортозоной Матуяма сопоставляется прибрежно-морская ольховская свита. Отложения свиты намагничены прямо в верхней части и преимущественно обратно – в нижней. На основании этих данных смена намагниченности в ольховской свите отождествлялась с инверсией Матуяма-Брюнес [3, 4, 6, 35]. Несколько по-другому датирует свиту А.Ю. Гладенков [12]. По комплексу диатомей, сопоставляемых с зонами *Neodenticula koizumii* и *Actinoscyclus oculatus*, свита отнесена к верхнему плиоцену–эоплейстоцену, а прямомагнитные слои свиты сопоставляются с событиями Харамильо и Олдувей.

#### БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНВЕРСИИ



**Рис. 4.** Схема корреляции эоценов-плейстоценовых отложений верховьев р. Колымы и Чукотки.

Слева – фрагмент магнитохронологической шкалы [46, 47] с дополнениями: х – событие Харамильо. Справа – исследованные разрезы. Отложения: *al* – аллювиально-алевные, *lg/l* – водноледниковые. Свиты: *en* – энмакайская, *el* – эльхаквунская, *bls* – белесых суглинков. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2.

Инверсия Матуяма–Брюнес, имеющая глобальный характер, дает возможность сравнивать ископаемую фауну и флору этого рубежа различных регионов севера Дальнего Востока. Фауна млекопитающих пограничных отложений эоценов-плейстоцена известна лишь в Центральной и Восточной Якутии, где она объединена в алданскую [7, 8] и олерскую [36] фауны. Состав фауны различен, но палеомагнитная характеристика вмещающих отложений свидетельствует, что она одновозрастна. Представительные мощные разрезы с фаунистическими остатками расположены в Восточной Якутии. Здесь ранняя фауна олерского фаунистического комплекса (биозона *Predicrostonyx compitalis*) коррелируется с таманской, а поздняя (биозона *Dicrostonyx renides*) – с тираспольской [40]. Инверсия Матуяма–Брюнес, как и в Центральной Якутии, зафиксирована в отложениях с аналогами тираспольской фауны.

Во время накопления галечников в Центральной Якутии была лесная растительность, где доминировали еловые и березовые леса. На территории Восточной Якутии в конце эоценов-начала плейстоцена существовали лиственнично-березовые леса, лесотундры и тундры [28]. В это время в верховьях р. Колымы были распространены сложного состава березовые леса с примесью широколиственных и темнохвойных пород, ольшаники. Спорово-пыльцевые спектры из энмакайских отложений отражают лесотундровые редколесья [29]. По палинологическим данным, полученным из эльхаквунской свиты, восстанавливается растительность гипново-травяных болот, кустарниковых тундр с редкими островами лиственничных и хвойно-мелколиственных редколесий [2]. Таким образом, в начале раннего плейстоцена наблюдается явная дифференциация территорий по составу растительных сообществ.

В изотопно-кислородных шкалах названная инверсия проходит внутри «теплой» стадии 19 [60]. По одним данным она фиксируется в подстадии 19.3 [45, 56], по другим – в 19.1 [50]. Не все исследованные разрезы имеют детальную палинологическую характеристику, достаточную для восстановления палеоклиматических характеристик на границе хронов Брюнес и Матуяма и, в частности, для определения точного положения инверсии внутри стадии 19. Спорово-пыльцевые спектры из олерской свиты бассейна р. Б.Чукочьа указывают в целом на холодные климатические условия. Тем не менее, здесь наблюдается отличие восстанавливаемых палеоклиматических данных до и после инверсии. Более благоприятные условия существовали в конце хрона Матуяма. В спорово-пыльцевых спектрах этого интервала наблюдается большее

процентное содержание пыльцы группы кустарников и деревьев (4–7 %), в то время как после инверсии концентрация пыльцы этой группы не превышает 0,7–1,6 %. Другая обстановка восстанавливается по отложениям р. Керемесит. В олерское время на фоне направленного похолодания климата рубеж инверсии характеризуется резким потеплением. В спорово-пыльцевых спектрах этого интервала пыльца древесно-кустарниковой группы достигает 46 % [1]. Сходная картина наблюдается для олерских отложений бассейна р. Крестовки, где по палинологическим данным интервал с повышенным содержанием пыльцы древесных растений (до 25 %) отмечен выше рубежа инверсии Матуяма–Брюнес. В бассейне р. Алазеи спорово-пыльцевые спектры олерских отложений также характеризуются незначительным участием пыльцы древесно-кустарниковых растений. Однако инверсия геомагнитного поля зафиксирована в средней части слоя с повышенным содержанием пыльцы этой группы растений. Особенно это заметно по представителям рода *Betula* [21]. По данным Т.П. Прохоровой, в верховьях р. Колымы отложения конца хрона Матуяма–начала хрона Брюнес сформировались в теплую эпоху раннего плейстоцена. Таким образом, инверсия Матуяма–Брюнес проходит в отложениях, спорово-пыльцевые спектры которых отражают различные палеоклиматические обстановки. Остается открытым вопрос, насколько упомянутые теплые климатические фазы соответствуют морской изотопно-кислородной стадии 19.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Граница хронов Матуяма–Брюнес в Центральной Якутии проходит в слое ожелезненных галечников, в Восточной Якутии – в олерской свите и ее возрастных аналогах, на Чукотке она зафиксирована в морской энмакайской и континентальной эльхаквунской свитах, на Камчатке – в вулканогенных толщах. В верховьях р. Колымы этот рубеж установлен в отложениях беличанского горизонта нижнего плейстоцена.

2. Инверсия Матуяма–Брюнес проходит внутри слоев с алданской (Центральная Якутия) и олерской (Восточная Якутия) фаунами.

3. Во время инверсии на севере Дальнего Востока уже существовала явно выраженная фитогеографическая зональность.

4. Инверсионный рубеж, судя по палинологическим данным, фиксируется в начале, в середине и в конце теплой климатической фазы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Башлавин Д.К., Жигульцева С.Н., Овандер М.Г. Плиоцен-нижнеплейстоценовые отложения на востоке Яно-Инди-

- гирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 10. С. 130–135.
2. Белая Б.В. Неоген Чаунской низменности по палинологическим данным // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 3. Чукотка: Препр. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 40–57.
3. Беспалый В.Г., Давидович Т.Д., Линькова Т.И. и др. Палеомагнитная характеристика разрезов плейстоцена Камчатки // Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Магадан, 1970. С. 39–40. (Тр. СВКНИИ; Вып. 37).
4. Беспалый В.Г., Борзунова Г.П., Давидович Т.Д., и др. К вопросу о возрасте золотоносных морских отложений ольховской свиты (Восточная Камчатка) // Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972. С. 143–150. (Тр. СВКНИИ; Вып. 44).
5. Бискэ С.Ф. Четвертичные отложения Крайнего Северо-Востока. Новосибирск: Наука, 1978. 109 с.
6. Брайцева О.А., Ганешин Г.С., Шанцер А.Е. Камчатка // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. М.: Недра, 1984. С. 437–447.
7. Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири. М.: АН СССР, 1961. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 48).
8. Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 172 с.
9. Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С. Обзор фаунистических комплексов и фауны территории СССР // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 1. М.: Недра, 1982. С. 267–279.
10. Вирина Е.И., Зажигин В.С., Шер А.В. Палеомагнитная характеристика типовых местонахождений олерского фаунистического комплекса (Колымская низменность) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 61–72.
11. Гиличинский Д.А., Кудрявцева Н.Н., Вирина Е.И. и др. Корреляция позднеплиоцен-четвертичных отложений криолитозоны Колымо-Индибирской низменности // Четвертичные события и стратиграфия Евразии и Тихоокеанского региона: Тез. докл. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. Ч. 1. С. 51–52.
12. Гладенков А.Ю. Диатомовые комплексы пограничных плиоцен-четвертичных слоев Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 5. С. 95–107.
13. Гриненко О.В., Жарикова А.П. Палинокомплексы верхнекайнозойских отложений Колымской низменности на рубеже 0,7 млн лет // Четвертичные отложения Востока СССР. Вып. 2. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 18–19.
14. Гричук М.П. Палеоботанические материалы по разрезу верхнекайнозойских отложений на р. Б. Чукочьей (Северо-Восток России) // Эволюция климата и растительности Берингии в позднем кайнозое. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. С. 78–140.
15. Гудина В.И., Лаштабег В.А., Левчук Л.К., Половова Т.П., Сухорослов В.Л. Граница плиоцена-плейстоцена на Севере Чукотки (по фораминиферам). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. 103 с.

16. Камалетдинов В.А. Рельеф доколя и строение четвертичного покрова Лено-Амгинского междуречья // Геология кайнозоя Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1982. С. 94–103.
17. Каплина Т.Н., Лахтина О.В., Рыбакова Н.О. Кайнозойские отложения среднего течения р. Алазеи (Колымская низменность) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 51–63.
18. Каплина Т.Н., Карташова Г.Г., Никитин В.П., Шилова Г.Н. Новые данные о песчаной толще Туостаской впадины // Бюл. комис. по изучению четвертичного периода. 1983. № 52. С. 107–122.
19. Карташова Г.Г., Колесников С.Ф., Плахт И.Р., Гриненко О.В. Новые данные о плиоцене Северо-Востока Азии (стратиграфия, палеогеография) // Материалы по стратиграфии и палеогеографии востока Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 70–76.
20. Крутоус В.И., Белая Б.В. Палеоген и неоген бассейна р. Берелех и прилегающей части Улахан-Чистая (горная система Черского) // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 1. Арктическое и Тихоокеанское побережье Чукотки; бассейн р. Колымы: Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 38–48.
21. Львова Е.М. Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений верхнего кайнозоя среднего течения р. Алазея (Якутия) // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 120–124.
22. Минюк П.С., Камалетдинов В.А. Палеомагнитная характеристика плиоцен-четвертичных отложений Центральной Якутии // Методы палеомагнетизма в решении геологических задач (на примере Дальнего Востока). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 62–72.
23. Минюк П.С. Магнитостратиграфический разрез плиоцена и плейстоцена северной Якутии // Геофизические исследования при решении геологических задач. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 120–139.
24. Минюк П.С. Положение инверсии Матуяма–Брюнес в разрезах четвертичных отложений Северо-Востока России // Берингия в четвертичный период. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 147–183.
25. Минюк П.С. Магнитостратиграфия кайнозоя Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 198 с.
26. Позднекайнозойские отложения Колымской низменности / А.В.Шер, Т.Н.Каплина, Р.Е.Гитерман и др. Путеводитель XI тура научной экскурсии XIV ТНК. М.: АН СССР, 1979. 115 с.
27. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Науч. мир, 1997. 146 с.
28. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979г.). Часть III. Четвертичная система: Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. Л., 1983. 84 с.+3 прил. (Мингео СССР, СНИИГ-Ги МС, ВСЕГЕИ, ИГиГ СО АН СССР, АН СССР).
29. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982 г.): Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 241 с.
30. Русанов Б.С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. М.: Наука, 1968. 459 с.
31. Сибирская платформа / Редакторы А.А.Трофимук, М.Н.Алексеев, В.А.Биланенко, А.С. Дагис, В.М.Моралев, В.В. Хоментовский, Б.Л. Щербов. // Сводный путеводитель экскурсий 27-го МГК, 052, 053, 055. Новосибирск: Наука, 1984. 240 с.
32. Сухорослов В.Л., Минюк П.С. Биостратиграфическая и палеомагнитная характеристики морских отложений энмакской свиты // Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. Вып. 1. С. 27–29.
33. Харланд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.
34. Четвертичные отложения перигляциальной зоны Центральной Якутии / М.Н.Алексеев, Р.Е.Гитерман, О.В.Гриненко, В.А. Камалетдинов, Е.М.Катасонов, В.В. Колпаков, И.Г.Лискун, П.С.Минюк, В.Т.Соколовская, А.Ф. Фрадкина, И.Л.Шофман // Путеводитель экскурсии А-14 XI конгресса ИНКВА. М., 1982. 36 с.
35. Шанцер А.Е. Расчленение и корреляция континентальных вулканогенных образований позднего кайнозоя Камчатки (в связи с проблемой нижней границы квартера) // Четвертичные отложения Востока СССР: Препринт. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. Вып. 3. С. 31–33.
36. Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 312 с.
37. Шер А.В., Вирина Е.И., Зажигин В.С. Стратиграфия, палеомагнетизм и фауна млекопитающих плиоцен-четвертичной толщи в низовьях р. Колымы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 5. С. 1171–1175.
38. Шер А.В., Гитерман Р.Е., Зажигин В.С., Киселев С.В. Новые данные о позднекайнозойских отложениях Колымской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 5. С. 69–83.
39. Шер А.В. К обоснованию возраста рыхлых отложений среднего течения р. Алазея (Колымская низменность) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 1. С. 179–182.
40. Шер А.В. Возраст четвертичных отложений Яно-Колымской низменности и ее горного обрамления // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 3. С. 708–713.
41. Baksi A., Hsu V., McWilliams M., Farrar E.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Brunhes-Matuyama geomagnetic field reversal // Science. 1992. V. 256. P. 356–357.
42. Berger W.N., Bickert T., Weter G., Yasuda M.K. Brunhes – Matuyama boundary: 790 k.y. date consistent with ODP Leg 130 oxygen isotope records based on fit to Milancovitch // Geophys. Res. Lett. 1995. V. 22, N 12. P. 1525–1528.
43. Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J., Van Couvering J.A. Cenozoic geochronology // Geol. Soc. Am. Bull. 1985. V. 96. P. 1407–1418.
44. Berggren W.A., Kent D.V., Swisher III C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology time scales and global stratigraphic correlation: SEPM special publication. 1995. N 54. P. 129–212.
45. Biswas D.K., Hyodo M., Taniguchi Y., Kaneko M., Katoh S., Sato H., Kinugasa Y., Mizuno K. Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene sediments in a 1700-m core from Osaka Bay, southwestern Japan and short geomagnetic events in the middle Matuyama and early Brunhes chrons // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1999. V.

148. P. 233–248.
46. Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. N. B10. P. 13917–13951.
47. Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. N. B4. P. 6093–6095.
48. Carlut J., Quidelleur X., Courtillot V., Boudon G. Paleomagnetic directions and K/Ar dating of 0 to 1 Ma lava flows from La Guadeloupe Island (French West Indies): Implications for time-averaged field models // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 835–849.
49. Cox A., Doell R.R., Dalrymple G.B. Reversal of the Earth's magnetic field // *Science*. 1964. V. 144. P. 1537–1543.
50. DeMenocal P.B., Ruddiman W.F., Kent D.V. Depth of post-depositional remanence acquisition in deep-sea sediments: a case study of the Brunhes - Matuyama reversal and oxygen isotopic stage 19.1 // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 99. P. 1–13.
51. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. *A geological time scale 1989*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1990. 263 p.
52. Hong C.S., Lee M.Y., Pdlіke H., Wei K.Y., Liang W.T., Iizuka Y., Torii M. Astronomically calibrated ages for the geomagnetic reversals with the Matuyama chron // *Earth Planets Space*. 2002. V. 54. P. 679–690.
53. LaBrecque J.L., Kent D.V., Cande S.C. Revised polarity time-scale for the late Cretaceous and Cenozoic time // *Geology*. 1977. V. 5. P. 330–335.
54. Lowrie W., Alvarez W. One hundred million years of geomagnetic polarity history // *Geology*. 1981. V. 9. P. 392–397.
55. Mankinen E., Dalrymple G. Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0–5 m.y. B.P. // *J. Geophys. Res.* 1979. N. 84. P. 615–626.
56. Oda H., Shibuya H., Hsu V. Palaeomagnetic records of the Brunhes/Matuyama polarity transition from ODP Leg 124 (Cielbes and Sulu seas) // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 142. P. 319–338.
57. Quidelleur X., Carlut J., Soler V., Valet J.-P., Gillot P.-Y. The age and duration of the Matuyama-Brunhes transition from new K-Ar data from La Palma (Canary Islands) and revised  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 208. P. 149–163.
58. Shackleton N.J., Berger A., Reltier W.R. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677 // *Trans. R. Soc. Edinburg Earth Sci. Lett.* 1990. V. 81. P. 251–261.
59. Singer B.S., Pringle M.S. Age and duration of the Matuyama-Brunhes geomagnetic polarity reversal from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  incremental heating analyses of lavas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 139. P. 47–61.
60. Tauxe L., Herbert T., Shackleton N.J., Kok Y.S. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: Consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian loess sequences // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 140. P. 133–146.
61. Yamazaki T., Oda H. A Brunhes-Matuyama polarity transition record from anoxic sediments in the South Atlantic (Ocean Drilling Program Hole 1082C) // *Earth Planets Space*. 2001. V. 53. P. 817–827.

Поступила в редакцию 20 января 2006 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*P.S. Minyuk*

### **The Matuyama–Brunhes chron boundary, and its biostratigraphic characteristics in the Pleistocene deposits in the north of the Russian Far East**

The results of paleomagnetic study of Eo-Pleistocene-Pleistocene deposits in the north of the Far East are summarized. The analysis of the Matuyama and Brunhes chron boundary in numerous sections of the Pleistocene in Yakutia, Chukotka, Kamchatka, and central parts of the Magadan region is given. In Central Yakutia the Matuyama–Brunhes chron boundary lies in the layer of ferruginous pebble; and in Eastern Yakutia, in the Olerskaya suite and its age analogs. It is fixed in the marine Enmakayskaya and continental Elkhkavunskaya suites in Chukotka, and in volcanogenic strata in Kamchatka. This boundary is established in the sediments of the Belichanskiy horizon of the Lower Pleistocene in the upper reaches of the Kolyma River. During the reversal in the north of the Far East distinct phytogeographic zoning already existed.

**Key words:** Matuyama–Brunhes chron boundary, Pleistocene, north of the Russian Far East, paleomagnetism.



**ТИПЫ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МЕЗОЗОИД СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ И ИХ ФЛЮИДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ**

*Н.А. Горячев\*, Н.В. Бердников\*\**

*\*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан*

*\*\*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

На территории Северо-Востока Азии известны гранитоиды, образовавшиеся в геодинамических обстановках коллизии, субдукционных и трансформных континентальных окраин. По минералого-геохимическим признакам они относятся к гранитоидам S и I типов ильменитовой серии (коллизионные), и I и A типов магнетитовой серии (субдукционных и трансформных окраин). С этими гранитоидами связаны месторождения и рудопроявления золота, олова, вольфрама, висмута, ниобия, циркония и иттрия. С помощью методов криометрии и термометрии нами исследованы индивидуальные включения расплавов и флюидов в кварце гранитов, с которыми связаны месторождения золота и олова. Включения раскристаллизованных расплавов имеют температуры гомогенизации 805–780 °С, кристаллофлюидные – 600 °С и выше, первичные флюидные – 530–225 °С, вторичные флюидные – 370–155 °С.

В составе флюидных включений из кварца гранитов независимо от происхождения последних постоянно отмечаются хлориды калия и натрия. Во флюиде S гранитов преобладают хлориды натрия, а во флюиде I гранитов – хлориды калия. Углекислота с примесью воды, азота и метана характерна только для S и I гранитов ильменитовой серии, в то время как для субдукционных I и A гранитов магнетитовой серии обычны хлориды калия, магния и лития. Ильменитовые S и I граниты характеризуются близким составом флюидной фазы, только для I гранитов отмечается тенденция к большей восстановленности флюида (присутствие азотно-метановой смеси). Это является свидетельством генетического единства ильменитовых S и I гранитов как разноглубинных продуктов коллизионной плутонометаморфической системы.

Флюидные включения в кварце золотоносных гранитов имеют существенно углекислотно-водный и хлоридно-натриевый состав с примесью CH<sub>4</sub> и N<sub>2</sub> при концентрации солей во вторичных включениях до 8 % NaCl<sub>экв.</sub> Флюидные включения в минералах оловоносных гранитов отличаются существенно хлоридным составом (KCl преобладает над NaCl) с присутствием хлорида лития и магния. Концентрация солей в первичных флюидных включениях из кварца гранитов всех типов достигает 8,5 % NaCl<sub>экв.</sub>, вторичные включения – более концентрированные (до 22 % NaCl<sub>экв.</sub>).

**Ключевые слова:** рудоносные гранитоиды, геохимические типы гранитов, геодинамические обстановки, включения в кварце, флюидная специализация, Северо-Восток Азии.

**ВВЕДЕНИЕ**

С мезозоидами Северо-Востока Азии связана одна из крупнейших металлогенических провинций Тихоокеанского рудного пояса. Здесь широко распространены гранитоидные плутоны различного состава и возраста, играющие важную роль в локализации золотого и оловянного оруденения. Эти гранитоиды классифицированы в разных систематиках [26], по-разному интерпретирована их геодинамическая позиция [9, 12, 13, 19, 28, 32]. В металлогении золота и олова характеристикам флюидных включений в

минералах рудных месторождений уделено достаточно большое внимание [4–7 и др.], в то время как особенности флюидного состава рудоносных гранитов почти не исследованы [2, 3, 26]. Это послужило причиной исследования флюидных включений в кварце гранитоидов из юго-восточной части мезозоид Северо-Востока России на территории Магаданской области. В основу статьи положены результаты геохимического и термобарометрического изучения 17 массивов разнотипных гранитоидов. Целью исследований было выявление зависимостей между тремя важнейшими характеристиками гранитоидов: их гео-

динамическим типом, флюидной специализацией и металлогенией. Геохимические характеристики получены по результатам РСФА и ИСП-МС анализов, выполненных в лабораториях СВКНИИ и ИТиГ ДВО РАН, флюидные включения изучены в лаборатории ИТиГ ДВО РАН. За формальную основу генетической типизации гранитоидов приняты известные систематики Чаппела и Уайта [24] и Ишихары [30], примененные к породным ассоциациям и комплексам, охарактеризованным ранее в [9, 26].

**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ  
ГРАНИТОВ  
Тектоническая позиция гранитоидных  
плутонов**

В современных тектонических концепциях место позднемезозойских гранитоидов Северо-Востока Азии определяется аккреционными событиями позднеюрско-раннемелового, раннемелового и позднемелового аккреционных этапов [26, 34, 35]. Рассматриваемые в статье гранитоидные плутоны располагаются в Яно-Колымской коллизионной зоне [9, 27] и в окраинно-континентальной части мезозоид (Северное Приохотье). Эта территория характеризуется сонахождением коллизионных гранитоидов Яно-Колымского плутонического пояса и субдукционных гранитоидных массивов, формировавшихся в результате действия двух разновозрастных окраинно-континентальных магматических поясов: позднеюрско-раннемелового Удско-Мургадского и позднемелового Охотско-Чукотского [11, 14, 20]. Совместное расположение разных типов гранитов, имеющих разную металлоге-

нию, объясняется интерференцией позднеюрско-раннемеловых коллизионных и субдукционных геодинамических обстановок [28].

Изученные массивы гранитоидов (рис. 1) локализованы в складчатых структурах верхоянской пассивной континентальной окраины, Куларо-Нерского и Вилигинского шельфовых террейнов и вулканических структурах Удско-Мургадского и Охотско-Чукотского вулканогенных окраинно-континентальных поясов. Их детальная характеристика, типы литостратиграфических разрезов, время и условия формирования приведены в работах [20, 34]. Вмещающие породы представлены в основном песчано-сланцевыми отложениями пермского, триасового и юрского возраста, иногда кислыми вулканическими породами раннего-позднего мела.

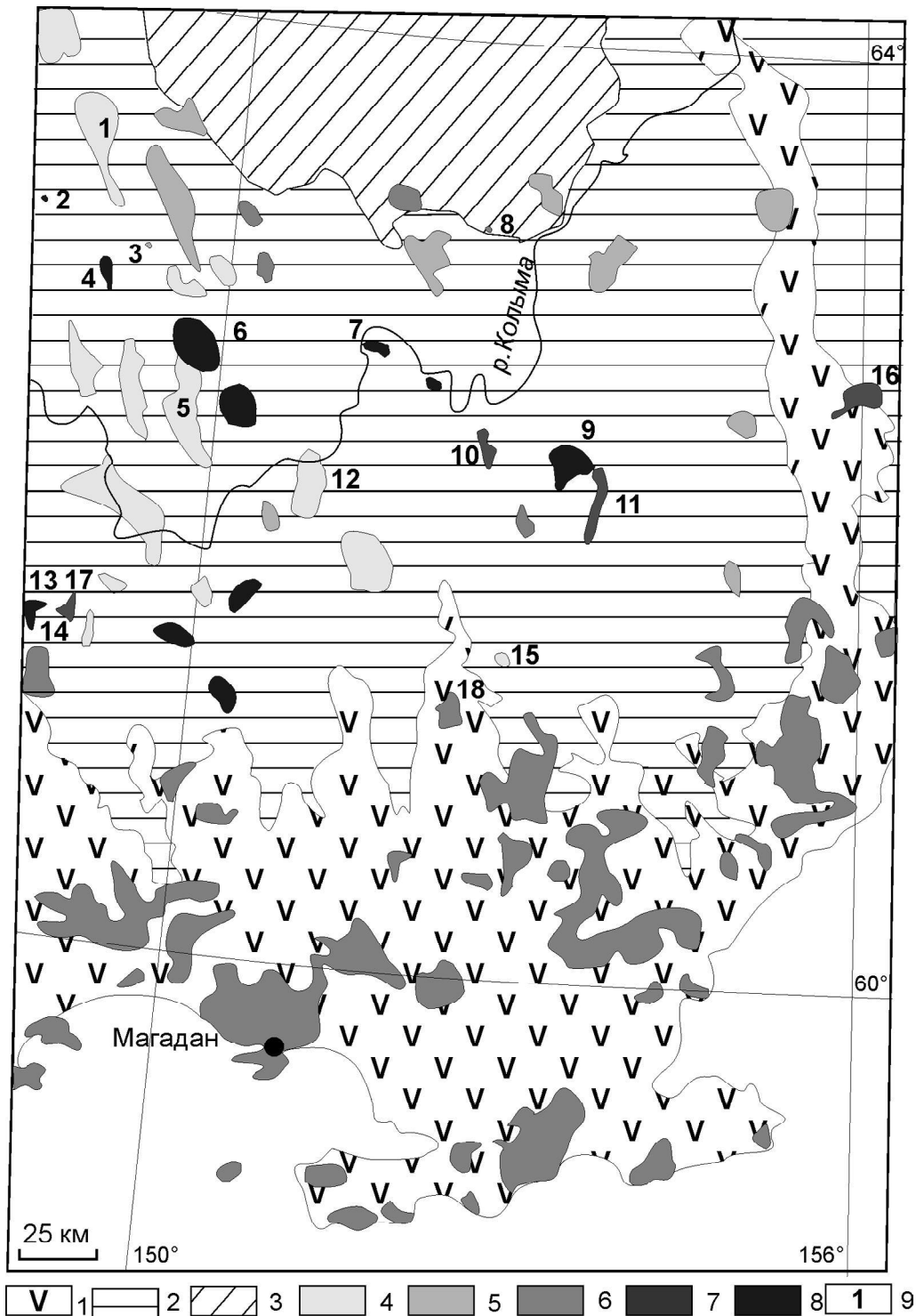
**Типы гранитоидов**

Исследованные гранитоиды принадлежат к разным возрастным сериям (табл. 1) и породным ассоциациям [9, 26]. Позднеюрско-раннемеловая серия представлена гранит-лейкогранитовой (плутоны: Мякитский, Чьорго, Больших порогов, Южный Большой Анначаг, Дерясь-Юрега) и диорит-гранодиоритовой (Бургагынский, Морджот, Делянكير, Мрачный, Среднебуондинский) ассоциациями. Раннемеловая серия представлена гранодиорит-гранитовой (Северный Большой Анначаг, Приисковский, Басугунынский) ассоциацией, а ранне-позднемеловая – гранит-лейкогранитовой (Верхнеоротуканский, Западно-Бутугычагский, Североомсукчанский, Глухаринный) и тоналит-гранодиоритовой (Севастопольский) ассоциациями.

**Таблица 1. Краткая характеристика изученных гранитных массивов.**

Массив	Главная порода	Тип	Датировки, млн л.	St <sub>0</sub>	Рудоносность
Дерясь-Юрега	Биотитовый гранит	S	141 Ar-Ar <sup>1</sup>	-	Sn
Мякитский	Двуслюдяной гранит	S	141 Ar-Ar <sup>1</sup>	-	Au
Чьорго	Биотитовый гранит	S	138 Ar-Ar <sup>1</sup>	0,7057 <sup>3</sup>	Au
Большие Пороги	Биотитовый гранит	S	150 U-Pb, 136–148 K-Ar <sup>2</sup>	-	не ясна
Южный Большой Анначаг	Двуслюдяной гранит	S	147 Ar-Ar <sup>1</sup>	0,7128 <sup>3</sup>	не ясна
Бургагынский	Биотит-амфиболовый гранит	Ii	148 Ar-Ar <sup>1</sup> , 150 U-Pb	-	Au
Морджот	Биотитовый гранит	Ii	110–142 K-Ar <sup>2</sup> , Rb-Sr	-	Au
Приисковский	Биотитовый гранит	Ii	110 K-Ar	-	Au
Делянكير	Биотитовый гранит	Ii	126 K-Ar <sup>2</sup>	-	Au
Басугунынский	Биотитовый гранит	Ii	134 K-Ar <sup>2</sup> , 128 Rb-Sr <sup>3</sup>	0,7141 <sup>3</sup>	Au
Буондинский	Биотитовый гранит	Ii	146 Ar-Ar <sup>1</sup>	0,7076	не ясна
Северный Большой Анначаг	Биотит-амфиболовый гранит	Ii	124 K-Ar (изохрона)	0,7085	не ясна
Севастопольский	Биотит-амфиболовый гранит	Im	70–93 K-Ar <sup>2</sup>	-	Sn
Мрачный	Биотитовый гранит	Im	-	-	Au
Верхнеоротуканский	Лейкогранит	A	61 Rb-Sr, 80 K-Ar <sup>2</sup>	0,7117	Sn
Западно-Бутугычагский	Лейкогранит	A	78 Ar-Ar <sup>1</sup> , 89 Rb-Sr	0,7057	Sn
Североомсукчанский	Лейкогранит	A	75 Rb-Sr, K-Ar	0,7041	Sn
Глухаринный	Лейкогранит	A	77,5 Rb-Sr	0,7086	Sn

Примечание. Данные – <sup>1</sup>[18], <sup>2</sup>[16], <sup>3</sup>[12]. Ii – I граниты ильменитовой серии, Im – I граниты магнетитовой серии.



**Рис. 1.** Положение изученных массивов гранитоидов в структурах Северного Приохотья.

1 – вулканогенные образования Удско-Мургалского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов; 2 – терригенные отложения верхоянского комплекса пассивной окраины Сибирского континента; 3 – терригенно-карбонатные отложения Колымо-Омолонского супертеррейна; 4 – коллизионные S-граниты ильменитовой серии; 5 – субшелочные граниты; 6 – I-граниты магнетитовой серии; 7 – оловоносные лейкограниты А-типа; 8 – I-граниты ильменитовой серии; 9 – номера изученных массивов: 1 – Чьорго, 2 – Делянкир, 3 – Присковый, 4 – Морджот, 5 – Южный Большой Анначаг, 6 – Северный Большой Анначаг, 7 – Басугуньинский, 8 – Дерясь-Юрегинский, 9 – Буюндинский, 10 – Верхнеорутуканский, 11 – Глухариный, 12 – Больших Порогов, 13 – Бургагынский, 14 – Севастопольский, 15 – Мякитский, 16 – Североомсукчанский, 17 – Западно-Бутугыгачский, 18 – Мрачный.

Представительные анализы пород из некоторых изученных массивов приведены в табл. 2. По взаимоотношениям со складчатыми структурами, разломами и главными тектоническими блоками, а также по геохимическим данным (рис. 2) эти гранитоиды относятся к геодинамическим типам коллизионных, внутриплитных гранитоидов и гранитоидов обстановок активных континентальных окраин. Согласно геохимическим данным (рис. 3, 4), изученные граниты могут быть определены в терминах известных систематик как S-, I-, A-типы гранитоидов ильменитовой и магнетитовой серий [24, 25, 30, 31, 38]. Они объединены нами в три группы: орогенные граниты S-типа ильменитовой серии, орогенные граниты I-типа ильменитовой ( $I_{ilm}$ ) и магнетитовой ( $I_m$ ) серий и посторогенные граниты A-типа магнетитовой серии.

Орогенные граниты S-типа ильменитовой серии представлены крупными (до 2–3 тысяч км<sup>2</sup>) эродированными плутонами (Чьорго, Южный Большой Анначаг, Больших Порогов) и малоэродированными небольшими (до 100 км<sup>2</sup>) массивами (Мякитский, Дерясь-Юрега) биотитовых и двуслюдяных гранитов. В этих гранитах известны высокоглиноземистые акцессорные минералы (гранат, кордиерит, андалу-

зит), ксенолиты гнейсов и кристаллических сланцев. Их тела часто конформны складчатым структурам и сопровождаются неравновесным зональным метаморфизмом вмещающих пород [9, 10]. Для них обычен европиевый минимум в спектре редкоземельных элементов и повышенные содержания рубидия (табл. 2) [9, 39].

Орогенные граниты I-типа представлены массивами, сложенными преимущественно биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами. По присутствию акцессорных минералов – ильменита и магнетита, а также по окисленности железа (по данным частных химических анализов) (рис. 4) они подразделяются на гранитоиды ильменитовой (Басугуньинский, Морджот, Делянкир, Среднебундинский, Приисковый, Северный Большой Анначаг и Бургагынский массивы) и магнетитовой (Севастопольский и Мрачный плутоны) серии. Ильменитовые

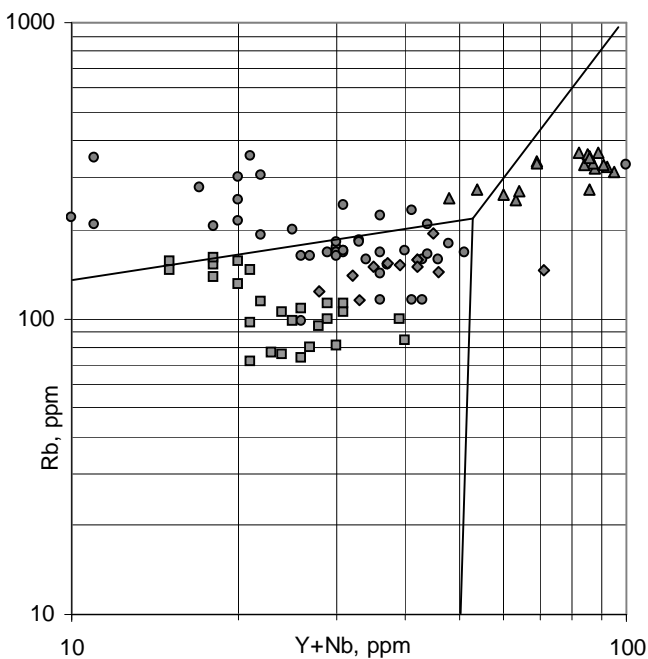


Рис. 2. Положение точек составов изученных гранитов на дискриминантной диаграмме Дж. Пирса.

Верхнее поле – коллизионные граниты, нижнее левое – субдукционные граниты, нижнее правое – внутриплитные граниты. Треугольники – A-граниты; кружки – S-граниты; квадраты –  $I_m$ -граниты магнетитовой серии; ромбы –  $I_{ilm}$ -граниты ильменитовой серии.

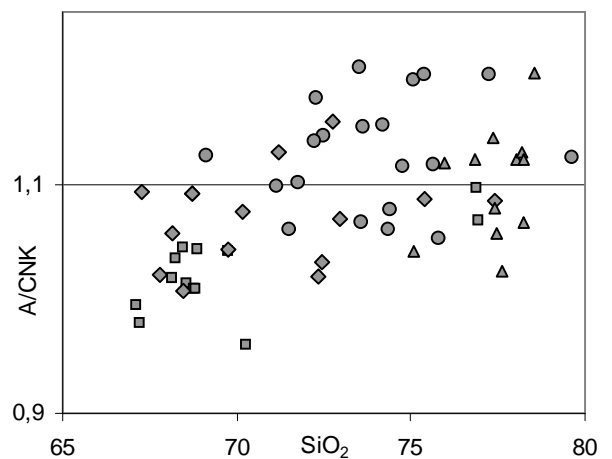


Рис. 3. Глиноземистость изученных гранитоидов.

Условные обозначения см. на рис.2. Разделительная линия проведена по данным [31].

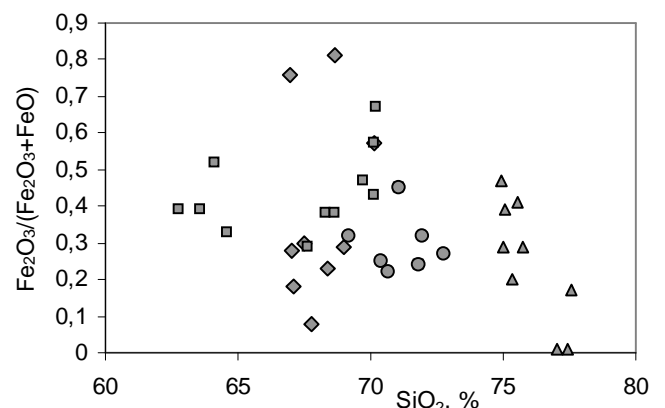


Рис. 4. Окисленность железа в изученных гранитоидах.

Условные обозначения см. на рис.2.

Таблица 2. Выборочные анализы пород изученных массивов гранитоидов (окислы, % вес.; элементы, г/т).

	Л-10	246к86	19 гр87	30/5 гр98	БП-11	44/2 гр98	37/7 гр98	222/2 гр85	К98/88	В18к88	Мр-19	Бу-4	202к86	Бт-1А
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	75,63	71,79	73,62	69,83	69,75	68,97	68,14	69,12	68,41	76,90	70,19	75,99	76,84	74,39
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,27	0,20	0,48	0,58	0,65	0,65	0,47	0,3	0,09	0,28	0,11	0,17	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,43	14,78	13,87	14,90	14,54	14,82	15,24	14,48	15,60	13,05	15,22	13,06	12,34	13,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,46	2,54	2,10	3,82	3,89	4,03	5,42	3,92	4,25	0,80	3,16	1,52	1,55	2,13
MnO	0,07	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,05	0,06	0,04	0,02	0,09	0,01	0,03	0,01
MgO	0,17	0,33	0,40	0,91	1,06	1,32	1,63	1,07	0,61	0,07	0,77	0,24	0,07	0,11
CaO	0,43	1,48	0,90	1,95	2,05	2,24	1,44	2,93	2,99	0,48	2,46	0,68	0,50	0,78
Na <sub>2</sub> O	3,83	3,63	3,35	3,42	3,51	3,05	3,49	3,13	3,83	3,74	3,88	3,45	2,99	3,63
K <sub>2</sub> O	4,58	4,40	4,54	3,61	4,06	4,19	3,13	3,96	3,28	4,51	3,05	4,65	4,78	5,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,10	0,24	0,16	0,13	0,10	0,12	0,11	0,09	0,01	0,12	0,03	0,04	0,04
п.п.п	0,33	0,61	0,75	0,86	0,35	0,57	0,79	0,74	0,58	0,33	0,78	0,28	0,73	0,57
Сумма	100	99,98	100,03	100	99,99	100,01	100	99,99	99,98	100	100	100	100,04	100,01
Rb	167	169	241	116	145	143	158	140	90	156	84			332
Sr	17	123	52	143	125	147	86	137	180	83	298			49
Y	44	23	23	42	33	42	36	26	17	9	27			78
Zr	48	147	97	185	179	163	191	163	185	87	105			169
Nb	7	8	8	2	3	4	6	4	5	6	13			22
La	9,0	35	8,1	16,2	16,4	27,1	31,2	26,4	31,4	23,6	14,0		55,9	19,5
Ce	21,1	71	61,7	34,6	34,6	57,7	66,4	53,6	61,0	39,7	28,0		110,6	43
Pr	2,45		1,8	4,1	4,0	6,5	7,0	5,8	6,2	4,1	3,0		11,4	4,5
Nd	9,9	30	7,4	17,5	17,1	27,2	29,8	24,1	25,4	13,9	13,0		45,1	18,8
Sm	3,0	6	1,9	4,0	4,4	5,8	6,9	5,3	5,2	2,3	3,0		10,7	5,0
Eu	0,17	0,8	0,48	1,37	1,23	1,17	1,1	1,1	1,4	0,48	1,1		0,20	0,36
Gd	2,6		1,7	3,4	3,8	4,7	6,0	4,9	4,2	1,7	2,3		8,0	4,4
Tb	0,6	0,7	0,3	0,6	0,7	0,8	0,9	0,8	0,6	0,3	0,4		1,5	0,8
Dy	4,2		1,8	3,4	3,9	4,4	5,1	5,1	3,4	1,6	2,1		10,2	4,9
Ho	1,2		0,2	0,7	0,8	1,0	0,6	0,8	0,4	0,2	0,45		2,2	0,7
Er	2,8		0,8	1,4	1,7	2,0	2,0	2,6	1,4	0,7	0,9		5,6	2,5
Tu	0,5		0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,2	0,1	0,1		0,8	0,4
Yb	4,1	2,2	0,8	1,4	1,8	2,2	2,0	2,6	1,3	0,8	1,2		5,7	2,8
Lu	0,55	0,3	0,13	0,19	0,24	0,30	0,32	0,48	0,23	0,13	0,16		0,79	0,49
Th	5,7	14,4	2,9	4,7	5,3	10,8	10,0	8,9	9,1	14,3	5,4		43	27,0
U	10,8	3	4,6	1,2	2,7	2,7	3,3	1,6	1,7	2,1	2,3		13	5,2

Примечания. 1 – Дерясь-Юрега; 2 – Мякитский; 3 – Южный Большой Анначаг; 4 – Чьорго; 5 – Большие Пороги; 6 – Морджот; 7 – Приисковый (курсив – обр. 36/2гр98); 8 – Басугуньинский; 9 – Бургагынский (курсив – обр. К99/88); 10 – Севастопольский; 11 – Мрачный (курсив – обр. Мр-20); 12 – Северный Буондинский; 13 – Верхнеоротуканский; 14 – Западно-Бутугычагский.

гранитоиды данного типа пространственно ассоциируются с орогенными S-гранитами в Яно-Колымской коллизионной зоне, формируясь либо синхронно с ними (табл. 1), либо позже них. Для ранних гранитоидов достоверных взаимоотношений с S-гранитами не установлено, поздние пересекают их (Северный и Южный Большие Анначаги). Эти гранитоиды, как правило, дискордантны складчатым структурам. Магнетитовые гранитоиды входят в состав дифференцированных многофазных массивов, сложенных породами от габбродиоритов до гранитов, а ильменитовые обычно формируют относительно простые монофазные интрузивы гранодиорит-гранитного состава. Породы обеих групп массивов обладают субдукционными геохимическими характеристиками

(рис. 4 и табл. 2), но различаются по изотопному составу стронция, заметно более радиогенного для ильменитовых гранитоидов [9, 12, 17].

Посторогенные граниты представлены относительно небольшими (до 300 км<sup>2</sup>) телами биотитовых гранитов (Западно-Бутугычагский, Верхнеоротуканский, Леоомсукчанский и Глухариный массивы), располагающимися в тылу Охотско-Чукотской магматической окраинно-континентальной дуги. Они приурочены к поздним разломам, ассоциируют с более молодыми плутонами щелочных гранитов, имеют близкий к мантийным меткам изотопный состав стронция, в них нередко присутствует фаялит и постоянно – магнетит, что позволяет интерпретировать их как гранитоиды трансформных окраин континента

[29]. По геохимическим данным (табл. 2) их можно параллелизовать с гранитоидами А-типа [25].

### Металлогения гранитоидов

Коллизионные гранитоиды мезозойд Северо-Востока Азии сопровождаются золоторудными месторождениями и оловянными месторождениями грейзенового, касситерит-кварцевого и касситерит-силикатного жильного типов [9, 39]. В массивах S- (Чьорго, Мякитский) и I-гранитов ильменитовой серии (Морджот, Делянكير, Приисковый, Мрачный, Басугуньинский, Бургагынский массивы) локализованы кварцевые жилы и штокверки с арсенипиритом, леллингитом, теллуридами и сульфотеллуридами висмута, самородными висмутом, золотом и другими минералами [9, 27]. Некоторые из них образуют жильные системы большой протяженности. Содержания золота в жилах варьируют от 0,1–3 до 10–20 г/т. С S-гранитами массива Дерясь-Юрега связано касситерит-силикатно-сульфидное месторождение Лазо, из которого было добыто около 12 тысяч тонн олова при средних его содержаниях около 1 %. В I<sub>m</sub>-гранитах Севастопольского массива локализовано Валунистое месторождение касситерит-кварцевого типа. Подобное месторождение олова связано и с лейкогранитами А-типа Западно-Бутугычагского массива (Бутугычагское месторождение). Из него также было добыто несколько десятков тысяч тонн олова. Оловоносные грейзены известны в связи с гранитами Глухариного и Верхнеоротуканского массивов (Климовское), а месторождения касситерит-силикатного типа генетически связаны с Верхнеоротуканским (Кинжал) и Северо-Сукчанским (Индустриальное и др.) массивами [21]. Изложенное показывает, что рудоносность гранитоидов не зависит от их геодинамической позиции.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ ГРАНИТОИДОВ

Методами термобарогеохимии изучены 24 образца разновозрастных гранитов и гранодиоритов, характеризующих 17 массивов Яно-Колымского складчатого пояса. Для исследований выбирались породы, наименее затронутые постмагматическими изменениями. Термометрия и криометрия образцов проводилась по методике, охарактеризованной в [1, 23].

### Флюидная характеристика гранитоидов разных типов

Мы полагаем, что флюид, законсервированный во включениях в кварце, отражает состав свободного флюида практически на всех этапах ста-

новления и эволюции гранитоидного массива. Действительно, хотя кварц в гранитах кристаллизуется последним, обнаружение в нем включений раскристаллизованного расплава (обр. 95-гр-88, К-99-88, 222/2-гр-85) говорит о том, что его кристаллизация начиналась в присутствии расплава. Кристаллизация в условиях снижения температур происходила при участии свободного флюида, который консервировался в виде кристаллофлюидных и флюидных включений. При этом состав таких включений зависит как от температуры [3], так и от состава флюидных компонентов, изначально растворенных в гранитном расплаве. Как следует из табл. 3, в более высокотемпературных (ранних) включениях присутствуют высококонцентрированные водно-солевые растворы (кристаллофлюидные включения) и водно-углекислотные (с примесью солей) смеси, а в низкотемпературных (более поздних) – преимущественно низкоконцентрированные водные растворы. Включения раскристаллизованных расплавов в изученных гранитах гомогенизируются при 805–780°C, кристаллофлюидные – от 600°C и выше, первичные флюидные – при 530–225°C, вторичные флюидные – при 370–155°C. Согласно данным криометрии, основными солевыми компонентами флюидных включений в кварце гранитов, независимо от происхождения последних, являются хлориды калия и натрия, спорадически встречаются хлориды лития, магния и кальция (табл. 3). Кроме воды во флюидных включениях часто и в заметных количествах отмечена углекислота, а также установлены незначительные концентрации метана и азота. Несмотря на ограниченность полученных данных, выявились существенные различия в качественном составе флюида гранитоидов магнетитовой и ильменитовой серий. Углекислота с примесью воды, азота и метана характерна только для включений из гранитов ильменитовой серии. Для включений из магнетитовых гранитов обычны водные растворы хлоридов с незначительным участием углекислоты. Согласно таблицам 3 и 4, во флюиде включений из кварца S-гранитов чаще встречаются хлориды натрия, а во флюиде I-гранитов – хлориды калия. Для немногочисленных газовых включений в кварце I-гранитов характерно наличие метана и азота. Флюидные включения в кварце гранитов А-типа заполнены водными растворами самых разных хлоридов и имеют наиболее высокую концентрацию. В них нередко наблюдаются твердые фазы и отмечаются признаки вскипания и гетерогенизации флюида.

Таблица 3. Характеристика флюидных включений в кварце гранитоидов.

Массив, образец	Генерация	Te, °C	Tпл, °C	Tгом, °C	Состав растворов	Концентрация, %	Тип включений	Примечания
1	2	3	4	5	6	7	8	9
S-тип, ильменитовая серия								
Дерясь-Юрегинский, Л-10-88	1 или 1-2	-23	-4÷-5	185–195	NaCl+KCl+H <sub>2</sub> O	6,5–7,9	Г/Ж	
	2	-35÷-36, -55÷-57, -27	-8,5	185–195	Mg, Ca, Na, K - хлориды	12,3	Г/Ж	
Мякитский, М-22-88	1		-59÷-61	+9	CO <sub>2</sub> +(N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )		Ж	
	2		-59÷-60	+11, +10 (в газ)	CO <sub>2</sub> +(N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )		Ж	
	2	~-21	-2, +9÷+10 - разлож. клатратов	250–285	H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> +NaCl	3.4	Г/Ж	Близодновременные или сингенетические
Мякитский, 250к-86,	1–2		-61,5	+7÷+12	CO <sub>2</sub> +(N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )		Ж	
	2	-21, -22	-3	225	H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> +NaCl	5	Г/Ж	В газовой фазе вымерзает немного CO <sub>2</sub>
Чьорго, 30/3-гр-98,	1			взрыв			К/Ф	Флюидных очень мало, много крупных кристаллофлюидных и (или) расплавных
	2		-60÷-62		CO <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> O		Г/Ж	
	2		-4,5		H <sub>2</sub> O+соль	7,2	Г/Ж	
Больших порогов, Бп-11	2		-4÷-6	165	H <sub>2</sub> O+соль	6,5–9,2	Г/Ж	
	2		-59,5	+6÷+18 (CO <sub>2</sub> ), 270–280 (полная)	H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> +соль		Г <sub>CO<sub>2</sub></sub> /Ж <sub>CO<sub>2</sub></sub> /Ж <sub>H<sub>2</sub>O</sub>	
Южный Большой Анначаг, БА-32	1–2	-21, -23	-5,5	310–350	NaCl+KCl+ H <sub>2</sub> O	8.5	Г/Ж	Есть мелкие трудно-растворимые фазы.
	2		-57,5		CO <sub>2</sub> +(N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )	-	Г	Близодновременные или сингенетические.
	2	-22,5	-2÷-5		NaCl+KCl+ H <sub>2</sub> O	3.4–7.9	Г/Ж	
	2	-23	-2,5÷-3,5	230–270	NaCl+KCl+ H <sub>2</sub> O	4.2–5.7	Г/Ж	
	2			395	-	-	К/Ф	
Южный Большой Анначаг, БА-23-84	1–2	-9, -21, -23	-3÷-5	225–260, 305	KCl+H <sub>2</sub> O, NaCl+H <sub>2</sub> O, NaCl+KCl+ H <sub>2</sub> O	5–7,9	Г/Ж	
	2						Г	
Южный Большой Анначаг, 19-гр-87	1						Р	Много
	2		-61		CO <sub>2</sub> +(N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )		Г	
	2	-21	-1,5		NaCl+H <sub>2</sub> O	2,5	Г/Ж	
I-тип, ильменитовая серия								
Бургагынский, 95-гр-88	1						Р (К/Ф?)	
	1		-57	+4÷+2	CO <sub>2</sub>		Ж	
	2		-57÷-58	+12,5÷+23	CO <sub>2</sub> +(N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )		Ж	Крупные
	2	-21	-4,5		NaCl+H <sub>2</sub> O	7,2	Г/Ж	
Бургагынский, К-99-88	2		-58,5	-14÷+7	CO <sub>2</sub> +(N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )		Ж	Мелкие, плохо ограничены
	1–2						Р	Расплавные совместно с углекислотными
	1–2		-58÷-58,5	+15	CO <sub>2</sub> +(N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )		Ж	
	2			250			Г/Ж	Уплотненные
Морджот, 44-1-гр-98	2		-57,5(CO <sub>2</sub> ), -5,5; -6(H <sub>2</sub> O)	T <sub>гом</sub> CO <sub>2</sub> =+13,5; +19÷+20; +23	H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> + (N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )		Г/Ж	Тразложения клатрата=+8
	2			-86÷-100 в газ	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>		Г	

Таблица 3. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Приисковский, 36/2-гр-98	1			-124	N <sub>2</sub>		Ж	Перенаполнено поздними, с T <sub>гом</sub> =-118°C
	1-2		-62±-65	-7,5±-11,5; -22 (в газ); -28; - 39; -45	CO <sub>2</sub> +(N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )		Ж	<-85°C вымерзает немного жидкости
	1-2		-2			3,4	Г/Ж	
Делянкир, 20/3-гр-98	2		-57±-57,5	-16; -1,5; +9; +20	CO <sub>2</sub> +(N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )			
Басугуньин- ский, 218-гр-85	1, 1-2		-60,5	+10 в газ	CO <sub>2</sub> +(N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )		Г	
	2			-137 в газ (субкрит.)	CH <sub>4</sub> ± N <sub>2</sub> (?)		Г	
	2	-1,5		195-305	(K,Na) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> +H <sub>2</sub> O		Г/Ж	Наполнение невыдержанное
Басугуньин- ский, 222/2-гр-85	1, 1-2						Р или К/Ф	Сингенетичные. В газово-жидких Тразложения клатрата.=+15(?)
	1, 1-2	-7±-8	-3		KCl+H <sub>2</sub> O+ CO <sub>2</sub> + (N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )	5	Г/Ж	
	1, 1-2	-8±-10	-1±-4	275-325	KCl+H <sub>2</sub> O	1,7-6,5	Г/Ж	
	2			155			Г/Ж	
Буюндинский, 1176-К-82	2		-60		CO <sub>2</sub> +(N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> )		Г	
	1-2	~ -8,5	-2,5	190-220	KCl+H <sub>2</sub> O	4,2	Г/Ж	
Северный Большой Анначаг, Ба-21-84	2	~ -10,5	-2,5		KCl+H <sub>2</sub> O	4,2	Г/Ж	
	2		-1±-4			1,7-6,5	Г/Ж	
Северный Большой Анначаг, А-19-79	2	~ -24	0±-2		NaCl+KCl+H <sub>2</sub> O	0-3,4	Г/Ж	
I тип, магнетитовая серия								
Севастополь- ский, 175-гр-88	1, 1-2	-22±-23	-2±-3	360	NaCl+KCl+CO <sub>2</sub> + +H <sub>2</sub> O	3,4-5	Г/Ж, Г, Ж	В газовой фазе вы- мерзает немного CO <sub>2</sub> с Tпл=-57°C
Мрачный, Мр-20-К-90	1			800-805				Расплавные в цирконе, заклю- ченном в кварцевую матрицу
	2	-50±-52	-8; -1,5	250	Хлориды Са, Mg, К+H <sub>2</sub> O	2,6; 11,7	Г/Ж	
А-тип, магнетитовая серия								
Верхне- оротукан- ский, 156-гр-86	1	-8±-9, -11	-1	280-285	KCl+H <sub>2</sub> O	1,7	Г/Ж	
	1			взрыв			К/Ф	
	1-2	0	0	155	H <sub>2</sub> O	0	Г/Ж	
Бутугычаг- ский, Бт-1А-97	1	-23	-2,5±-3,5	215	NaCl+KCl+H <sub>2</sub> O	4.2-5.7	Г/Ж	
	1-2	-23	-9±-20	430	NaCl+KCl+H <sub>2</sub> O	12.9-22.4	Г/Ж	
	1-2	-74,5		T <sub>гом</sub> Г/Ж=285- 320, T <sub>гом</sub> ≥600	LiCl+H <sub>2</sub> O		К/Ф	
Левом- омсукчанский, У-III-4-97	1						Г	Сингенетичные, свидетельство кипе- ния
	1		-49 и ниже	T <sub>гом</sub> Г/Ж=275- 285, T <sub>гом</sub> =450-530			К/Ф	
	1-2	-33			MgCl <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> O	Высокая	Г/Ж	Иногда присутствует кубик твердой фазы



Таблица 3. (Окончание).

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	2	-36			MgCl <sub>2</sub> ±KCl+H <sub>2</sub> O	Высокая	Г/Ж	Плавление недиагностированной твердой фазы при +11,5 (клатрат, гидрат?)
Глухариный, Бу-4-79	1-2	-60÷-61	-45	390-400	LiCl(?) + CaCl <sub>2</sub> (?)+H <sub>2</sub> O		К/Ф	Г+Ж+2 твердые фазы
	1-2		0÷-1	390		0-1,7	Г/Ж	Присутствуют труднорастворимые твердые фазы
	2	-23; -26÷-27	-1÷-6		NaCl+KCl+H <sub>2</sub> O	1,7-9,2	Г/Ж	

*Примечание.* Генерации включений: 1 – первичные, 1-2 – первично-вторичные, 2 – вторичные; Те – температура эвтектики растворов; Тпл – температура плавления твердой фазы (преимущественно льда и уголекислоты); Тгом – температура гомогенизации; концентрация аппроксимирована системой NaCl+H<sub>2</sub>O (NaCl экв.); тип включений: Г – газоподобные, Ж – жидкие, Г/Ж – газоподобно-жидкие, К/Ф – кристаллофлюидные, Р – раскристаллизованных расплавов.

Таблица 4. Встречаемость компонентов флюида во включениях в кварце гранитоидов разных типов.

Компоненты флюида	S, ильменитовая серия (из 8 обр.)	I, ильменитовая серия (из 10 обр.)	I, магнетитовая (из 2 обр.)	A-тип, магнетитовая (из 4 обр.)
N <sub>2</sub>	5	7	-	-
CH <sub>4</sub>	4	7	-	-
CO <sub>2</sub>	5	6	1	-
H <sub>2</sub> O	8	6	2	4
LiCl	-	-	-	2
NaCl	8	2	1	2
KCl	5	3	2	3
CaCl <sub>2</sub>	1	-	1	1
MgCl <sub>2</sub>	1	-	1	1
(K,Na) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	-	1	-	-

### Флюидная характеристика рудоносных гранитоидов

Поскольку кристаллизация кварца происходит в достаточно широком интервале температур, в котором все компоненты растворенного в расплаве флюида выделяются в качестве отдельной фазы, мы полагаем, что по составу включений в кварце можно судить о флюидной специализации того или иного гранитного массива. Отделяющийся при становлении и остывании массива флюид участвует в формировании связанных с ним рудных месторождений. Таким образом, мы принимаем, что изученный нами состав флюида во включениях из кварца гранитов характеризует как флюидную специализацию самого гранитного массива, так и связанного с ним комплекса рудных месторождений. Как показано в таблицах 3 и 5, флюидные включения в кварце золотоносных гранитов имеют существенно углекис-

Таблица 5. Встречаемость компонентов флюида во включениях в кварце рудоносных и безрудных гранитоидов.

Компоненты флюида	Рудоносность гранитоидов		
	Au (из 11 обр.)	Sn (из 6 обр.)	Безрудные (из 7 обр.)
N <sub>2</sub>	9	-	2
CH <sub>4</sub>	9	-	2
CO <sub>2</sub>	9	1	3
H <sub>2</sub> O	7	6	6
LiCl	-	2	-
NaCl	5	4	5
KCl	3	6	5
CaCl <sub>2</sub>	-	3	-
MgCl <sub>2</sub>	-	3	-
(K,Na) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	1	-	-

лотно-водный и хлоридно-натриевый состав с примесью CH<sub>4</sub> и N<sub>2</sub> при концентрации солей во вторичных включениях до 9,2 % NaCl<sub>экв.</sub>. Флюидные включения в минералах оловоносных гранитов отличаются существенно хлоридным составом (KCl преобладает над NaCl) и присутствием хлоридов лития и магния. Концентрация солей во вторичных флюидных включениях достигает 22 % NaCl<sub>экв.</sub>. Первичные флюидные включения в гранитах – менее концентрированные (8,5 % NaCl<sub>экв.</sub>) независимо от их рудоносности. Соли лития, магния и кальция встречены лишь в оловоносных гранитах, где они установлены в половине изученных образцов. Безрудные граниты отличаются от золотоносных редкой встречаемостью уголекислоты, метана и азота, а от оловоносных – отсутствием хлоридов лития, кальция и магния. Состав законсервированного в них флюида – водно-хлоридный (KCl+NaCl) с незначительной примесью углекис-

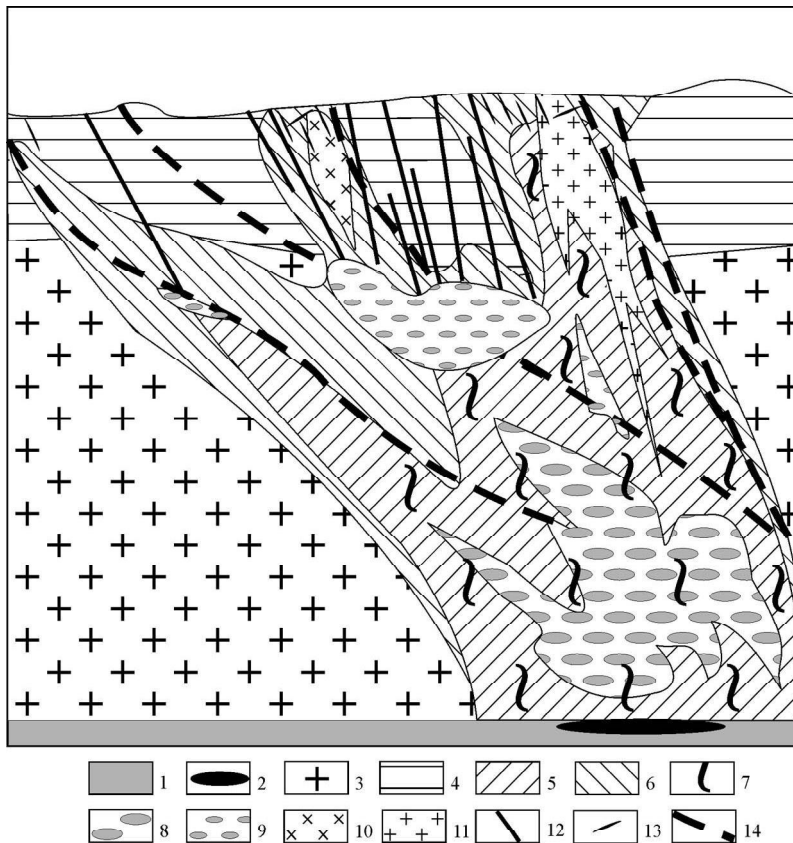
лоты, метана и азота. Его концентрация аналогична таковой в рудоносных гранитах.

**ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

Для интерпретации полученных результатов нами привлекаются модели формирования гранитоидов в коллизионных (или сдвигово-коллизионных) и субдукционных (или сдвигово-субдукционных – трансформных окраин) обстановках.

Согласно модели коллизионных (сдвигово-коллизионных) обстановок, гранитоиды возникают в условиях регионального сжатия в тесной связи с процессами зонального метаморфизма [15, 16]. При этом формируются ильменитовые граниты, имеющие разноглубинные источники расплавов [13]. Глубинные плутоны I-типа ильменитовой серии возникли на уровне нижней коры под влиянием мантийных производных (либо базальтоидных магм, либо трансмагматических флюидов [8]). Менее глубинные плутоны S-типа гранит-лейкогранитовой ассоциации ильменитовой серии формировались на верхних уровнях коры (включая осадочный чехол) во время роста гранитно-метаморфических куполов (рис. 5). Вследствие того, что хронологически и тектонически это единый процесс, разные по составу плутоны I- и S-типов должны иметь признаки генетической общности. В Яно-

Колымской коллизионной зоне это отсутствие взаимопересечений между телами гранитов S и I типа позднеюрско-раннемеловой серии, синхронность их датировок (табл. 1), геохимические и минералогические признаки, позволяющие отнести их к ильменитовой серии, т.е. к гранитоидам, формировавшимся в восстановительной среде [36]. Формирование гранитов ильменитовой серии в восстановительных условиях находит отражение в качественном составе флюидных включений, законсервированных в кварце этих пород. Постоянное присутствие CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> указывает на возникновение расплавов в присутствии флюида, типичного для условий глубинных частей коры [36]. Существующие же геохимические различия (рис. 4) гранитоидов обусловлены, на наш взгляд, разными уровнями зарождения расплавов и различным составом исходного субстрата, о чем свидетельствуют находки разных по составу ксенолитов в ильменитовых гранитах S (преимущественно гнейсы) и I (преимущественно амфиболиты) типов, заметные вариации первичных отношений изотопов стронция (табл. 1), положение в разных по плотности блоках фундамента [13, 18]. Близкий состав флюидной фазы во включениях S- и I-гранитов также свидетельствует в пользу их генетического единства как разноглубинных продуктов региональной плутономе-



**Дей. 5.** Ñõàìàòè-âñèèè ïããèùíúè ðàçðàç ßíí-Êíèùíñèêè êíèèèèèííé çíú ìà ñãðãèéíó ìãíèíà.

1 – мантия; 2 – возможный базитовый очаг; 3 – кристаллический фундамент; 4 – осадочный комплекс; 5 – метаморфиты амфиболитовой фации; 6 – метаморфиты зеленосланцевой фации; 7 – зоны мигматизации; 8 – зона зарождения плутоического гранитоидного ядра; 9 – предполагаемые участки останковки диапиров (“промежуточные очаги”); 10 – камеры плутонов диорит-гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой ассоциаций; 11 – диапир-плутоны гранит-лейкогранитовой ассоциации; 12 – дайки диорит-гранодиоритовой ассоциации; 13 – золото-кварцевые жилы; 14 – зоны главнейших разломов.

таморфической системы Яно-Колымского коллизийного пояса [12].

Модель субдукционных и трансформных (субдукционно-сдвиговых) обстановок принципиально не отличается от ставшей уже классической субдукционной модели формирования окраинно-континентальных магматических поясов. Здесь только предлагается дополнение, связанное с формированием ультракислых оловоносных лейкогранитов А-типа с фаялитом, которые внедрялись в обстановках присдвигового растяжения при переходе режима субдукционной окраины в трансформную, когда зона субдукции блокируется и плиты начинают проскальзывать друг относительно друга [29]. Для данной модели характерно влияние и океанической плиты, и мантийной составляющей, что выражается в высокой степени окисленности и магнетитовой специализации гранитоидов, с одной стороны, низких значениях отношений изотопов стронция, с другой. Полученные нами данные о существенно хлоридно-водном составе флюида А-гранитов соответствуют экспериментальным данным [22]. Исследованные А-граниты имеют коэффициент агпаитности 0,8–1,0 и высокие содержания кремнезема (табл. 2), что соответствует минимальной растворимости хлора в расплавах подобного состава [22]. Следовательно, равновесный с ними флюид и должен быть насыщен хлоридами. Их источниками могли служить как субдуцированные океанические осадки, так и породы мантии. На это, в частности, указывают низкие отношения изотопов стронция (табл. 1).

Постоянное присутствие в составе флюидной фазы золотоносных гранитов  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  подтверждает предположение о том, что углекислота играет ключевую роль в формировании золотоносных рудообразующих систем [33]. Различия в составе включений золотоносных и оловоносных гранитоидов хорошо коррелируются с результатами изучения флюидных включений в кварце рудных жил, генетически связанных с такими гранитами. Для флюидных включений в кварце золоторудной минерализации, связанной с гранитами, типичными являются водно-углекислотно-солевой состав, нередко с примесью метана и азота, и преобладание солей натрия [4, 7, 26]. Для оловянной минерализации углекислота нехарактерна и типичен хлоридно-солевой состав включений [26]. Подобное сходство состава флюидов рудных тел и рудоносных гранитоидов позволяет говорить об их генетическом единстве, что подтверждает принятую нами гипотезу о разной флюидной специализации металлогенически различных

гранитов. В то же время, отчетливая связь золоторудных месторождений с гранитоидами ильменитовой серии, а оловорудных – с гранитоидами магнетитовой серии является спецификой мезозойд Северо-Востока Азии, отличающей их от других районов тихоокеанской окраины азиатского континента [31]. Объяснение этому может быть найдено в том, что золотоносные гранитоиды мезозойд Северо-Востока Азии в большинстве своем имеют коллизийную природу и формировались в результате процессов зонального метаморфизма и анатексиса из субстрата и нижних частей терригенного чехла Верхоянской пассивной континентальной окраины, обогащенных золотом [12]. Связь отдельных месторождений олова с коллизийными гранитами (Дерясь-Юрегинский массив) может быть обусловлена тем, что они представляют собой самые неглубокие части плутонометаморфических коллизийных систем, в которых флюид эволюционировал до хлоридно-водного состава в результате дегазации углекислоты на более глубинном уровне.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выделенные на рассматриваемой территории S-, I- и А-типы рудоносных гранитов ильменитовой и магнетитовой серии обладают заметными различиями в составе флюидов, законсервированных в кварце в виде включений. Эти различия, с одной стороны, определены разной геодинамической природой гранитоидов, а с другой – отвечают их разной металлогенической специализации.

Коллизийные ильменитовые S- и I-граниты характеризуются близким составом флюидной фазы, в которой почти постоянно присутствует углекислота с незначительной примесью метана и азота, что является свидетельством их генетического единства как разноглубинных продуктов плутонометаморфической системы коллизийного пояса.

Установлено четкое различие золотоносных и оловоносных гранитоидов по составу их флюидной фазы: флюид первых существенно углекислотно-водный, нередко с примесью метана и азота, флюид вторых – преимущественно хлоридно-водный, в ряде случаев с солями лития. Полученные результаты свидетельствуют о том, что металлогеническая специализация магматических комплексов зависит как от состава дегазирующего флюида, так и от генетического типа рудогенерирующего гранитоидного массива, точнее, генетический тип гранитоидов определяет их флюидную специализацию, которая, в свою очередь, является одним из факторов, влияющих на характер оруденения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бердников Н.В., Романовский Н.П. Гранитоиды Хунгарийской и Верхнеудоминской серий Северного Сихотэ-Алиня в районе Анюйского выступа: включения в минералах, вопросы образования и рудоносности // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 86–93.
- Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Критерии генетической связи золото-редкометалльного оруденения с гранитоидами // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Труды Всерос. совещ. Магадан, 4–6 сентября, 1997. Т. 2. Рудная минерализация и петрогенезис. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 121–131.
- Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения Северо-Востока России // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 15. С. 619–636.
- Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозойд. Москва: GEOS, 2001. 222 с.
- Гончаров В.И. Гидротермальное рудообразование в окраинных вулканических поясах. М.: Наука, 1983. 215 с.
- Гончаров В.И. Флюидный режим формирования золотой минерализации в складчатых структурах северо-востока России // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Труды Всерос. совещ. Магадан, 4–6 сентября, 1997. Т. 2. Рудная минерализация и петрогенезис. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 80–105.
- Горячев Н.А. Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса / Ред. Г.Н. Гамянин. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 136 с.
- Горячев Н.А. Колесниченко П.П. К геохимии габброидных интрузивов Яно-Колымского золоторудного пояса // Магматизм и минерализация северо-восточной Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 243–257.
- Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии / Ред. В.И. Гончаров. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
- Горячев Н.А. Пояса гранитоидных плутонов, зонального метаморфизма и золото-кварцевых жил: случайное совмещение или генетическая связь? // Наука на Северо-Востоке России (к 275-летию Российской Академии наук). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. С. 68–85.
- Горячев Н.А. Металлогения Удско-Мургалского вулканического пояса (северное побережье Охотского моря) в поздней юре – раннем мелу // Структура, геодинамика и металлогения Охотского региона и смежных районов северо-востока тихоокеанской плиты: Междунар. науч. симпоз. Южно-Сахалинск, 24–28 сентября 2002. Т. 1. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. С. 175–176.
- Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики // Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.
- Горячев Н.А. Проблемы геодинамической классификации фанерозойских гранитоидов северо-востока Азии // Труды конференции “Проблемные аспекты формационной принадлежности, петрологии и рудоносности магматических комплексов”. Новосибирск, 16–19 апреля, 2003. Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 83–84.
- Горячев Н.А. Удско-Мургалская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 17–38.
- Добрецов Н.Л. Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 4–23.
- Кориковский С.П. Контрастная модель развития прогрессивного и регрессивного метаморфизма в фанерозойских складчатых поясах в областях коллизии и субдукции // Петрология. 1995 Т. 3. № 1. С. 45–63.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
- Михайлов Б.К., Горячев Н.А. Интерпретация геофизических полей мезозойд северо-востока Азии и размещение золото-кварцевой минерализации / Ред. В.И. Гончаров. Золоторудная минерализация и гранитоидный магматизм северной Пацифики. Т. 1. Геология, геохронология, геохимия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 83–86.
- Ньюберри Р., Лейер П., Ганс П. и др. Предварительные данные по геохронологии мезозойского магматизма, тектоники и минерализации на северо-востоке России с помощью  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определений возраста и содержаний рассеянных элементов в изверженных и минерализованных породах / Ред. В.И. Гончаров. Золоторудная минерализация и гранитоидный магматизм северной Пацифики. Т. 1. Геология, геохронология, геохимия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–205.
- Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука-Интерпериодика”, 2001. 571 с.
- Флеров Б.Л. Месторождения олова Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 286 с.
- Чевычелов В.Ю. О растворимости хлора во флюидонасыщенных магматических расплавах гранитного состава: влияние кальция // Геохимия. 1999. № 5. С. 522–535.
- Berdnikov N.V., Karsakov L.P. Methane-Bearing Fluid Inclusions as Evidence of the Collisional Nature of High-Alumina Granites, Northern Sikhote-Alin, Russian Far East // International Geology Review. 1999. V. 41. P. 587–592
- Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 173–174.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42, N 11. P. 2033–2048.
- Goryachev N.A., Goncharov V.I. Late Mesozoic Granitoid Magmatism and Related Gold and Tin Mineralization of North-East Asia // Resource Geology. Special Issue. 1995. N 18. P. 111–122.
- Goryachev N.A., Edwards A.C. Gold Metallogeny of North-East Asia // Proceedings PACRIM’99. 1999. P. 287–302.
- Goryachev N.A. Late Jurassic – Early Cretaceous ore lode deposits and magmatic assemblages of northeastern Asia continental margin // Proceedings of the 2nd International Symposium of Geosciences in NE Asia and the 9th China-Korea Joint Symposium of Geology on Crustal Evolution in NE Asia. Editors Sun G., Cao L., Hu K. Changchun. China.

2002. P. 77–78.
29. Goryachev N.A., Khanchuk A.I. The origin of Late Cretaceous alkaline granitoids and basalts in the Upper Kolyma River area (the slab window tectonic model) / Ed. A.Khanchuk. Deep-seated magmatism, magmatic sources and the problem of plumes. Proceedings of International Workshop. Vladivostok: Dalnauka, 2002. P. 261–274.
  30. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining Geology*. 1977. V. 27. P. 293–305.
  31. Ishihara S. The granitoid series and mineralization // *Economic Geology 75<sup>th</sup> Anniversary Volume*. 1981. P. 458–484.
  32. Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. V. 29, N 2. P. 167–170.
  33. Lowenstern J.B. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems // *Mineralium Deposita*. 2001. V. 36. P. 490–502.
  34. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger, J.W.H. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // *US Geol. Surv. Open-File Report 98–754*. 1998. 124 p.
  35. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozooids in the context of plate tectonics // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 319–342.
  36. Peterson J.W., Newton R.C. CO<sub>2</sub>-enhanced melting of biotite-bearing rocks at deep-crustal pressure-temperature conditions // *Nature*. 1989. V. 340. P. 378–380.
  37. Takagi T., Tsukimura, K. Genesis of oxidized- and reduced-type granites // *Econ. Geol.* 1997. V. 92. P. 81–86.
  38. Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S. Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids // *Mining Geology Special Issue*. 1980. N 8. P. 13–28.
  39. Trunilina V.A. Geodynamic position, genesis and criteria for ore content of tin-bearing granitoids from the Yana-Kolyma region / Seltman, Kampf and Moller (eds). *Metallogeny of collisional orogens*. Prague: Czech Geological Survey. 1994. P. 430–434.

Поступила в редакцию 17 марта 2006 г.

Рекомендована к печати В.Г. Гоневчуком

*N.A. Goryachev, N.V. Berdnikov*

### **Types of ore-bearing granites of the south-eastern part of Mesozooids of northeastern Russia, and their fluid specialization**

Throughout northeastern Asia, granitoid rocks formed in collision-related active, and transform continental margin environments are known [19, 26, 29]. In terms of their mineralogical and geochemical characteristics, they are of S- and I-type / ilmenite (collisional) and I-type / magnetite (subductional and of transform margins) granitoids. Mineral deposits and occurrences of gold, tin, tungsten, bismuth, niobium, zirconium, and yttrium are related to these granitoids. Using cryometric and thermometric techniques, we examined the individual melt and fluid inclusions in quartz of granite rocks which are related to gold and tin deposits. Homogenization temperature (Th) values for crystallized melt inclusions in quartz range from 805 to 780°C, and those for high-concentration solid phase-fluid inclusions are 600°C and higher. Th for primary fluid inclusions ranges from 530 to 225°C, and for secondary ones ranges from 370 to 155°C.

Irrespective of granite nature, fluid inclusions in quartz of granites contain potassium and sodium chlorides. Fluid inclusions in quartz of S-granites are filled predominantly with sodium chlorides; and those of I-granites, with potassium chlorides. Carbon dioxide with an admixture of water, nitrogen and methane is typical only of S- and I-type / ilmenite series granites, whereas potassium, magnesium and lithium chlorides are typical of subduction-related I-type / magnetite series granites. Ilmenite granites of S- and I-types contain a compositionally similar fluid phase in inclusions, although a nitrogen-methane mixture in I-granites displays a tendency to a more reduced character of their fluid. This testifies to a genetic connection of these granite types, which formed at different depths of a collision-related plutono-metamorphic system.

Fluid inclusions in gold-bearing granites have carbon dioxide with water and sodium chloride composition with CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub> admixtures. The total salinity of secondary inclusions reaches 8 % of NaCl<sub>eq</sub>. Fluid inclusions in tin-bearing granites have generally chloride (KCl higher than NaCl) composition; lithium and magnesium chlorides are present. The salinity of primary fluid inclusions is up to 8,5 % of NaCl<sub>eq</sub>, and secondary fluid inclusions are more concentrated (up to 22 % NaCl<sub>eq</sub>).

**Key words:** ore-bearing granitoids, geodynamic settings, geochemical types of granites, fluid inclusions, fluid specialization, northeastern Asia.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ИНТРУЗИВНО-ВУЛКАНОГЕННОГО ОБРАМЛЕНИЯ ГОНЖИНСКОГО ВЫСТУПА  
ДОКЕМБРИЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)**

*В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Анализ материалов по геологии благороднометалльных месторождений интрузивно-вулканогенного обрамления Гонжинского выступа докембрия позволил установить, что на размещение рудоносных жильно-метасоматических тел в каждом конкретном случае влияют различные сочетания структурных, литологических, магматических факторов. Вместе с тем, в позиции разных месторождений отмечаются явные признаки сходств: приуроченность к краевым частям интрузивных массивов на сопряжении последних с вулкано-тектоническими депрессиями. Приводится описание Боргуликанского, Пионерского, Покровского и Буриндинского месторождений.

Намечающийся тренд изменчивости в составе ореолов метасоматических изменений пород и минеральном составе рудоносных зон (от Боргуликанского месторождения к Буриндинскому) вероятно обусловлен разной глубиной формирования оруденения и удаленностью мест его локализации от центра региональной рудно-магматической системы.

**Ключевые слова:** золото, серебро, метасоматиты, вулкано-плутонические комплексы, контроль оруденения, месторождения, Верхнее Приамурье.

**ВВЕДЕНИЕ**

При изучении геологических условий локализации месторождений полезных ископаемых и ареалов их сосредоточения еще В.А. Обручев, С.С. Смирнов и Ю.А. Билибин обратили внимание на важную роль складчато-глыбовых тектонических форм ранней консолидации в размещении эндогенного оруденения последующих металлогенических эпох. Позднее обратили внимание на широкую распространенность замкнутых и фрагментарных рудных поясов по обрамлению таких сооружений [4, 10]. Недавними геолого-геофизическими исследованиями золоторудных районов Востока России [5, 8] уточнено контролирующее значение докембрийских массивов, выступов и блоков, глубинных разломов и протомагматических очагов в размещении месторождений благородных металлов. Вместе с тем, для прогноза новых объектов в известных рудных районах и выбора среди многих рудопроявлений наиболее перспективных очевидна необходимость дополнительных знаний особенностей позиции и главных факторов локализации уже выявленных месторождений. Анализ под таким ракурсом

материалов по геологии золоторудных проявлений Гонжинской площади позволил установить, что известные коренные месторождения золота в ее пределах сопряжены с некками, штоками, силлами, палеожерловинами, расположенными в торцевых (краевых) частях гранитоидных массивов вулкано-плутонического обрамления выступа докембрия. Для дальнейшего повышения эффективности прогнозно-поисковых работ в этом районе полезно рассмотреть геолого-геофизические характеристики площади и детали соотношений рудно-метасоматических образований с вулканическими, субвулканическими и интрузивными телами в каждом из известных здесь рудных полей и месторождений.

**КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА ГОНЖИНСКОЙ ПЛОЩАДИ**

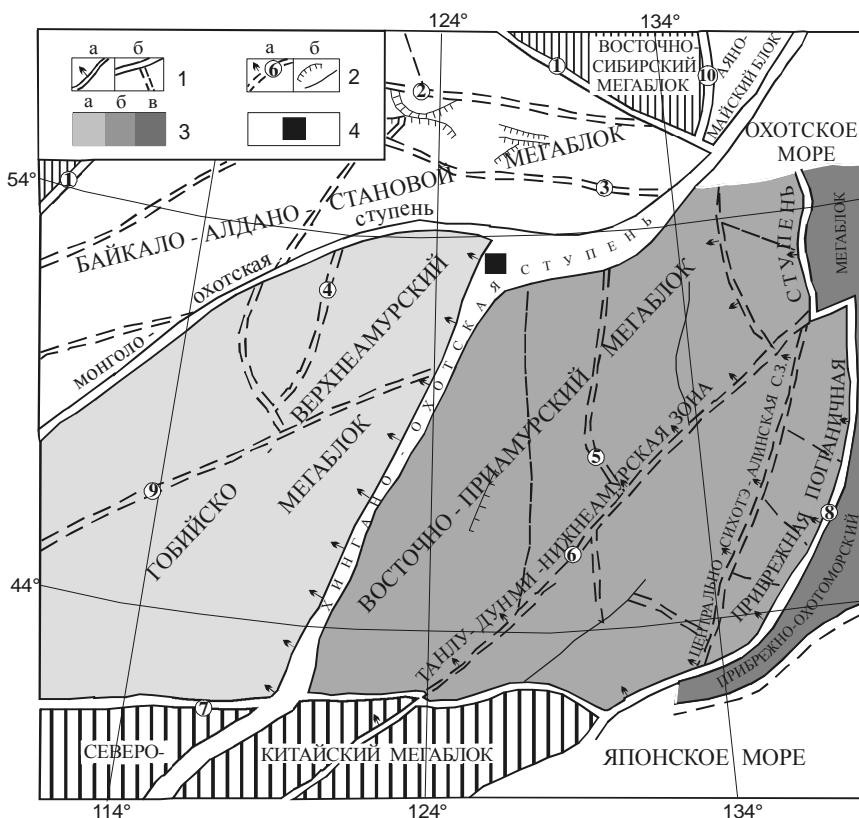
Гонжинский выступ докембрия (ГВД) принадлежит северной части Буреинского массива, выделяемой некоторыми геологами в качестве Хумахэ-Гонжинско-Мамынского мегаблока [2]. Выступ сложен интрузивно-метаморфическими породами гонжинской серии (AR<sub>2</sub>gn), представленной различными гней-

сами, амфиболитами и кварцитами, а также зеленокаменными толщами нижнего протерозоя (сланцы, метадиабазы, филлиты чаловской серии), содержащими тела гипербазитов. Деформированный чехол ГВД объединяет рифейско-нижнекембрийские неравномерно метаморфизованные (до эпидот-амфиболитовой фации) песчаники, алевролиты, углисто-кремнистые, слюдяные сланцы и силур-девон-каменноугольные терригенно-карбонатные отложения преимущественно верхнеамурской серии, прорванные позднедевонскими интрузиями урушинского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса.

Данные о глубинном строении Приамурья и сопредельных территорий [6] свидетельствуют, что Гонжинский выступ докембрия находится в зоне сопряжения двух глобальных гравитационных ступеней мантийного заложения: субширотной Монголо-Охотской и северо-северо-восточной Хингано-Охотской (рис. 1). Монголо-Охотская ступень отделяет Приамурье от Байкало-Алдано-Станового мегаблока, а Хингано-Охотская – разделяет регион на Гобийско-Верхнеамурский и Восточно-Приамурский мегаблоки, различающиеся мощностями, степенью однородности земной коры и литосферы. Хингано-Охотская ступень считается “главным структурным элементом региона” [6, стр. 58]. Ей соответствует Большехинганский вулcano-плутонический пояс (ВПП). На вос-

точном продолжении Монголо-Охотской ступени находится Умлекано-Огоджинский ВПП.

ГВД, располагающийся в зоне сопряжения выше охарактеризованных гравитационных ступеней, находится в окружении (рис. 2) средне-, верхнеюрских терригенных отложений Осежинского и других, сопряженных с ним прогибов (осежинская, аякская и др. свиты) и меловых комплексов Умлеканской вулcano-плутонической зоны (ВПЗ). Магматиты Умлеканской ВПЗ принадлежат магадачинскому граносиенит-гранит-порфировому ( $K_1m$ ), верхнеамурскому диорит-гранодиоритовому ( $K_1v$ ), буриндинскому монцодиорит-монцогранодиоритовому ( $K_1b$ ), субвулканическому гранит-порфировому ( $K_2$ ), талданскому андезидацитовому ( $K_1tl$ ), керакскому дацит-риолитовому ( $K_1kr$ ), галькинскому контрастному андезибазальт-риолит-трахириолитовому ( $K_1gl$ ) комплексам. Эффузивно-пирокластические накопления талданской, керакской, галькинской толщ вместе с комагматичными им экструзивными и субвулканическими телами (некками, штоками, дайками, силлами) сосредоточены в нескольких вулcano-тектонических депрессиях (ВД). Во внешнем контуре интрузивно-вулcanoгенного обрамления ГВД распространены покровы слабо литифицированных неоген-четвертичных отложений.



**Рис. 1.** Схема глубинного строения Приамурья и сопредельных территорий.

По А.С. Вольскому, Г.А. Шаткову, Л.И. Красному и др. [6], с упрощениями и изменениями. 1–3 – линейные и площадные структурные элементы гравитационного поля: 1 – глобальные (а) и региональные (б) гравитационные ступени, ограничивающие мегаблоки разного порядка (цифры в кружках): 1 – Байкало-Элькон-Улканская, 2 – Южно-Алданская, 3 – Каларо-Становая, 4 – Северо-Аргунская, 5 – Западно-Туранская, 6 – Танлу-Дунми-Нижнеамурская, 7 – Северо-Китайская, 8 – Прибрежная пограничная, 9 – Синлунгоу, 10 – Нелькано-Бурхалинская; 2 – основные сдвиговые зоны – с.з. (а), прочие крупные тектонические нарушения (б); 3 – мегаблоки Приамурья, обладающие корой разного типа: а – континентального, мощностью до 48 км, б – континентального деструктивного мощностью до 40 км, в – окраинно-континентального (до 30 км); 4 – Гонжинская площадь.

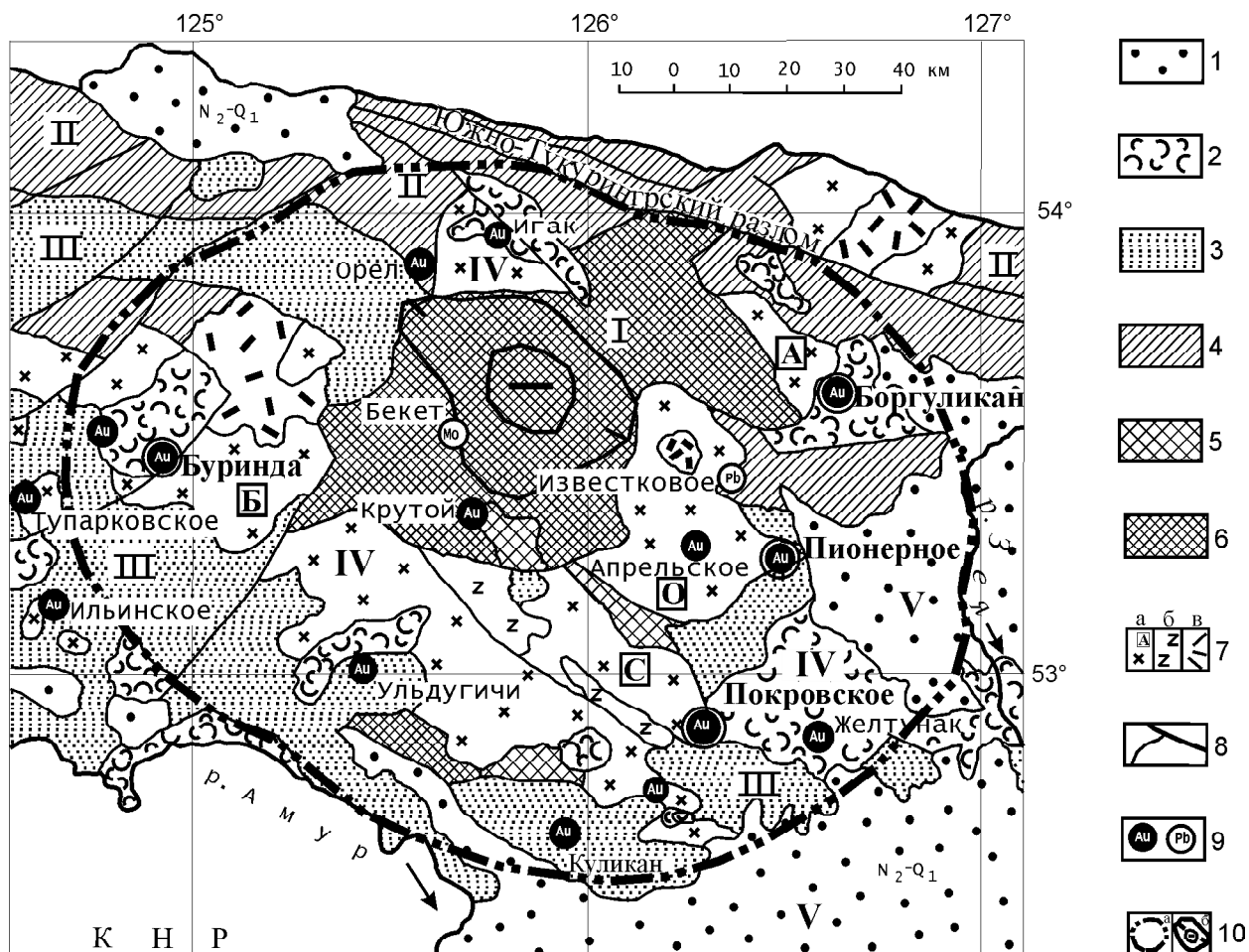


Рис. 2. Структурно-металлогеническая схема Гонжинского рудного района.

1–7 – разновозрастные геологические комплексы: 1–4 – стратифицированные: 1 – неоген-четвертичный терригенный, 2 – меловой эффузивно-пирокластический, 3 – юрский терригенный; 4 – нижне-среднепалеозойский вулканогенно-осадочный метаморфизованный, включающий разновозрастные магматические образования; 5–6 – интрузивно-метаморфические: 5 – нижнепалеозойско-верхнепротерозойский, 6 – нижнепротерозойско-среднеархейский; 7 – позднемезозойские интрузивные: а – монцодиоритовый, гранодиорит-гранитный ( $K_1$ ), б – граносиенит-порфировый ( $J_3-K_1$ ), в – гранит-порфировый (субвулканический,  $K_2$ ); 8 – крупные разломы; 9 – месторождения и некоторые крупные рудопроявления золота (Au) и других металлов (Mo, Pb); 10 – контуры: а – внутренней части ОКС, б – изоаномал в центре отрицательных значений поля силы тяжести. I–V – Главные тектонические сооружения: I – Гонжинский выступ; II – Монголо-Охотская система; III – Осежинский прогиб, IV – вулканоплутоническое обрамление (депрессии и гранитоидные массивы: А – Арбинский, Б – Буриндинский, О – Ольгинский, С – Сергеевский); V – Амуро-Зейская депрессия.

Интенсивный орогенный магматизм на площади ГВД обусловил возникновение овално-купольного сооружения (ОКС). Центральную часть последнего занимают древние кристаллические комплексы, а ее обрамление – позднемезозойские интрузивы и поля субэаральных вулканических накоплений. Примечательно, что с центром ГВД совпадает региональный минимум (!) в поле силы тяжести [5, 8]. Специалисты объясняют его появление наличием в глубинах выступа гранитоидного «корня», перекрытого относительно тонким (менее 1 км) реликтовым чехлом из древних кристаллических пород. По данным глубин-

но-сейсмического зондирования (ГСЗ), глубже области разуплотнения (достигающей максимума на глубинах 20–30 км) расположена зона «сейсмической прозрачности», проникающая даже в верхнюю мантию [9]. Существование в ОКС нескольких линейных зон высоких градиентов поля силы тяжести расценивается как свидетельство наличия крупных глубинных разломов оперения Южно-Тукурингрского линейамента, фиксирующего тектоническую границу между Янкано-Джагдинским фрагментом Монголо-Охотской складчато-надвиговой системы и Буреинским массивом (рис. 2). Вполне возможно, что часть та-



ких зон высоких градиентов принадлежит и Хингано-Охотской гравитационной ступени.

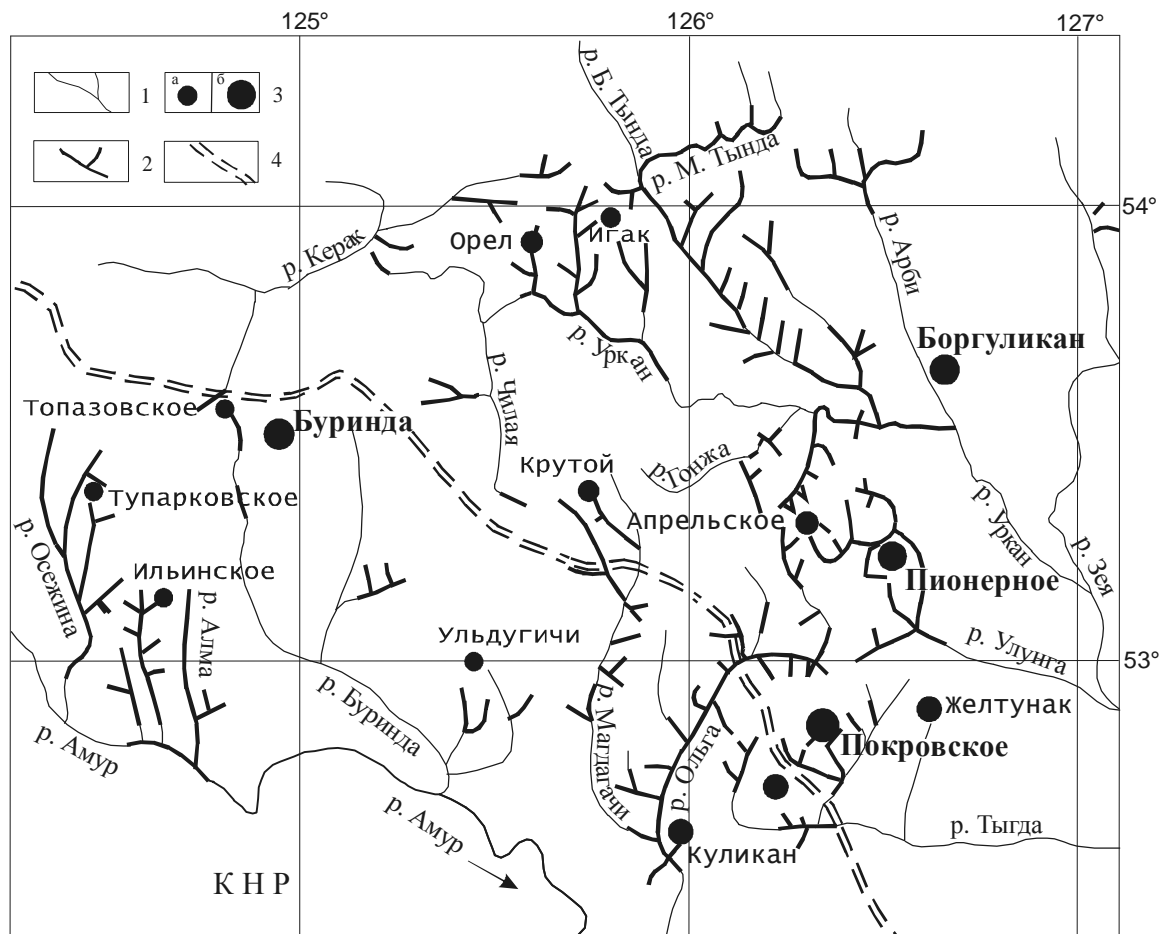
Гранитоидным массивам обрамления ГВД свойственна ограниченная мощность: от 2.5–2 до 1.5–1 км и менее. За счет уменьшения мощности в краевых (удаленных от “корня”) частях они имеют клиновидные сечения в разрезах.

Для ГВД характерно обилие россыпей золота, большая часть которых сосредоточена в его мезозойском обрамлении. Они группируются в несколько узлов золотоносности: Игакский, Талданский, Осежинский, Магдагачинский, Куликанский, Тыгда-Улунгинский, Апрельский (рис. 3). Практически в каждом узле обнаружены коренные проявления благородных металлов, часто обладающие специфическими структурными, генетическими, формационными и минералого-геохимическими особенностями. Кроме золоторудных здесь известны проявления молибдена, меди, полиметаллов (рис. 2). Наиболее известными в Гонжинском рудном районе (ГРР) являются Пионерное и Покровское месторождения золота, Буриндинское

месторождение золота и серебра, а также Боргуликанское золотосодержащее месторождение молибден-меднопорфировых руд.

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ГОНЖИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА**

Боргуликанское золото-молибден-медное месторождение находится в восточном секторе Гонжинского ОКС, у краевой (торцевой) части Арбинского интрузивного массива и его сопряжения с вулканоплутонической депрессией (ВДД) [1, 3]. В субширотно вытянутом рудном поле, контролируемом разломами оперения Южно-Тукурингского линеймента, распространены эффузивно-пирокластические накопления (К<sub>1</sub>tl), субвулканические тела серийно порфировых монцодиоритовых порфиров, порфиroidные биотит-роговообманковые кварцевые монцодиориты (К<sub>1</sub>b). Кроме перечисленных интрузивных разновидностей пород, принадлежащих краевой части Арбинского гипабиссального массива, в рудном поле закартиро-



**Рис 3.** Схема россыпной и коренной золотоносности Гонжинской площади.

По А.А. Лушею, В.Д. Мельникову, В.А. Полеванову и др. [1], с дополнениями и изменениями. 1 – основные реки и речки; 2 – россыпи золота; 3 – коренные проявления (а) и месторождения (б) золота; 4 – транссибирская ж/д магистраль.

ваны и тела взрывчатых брекчий (рис. 4). Гидротермально-метасоматические изменения представлены мощными (1–3 км) и протяженными (до 12 км) ореолами из кварц-калшпат-биотитовой, альбит-эпидот-актинолитовой, кварц-серицит-хлоритовой с турмалином, аргиллизитовой, карбонат-цеолитовой (с флюоритом) ассоциациями и зонами прожилково-вкрапленного (порфирового) золото-молибден-медного оруденения (магнетит-борнит-халькопиритовая, пирит-халькопирит-молибденитовая, магнетит-пиритовая ассоциации). Рудоносные залежи с относительно высокими концентрациями полезных компонентов (Cu, Mo, Au) размещены преимущественно в апикальных эндоконтактных частях порфировой фации интрузивов, которые считаются стержневыми элементами местной рудно-магматической системы [3].

Пионерное золоторудное поле находится в юго-восточном секторе ОКС, в краевой (торцевой) части Ольгинского интрузивного массива монцодиоритов-гранодиоритов (К<sub>1</sub>b), где пересекаются тектонические зоны сдвигового заложения СВ, СЗ и субмеридиональной ориентировки, контролирующие размещение линейных минерализованных зон (протяженностью

до 1–2 км), крупных субвулканических тел, даек диоритовых порфиритов, гранит-порфиритов, даек андезитов и спессартитов, а также взрывчатых брекчий (рис. 5). Метасоматические преобразования пород выражены ореолами калшпатизации, турмалинизации, пропилизации, сульфидизации, окварцевания, аргиллизации, гидрослюдизации и карбонатизации протяженностью в сотни и мощностью в десятки метров.

Повышенные (в 3–5 раз выше фона) содержания Cu, Mo, W, Zn, Ag, а также достаточно высокие концентрации Au в метасоматических ореолах позволяют предполагать возможность наличия на месторождении еще не вскрытой медно-порфировой или молибден-медно-порфировой минерализации. Основным носителем промышленного оруденения в метасоматическом и прожилково окварцованном терригенном и магматическом субстрате являются золото-кварц-карбонатная, золото-кварцевая минерализация, сопровождаемая адуляр-кварцевыми, серицит-адуляр-кварцевыми, кварц-адуляр-гидрослюдистыми (с хлоритом) новообразованиями. Рудные минералы в продуктивном мелкозернистом, халцедоно-

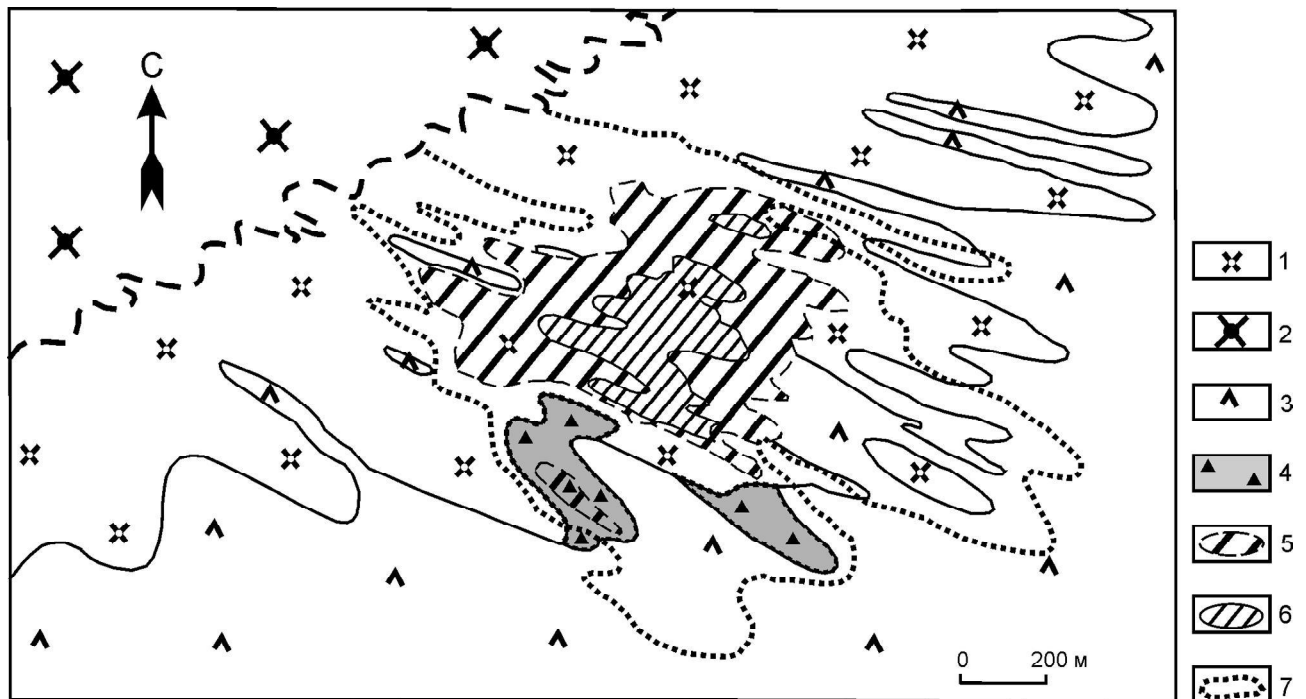
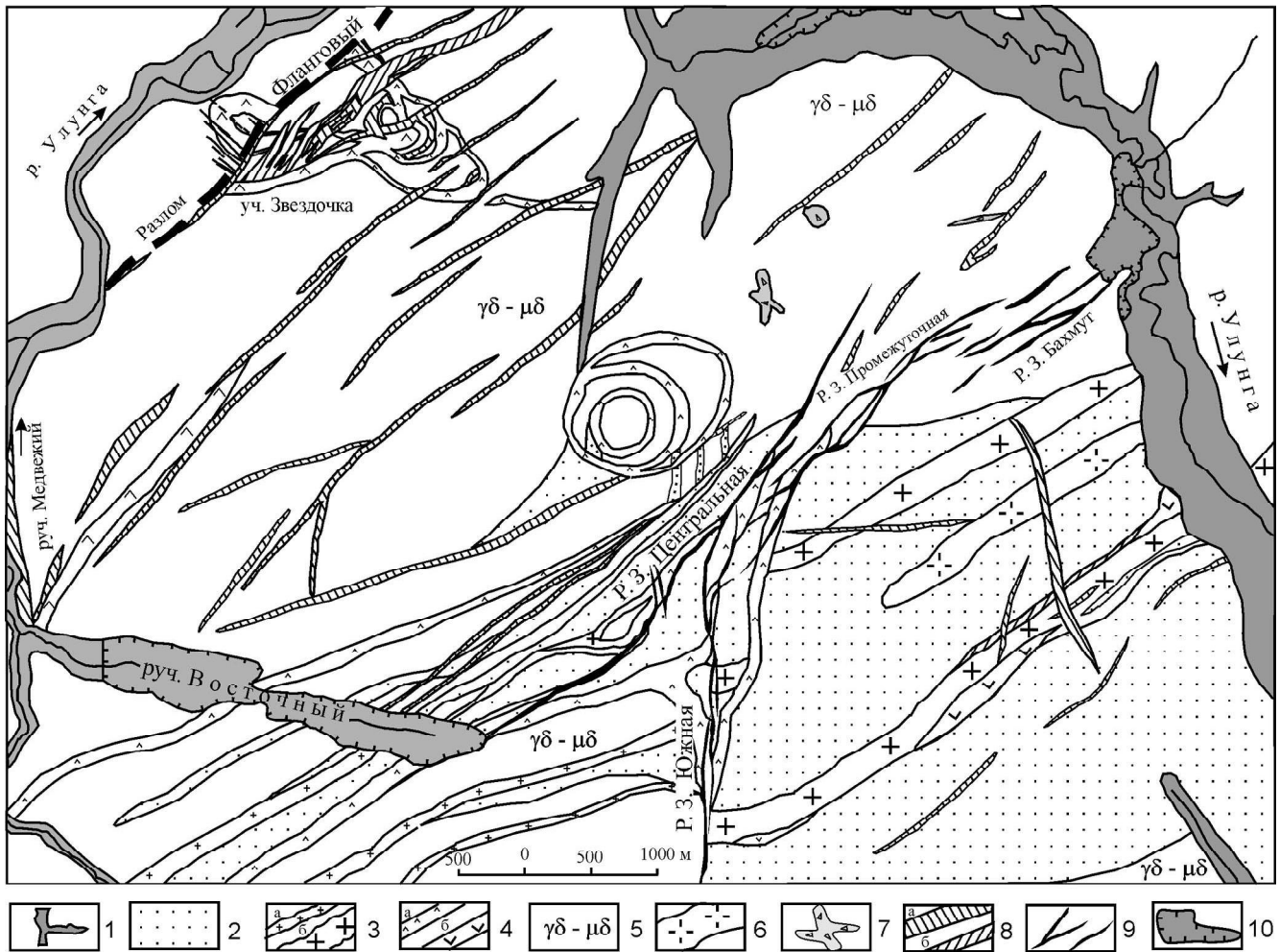


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Боргуликанского Au-Cu-Mo месторождения.

По М.М. Гирфанову и др. [3], с изменениями. 1–2 – интрузивные образования буриндинского комплекса (К<sub>1</sub>b): 1 – кварцевые монцодиоритовые порфириты (порфировая фация), 2 – порфиroidные кварцевые монцодиориты (основная фаза внедрения); 3 – нижнемеловые эффузивно-пирокластические отложения, талданская свита, К<sub>1</sub>t1 (лавы, лавобрекчий среднего и умеренно-кислого состава, туфы дацитов, андезитов нерасчлененные); 4 – тела взрывчатых брекчий; 5–6 – минерализованные зоны и прогнозируемые рудные тела по бортовым содержаниям Cu: 5 – Cu – 0,1 %; 6 – Cu – 0,2 %; 7 – контур первичного ореола рассеяния Mo с концентрациями более 0,001 %.

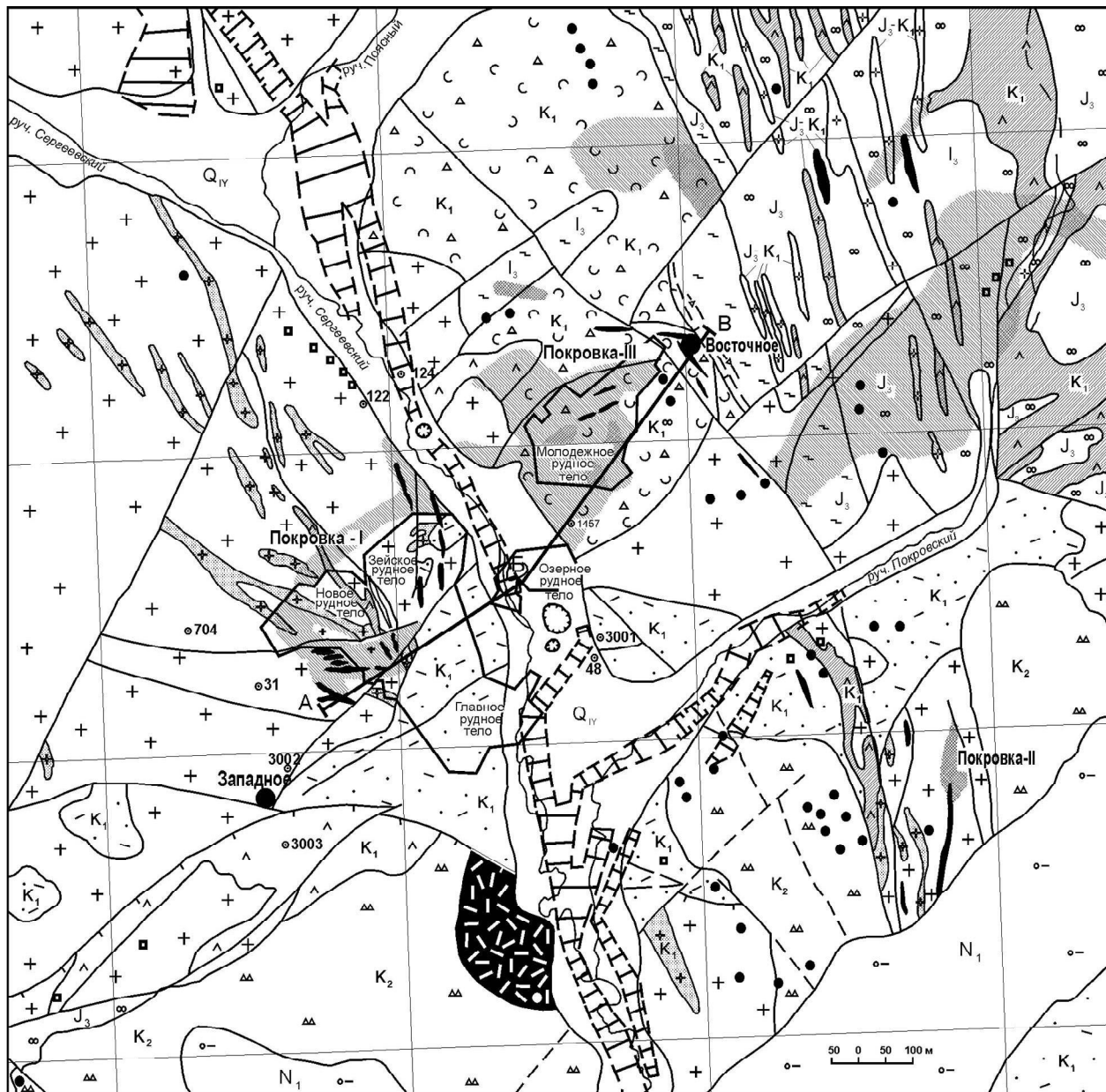


**Рис. 5.** Схематическая геологическая карта Пионерного рудного поля.

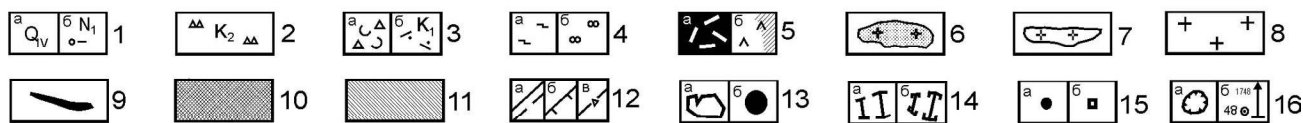
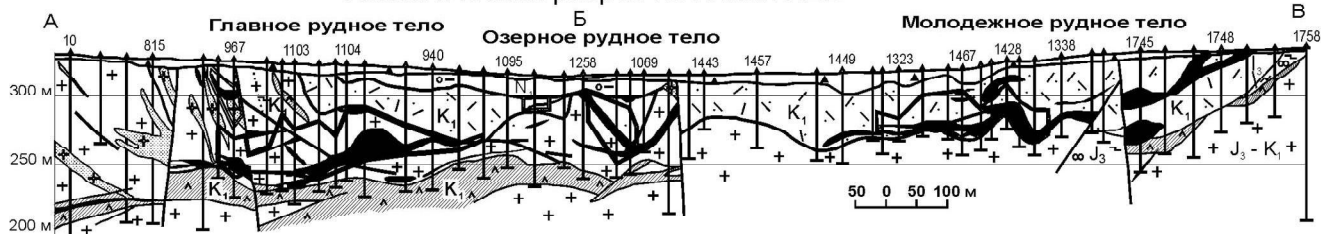
Составлена с использованием материалов геологических служб ОАО “Дальгеофизика” и “Покровский рудник”. 1 – четвертичные отложения (пески, галечники); 2 – верхнеюрские алевро-песчаниковые отложения, нерасчлененные, аякская свита,  $J_3ak_{1-2}$ ; 3–4 – дайковый комплекс: 3 – мелко-среднепорфировые гранит-порфиры, нерасчлененные, небольшой (а) и значительной (б) мощности, 4 – диоритовые порфириты позднего (а) и раннего (б) периодов внедрения; 5 – гранодиориты, монцодиориты Ольгинского массива гранитоидов; 6 – дайки мегпорфировых гранит-порфиров, Магдагачинский комплекс,  $J_3-K_1m$ ; 7 – тела эруптивных брекчий; 8 – жильно-метасоматические зоны различной (а, б) мощности; 9 – кварцевые жильно-прожилковые тела; 10 – участки интенсивных старательских разработок.

**Рис. 6.** Схематическая геологическая карта и разрез Покровского рудного поля.

По Сахьянову Л.О. и др. [1] с дополнениями. 1 – неоген-четвертичные отложения покровного чехла: а – аллювиальные пески, галечники, суглинки, глины, щебень, б – пески разноразмерные, глины каолинит-монтмориллонитовые; 2–3 – осадочные ( $K_2$ ?) и эффузивно-пирокластические ( $K_1$ ) отложения вулканогенного этажа: 2 – седиментогенные брекчии (фангломераты), конглобрекции грубообломочные, слабо сцементированные, с линзами дресвянистых песчаников, 3 – литокластические туфы умеренно-кислого состава (а), лавобрекчии и лавы (б) андезидацитов, дацитов, риодацитов; 4 – юрские терригенные отложения (довулканогенное основание): а – алевролиты, аргиллиты, б – полимиктовые песчаники; 5–7 – крупные субвулканические, субинтрузивные тела и дайки: 5 – дацитов, гранодиорит-порфиров: а – в жерловине эксцентрического палеовулкана (этмолит), б – прочие; 6 – гранит-порфиров мелко- и среднепорфировых; 7 – гранит-порфиров крупно- и гигантопорфировых; 8 – раннемеловые биотитовые гранодиориты, граниты Сергеевского массива (верхнеамурский комплекс,  $\gamma K_1va$ ); 9–11 – гидротермально-метасоматические образования: 9 – жильные кварцевые тела и зоны, 10 – зоны прожилково-метасоматического окварцевания, 11 – делювиальные развалы (ареал) окварцованных пород; 12 – разломы, зоны разрывных нарушений: а – крутопадающие (в т.ч. перекрытые более молодыми образованиями), б – пологопадающие (надвиги), в – зоны брекчирования, рассланцевания, милонитизации; 13 – контуры участков, в пределах которых выявлены золотоносные залежи (а) и рудопроявления золота (б); 14 – границы россыпей золота, пригодных для промышленной отработки (а) и участков наиболее интенсивной подпитки россыпей из коренных или промежуточных источников (б); 15 – точки обнаружения: а – золотоносных штуфов (из делювия) с содержаниями 0,5 г/т и более, б – шлихового золота в пролювии; 16 – старые старательские “ямы” и “шахтные” провалы (а), некоторые буровые скважины на карте, разрезе и их номера (б).



Геологический разрез по линии АБВ



видном кварце представлены самородным золотом, реже блеклыми рудами, халькопиритом, борнитом, галенитом, сульфосолями свинца. Золотоносные участки на месторождении размещены дискретно: в местах сопряжения разломов разной ориентировки и дуплексах растяжения – на участках развития эшелонированных систем нарушений.

Покровское золото-серебряное рудное поле расположено в южном секторе ОКС, в краевой части Сергеевского массива ( $\gamma\delta$ - $\gamma K_1v$ ), среди керакских ( $K_1kr$ ) вулканитов и в структурной связи с палеовулканической жерловиной, дайками диоритовых порфиров, гранодиорит- и гранит-порфиров, порфировых и афировых дацитов [7]. Стержневым, организующим элементом структуры Покровского рудного поля является палеовулканическое сооружение, от которого сохранилось жерло диаметром до 600 м (выполненное крупнопорфировыми дацитами – гранодиорит-порфирами), прижерловые экструзивные и лаво-пирокластические образования, маломощные покровы вулканических накоплений по периферии просадки и упоминавшиеся дайки (рис. 6).

В гранитоидах, вулканитах, субвулканических телах развиты пропилитизация, фельдшпатизация, окварцевание, аргиллизация, сульфидизация и карбонатизация. В приповерхностной зоне (особенно до глубины 50 м) гипогенная аргиллизация усилена выветриванием и дезинтеграцией пород.

Основные рудоносные участки месторождения расположены вблизи палеожерловины. Они не имеют четких геологических границ и выделены только по данным опробования как места сосредоточения прожилково-вкрапленной и жильной золото-серебряной минерализации в окварцованных и аргиллизированных породах. Руды убогосульфидные. Среди рудных минералов (кроме самородного золота, серебра, арсентита, прустита, пираргирита, полибазита) наиболее распространены пирит, марказит, арсенопирит, реже встречаются халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, гематит, магнетит, фрейбергит, молибденит, антимонит, киноварь.

Специфическая особенность рудного поля – проявленность инъективной тектоники и ее влияние на размещение оруденения. Положение нижней границы распространения промышленного оруденения в центральной части месторождения контролируется силлом дацитов–гранодиорит-порфиров, сопряженным на глубине с упоминавшейся жерловиной палеовулкана. Этот силл обусловил возникновение в краевой части Сергеевского массива скрытого куполообразного поднятия (рис. 6). Золотое оруденение располагается над утолщениями силла, а по латерали ограничивает-

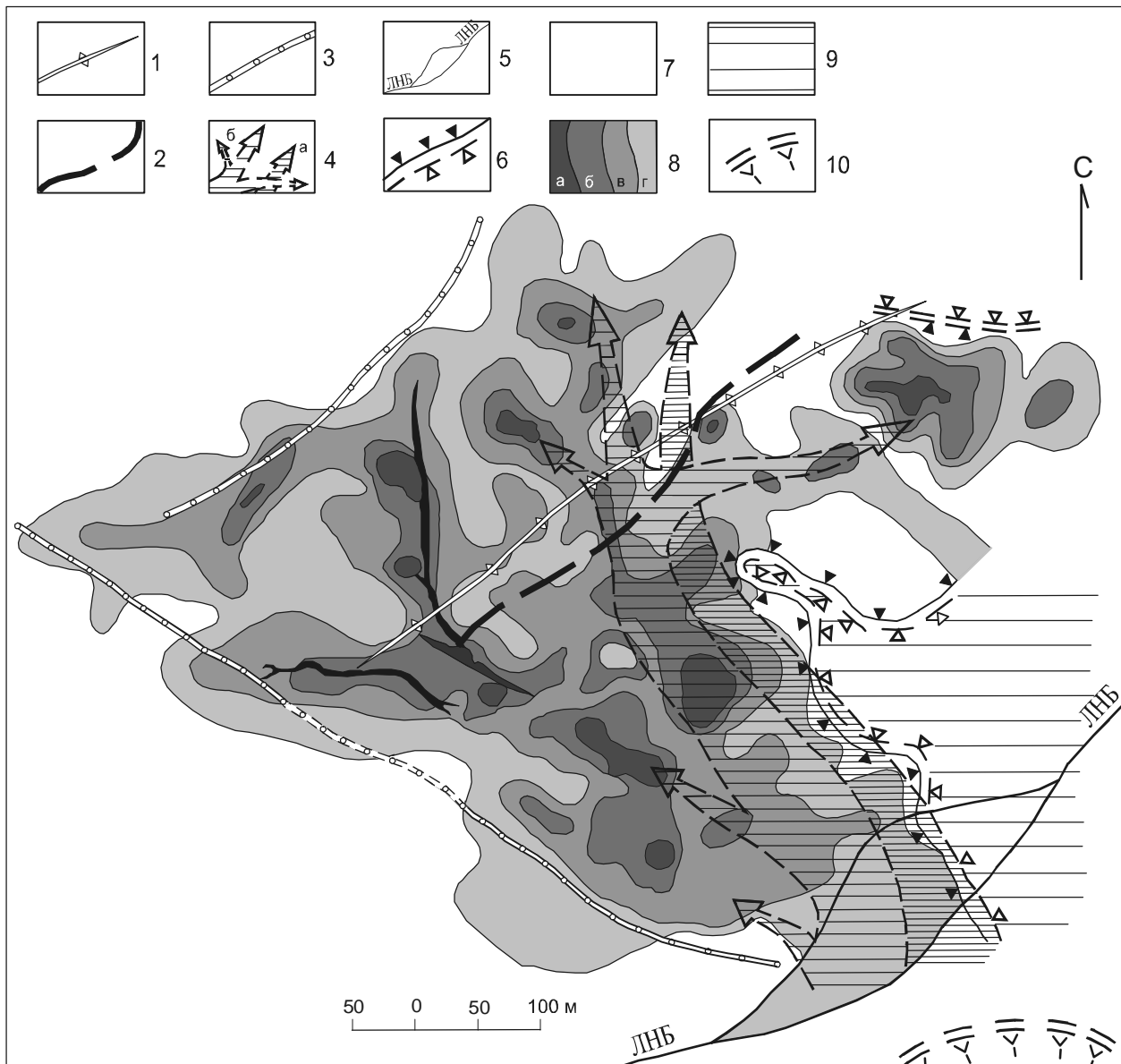
ся градиентными зонами уменьшения его мощности [7] (рис. 7).

Буриндинское месторождение золота и серебра находится в западном секторе ОКС (рис. 2), в узле пересечения северо-восточных и субмеридиональных разломов [1], занимая ЮЮВ часть Талданского вулканического поля у торцевого края раннемелового гранит-гранодиоритового массива, и совпадает по площади с локальной ВТД, выполненной нижнемеловыми ( $K_1tl$ ) эффузивно-пирокластическими накоплениями (рис. 8). Среди последних картируются экструзивные тела и дайки андезитов, гранит-порфиров, крупные тела монцодиоритов, гранодиорит-порфиров и адамеллитов гипабиссального облика буриндинского комплекса. И вулканические, и субвулканические образования пропилитизированы, аргиллизированы, на многих участках окварцованы и даже превращены в гидротермальные кварциты. Убогосульфидные рудные тела представлены круто падающими к центру просадки кварц-карбонатными жилами и зонами прожилкования, протяженностью в сотни и мощностью до 15 м. Для их минерального состава характерна весьма широкая распространенность карбонатов по сравнению с другими выше охарактеризованными месторождениями. В значительно меньшей степени развиты хлорит, серицит, адуляр, альбит и др. жильные минералы. Среди рудных встречаются (кроме самородных золота и серебра) пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, аргентит, пираргирит, прустит, блеклые руды.

Интересно, что в нескольких километрах к СЗ, у противоположного борта Талданского вулканического поля, на его сопряжении с краевой частью местного гранодиорит-гранитного массива и субинтрузивного тела кварцевых монцодиоритов, находится Топазовское рудопроявление золота и серебра, еще не получившее своей оценки, а также и промышленные россыпи золота в верховьях речки Талдан – 1. Вполне вероятно, что эти проявления (а также Правоталданское, Алунитовое и др.) вместе с Буриндинским месторождением образуют единый рудный узел, перспективность которого на выявление новых промышленных скоплений благородных металлов достаточно высока.

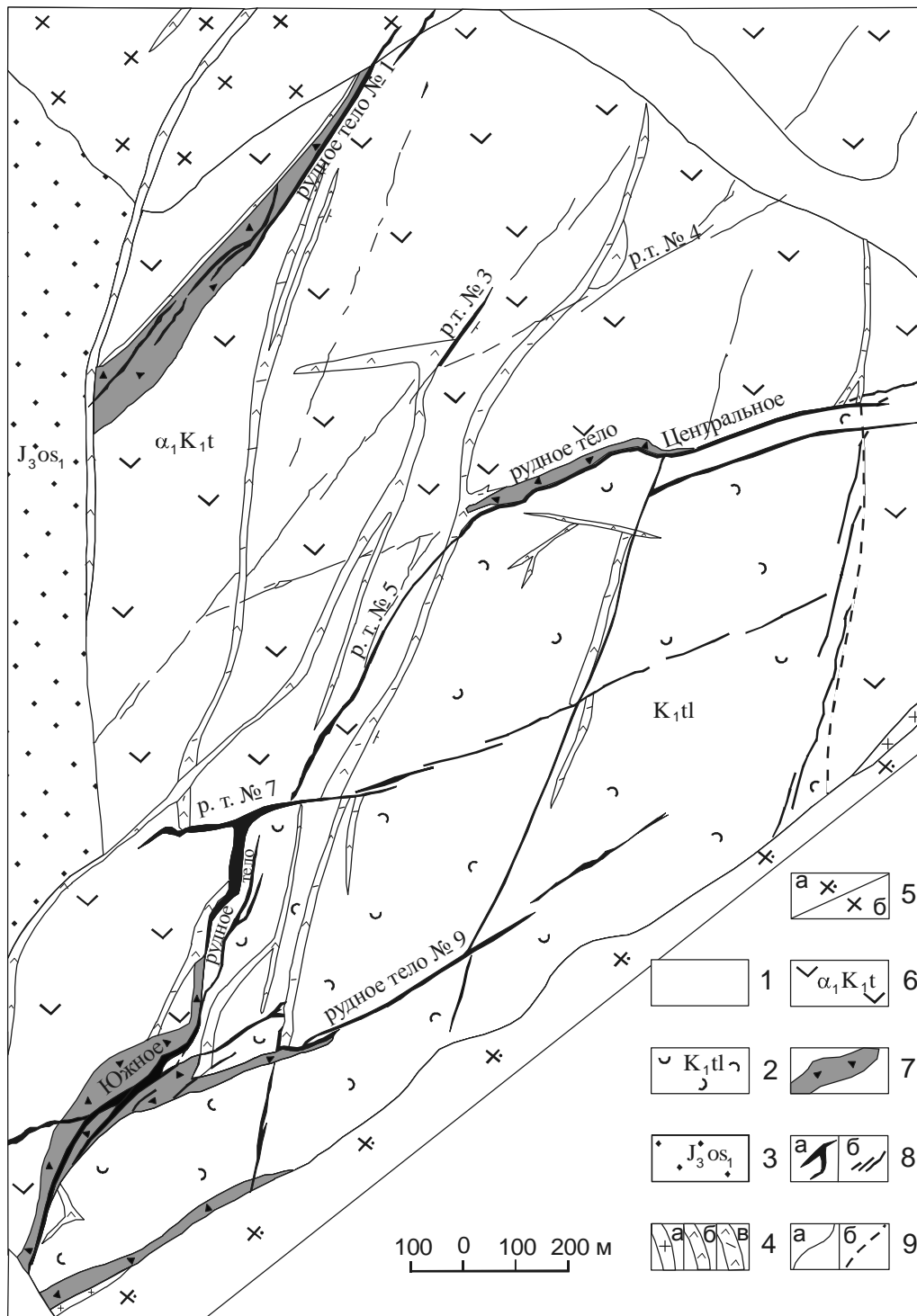
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные данные об особенностях размещения, геологическом строении и гидротермально-метасоматических преобразованиях пород наиболее изученных золоторудных полей интрузивно-вулканогенного обрамления ГВД позволяют выделить типовые элементы структурно-вещественных ассоциаций,



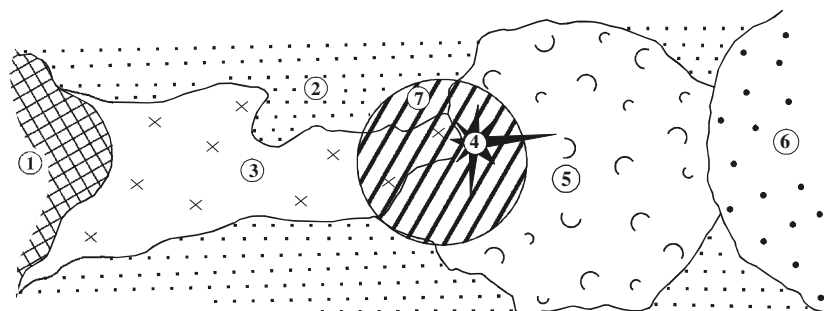
**Рис. 7.** Инъективные структуры и золотое оруденение Покровского месторождения (участок Покровка-1). Генерализованный план.

1–3 – осевые линии основных структурных форм инъективного происхождения: 1 – скрытого куполообразного поднятия, 2 – раздува Основного силла в ядерной части скрытого куполообразного поднятия, 3 – участков минимальной мощности Основного силла дацитов – гранодиорит-порфиров; 4 – вероятное положение каналов движения: а – магматических расплавов, сформировавших Основной силл (густая штриховка), б – постмагматических гидротермальных растворов, сформировавших золотое оруденение на участке Покровка-1 (разреженная штриховка); 5 – линия наибольшей мощности (ЛНБ) линзы рудовмещающих гранитоидов; 6 – линия (зона) максимальной сближенности кровли Основного силла и подошвы вулканогенных отложений; 7 – рудовмещающие гранитоиды Сергеевского массива; 8 – рудоносная залежь Покровского месторождения (проекция на горизонтальную плоскость) в изолиниях равной продуктивности: а – очень высокой, б – высокой, в – средней, г – низкой; 9 – часть линзы (пластины) гранитоидов Сергеевского массива (за линией максимальной сближенности Основного силла и подошвы вулканитов), не содержащая промышленного золотого оруденения; 10 – прижерловый участок.



**Рис. 8.** Схематическая геологическая карта Буриндинского золото-серебряного месторождения.

По Е.Б. Ефремову, Н.Г. Коробушкину и др. [1], с некоторыми изменениями. 1 – четвертичные отложения (пески, галечники, торф); 2 – нижнемеловые эффузивно-пирокластические отложения, талданская свита,  $K_1tl$  (андезиты, андезидациты, их туфы и туфолавы); 3 – верхнеюрские алевро-песчаниковые отложения, осежинская свита,  $J_3os_1$ ; 4 – дайковый комплекс: а – гранит-порфиры, б – андезиты, в – андезидациты; 5 – меловые гранитоидные комплексы: а – крупнопорфировых гранодиоритов и адамеллитов; б – среднезернистых гранодиоритов, кварцевых монодиоритов; б – экструзивные, эффузивные тела андезитов, андезидацитов и их лавобрекчий,  $\alpha_1K_1t$ ; 7 – эруптивные, эксплозивные, тектонические брекчии; 8 – жильно-метасоматические тела (а) и зоны прожилкования (б); 9 – геологические границы (а) и тектонические нарушения (б).



**Рис. 9.** Схема соотношений разновозрастных структурно-вещественных элементов в Гонжинском рудном районе на участках локализации золоторудных месторождений.

1–2 – геологические комплексы фундамента (основания) и чехла ГВД: 1 – жесткие блоки выступа пород докембрия, 2 – гранитизированные, метаморфизованные, терригенно-карбонатные, терригенные породы чехла; 3–5 – геологические комплексы позднемезозойского вулcano-плутонического обрамления ГВД: 3 – интрузивы монцогранодиоритового, гранодиорит-гранитного комплексов, 4 – местный палеовулканический центр и относящиеся к нему некки, штоки, силлы и дайки “пестрого” состава, 5 – вулcano-тектоническая депрессия, вулканическое поле; 6 – кайнозойские терригенные отложения тафрогенных впадин; 7 – ореолы метасоматических преобразований пород, содержащие золотоносные жильно-метасоматические тела и залежи.

свойственные охарактеризованным месторождениям (рис. 9). Таковыми, кроме пород ГВД, являются: торцевые (краевые, удаленные от границ выступа) части позднемезозойских гранитоидных массивов и зоны сопряжения массивов с местными ВТД. Для подобных зон характерно наличие палеожерловин, субвулканических тел, даек «пестрого» состава, эксплозивных, эруптивных брекчий и ореолов метасоматических преобразований пород. Перечисленные типовые элементы свойственны многим другим золоторудным узлам и районам Дальнего Востока России и Забайкалья [10].

Учитывая данные о глубинном строении Гонжинского района, морфологических особенностях и времени становления позднемезозойских гранитоидных массивов, представляется вероятным следующий сценарий формирования благороднометалльных месторождений района. В зоне сопряжения двух крупных гравитационных ступеней, фиксирующих зоны долгоживущих глубинных разломов мантийного заложения, в позднем мезозое под влиянием геодинамического взаимодействия Северо-Китайского и Сибирского кратонов, а также восточной окраины Азиатского континента и западной окраины Тихоокеанской плиты активно проявились магматические процессы. Длительный магматизм обусловил формирование овално-купольного сооружения, из глубин которого по крутозалегающим тектоническим зонам проникали магматические расплавы, концентрировавшиеся в промежуточных и периферических очагах. Последние способствовали (в качестве каналов миграции тепло-

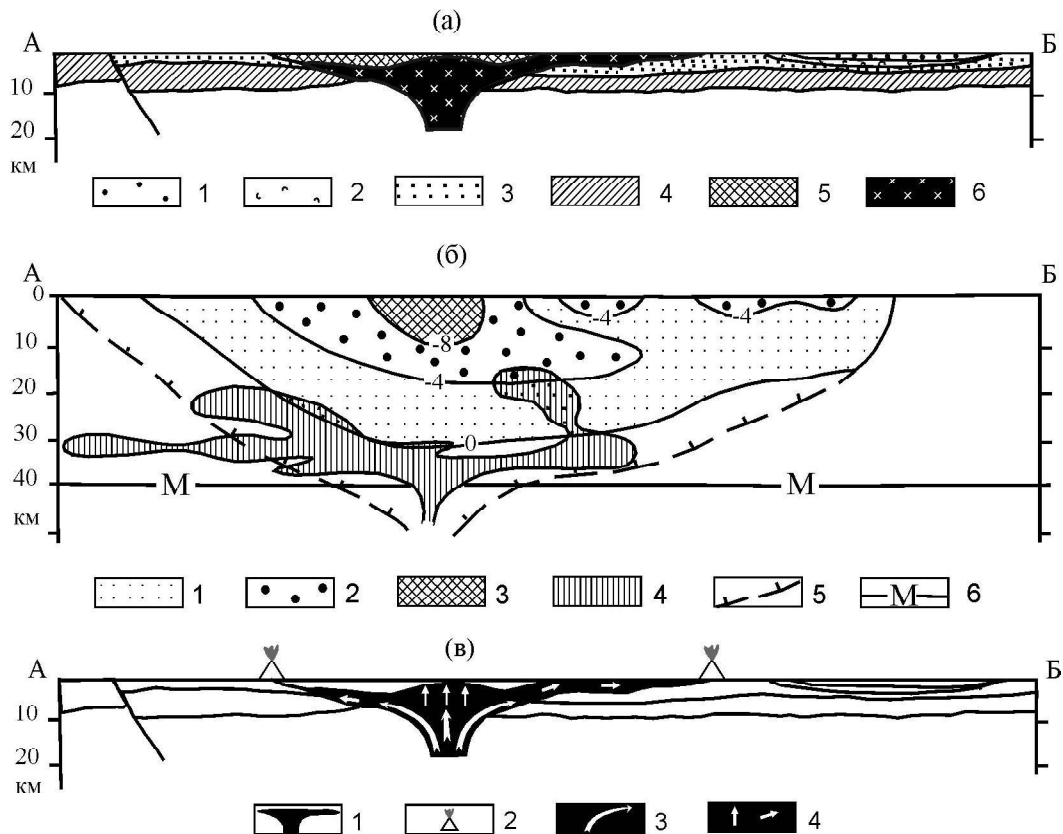
вых потоков) перемещению рудоносных флюидов по пологозалегающим межформационным ослабленным зонам к краевым (торцевым) участкам магматических камер, где происходило их конвективное охлаждение и возникновение сателлитных палеовулканов, субвулканических тел, локальных вулcano-тектонических депрессий, развитие ореолов метасоматических преобразований пород, образование рудоносных залежей и участков (рис. 10).

Такую же или во многом сходную с рассмотренной структурную позицию в Гонжинском рудном районе занимают несколько других еще не достаточно изученных проявлений благороднометалльной минерализации (рис. 2). Это свидетельствует о еще не в полной мере раскрытом металлогеническом потенциале района и необходимости активизации дальнейших поисков, изучения и оценки новых месторождений на его площади.

Если учесть, что к западу и востоку от Гонжинского выступа докембрия и его интрузивно-вулcano-генного обрамления находятся крупные Осежинский и Умлеканский рудно-россыпные узлы, на площади которых (в краевых частях Бургалинского, Ускалинского и других интрузивных массивов мелового возраста на участках сопряжения с полями талданских и керакских эффузивно-пирокластических отложений) выявлено несколько слабо изученных рудопроявлений золота и серебра (Ильинское, Тупарковское, Ульдугичи-2 и др.), то такая необходимость становится очевидной.

Работа выполнена при содействии совместного фонда РФФИ-ДВО РАН (грант № 06-05-96013), Ин-





**Рис. 10.** Геологический (а), геофизический (б) разрез Гонжинского рудного района и модель формирования в нем золоторудных полей (в).

С использованием материалов М.М. Константинова, С.В. Черкасова и др. сотрудников ЦНИГРИ [5]. а: 1 – неоген-четвертичные отложения кайнозойского чехла, нерасчлененные; 2 – меловые эффузивно-пирокластические отложения, нерасчлененные; 3 – верхнеюрские терригенные отложения, нерасчлененные; 4 – фанерозойский субстрат, нерасчлененный; 5 – архей-протерозойские метаморфиты Гонжинского выступа, нерасчлененные; 6 – позднемеловые гранитоидные интрузивы; б: 1–3 – участки гравитационного поля с дефицитом плотности: 1 – слабым, 2 – умеренным, 3 – контрастным; 4 – зона “сейсмической прозрачности” на профиле ГСЗ; 5 – границы рудного района на модели его глубинного строения; 6 – граница Мохоровичича; в: 1 – позднемеловая интрузивная гранитоидная система; 2 – места размещения палеовулканов; 3–4 – направления миграции магматических (3) и флюидных (4) потоков в период становления РМС.

теграционного научного проекта № 06-П-СО-08-029 ДВО РАН – СО РАН.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонюк Г.П. и др. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. Благовещенск. 2000. 168 с.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000. Объясн. зап. / Гл. ред. Л.И. Красный, Пэн Юньбао. СПб.–Благовещенск–Харбин. 1999. 135 с.
3. Гирфанов М.М., Гагаев А.Н., Дмитриенко В.С. и др. Золото-молибден-медно-порфиновые проявления Боргуликанского рудного поля // Руды и металлы. 2001. № 5. С. 52–60.
4. Князев Г.И. Замкнутые и фрагментарные рудные пояса. Киев: Наук. Думка, 1973. 258 с.
5. Константинов М.М., Политов В.К., Новиков В.П. и др. Геологическое строение золоторудных районов вулканоплутонических поясов Востока России // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44, № 4. С. 287–303.
6. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 192 с.
7. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Инъективные структуры и золото-серебряное оруденение Покровского рудного поля (Приамурье) // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45, № 1. С. 24–42.
8. Хомич В.Г., Петрищевский А.М. Протомагматические очаги золотоносных систем Приамурья // Вулканология и сейсмология. 2004. № 1. С. 25–38.
9. Черкасов С.В. Основные элементы глубинного строения Северо-Енисейского и Гонжинского золоторудных районов и региональные критерии прогноза: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М., 2000. 20 с.
10. Щеглов А.Д., Хомич В.Г. О роли жестких блоков в локализации приповерхностного оруденения на Востоке СССР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 1. С. 195–198.

Поступила в редакцию 16 марта 2006 г.

Рекомендована к печати А.П. Сорокиным

*V.G. Khomich, N.G. Boriskina*

**The geological position of precious-metal deposits of intrusive-volcanogenic framing of the Precambrian Gonzhinsky protrusion (Upper Priamurye)**

An analysis of data on the geology of precious-metal deposits in the intrusive-volcanogenic framing of the Precambrian Gonzhinsky protrusion made it possible to establish that the location of ore-bearing veined-metasomatic bodies in each certain case depends on different combinations of structural, lithological, and magmatic factors. At the same time, the positions of different deposits exhibit clear evidence of their similarity: restriction to the marginal parts of intrusive massifs on the conjugation of the latter with volcano-tectonic depressions. The description of the Borgulicanskoe, Pionerskoe, Pokrovskoe and Burindinskoe deposits is given.

The trend of variability, evident in the composition of aureoles of rock metasomatic alterations and mineral composition of ore-bearing zones (from the Borgulicanskoe to the Burindinskoe deposit), is, probably, dictated by the depth of the development of mineralization and the distance of its location from the center of the regional ore-magmatic system.

**Key words:** gold, silver, metasomatites, volcano-plutonic complexes, control of mineralization, deposits, Upper Priamurye.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ КОМПЛЕКСНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ НЕБОКСИТОВЫХ РУД ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА РОССИИ

*В.С. Римкевич, Ю.Н. Маловицкий, Л.П. Демьянова, Ю.А. Воробьев, Р.В. Белов*

*Институт геологии и природопользования Амурского научного центра ДВО РАН, г.Благовещенск*

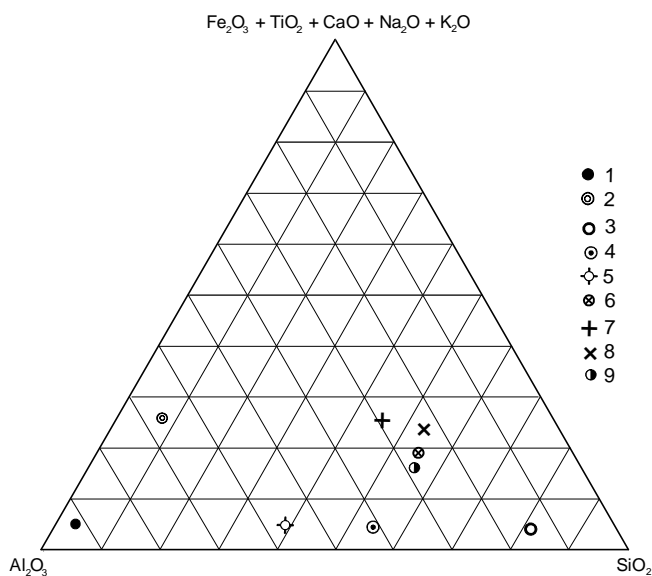
Рассмотрены геологическое строение, балансовые запасы и перспективные ресурсы месторождений небокситовых руд Дальневосточного региона России. В результате исследований процессов комплексной переработки небокситовых руд методами фторидной металлургии, ликвации и электролиза выявлены геохимические условия, способствующие контрастному распределению алюминия, кремния и их соединений между сосуществующими фазами. На основе полученных результатов разработана технологическая схема получения глинозема, пригодного для электролитического восстановления алюминия, а также осуществляется комплексная переработка небокситовых руд с производством аморфного кремнезема, кремния и других полезных компонентов. Полученные геохимические характеристики фторидной экстракции, ликвации и электролитического извлечения алюминия, кремния и их соединений вносят вклад в решение проблемы расширения сырьевой базы глиноземной и алюминиевой промышленности Российской Федерации.

**Ключевые слова:** небокситовые руды, комплексная переработка, глинозем, кремнезем, алюминий, кремний, Дальний Восток России.

Российская алюминиевая промышленность – одна из ведущих отраслей цветной металлургии. По производству первичного электролитического алюминия Россия занимает второе место в мире после США, опередив такие промышленно развитые страны, как Канада, Франция, Германия и другие [2]. В то же время, алюминиевая промышленность Российской Федерации испытывает дефицит отечественных сырьевых ресурсов, в первую очередь высококачественных бокситов. После распада СССР особенно обострилась диспропорция между производством алюминия и глинозема, и без альтернативного источника бокситового сырья в России всегда будет существовать утрата стабильности производства глинозема и увеличение его импорта из стран ближнего и дальнего зарубежья (Украина, Казахстан, Австралия, Гвинея и др.). Российская алюминиевая промышленность обеспечена собственным сырьем – бокситами и глиноземом – примерно на 40 %. За импорт “давальческого” сырья Российская Федерация расплачивается экспортом приблизительно 90 % производимого первичного алюминия, и по потреблению алюминия на душу населения Россия отстает от индустриально развитых стран в 10–15 раз [10].

В настоящее время основной рудой для производства глинозема являются высококачественные низкремнистые бокситы, 71,2 % всей мировой добычи бокситов приходится на долю Австралии, Гвинеи и Бразилии, 15,5 % – на страны Карибского бассейна – Ямайку, Суринам, Гайану [1]. Бурный рост алюминиевой промышленности во всем мире ведет к истощению запасов бокситов. В России имеются ограниченные запасы высококачественных бокситов, которые сосредоточены в Тихвинском районе Ленинградской области и на Урале [11]. В открытых за последние годы месторождениях на Среднем Тимане (Республика Коми), в Белгородском районе Курской области, на побережье Ангары выявлены высококремнистые бокситы, которые не относятся к высококачественному сырью.

В то же время, в Российской Федерации имеются неисчерпаемые запасы различных небокситовых руд: каолиновые породы, высокоглиноземистые сланцы, анортозиты, щелочные алюмосиликаты (уртиты, нефелинолиты, сынныриты), технические отходы (золы углей) и другие. На диаграмме (рис.1) показаны составы минерального сырья различного типа, которые являются эффективными концентраторами глинозема. Сопоставление составов минеральных кон-



**Рис. 1.** Диаграмма усредненных составов минеральных концентратов глинозема различного типа, мас. %.

1 – высококачественные гвинейские бокситы; 2 – уральские бокситы; 3 – кварц-полевошпатовые каолинсодержащие пески Чалганского месторождения (Амурская область); 4 – каолиновые концентраты Экспериментально-технологического филиала (ЭТФ) АмурНЦ ДВО РАН; 5 – кианитовые концентраты месторождения Новая Шуурта (Кольский полуостров); 6 – анортозиты Каларского массива; 7 – нефелиновые концентраты Хибинского месторождения (Кольский полуостров); 8 – сынныритовая руда Сакунского месторождения (Читинская область); 9 – золы Экибастузского угольного бассейна (Казахстан).

концентратов глинозема, получаемых из небокситовых руд различного типа, приведенное на рис.1, показывает, что наиболее высокое содержание  $Al_2O_3$  достигается в концентратах из кианитовых сланцев, заслуживающих внимания в качестве руды на алюминий в первую очередь.

Из перечисленных типов минеральных концентратов для получения глинозема и алюминия в Дальневосточном регионе России широко распространены каолинсодержащие пески, анортозиты, андалузит-кианит-силлиманитовые породы, зола от сжигания углей тепловых электростанций (ТЭЦ) и другие.

Крупные запасы небокситовых руд сосредоточены в Сыннырском (Северное Прибайкалье) и Сакунском (Читинская область) месторождениях, которые содержат калиевые алюмосиликатные руды – сынныриты [11]. Породы отличаются высоким содержанием  $K_2O$  (17–18 %) и могут рассматриваться как комплексное глиноземное и калиевое сырье. Среднее содержание компонентов в руде, мас. %: 22,4  $Al_2O_3$ ,

53,8  $SiO_2$ , 1,4  $Fe_2O_3$ , 4,0  $CaO$ , 1,0  $Na_2O$  и 17,1  $K_2O$ . Качество сырья в обоих массивах примерно одинаковое, и горнотехнические условия месторождений благоприятны для разработки открытым способом. Для промышленного освоения наиболее благоприятен Сакунский массив, находящийся в нескольких километрах от Байкало-Амурской магистрали, вблизи Удоканского месторождения. Сыннырский массив расположен в 70 км севернее трассы БАМа и для освоения менее доступен.

На северо-западе Амурской области находится Каларский габбро-анортозитовый массив (рис. 2), который расположен в юго-западной части Алданского щита и слагает значительную часть Каларского хребта. Площадь массива около 3000 км<sup>2</sup>, что ставит его в ряд крупнейших анортозитовых массивов мира. Средний состав анортозитов Каларского массива, мас. %: 26,0  $Al_2O_3$ , 54,5  $SiO_2$ , 1,1  $Fe_2O_3$ , 11,5  $CaO$  и 5,1  $Na_2O$ .

Лабрадориты слагают центральную часть Каларского массива и занимают около 22 % его площади. Содержание глинозема в них до 28 мас. %, что выше среднего по массиву. Андезиниты и олигоклазиты слагают 55 % площади массива. Андезиниты распространены преимущественно в северной части массива, вдоль контакта с вмещающими породами. Общие запасы лабрадоритов (без учета андезинитов) Каларского массива с глубиной подсчета 30 м составляют 34 млрд. т [6].

Высокоглиноземистые андалузит-кианит-силлиманитовые сланцы и гнейсы широко распространены среди позднеархейских метаморфических комплексов складчатой области Становика-Джугжур (рис. 2). Наиболее насыщены высокоглиноземистыми породами отложения иликанской и купуринской серий, сложенные первично-осадочными и вулканогенными образованиями [6]. Мощность горизонтов высокоглиноземистых пород достигает сотен метров при протяженности более 5 км.

В бассейне р. Сугджар (Сугджарское проявление) выявлены линзообразные залежи гнейсов мощностью до 16 м с содержанием кианита от 15–20 до 30–40 %. В бассейне р. Луча (Лучинское проявление) встречены слои сланцев мощностью до 7 м с содержанием силлиманита до 80 %. Ряд проявлений и Чимчанское месторождение кианитов находятся в среднем течении р. Гиллой (рис. 2). Горизонты высокоглиноземистых пород с содержанием силлиманита до 80–90 % известны на Алданском щите в Ханинском железорудном районе, расположенном на границе Амурской области и Якутии.

В Амурской области прогнозные ресурсы андалузит-кианит-силлиманитовых руд составляют

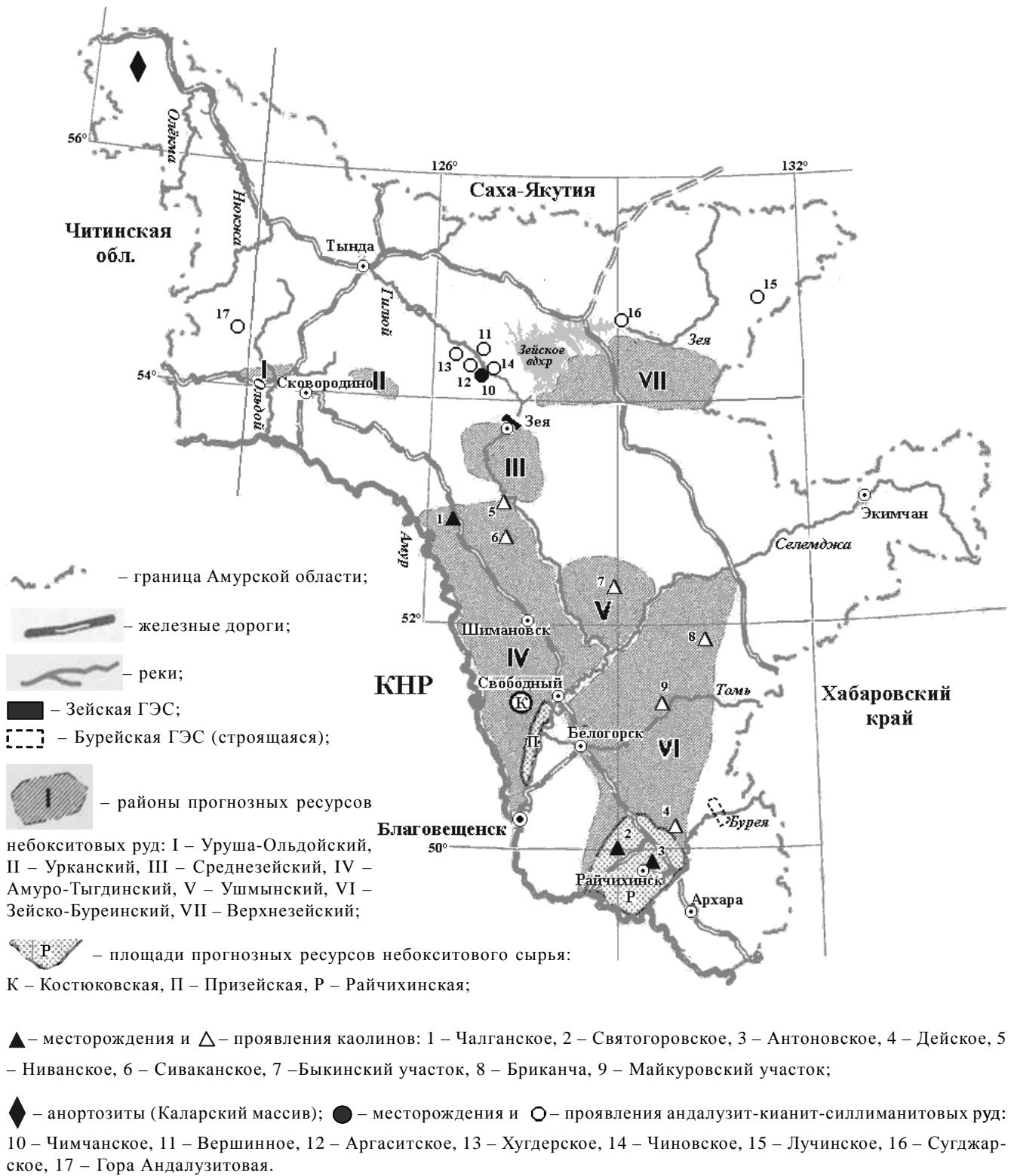


Рис. 2. Небокситовые руды Амурской области (алюмосиликатные и силикатные породы).

1686,11 млн т [6]. Интерес к проявлениям этих руд возрастает в связи с тем, что они локализованы в полосе близширотного направления, примыкающей к трассе БАМ. Это резко меняет экономические условия районов распространения высокоглиноземистых пород, считавшихся ранее труднодоступными, и делает их перспективными для выявления промышленных месторождений небокситовых руд.

Чистых разновидностей каолинов на территории Амурской области не имеется. Как на разрабатываемых месторождениях (Чалганское, Антоновское), так в других разведанных месторождениях (Святогорское, Тюканское, Бузулинское и др.) имеются запасы комплексного сырья – кварц-полевошпатовых каолинсодержащих песков [7]. Пески слагают сазанковскую свиту ( $N_1, sz$ ) верхнего структурного яруса алевро-песчано-глинистой формации, выполняющей континентальные впадины. Среднее содержание полезных компонентов в песках сазанковской свиты по известным месторождениям и проявлениям составляет, мас. %: каолина – 30, полевого шпата – 10, кварца – 50. Мощность сазанковской свиты изменяется от первых десятков до первых сотен метров.

В связи с различной степенью геологической изученности на территории Амурской области выделяются районы прогнозных ресурсов кварц-полевошпатовых каолинсодержащих песков: Уруша-Ольдойский, Урканский, Верхнезейский, Среднезейский, Ушмынский, Амуро-Тыгдинский, Зейско-Буреинский, а также площади прогнозных ресурсов: Костюковская, Призейская и Райчихинская (рис. 2). Известные месторождения и проявления приурочены к структурам краевого обрамления впадин, преимущественно к вулканитам мелового возраста (Чалганское месторождение, Райчихинская площадь) и выступам фундамента (Бузулинское месторождение).

Общее количество прогнозных ресурсов для каолинов по категории  $P_1$  составляет (тыс. т) 513919,  $P_2$  – 420100,  $P_3$  – 122025, всего 1056,04 млн т [6]. Общие балансовые запасы каолинов, утвержденных в ГКЗ, ТКЗ на 01.01.2001 г., для разведанных месторождений по категориям  $A+B+C_1$  составляют (тыс. т) 35519,  $C_2$  – 33664, всего 69,183 млн т.

При полевых работах для экспериментальных исследований отобраны следующие минеральные концентраты глинозема: каолиновые породы и концентраты Чалганского месторождения, кианитовый концентрат из сланцев Чимчанского месторождения, анортозиты Каларского массива, нефелиновые руды Кия-Шалтырского месторождения (Кемеровская обл., Восточная Сибирь), сынныриты Сакунского месторождения, зола Благовещенской ТЭЦ и др.

Общепринятые технологические схемы извлечения глинозема и алюминия из небокситовых руд не рентабельны, они отличаются сложностью, многостадийностью процесса и высокими энергетическими затратами. К тому же, в настоящее время проблемы экологии и экономики остро ставят вопрос о создании безотходных технологий комплексной переработки минерального сырья и техногенных отходов.

В Институте геологии и природопользования (ИГиП) АмурНЦ ДВО РАН совместно с Институтом химии ДВО РАН (г. Владивосток) разработаны экономически эффективные и экологически безопасные технологии получения алюминия, кремния и их соединений из различных небокситовых руд, а также имеется необходимая научно-производственная база для освоения этих технологий.

Амурский научный центр ДВО РАН имеет Экспериментально-технологический филиал (ЭТФ) в п. Чалганы Магдагачинского района Амурской области. ЭТФ АмурНЦ действует на базе Чалганского месторождения каолинсодержащих песков. Месторождение расположено на транссибирской железнодорожной магистрали и вблизи автодорожной магистрали Москва–Владивосток. В 50 км к югу от месторождения находится речной порт Черняево, из которого существует сообщение по судоходной р. Амур с морским портом Николаевск-на-Амуре.

На Чалганском месторождении запасы каолина, утвержденные в ГКЗ, по категориям  $A+B+C_1$  составляют 32.82 млн т,  $C_2$  – 32.66 млн т. Общие запасы – 65.48 млн т [7]. Прогнозные ресурсы оцениваются в 190 млн т. При среднемировой цене каолина 50 \$/т его стоимость в недрах месторождения оценивается в 3.27 млрд. долл. США (запасы) и 9.5 млрд. долл. США (ресурсы). Балансовые запасы месторождения для кварцевого песка составляют 36.6 млн.т, полевого шпата – 6.4 млн т.

Лабораторно-технологическими и опытно-промышленными испытаниями установлено, что каолинсодержащие пески после переработки дают кондиционные товарные продукты – каолины различных марок, кварцевый песок и полевошпатовый концентрат. В табл. 1 приведены данные по химическому составу исходной породы и продуктов ее переработки.

Каолины применяются для изготовления высоковольтных изоляторов, изделий тонкой керамики, в качестве наполнителя для бумаги и других целей. Они также являются перспективным небокситовым сырьем для получения алюминия. Кварцевые пески используются для литейной, стекольной и керамической промышленности, а полевошпатовый концентрат – в

**Таблица 1.** Химический состав исходной породы Чалганского месторождения и товарных продуктов ЭТФ АмурНЦ (мас. %).

Оксиды	Исходная порода	Каолины		Кварцевый песок	Полевошпатовый концентрат
		КН-73	КМ-1		
SiO <sub>2</sub>	77.38	50.28	46.83	96.64	69.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.75	33.88	37.00	0.44	16.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.46	0.71	0.96	0.13	0.32
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.47	0.60	0.28	0.40
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.14	0.11	0.12	0.95
K <sub>2</sub> O	1.65	1.20	1.33	1.03	11.37
п.п.п.	4.83	12.86	12.83	0.54	0.90
Сумма	99.55	99.54	99.66	99.18	99.93

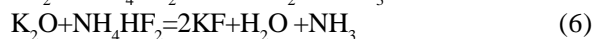
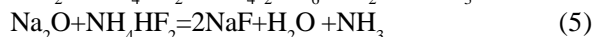
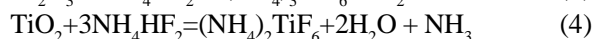
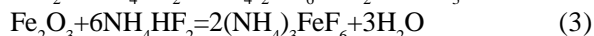
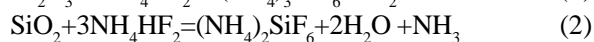
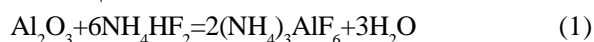
*Примечание.* MgO, CaO и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> не обнаружены. Составы образцов определены в лаборатории химических методов анализа ИГиП ДВО РАН.

керамической, стекольной и электрокерамической промышленности. Содержащийся в концентрате полевошпата обладает уникальными геохимическими свойствами – его калиевый модуль порядка 10–12 (обычно 3–5), что позволяет применять его для создания высоковольтного фарфора с высокими электрическими характеристиками.

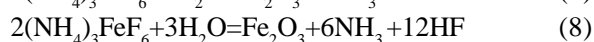
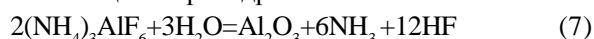
Проектная мощность ЭТФ АмурНЦ составляет 50 тыс.т каолина, 79.2 тыс.т кварцевых формовочных песков, 6.3 тыс.т стекольных песков и 12,4 тыс.т полевошпатовых концентратов в год.

При переработке товарных продуктов и техногенных отходов ЭТФ АмурНЦ применены методы фторидной металлургии, ливкации и электролиза [4, 8], а в качестве дополнительных компонентов используются экологически безопасные вещества. Экспериментально изучены геохимические процессы фторирования вышеуказанного сырья под действием дополнительных компонентов – гидродифторида аммония (NH<sub>4</sub>HF<sub>2</sub>) и фторида аммония (NH<sub>4</sub>F). Ниже приведены реакции получения глинозема, кремнезема и других полезных компонентов методом фторидной металлургии.

#### I. Реакции спекания.



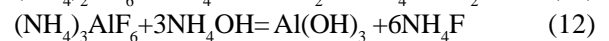
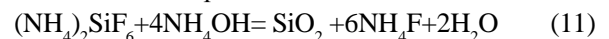
#### II. Реакции пирогазификации.



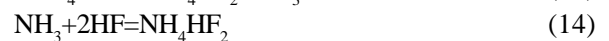
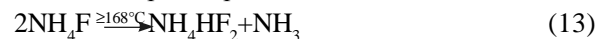
#### III. Реакции термообработки.



#### VI. Реакции гидролиза.



#### V. Реакции регенерации.

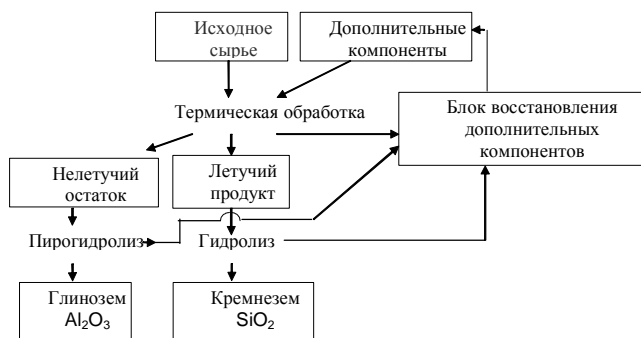


Спекание исходного сырья осуществляется при температурах 170–220°C. В реакциях спекания не участвует напрямую фторид аммония, так как при температуре фторирования исходного сырья вследствие своей термической неустойчивости ( $T_{\text{разл.}} \geq 168^\circ\text{C}$ ) он существует в форме гидрофторида аммония. Пирогазификация с получением глинозема [5] происходит в температурном интервале 350–700°C, сублимация с «сухим» разделением соединений алюминия и кремния – при температурах 350–700°C. Получение аморфного кремнезема [9] проводится путем гидролиза гексафторсилката аммония в воднощелочном растворе при температурах 30–90°C. Прокаливание аморфного кремнезема и кальцинация глинозема осуществляется в муфельных электропечах при температурах 700–1100°C.

На рисунке 3 показана безотходная технологическая схема переработки небокситовых руд с получением товарных продуктов: аморфного кремнезема и глинозема. Из глинозема методом электролитического восстановления можно получать первичный алюминий, а из кремнезема – поликристаллический кремний.

Применяемые дополнительные компоненты легко восстанавливаются с отсутствием твердых, жидких и газообразных отходов, что обеспечивает их практически безотходное использование в технологических процессах и гарантирует полную экологическую безопасность окружающей среды.

В результате проведенных экспериментальных исследований разработана конструкция и создана пи-

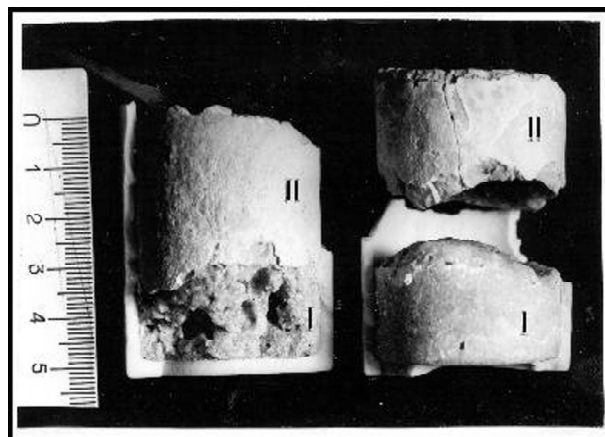


**Рис. 3.** Технологическая схема комплексной переработки небокситовых руд с извлечением глинозема и аморфного кремнезема.

лотная лабораторная установка по комплексной переработке алюмосиликатного и силикатного сырья, которая обеспечивает непрерывность и безотходность технологических процессов получения глинозема, аморфного кремнезема, фторида алюминия и других полезных компонентов.

Экспериментальное исследование несмешиваемости галогенидно-силикатных расплавов проводилось [8] при разработке металлургического метода извлечения алюминия из различных небокситовых руд, которые плавилась с добавлением к ним галогенидов щелочных металлов ( $K_2SiF_6$ , NaF, NaCl, KCl и др.) без применения специальной кислотоупорной аппаратуры. В результате ликвации расплавы, обогащенные фтором и хлором, после закалки в платиновых ампулах дают слоистое расслоение. Стабильное слоистое расслоение наблюдается также после опытов в алуновом тиглях (рис. 4), причем щелочное хлоридно-алюминатное (II) стекло при небольшом нажиме легко отделяется от фторидно-силикатного (I) стекла. Стекло II непрозрачно и имеет желто-коричневый цвет и плотную структуру, а стекло I прозрачно и обладает светло-зеленым цветом и пористой структурой. Под микроскопом желто-коричневое стекло полупрозрачно и имеет коричневый цвет, а светло-зеленое стекло бесцветно; показатель преломления коричневого стекла выше, чем у бесцветного. Граница разделения стекол четкая, характеризуется гладкой, как бы отполированной верхней поверхностью фторидно-силикатного (I) стекла и аналогичной нижней поверхностью щелочного хлоридно-алюминатного (II) стекла. Двухслойная текстура несмешиваемых расплавов позволяет легко отделять их друг от друга после окончания или в процессе экспериментальных исследований.

Фторидно-силикатный расплав (I) направляют на многократную обработку, используют его в качестве глиноземсодержащего сырья, при этом извлечение



**Рис. 4.** Два стекла в алуновом тигле после расслоения сырьевой смеси Р 544.

I – фторидно-силикатное стекло; II – щелочное хлоридно-алюминатное стекло. Исходные навески по 100 г.

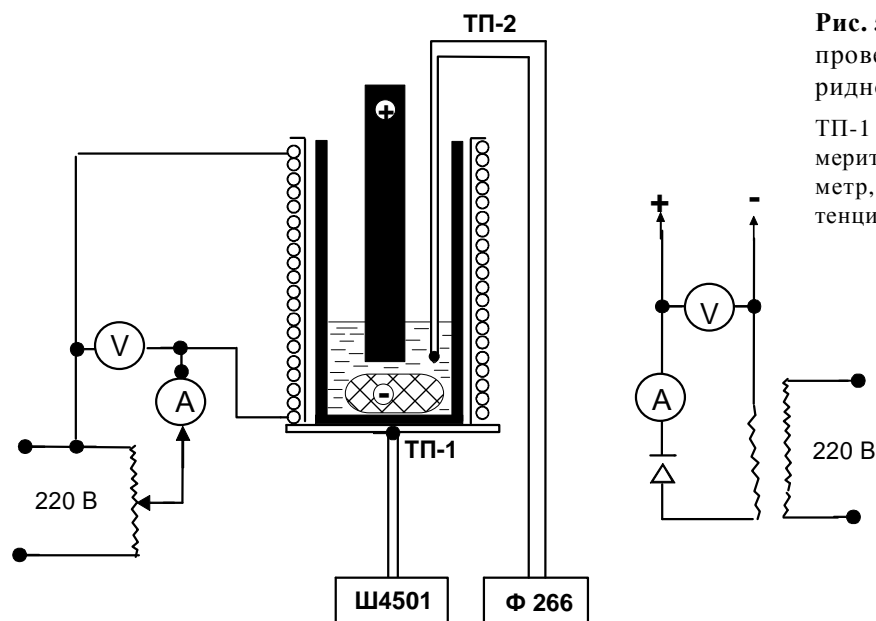
алюминия составляет 88–93 % от его массы в исходной руде. Щелочной хлоридно-алюминатный расплав (II), содержащий в виде внутреннего продукта хлорид алюминия, по геохимическим характеристикам пригоден для электролитического восстановления алюминия.

Опыты по выделению алюминия из щелочных хлоридно-алюминатных расплавов (II) проводились на лабораторной электролизной установке, изображенной на рисунке 5. В электропечь помещен графитовый стакан, являющийся катодом и заполненный электролитическим расплавом, а сверху вводится угольный стержень в качестве анода. Алюминий высаживали на графитовом катоде при различных температурах и плотностях тока. При температурах 700–750 °C и плотности тока менее 1 А/см<sup>2</sup> наблюдается застывание электролитического расплава и другие отрицательные явления, при температурах более 800 °C и плотности тока более 1 А/см<sup>2</sup> растет испарение расплава, корродирует анод и графитовая ванна. Оптимальными условиями для извлечения алюминия являются температура 775°C±10 °C и плотность тока 1 А/см<sup>2</sup> при межэлектродном расстоянии 0,5–1 см.

Выделяющийся на аноде хлор взаимодействует с оксидами натрия и калия, и при этом образуются хлориды натрия и калия, поступающие в электролитическую ячейку. Таким образом, происходит минимальное выделение хлора в атмосферу, что обеспечивает незначительные изменения в составе электролита и способствует поддержанию в нем стабильной электропроводности.

Концентрация хлорида алюминия поддерживается в пределах 0,5–5 мас.%, что также обеспечивает





**Рис. 5.** Схема лабораторной установки для проведения электролиза в щелочных хлоридно-алюминатных расплавах.

ТП-1 – регулирующая термопара, ТП-2 – измерительная термопара, Ш4501 – мультиметр, Ф 266 – автоматический цифровой потенциометр.

**Таблица 2.** Составы алюминиевых слитков (среднее из 5 определений), извлеченных из каолинового концентрата (Р 287), андезинита (Р 349) и нефелиновой руды (Р 539).

№№ пп	№№ образцов	Содержание элементов, мас. %							
		Al	Si	Fe	Ti	Mg	Mn	Ca	Сумма примесей
1	Р 287	99.18	0.32	0.05	0.02	0.05	0.08	0.04	0.26
2	Р 349	99.23	0.1	0.08	0.11	не обн.	не обн.	0.06	0.42
3	Р 539	99.3	0.24	0.11	0.05	0.05	не обн.	0.07	0.18

*Примечание.* Составы образцов определены в лаборатории электронно-зондовой спектроскопии и лаборатории химических методов анализа ИГиП ДВО РАН.

минимальные потери газообразного хлора и хорошую электропроводность расплава.

В результате электролиза на дне графитовой ванны фиксируются алюминиевые слитки чистотой 98,7–99,3 %, а по краям наблюдаются мелкие алюминиевые шары. В таблице 2 показаны составы алюминиевых слитков, извлеченных из каолиновых концентратов, андезинита и нефелиновой руды. Их чистота соответствует чистоте первичного алюминия, полученного из криолито-глиноземистых расплавов.

Электролиз глинозема, полученного в результате фторидной переработки различных небокситовых руд, осуществлялся в расплавленном криолите при температуре 950–970°C. К электролиту, главным образом, для понижения температуры плавления и повышения электропроводности добавляются  $MgF_2$ ,

$CaF_2$  и  $NaCl$ . Содержание этих добавок в электролите не превышает 8–10 мас. %.

Выделяющийся в процессе электролитического восстановления алюминия кислород взаимодействует с углеродом анода с образованием смеси газов  $CO$  и  $CO_2$ , удаляющихся в атмосферу. В случае постоянного выгорания углерода на электроды расходуется до 0,5 кг графита на 1 кг производимого алюминия.

По мнению некоторых исследователей [12], аморфный кремний не может быть извлечен из водных растворов его солей из-за большого отрицательного напряжения и гидролиза его солей. Для этих целей подходят различные апротонные растворители, такие как гексаэтилтриамид фосфорной кислоты. Химическая реакция, протекающая в апротонном растворителе, сопровождается осаждением аморфного

кремния. Во время осаждения аморфного кремния плотность тока снижается, и в то же время происходит рост высокоомной кремниевой плёнки. Осадок остаётся на металлических катодах. Обычно извлекают аморфный кремний с удельным сопротивлением от  $10^6$ – $10^7$  Ом·см.

В ИГиП ДВО РАН разработана конструкция и изготовлен лабораторный электролизер мощностью 300 Вт для получения аморфного кремния [3] из водно-солевых растворов, схема которого представлена на рисунке 6. Электролизёр состоит из ванны объёмом 4 л (1), в которую опущены электроды (2), выпрямителя электрического тока (3) и лабораторного трансформатора (4). В ванну наливался электролит, затем в электролит опускались электроды. При помощи лабораторного трансформатора и состава электролита устанавливали необходимые параметры процесса: напряжение и силу тока. В качестве электролита использовался водный раствор кремнефтористых солей концентрацией 0,1–1,0 моль/литр.

Электроды были изготовлены из меди, алюминия или графита. Электролиз проводился с использованием следующих пар электродов: медь–медь, медь–алюминий (медь – катод и алюминий – анод, медь – анод и алюминий – катод), графит–графит, графит–медь (графит – катод и медь – анод, графит – анод и медь – катод).

Электропроводность измерялась на приборе Р 48331 (Р 483304.2) с использованием электролитической ячейки объёмом 50 мл. Измерения проводились в интервале концентраций от 1М до предельного разбавления.

При проведении опытов было установлено, что при плотности тока более 40–60 мА на аноде выде-

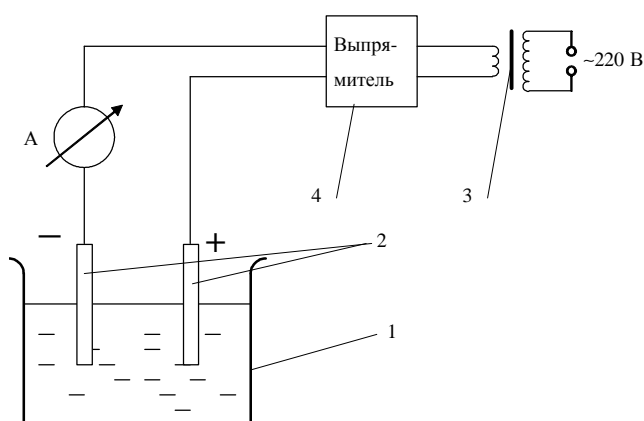


Рис. 6. Схема установки для получения аморфного кремния электрохимическим методом.

1 – ванна для электролиза, 2 – электроды, 3 – трансформатор, 4 – выпрямитель электрического тока.

ляется аморфный кремний. В случае использования медного анода на нем выделялся аморфный кремний с содержанием примесей, приведенных в таблице 3. Из таблицы 3 видно, что содержание примесей в аморфном кремнии колеблется в пределах 0,6–0,8 мас. %. Если использовался графитовый и/или алюминиевый аноды, то получался аморфный кремний с меньшим содержанием примесей.

По результатам электролиза предлагается химическая реакция:

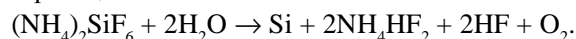
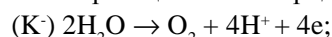


Схема реакции на электродах:



Методом РФА было установлено, что исследуемые образцы кремния имеют аморфную структуру. Морфологический анализ с помощью электронного микроскопа JSM-35 показал, что основная масса образующегося порошка аморфного кремния представлена частицами с развитой поверхностью.

Полученные геохимические характеристики процессов фторидной экстракции, ликвации и электролитического извлечения алюминия, кремния и их соединений вносят вклад в решение проблемы расширения сырьевой базы глиноземной и алюминиевой промышленности и являются фундаментом для дальнейших экспериментальных исследований по извлечению рудных металлов из различных горных пород и отходов промышленного производства.

Практически все разведанные месторождения и наиболее перспективные участки прогнозных ресурсов небокситовых руд Дальневосточного региона

Таблица 3. Содержание примесей в аморфном кремнии (мас. %).

Элементы	№№ опытов		
	М-33523	М-33524	М-33525
Si	99.3	99.2	99.4
Al	0.01	0.01	0.02
Fe	0.07	0.03	0.06
Ti	0.06	0.02	0.01
Ca	0.02	0.03	0.05
Mg	0.1	0.11	0.12
Mn	0.01	0.02	0.01
Pb	0.02	0.03	0.03
Cu	0.2	0.3	0.1
Zn	0.05	0.02	0.04
Mo	0.1	0.15	0.1
As	0.05	0.06	0.04
Ag	0.02	0.01	0.02

Примечание. Составы образцов определены в лаборатории химических методов анализа и группе спектрального анализа ИГиП ДВО РАН.

России имеют благоприятные географические и горно-технические условия разработки. Добычу небокситовых руд можно организовать в короткие сроки, не привлекая значительных финансовых средств. В Амурской области действует Зейская электростанция, а с окончанием строительства Бурейской ГЭС регион будет обеспечен в большом объеме дешевой электроэнергией.

Разработанные технологии комплексной переработки небокситовых руд можно реализовать на стандартном опытно-промышленном и промышленном оборудовании с незначительной реконструкцией. Замкнутая технологическая схема комплексной переработки небокситовых руд обеспечивает высокую степень извлечения алюминия, кремния и других полезных компонентов, а также гарантирует экологическую безопасность окружающей среды.

Освоение разработанных технологий комплексной переработки небокситовых руд позволит алюминиевой промышленности Российской Федерации не зависеть от импорта высококачественных бокситов, что обеспечит большую стратегическую безопасность нашей страны, а также будет способствовать инвестиционной привлекательности и интенсивному экономическому росту Дальневосточного региона России с помощью наукоемких технологий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бронева В.А., Гольдин Д.М., Зильберминц А.В. Состояние алюминиевой промышленности, рынка бокситов и глинозема стран несоциалистического мира в 1975–1987 гг. и прогноз их развития. М.: Минцветмет. Обзор. информ., 1988. Вып. 6. 76 с.
2. Головных Н.В., Григорьев В.Г., Черных А.А. и др. Пред-  
посылки роста производства алюминия в России // Материалы Международной конференции “Стратегия развития минерально-сырьевого комплекса в XXI веке”. М.: РУДН, 2004. С. 170–172.
3. Маракушев А.А., Зубенко И.А., Миловицкий Ю.Н. и др. Экспериментальные исследования несмесимости в галогенидно-силикатных системах и получение кремния электролизом водного раствора  $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$  // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 2005. № 5. С. 70 – 75.
4. Мельниченко Е.И. Фторидная переработка редкометаллических руд Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 266 с.
5. Моисеенко В.Г., Римкевич В.С. Способ получения глинозема // Патент РФ № 2171226. 2001.
6. Оценка перспектив алюминиевого сырья Дальнего Востока // Отчет НИР, ДВИМС. Хабаровск, 1979. 528 с.
7. Оценка прогнозных ресурсов Амурской области каолинового, полевошпат-кварцевого сырья и огнеупорных глин / Отчет НИР. Амурская геологоразведочная экспедиция. Амургеолком. Свободный, 1993. 56 с.
8. Римкевич В.С. Экспериментальные исследования магматической несмесимости в силикатно-солевых системах в связи с разработкой методов извлечения алюминия из горных пород. Благовещенск: Изд-во АмурКНИИ ДВО РАН. 2001. 211 с.
9. Римкевич В.С., Миловицкий Ю.Н., Демьянова Л.П. Способ переработки кремнеземосодержащего сырья. Заявка РФ № 2004110338. 2004.
10. Сизяков В.М. Состояние и проблемы развития алюминиевой промышленности России в условиях экономики переходного периода (аналитический обзор) // Цветные металлы. 2000. № 11–12. С. 29–33.
11. Черкасов Г.Н., Прусевич А.М., Сухарина А.Н. и др. Небокситовое алюминиевое сырье Сибири. М.: Недра, 1988. 167 с.
12. Agzaval A.K., Ausfim A. E. Electrodeposition of Silicon from Solutions of Silicon Halides in Aprotic Solvents // J.Elektrochem Soc. 1980. V. 127. N 3. P.117.

Поступила в редакцию 15 февраля 2005 г.

Рекомендована к печати Ю.А. Мамаевым

*V.S. Rimkevich, Yu.N. Malovitskiy, L.P. Dem'janova, Yu.A. Vorob'jev, R.V. Belov.*

### **Experimental studies of processes of complex reworking of non-bauxite-ores of the Far Eastern region of Russia**

The geological structure, balance reserves and perspective resources of non-bauxite ore deposits of the Far Eastern region of Russia are considered. Geochemical conditions facilitating contrast distribution of aluminium, silicon, and their compounds between the co-existing phases have been established as a result of the study of processes of complex reworking of non-bauxite ores by methods of fluoride metallurgy and electrolysis. The results helped develop the process flowsheet of manufacturing alumina fit for aluminium electrolytic reduction, and also complex reworking of non-bauxite ores with subsequent production of amorphous silica, flint, and other useful components was performed. The geochemical characteristics of fluoride extraction, liquation, and electrolytic extraction of aluminium, silicon and their compounds make a contribution in the solution of the problem of expansion of the raw material base of alumina and aluminium industries of the Russian Federation.

**Key words:** non-bauxite ores, complex reworking, alumina, silica, aluminium, flint, Russian Far East.

**ДЫМЧАТЫЙ КВАРЦ ИЗ ПЕГМАТИТОВ ВЕРХНЕШИБАНОВСКОГО ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)**

**Ю.А. Шабанова\*, Б.Л. Залищак\*, М.А. Ушкова\*, Н.С. Карманов\*\***

*\*Дальневосточный геологический институт РАН, г. Владивосток*

*\*\*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

В статье приведен обзор современного состояния проблемы образования хрусталеносных пегматитов. Рассмотрена геология камерных пегматитов района Верхнешибановского (Приморье) олово-вольфрамового россыпного месторождения с сопутствующими морионом и дымчатым кварцем. Исследованы кристаллографические особенности кварца, проведена типизация включений, установлены характер среды и физико-химические параметры образования кварца: температурный интервал 450–465°C, давление 355–360 бар, концентрация раствора 36.7 % эквивалента NaCl.

**Ключевые слова:** хрусталеносные пегматиты, кварц, флюидные включения, Приморье.

**ВВЕДЕНИЕ**

За последние десятилетия камнесамоцветы заняли достойное место в ряду важных полезных ископаемых России. Приморский список месторождений и проявлений камнесамоцветного сырья содержит более 70 наименований [17]. Большинство из них являются сопутствующими и выявлены при поисках рудных объектов.

Для обоснования направления дальнейших научных исследований и выбора наиболее достоверной основы прогноза и поисков месторождений новых и редких минеральных типов ответ на вопрос о том, каким именно способом формируются реальные минеральные месторождения, весьма важен.

Одним из наиболее перспективных в этом плане является термобарогеохимический метод, основанный на выявлении и разностороннем изучении первичных включений в минералах. Он предусматривает: установление последовательности захвата флюидных включений в минералах; реконструкцию по ним важнейших параметров минералообразования, таких как температура, соленость, газосодержание; установление природы растворов или расплавов и т.д.

**КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ**

Верхнешибановское месторождение расположено на юго-восточных склонах хребта Синего, на левобережье р. Арсеньевки, в бассейне её левых при-

токов – руч. Шибановский, рек Заблуждение и Белая (Спасский район Приморского края) и входит в состав Шибановского рудного поля в восточной части Ханкайского супертеррейна. В геологическом строении района месторождения принимают участие среднепалеозойские, позднепермские и позднемеловые граниты, осадочно-вулканогенные и осадочные породы верхней перми, а также четвертичные образования поймы и русла руч. Шибановского. Проявления пегматитов приурочены к апикальной части тел средне- и неравномернозернистых лейкократовых гранитов позднемелового возраста, залегающих среди палеозойских гранитов (рис. 1). Строение пегматитов зональное, наблюдаются зоны аплита, графических и блоковых пегматитов, кварцевых ядер с прекрасными кристаллами мориона и дымчатого кварца (рис. 2).

Основным рудным полезным ископаемым района работ является касситерит, образующий совместно с вольфрамитом комплексные аллювиальные россыпи кл. Шибановского и его притоков. Аллювий представлен супесями, песками, суглинками с весьма редкими маломощными линзовидными прослоями глин с галькой и дресвой. Эти россыпи детально изучены, по ним оценены запасы олова и вольфрама, и в настоящее время Шибановское россыпное месторождение находится в стадии опытно-промышленной обработки. Промышленных коренных источников олова и вольфрама на рассматрива-

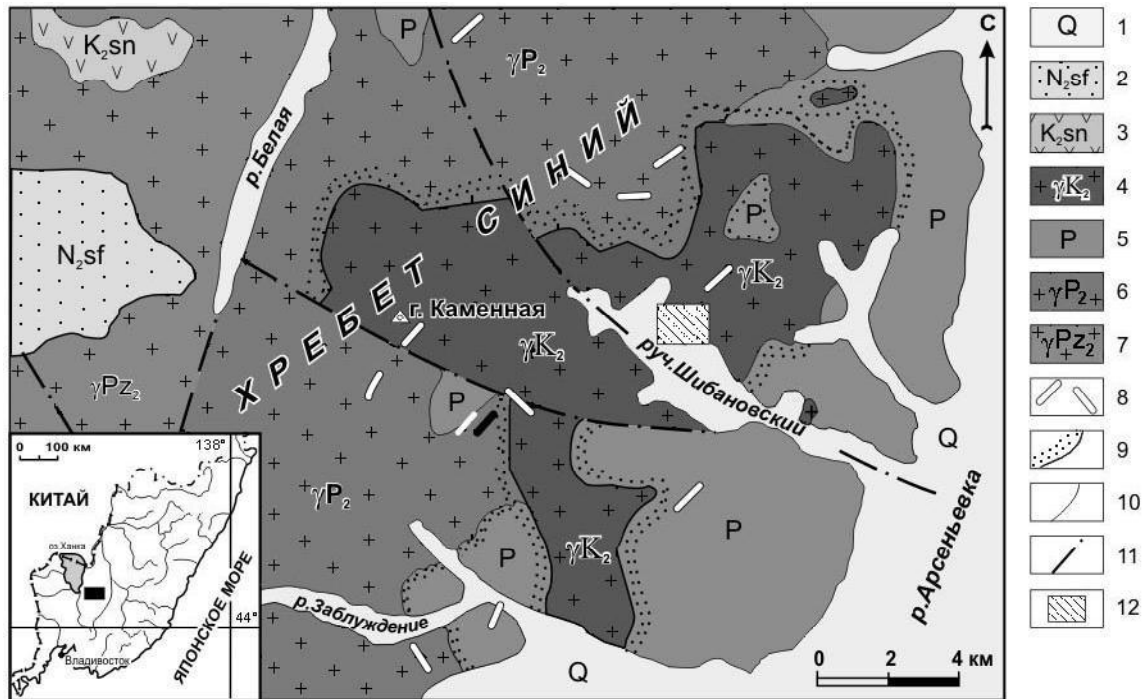


Рис. 1. Геологическая карта района Верхнешибановского месторождения.

1 – четвертичные и современные аллювиальные отложения; 2 – неогеновые галечники и суглинки суйфунской свиты; 3 – сенонские андезитовые порфириды и дациты; 4 – позднемеловые гранодиориты, плагииграниты, граниты; 5 – пермские песчано-глинистые породы, конгломераты, известняки, кислые и основные эффузивы и их туфы; 6 – пермские средне- и крупнозернистые биотитовые граниты; 7 – среднепалеозойские лейкократовые граниты; 8 – жилы и дайки аплитов, пегматитов, кварца, а также кислых и основных пород разного возраста; 9 – контактовые рогики и зоны метасоматоза; 10 – геологические границы нормальных стратиграфических и интрузивных контактов; 11 – разломы; 12 – район Верхнешибановского месторождения.



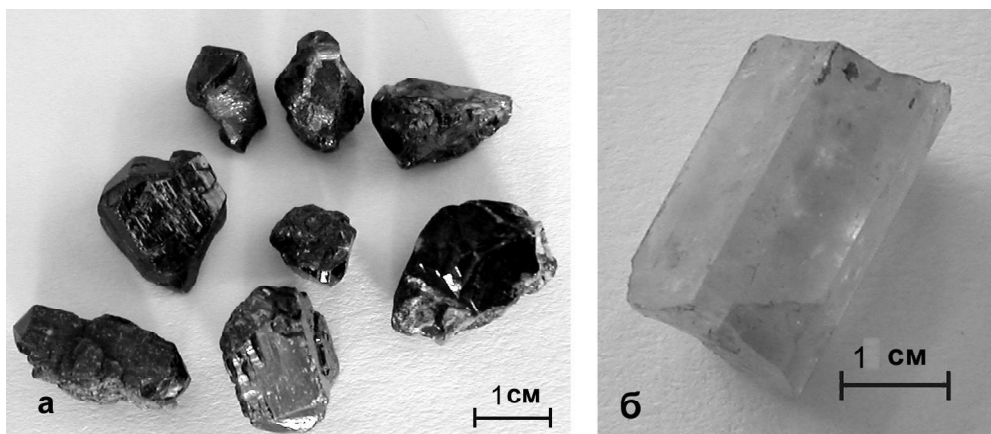
Рис. 2. Кварцы из пегматитов Верхнешибановского месторождения.

емой площади не выявлено. Из камнесамоцветов установлены: 1) хрусталеносные пегматиты с морионом и бериллом; 2) грейзены с топазом; 3) аллювиальные россыпи с морионом, бериллом, топазом и касситеритом; 4) скарны с коллекционным гранатом.

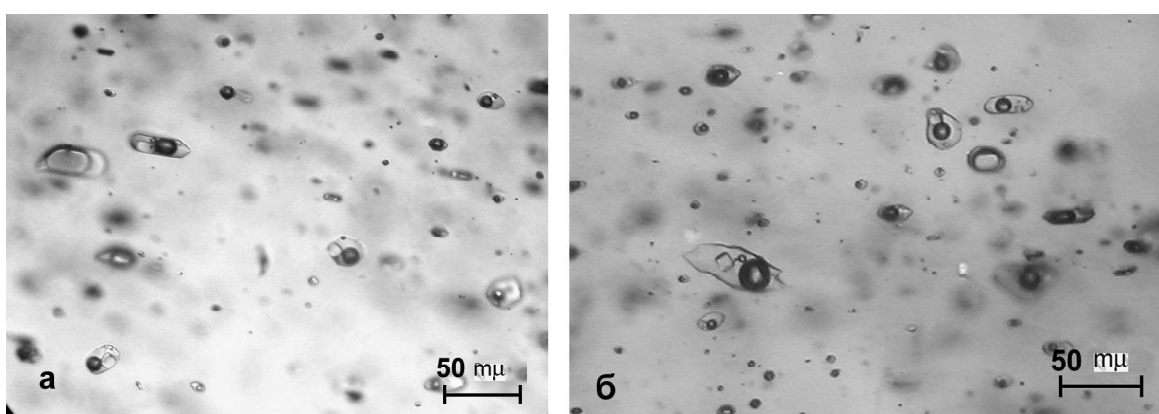
Нами исследованы кристаллы мориона из аллювиальных россыпей. Для русла характерны гра-

вино-галечниковые отложения с песком и илом. Среди них встречаются обломки пегматитов существенно кварц-микроклинового состава с биотитом, шерлом, иногда с мусковитом и альбитом, редкими кристаллами касситерита и берилла. Отдельные участки аллювия обогащены топазом, морионом, дымчатым кварцем.

Кристаллы мориона и дымчатого кварца Верхнешибановского месторождения короткостолбчатые и шестоватые, со значительным развитием граней гексагональной призмы (рис. 2). Кварц имеет насыщенный желтовато-коричневый цвет с дымчатым оттенком, изредка встречаются фиолетовые разности. По системе GIA, желто-коричневые кварцы имеют оттенок – Y, тон – exdk, насыщенность – slbr. Прозрачность ограничивается наличием различного рода дефектов и насыщенностью окраски. Кристаллы касситерита имеют тёмно-коричневый цвет, обладают алмазным блеском, что позволяет отнести их к разряду ювелирных камней (рис. 3а). Кристаллы берилла прозрачные и практически бездефектные, размером до 6×1,5 см, имеют голубовато-зелёный цвет (по сис-



**Рис. 3.** Минералы пегматитов Верхнешибановского месторождения: а – касситериты б – берилл.



**Рис. 4.** Включения в кварце Верхнешибановского месторождения: существенно газовые, кристалло-флюидные, газовой-жидкие с твёрдыми фазами и без них.

теме GIA оттенок – bG, тон – ml, насыщенность – vs1gr) (рис. 3б).

Пегматиты Верхнешибановского месторождения относятся к промышленно-генетическому типу хрусталеносных месторождений малых глубин (1,5–3,5 км), связанных с посткладчатными интрузиями. Подобные “камерные” пегматиты, по [5], развиваются в эндоконтактной зоне гранитоидных массивов в участках остаточной гранитной магмы, находящихся между провесами кровли, или в других экранированных участках кристаллизующегося гранитного плутона.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

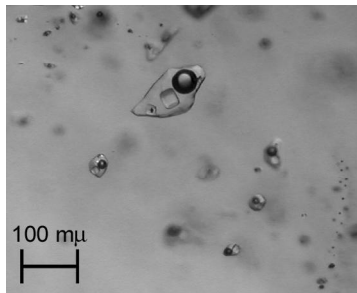
Исследования включений проводились по общепринятой методике, с учетом рекомендаций, изложенных в работах Ю.А. Долгова, Э.Реддера, Ф.Г. Рейфа [6, 10, 11]. Для опытов с флюидными включениями использовалась термокамера конструкции М.К. Кандинова (ВИМС) с хромель-алюмелевой

термопарой (погрешность измерений температуры в интервале 50–450 °С – не более  $\pm 5^\circ\text{C}$ ).

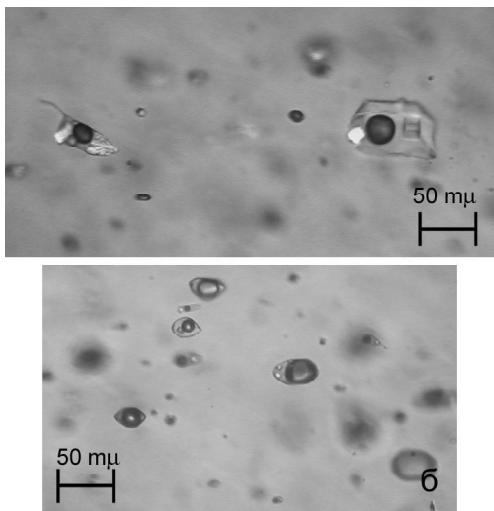
Просмотр пластин под микроскопом позволил провести типизацию включений и выявить их временную последовательность [14]. По фазовому составу и времени образования выделяются четыре группы включений: 1) первичные газовой-жидкие с твёрдыми фазами; 2) первично-вторичные газовой-жидкие с твёрдыми фазами; 3) вторичные газовой-жидкие двухфазовые; 4) поздние вторичные существенно газовые (рис. 4 а, б).

Первичные включения содержат галит NaCl, сильвин KCl и высокопреломляющую карбонатную фазу (рис. 5). Галит занимает обычно не менее 20 % вакуоли, сильвин – примерно 15 %. По термометрическим данным, температура подплавления сильвина составляет 118 °С, галита – 140 °С; температура полной гомогенизации – 340 °С [16].

Первично-вторичные включения фиксируют моменты вскипания высококонцентрированных растворов при сохранении твёрдых фаз в обоих типах



**Рис. 5.** Первичные включения в кварце Верхнешибановского месторождения.

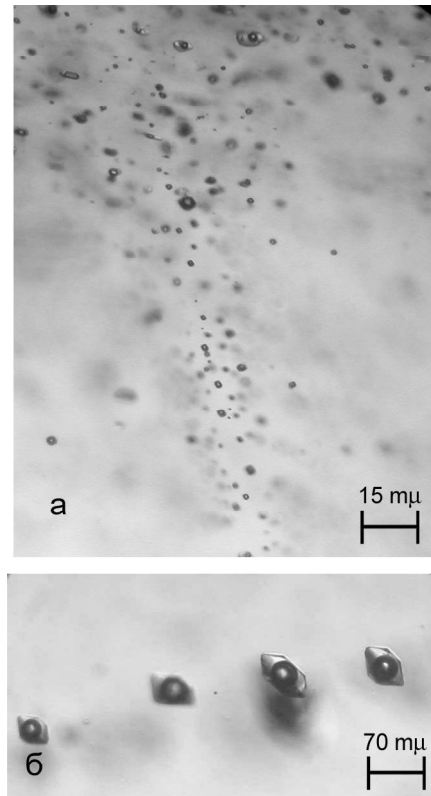


**Рис. 6.** Первично-вторичные включения в кварце Верхнешибановского месторождения.

включений (рис. 6 а, б). Вторичные включения образуют шлейфы, пересекающие и перенаполняющие более ранние вакуоли (рис. 7 а, б). Вторичные поздние включения низкотемпературных растворов (рис. 8 а, б) залечивают поздние трещины в кварце.

Термометрически исследовались первичные включения, содержащие две твёрдые фазы кубической формы, суммарный объём которых составляет 35 %, и газовую фазу, занимающую 25 % объема вакуоли. Анализ проведённых исследований свидетельствует о температурном интервале минералообразования 450°–465°С. С учетом температуры гомогенизации и фазовых соотношений [15] концентрация растворов составляет 36,7 %.

Согласно диаграмме зависимости температуры гомогенизации и концентрации растворов [10], давление насыщенного пара раствора NaCl составляет 355–360 бар.



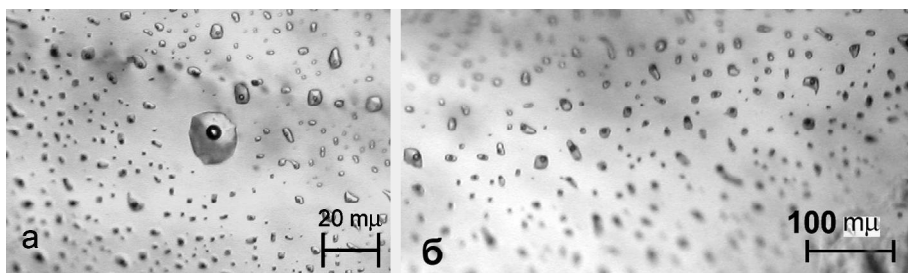
**Рис. 7.** Вторичные включения в кварце Верхнешибановского месторождения (а) и их объёмное расположение (б).

Особый интерес вызывают включения с твёрдыми фазами, отнесенные нами к комбинированным. Среди твёрдых фаз в этих включениях иногда отмечаются минеральные фазы, которые не реагируют на нагрев до температуры гомогенизации (400–465°С). Анализ состава одной из таких тугоплавких фаз на сканирующем электронном микроскопе LEO 1430 VP, оборудованном аналитической приставкой – энергодисперсионным спектрометром INCA Energy (ГИН СО РАН), показал следующие результаты: SiO<sub>2</sub> 76,35 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 23,88 %, CaO 1,91 %, Na<sub>2</sub>O 12,26 %, что приближает ее к альбиту.

#### СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ПЕГМАТИТОВ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведённые выше данные свидетельствуют о постмагматическом генезисе рассматриваемых кристаллов мориона и дымчатого кварца, которые являются конечными продуктами процессов образования мигроловых (хрусталеносных) пегматитов.

Известные модели пегматитообразования можно условно разделить на две группы. Сторонники



**Рис. 8. а, б** – вторичные поздние включения в кварце Верхнешибановского месторождения.

первой из них [12] предполагают образование пегматитов из особой пегматитовой магмы, представляющей собой гетерогенную смесь силикатного расплава и остаточного газового раствора (флюида) летучих компонентов. Их оппоненты [2, 3, 8] предполагают, что пегматиты в основной массе – это материнские граниты, перекристаллизованные остаточными газовой-жидкими растворами. Особый интерес вызывают экспериментальные исследования пегматитовых систем [7], которые показали возможность формирования пегматитовых агрегатов из порции магмы, содержащей до 4 % воды. В результате этих работ было экспериментально доказано сосуществование силикатного расплава с твердой и флюидной фазами в интервале температур 650–500 °С.

Современные представления о происхождении пегматитов включают концепцию разделения пегматитового процесса на магматическую кристаллизацию и постмагматические процессы [9], многокамерную полициклическую кристаллизационную дистилляцию [1], гетерогенизацию с разделением полимерных кластерных группировок различного состава при внедрении пегматоидного расплава в барогradientных условиях [4], а также механизм диффузионного замещения [13]. Автор последней теории Л.И. Шабалин считает, что пегматиты есть результат действия диффузионного флюидозамещения, так как образование пегматитов гранитоидного состава (а также негранитных пегматитов) происходит в две фазы. В первую, благодаря механизму диффузионного флюидозамещения, в трещинных пустотах образуется гранитоидный флюидный полимеризованный расплав аплитового состава, и происходит его последовательная кристаллизация от стенок камер к центру с увеличением зернистости пород до пегматоидных структур. При этом во вмещающих породах увеличивается пористость и проницаемость за счёт отгонки из микропор диффузионно-метасоматическим способом кремнево-щелочного материала в трещинные пустоты для образования расплава. Это благоприятствует последующему протеканию в них метасоматических процессов.

Вторая фаза пегматитообразования характеризуется интенсивным метасоматическим преобразованием ранее сформировавшихся пегматитовых жил с последовательным привнесом компонентов и образованием соответствующих минералов по мере остывания вмещающего интрузивного массива. Процесс пегматитообразования осуществляется одновременно с идущими выше него в зонах более низких температур процессами гидротермально-метасоматического рудообразования.

Результаты проведенных нами исследований носят пока эмпирический характер, посвящены позднему этапу формирования пегматитов. Они не позволяют принять или опровергнуть ту или иную точку зрения. Очевидно, однако, что исследованные кварцы формировались во вторую фазу [13] метасоматического преобразования ранее образованных пегматитов.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам термометрии первичных включений установлены начальная температура кристаллизации дымчатого кварца (интервал 450–465 °С), давление (355–360 бар), состав растворов (хлоридный при участии углекислоты), их концентрация (36,7 % экв. NaCl). Среди кристаллов-спутников во флюидных многофазовых включениях установлен альбит.

Дальнейшие исследования образцов пегматитов, грейзенов, скарнов Верхнешибановского месторождения, с привлечением методов термобарогеохимии, позволят нам приблизиться к моделированию процессов минералообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 06-05-96138.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. СПб.: Изд-во ун-та, 1996. 271 с.
2. Гинзбург А.И. Минералогия и генезис пегматитов / Минералогия и генезис пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 5–16.



3. Заварицкий А.Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1947. № 1. С. 36–50.
4. Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1992. 222 с.
5. Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950. 459 с.
6. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
7. Косухин О.Н., Бакуменко И.Т., Чупин В.П. Магматический этап формирования гранитных пегматитов. Новосибирск: Наука, 1984. 125 с.
8. Минералы. Справочник Т. 2. Вып. 2. Простые окислы. М.: Наука, 1965. 341 с.
9. Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. М.: Недра, 1972. 135 с.
10. Реддер Э. Флюидные включения в минералах: В 2-х т. М.: Мир, 1987. Т.1. 560 с.; Т. 2. 632 с.
11. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамное оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 158 с.
12. Ферсман А.Е. Пегматиты. М.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. 1. 640 с.
13. Шабалин Л.И. Основы молекулярно-кинетической концепции рудо- и магмообразования. Новосибирск, 2002. С. 152–161.
14. Шабанова Ю.А., Пахомова В.А., Соляник В.А. Типоморфизм кварца Верхне-Шибановского месторождения // VII Международная конференция “Новые идеи в науках о земле” S-V-S-XI Москва, 2005. С. 72.
15. Bondar, R.J., Vityk, M.O. Interpretation of microthermometric data for NaCl-H<sub>2</sub>O fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: Methods and applications. Short course of the working group (IMA) “Inclusions in minerals” / Eds. B. De Vivo and M.L. Frezzotti. Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, Virginia. 1994. P. 117–131.
16. Shabanova Yu.A., Kemkina R.A. Conditions of smoky quartz formation in the Verkhne-Shibanovsky deposit according to thermometric data // Sixth International Young Scholars’ Forum of the Asia-Pacific Regional Countries, Vladivostok, Russia, 2005. P. 212–214.
17. Фондовые материалы. Отчет о результатах поисковых (геологоразведочных) работ на горный хрусталь на площадях развития хрусталеносных формаций Дальнего Востока СССР (в 7 книгах). Кн. VII. Кадастры месторождений, проявлений и точек минерализации цветных камней Приморского края. Хабаровский край, с. Красное, 1988.

Поступила в редакцию 22 февраля 2006 г.

Рекомендована к печати В.Г. Гоневчуком

*Yu.A. Shabanova, B.L. Zalishchak, M.A. Ushkova, N.S. Karmanov*

### **Smoky quartz in pegmatites of the Verkhne-Shibanovsky tin-tungsten deposit (Primorye)**

The paper reviews problems of crystal-bearing pegmatite formation and its present-day state. The geology of chamber pegmatite with morion and smoky quartz is considered. The results of inclusion study for quartz crystals from the Verkhne-Shibanovsky tin-tungsten deposit with the associated morion and smoky quartz are cited. We have carried out a quartz crystallographic features study, sorting of inclusions by type, determination of medium character and physical-chemical parameters of quartz formation: a temperature range of 450°–465°C, pressure 355–360 bar, solution concentration 36.7 % NaCl<sub>eq</sub>.

**Key words:** crystal-bearing, pegmatites, quartz, fluid inclusions, Primorye.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТИПЫ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НИЖНЕТАЕЖНОГО РУДНОГО УЗЛА (ПРИМОРЬЕ)

*В.В. Ивин, А.Н. Родионов, В.Г. Хомич, Л.Ф. Симаненко, Н.Г. Борискина*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Нижнетаежный рудный узел Северного Приморья является сложным объектом, в пределах которого распространена олово-полиметалльно-серебряная, полиметалльно-серебряная, собственно серебряная и возможно обнаружение серебро-порфировой минерализации. Выявлены признаки зонального размещения минерализации относительно интрузивных массивов.

**Ключевые слова:** серебро, олово, медь, полиметаллы, вулcano-плутонические комплексы, Приморье.

### ВВЕДЕНИЕ

Серебро, образующее как самостоятельные крупные месторождения, так и присутствующее в составе комплексных проявлений различных металлов, является неотъемлемым элементом тихоокеанской металлогении [3]. Практически всеми исследователями признается, что Приморье вообще и Восточно-Сихотэ-Алинский вулcano-плутонический пояс (ВСАВПП), в частности, имеют ярко выраженную серебряную специализацию. Не случайно Ag извлекается в качестве основного компонента из сереброносных полиметаллических руд на предприятиях Дальнегорского района уже более 100 лет, с конца XIX века. В недавнем прошлом оно добывалось и из “чисто” серебряных месторождений, расположенных на площади ВСАВПП, в непосредственной близости от Нижнетаежного рудно-магматического узла. Присутствие в серебряных и золото-серебряных месторождениях свинцово-цинковых руд и оловосодержащих минералов (канфильдит, франкеит и др.) сближает их с серебро-полиметаллическими и серебро-оловянными, в которых, в свою очередь, широко распространены минералы серебра. Смена с глубиной серебряных руд золото-серебряными, полиметаллическими и медными установлена на глубоко вскрытых месторождениях мексиканского звена северо-американского сектора Тихоокеанского сегмента Земли (Гуанохуато и др.). Размах оруденения (от медного и полиметаллического до серебряного) на крупных месторождениях достигает 1,0 км и более. Вместе с тем установлено,

что большинство месторождений серебра формировались на небольших (0,2–1,5 км) глубинах. Видимо, этим обусловлена хорошо выраженная зональность не только в размещении оруденения, но и в метасоматических преобразованиях пород, выражающаяся в смене (сверху вниз) сольфатарных вторичных кварцитов аргиллизитами и пропилитами. Серебряное оруденение обычно размещается на уровне аргиллизитов гидрослюдистого, монтмориллонит-гидрослюдистого, хлорит-гидрослюдистого состава и адулярсодержащих метасоматитов, иногда среди вторичных кварцитов. На глубоких уровнях оруденения фиксируются серицитовые, хлорит-серицитовые, хлорит-карбонатные, ортоклазовые, альбитовые метасоматиты со свинцово-цинковой, висмутовой, медной, медно-молибденовой, олово-полиметаллической минерализацией, тяготеющей к экзо- и эндоконтактовым зонам субвулканических, интрузивных образований.

Примечательно, что подобная зональность проявляется не только по вертикали, но и по латерали. Примером последовательной смены минеральных ассоциаций по латерали могут служить месторождения, выявленные на площади Нижнетаежного узла (Северное Приморье).

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НИЖНЕТАЕЖНОГО РУДНОГО УЗЛА

Нижнетаежный узел (НТУ), площадью около 500 км<sup>2</sup>, расположен в Прибрежной зоне Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса

(бассейн р. Таежной, примерно в 25 км от побережья Японского моря). Первые сведения о признаках рудоносности территории были получены при геологических съемках м-ба 1: 200 000 в 30-е годы прошлого века (П.С. Бернштейн, Л.И. Красный). Плановые геологические, геофизические, геохимические исследования района начались в 60-х годах XX века после открытия на соседних площадях олово-полиметаллических месторождений. В конце 70-х годов А.Н. Родионов составил прогнозную карту зоны на благородные металлы, послужившую основой разветвления в районе поисковых работ, специализированных на Au и Ag. Эти работы существенно изменили представления о металлогеническом потенциале района, подтвердили его высокую перспективность и привели к открытию многих проявлений и месторождений серебра в северном Приморье. Нижнетаежный рудный узел характеризуется весьма сложным геологическим строением, наличием крупных разрывных нарушений, разноориентированных сквозных разломов, крупных магматических центров, масштабных потоков рассеяния, шлиховых и геохимических ореолов.

Геологические стратифицированные образования, слагающие территорию узла, принадлежат двум структурным этажам: нижнему терригенному ( $K_1$ ), где они смяты в крутые складки северо-восточного простирания, и верхнему вулканогенному, включающему эффузивно-пирокластические накопления богоспольской (маастрихт-дат), самаргинской (маастрихт) и приморской (турон-кампан) толщ, участвующих в строении нескольких кальдер проседания (Носыревской, Тальниковой, Шандуйской) и Монкинского вулcano-купольного поднятия (рис. 1), названного ранее В.А. Королевым (1972 г.) Белембинским остаточным горстом. Мощность верхнемеловых вулканических накоплений, неравномерно распространенных на площади узла, достигает 3 км.

Приморская толща, общая мощность которой оценивается в 650–700 м, закартирована в ВЮВ части площади, где ее нижняя пачка ( $K_2pr_1$ ) видимой мощностью более 250 м представлена агломеративными, псефитовыми, псаммитовыми литокристаллокластическими туфами риолитов, содержащими обломки пород складчатого основания. Псаммито-псефитовые туфы перекрыты сваренными “игнимбритовидными” – псефито-псаммитовой пирокластикой кислого состава второй пачки ( $K_2pr_2$ ) мощностью 250–440 м, содержащей редкие прослои игнимбритов, туффитов, пепловых и грубообломочных туфов. Для нее характерна значительная фаціальная изменчивость накоплений и их пестрая окраска. Верхняя

пачка толщи ( $K_2pr_3$ ) имеет отличительную коричневатобуровато-серую окраску, распространена в центральной части узла. Облик этой пачки определяют игнимбриты, рыхловатые спекшиеся псаммитовые туфы кислого состава с фьямме аргиллизированного вулканического стекла. Пачка содержит редкие прослои туфов риодацитов, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Экструзивные тела, закартированные среди вулкаников приморской толщи, сложены игниспумитами, крупнопорфировыми риолитами, иногда окруженными агломеративной мантией.

Отложения приморской толщи согласно перекрыты пирокластическими накоплениями среднего и умеренно-кислого состава самаргинской ( $K_2sm$ ) свиты, для которых характерен пестрый облик и широкий диапазон изменчивости размеров обломков, вплоть до присутствия глыб пород в агломеративных туфах. Отмечаются прослои риолитовых туфов, псефитовых и агломеративных ксенотуфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, а также пелитовых кремневидных туфов. Для низов разреза толщи характерно присутствие грубой пирокластики и ксенотуфов, для верхов – экструзивно-эффузивных тел андезитов, которые последовательно перекрыты массивными и слоистыми кремнистыми туфами умеренно-кислого (дацитового) состава, кремнистыми туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и, наконец, черными слоистыми алевролитами и песчаниками фации кратерных озер. Экструзивные тела самаргинского времени по составу и последовательности формирования разделяются на 2 группы: ранние – кислого и умеренно-кислого состава – сферолитовых, флюидально-сферолитовых риолитов, риодацитов и их порфировых разновидностей, иногда брекчиевидного облика, и поздние – среднего состава – андезитов, андезидацитов.

Эффузивно-пирокластические накопления богоспольской ( $K_2bg$ ) толщи, характеризующиеся повышенной щелочностью, распространены в западном и северном секторах узла. Низы разреза первой пачки толщи ( $K_2bg_1$ ) сложены глыбовыми туфами риолитов, туфоконгломератами (с окатанными, полуокатанными глыбами риолитов, дацитов и миароловых гранитов) с редкими прослоями туффитов и туфоалевролитов; грубообломочными риолитоидными игнимбритами с обилием уплощенных обломков аргиллизированного вулканического стекла и различных пород, включая осадочные отложения нижнего структурного этажа. Верхи разреза этой пачки представлены псефитовыми и псефито-псаммитовыми литовитрокристаллокластическими туфами кислого состава. В средней пачке характеризуемой толщи

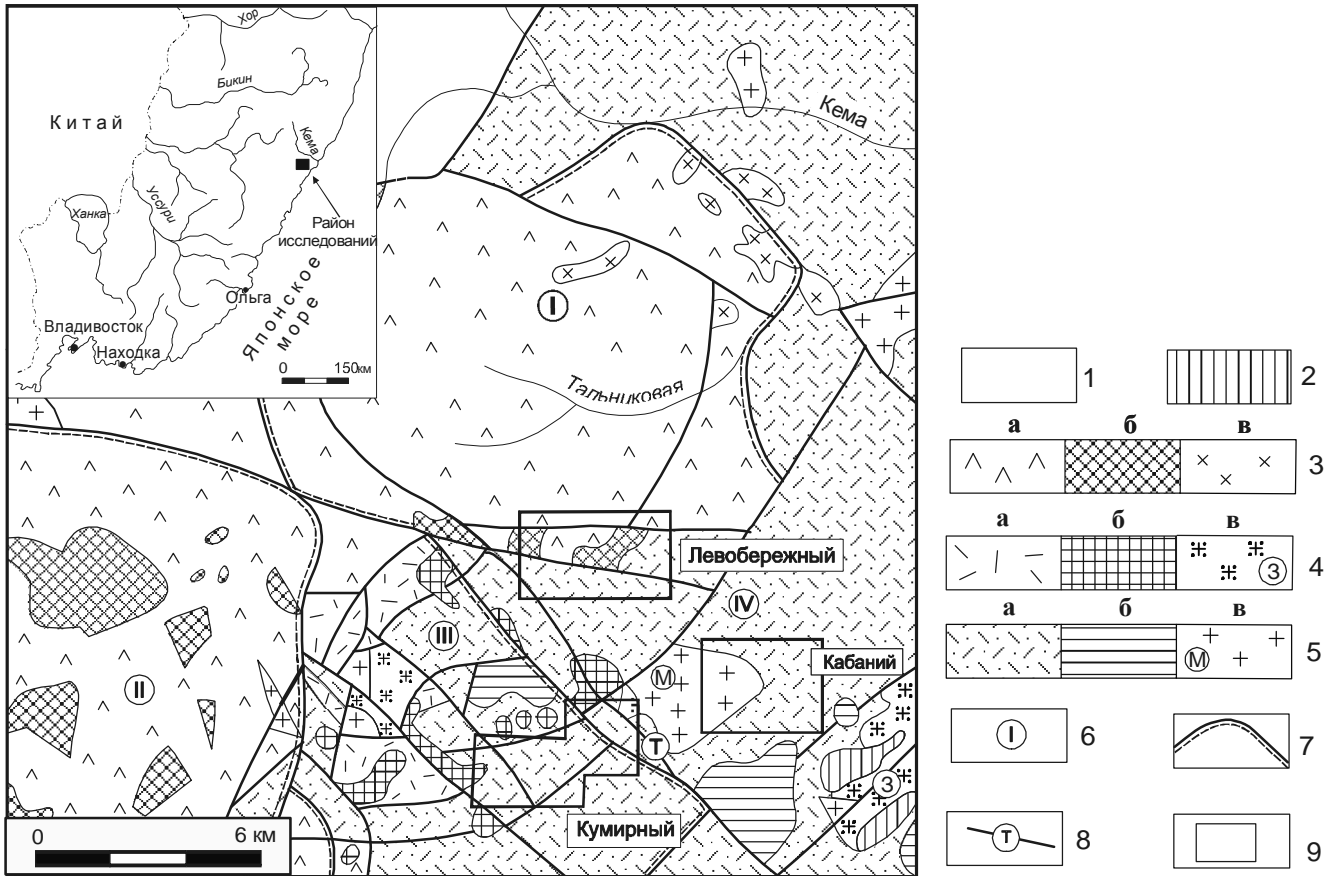


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Нижнетаежного рудного узла.

1 – нижнемеловые терригенные отложения складчатого основания Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса; 2–5 – вулканические и вулcano-плутонические комплексы: 2 – кизинский миоценовый вулканический (субвулканические тела дацитов и андезидацитов), 3 – богопольский маастрихт-датский (а – игнимбриты и туфы риолитов, б – экструзии и некки дацитов, в – гранитоидные тела), 4 – самаргинский раннемаастрихтский (а – туфы дацитов и риодацитов, в меньшей мере – андезиты, туфы андезитов и риолитов, б – экструзии, некки и дайкообразные тела андезитов и андезидацитов, в – гранитоиды, в т.ч. 3 – массив Заводской), 5 – приморский турон-кампанский (а – туфы риолитов с прослоями игнимбритов, туффитов, туфоалевролитов и туфопесчаников, б – экструзии и некки риолитов, в – гранитоиды, в т.ч. М – Малиновский массив); 6 – крупные вулcano-тектонические структуры: I – Тальниковая, II – Шандуйская, III – Носыревская, IV – Монкинское поднятие; 7–8 – разломы: 7 – ограничивающие палеокальдеры, 8 – прочие (Т – Таежная зона разрывов); 9 – контуры главных рудоносных участков.

( $K_2bg_2$ ) преобладают агломератовые (в низах) и псефито-псаммитовые кремнистые (в различной степени сваренные) игнимбритовидные биотитовые туфы риолитов. Для верхней пачки ( $K_2bg_3$ ) характерна широкая распространенность светлоокрашенных слоистых пирокластитов и присутствие туфогенно-осадочных пород. Ее низы сложены алевро-псаммитовыми и пелито-алевритовыми туфами риолитов с прослоями игнимбритов, игнимбритовидных псефито-псаммитовых, иногда пепловых туфов. Средняя часть пачки характеризуется значительной долей пелито-

вых массивных и слоистых опаловидных туффитов, кремнистых пород с линзами и прослоями черных опалитов. Верхняя часть  $K_2bg_3$  – переслаивание пелитовых и алевритовых туфов кислого состава, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов, содержащих растительный детрит. Экструзивы богопольского времени принадлежат трем группам. Ранние представлены риодацитами, дацитами, трахидацитами, переходящими иногда в андезидациты, их брекчиевыми разностями, имеющими в отдельных случаях туфовидный облик. Более поздние сложены порфи-

ровыми, часто миндалекаменными роговообманково-плагиоклазовыми андезитами. А самые молодые – риолитовыми игниспумитами в окружении агломератовых мантий в центре Шандуйского палеовулкана.

Экструзивно-эффузивно-пирокластическим накоплениям трех охарактеризованных толщ коагматичны субвулканические и интрузивные тела, являющиеся более глубинными частями одноименных с толщами вулcano-плутонических комплексов (ВПК).

Наиболее крупные интрузивные и субвулканические тела приморского ВПК выявлены среди ороговикованных пород соответствующей толщи на левобережье нижнего течения р. Таежной и в центре Носыревской кальдеры. Здесь они вместе с более молодыми образованиями размещены в локальных очаговых структурах интрузивно-купольного типа. Интрузивы имеют сложное строение, поскольку образованы породами различных фаз. Так, наиболее крупный Малиновский массив сложен преимущественно приморскими гранитоидами. Среди последних различают как мелко-, редко крупнозернистые биотитроговообманковые кварцевые (“игольчатые”) диориты, так и биотитовые порфиroidные граниты, переходящие в краевых частях массива в гранит-порфиры. Субвулканические тела рассматриваемого ВПК представлены крупнопорфиroidными риолитами, иногда переходящими либо в гранит-порфиры (г.г. Аида, Таран и др.), либо в кластолавы кислого состава (некк кл. Петрованова).

Наиболее ярким представителем интрузивных тел самаргинского ВПК является массив Заводской, в котором проявлены две фазы внедрения. Ранняя фаза сложена мелкозернистыми миароловыми аляскитовыми гранитами, приобретающими аплитовидный облик в эндоконтактной зоне; поздняя – пироксенроговообманковыми крупнозернистыми диоритами (иногда переходящими в габбродиориты), которые в эндоконтактной и апикальной зонах массива сменяются резко порфиroidными разностями с переходами в типичные диоритовые порфириты пироксенроговообманково-биотитового состава. В объеме самаргинского ВПК преобладают субвулканические тела: дайки, штоки, некки. Среди них, как и среди стратифицированных накоплений, фиксируется антидромность эволюции “самаргинского” магматизма: от риолитов до дацитов порфиroidного и крупнопорфиroidного облика на ранней стадии к андезидацитам и плагиоклаз-роговообманковым (редко биотитовым) андезитами на поздней стадии. Небольшие сближенные купола андезитов имеют сложное внутреннее строение и хорошую выраженность в рельефе. Про-

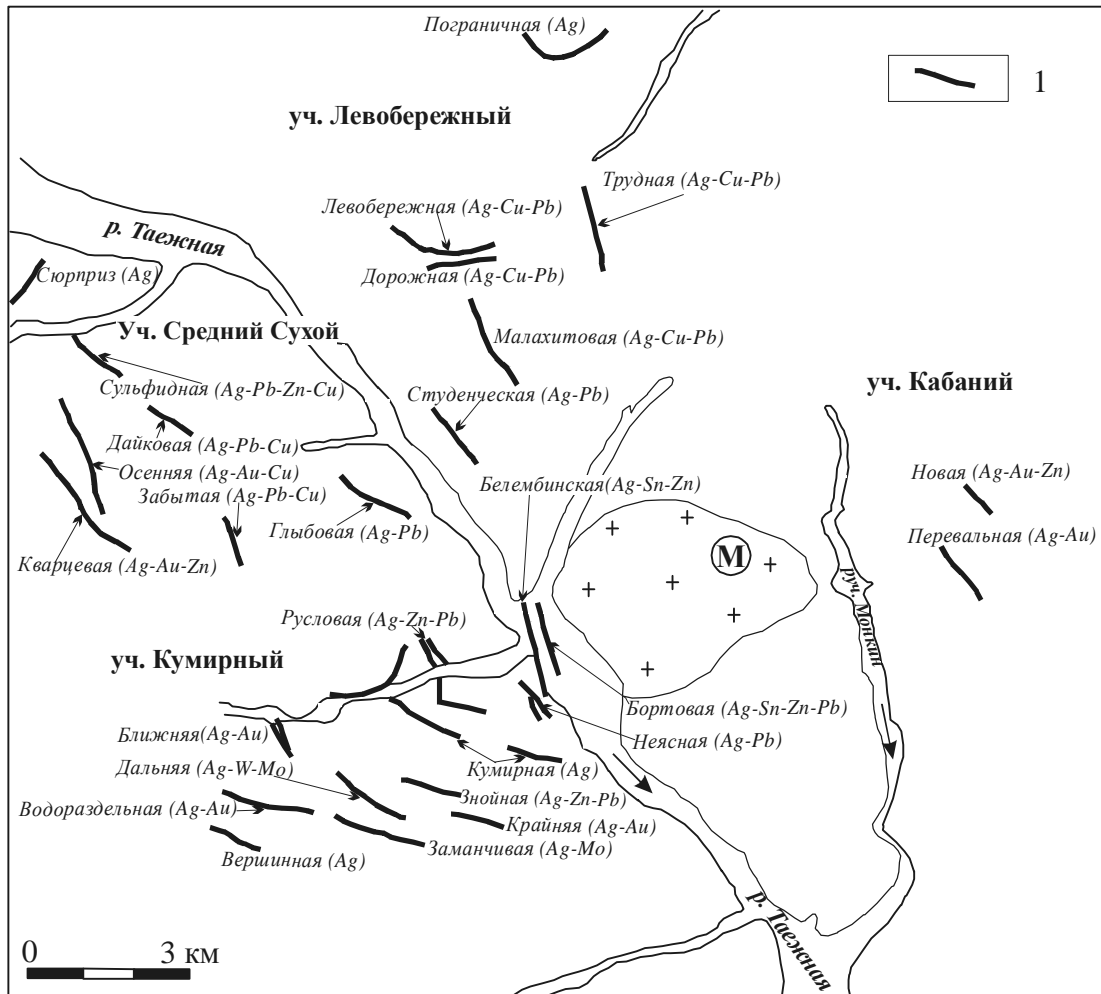
странство между ними бывает заполнено эксплозивными брекчиями, содержащими глыбы андезитов, гранитов, диоритов, туфов риолитов, сцементированных лавой андезидацитового состава.

Субвулканические тела богопольского ВПК представлены некками дацитов и трахидацитов, иногда переходящих в андезидациты, риодациты и риолиты туфовидного облика, а также телами эксплозивных брекчий соответствующего состава. Наиболее молодые субвулканические образования, секущие экструзии дацитов богопольского ВПК на площади узла, причисляют к кизинскому (миоцен) комплексу. Это дайки гиперстеновых андезитов, андезидацитов, дацитов прорывающие тела эксплозивных брекчий богопольского комплекса. Кизинские образования представлены также мелко- и неяснопорфиroidными (часто миндалекаменными) разностями роговообманково-плагиоклазовых андезитов, реже андезибазальтов и базальтов. Для них характерны шаровая отдельность, значительная измененность и повышенная щелочность.

На площади НТУ выделено несколько дуговых, кольцевых, ограничивающих вулcano-тектонические сооружения, и линейных систем разломов, фиксируемых и геофизическими методами. В поле силы тяжести их существование устанавливается по наличию гравитационных флексур и ступеней. Линейные разломы имеют преимущественно северо-восточное и северо-западное простирание и представлены субпараллельными, часто эшелонированными зонами дробления, брекчирования, интенсивной трещиноватости, расланцевания, контролирующими простирание даек, субвулканических тел и минерализованных зон. Нарушения северо-восточной ориентировки сопряжены с Дальнегорским глубинным разломом, квалифицируемым в качестве сдвига II порядка, расположенным между Береговым и Восточным (Колумбинским) региональными разломами. Нарушения северо-западного и субширотного простирания принадлежат Таежной зоне, прослеженной вдоль одноименной реки к верховьям р. Колумбе.

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОНОСНЫХ ЗОН НИЖНЕТАЕЖНОГО УЗЛА

В рудном узле по потокам рассеяния выявлено несколько комплексных геохимических аномалий: Каменистая, Основная, Левобережная, Контрастная и др., на площади которых выделены рудоносные поля, в поисковой практике называемые участками: Кумирный, Левобережный, Кабаний и т.д., а в пределах последних – рудные зоны (более 30) преимуще-



**Рис. 2.** Схема размещения минерализованных зон на площади Нижнетаежного рудного узла.

1 – минерализованные зоны и их рудно-геохимическая специализация (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Sn). М – Малиновский массив гранитоидов (см. рис. 1). Другие пояснения см. в тексте.

ственно северо-западной (реже субширотной, субмеридиональной и редко северо-восточной) ориентировки с редкометалльной, полиметаллической (с серебром), олово-полиметалльно-серебряной, полиметалльно-серебряной, собственно серебряной минерализацией (рис. 2). В размещении рудных зон намечаются элементы зональности. Имеются признаки того, что эндогенное оруденение узла формировалось в два этапа: послесамаргинский и послебегопольский. Однако точные определения относительного и абсолютного возраста оруденения пока отсутствуют. В интрузивных массивах выявлена полиметаллическая, бедная висмутовая, молибденовая и оловянная минерализация, ассоциирующая с кварц-мусковитовыми грейзенами. При удалении от интрузивов фиксируется смена ореолов грейзенизации и

ороговикования ореолами пропилитизации и кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитов. Жильно-прожилковые зоны с олово-полиметалльно-серебряным, полиметалльно-серебряным оруденением размещены вблизи Малиновской интрузии и штоков самаргинских диоритов среди ороговикованных вулканитов нижней пачки ( $K_2gr_1$ ) приморской толщи (Белембинская, Бортовая, Русловая и др.). Мощность таких зон достигает 20 м, протяженность – 1,5 км и более. Они состоят из сложноветвящихся крутопадающих сереброносных кварц-сульфидных жил, сопровождающихся прожилково-вкрапленной минерализацией (в т.ч. и кварц-флюоритовой). Общая их особенность – присутствие  $SnO_2$  (в олово-полиметалльно-серебряных до 1 % и более, в полиметалльно-серебряных до 0,1 %). Они содержат до 1 % и более Pb,

Zn, Cu и до 200 г/т Ag и рассматриваются в качестве фациальных разностей единой рудной формации, различия между которыми, возможно, обусловлены неодинаковым эрозионным срезом: более значительным для олово-полиметалльно-серебряной минерализации, что подтверждается и более низкой ее сереброносностью по сравнению с полиметалльно-серебряной. Последняя разделяется на два минерально-геохимических типа: свинцово-серебряный кварц-сульфидный (с серебросодержащим галени-том) и медно-серебряный сульфидно-карбонатно-кварцевый с ограниченным объемом сульфидов, главным среди которых является серебросодержащий халькопирит (зоны Дорожная, Осенняя и др.). В целом продуктивность таких зон на Ag определяется распространенностью в них пирит-халькопиритовой и особенно поздней галенитовой минеральных ассоциаций. В первой из них распространены преимущественно самородное серебро и стефанит, во второй – фрейбергит и (или) аргентит.

Убогосульфидные сереброносные зоны (Кумирная, Водораздельная, Заманчивая, Ближняя, Неясная, Крайняя, Перевальная, Сентябрьская, Сюрприз и др.) пространственно разобщены с олово-полиметалльно-серебряным оруденением. Они имеют значительно меньшую мощность (до 4 м) и размещены преимущественно среди вулканитов третьей пачки приморской толщи ( $K_2rg_3$ ), превращенных в кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты. Для подобных зон характерно грубополосчатое строение. Осевые их части обычно сложены гребенчатым среднезернистым полупрозрачным кварцем брекчиевидного облика, симметрично или только с одной стороны обрамленным кварцевыми же жильно-прожилковыми “полосами”, содержащими гнезда, просечки, вкрапленность мелкозернистого и дисперсного арсенопирита и простых сульфидов Fe, Zn, Pb, Cu, а также сульфидов Ag и его сульфосолей (акантита, пираргирита, полибазита, аргентита, стефанита, фрейбергита, штромейерита и др.). В одних зонах пираргирит преобладает над акантитом и другими минералами Ag (например, зона Заманчивая), в других – зафиксированы обратные соотношения упомянутых минералов (зоны Сентябрьская, Перевальная и др.).

Не исключается возможность обнаружения на площади узла и серебро-порфирового оруденения.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные о геологическом строении, метасоматических преобразованиях пород, минеральных ассо-

циациях сереброносных зон Нижнетаежного рудного узла и их зональном размещении свидетельствуют, по мнению авторов, о значительных масштабах проявленного в пределах узла оруденения и определенной его уникальности. Основаниями для такого вывода являются не только содержания серебра в рудных зонах, но и присутствие заметных количеств меди, свинца, цинка, олова и признаки зонального размещения разных типов оруденения на уровне современного эрозионного среза.

Выявленные на площади Нижнетаежного узла минеральные типы оруденения условно можно объединить в последовательный ряд в соответствии с концентрациями в них Ag, положением относительно Малиновского интрузивного массива, с которым ассоциирует серебряная и серебросодержащая минерализация. На примере НТУ видно, что месторождения серебра, возникшие в связи с формированием ВСАВПП, проявляют признаки дискретного, т.е. узлового, размещения в пространстве: в структурах внутренних (вулканических), внешних (вулканоплутонических) и фланговых, периферических (плутонических) структурно-формационных зон, а также во времени – в разновозрастных тектоно-магматических циклах, этапах и стадиях [2]. Размещение сереброносных объектов на территории НТУ подчинено, в основном, тектоническим элементам. Среди последних определяющими являются разломы глубокого заложения. Ассоциирующие с ними коровые зоны нарушений контролируют размещение магматических образований и метасоматитов. Вдоль таких зон и на их пересечениях размещены многочисленные рудопроявления, тяготеющие к тектоно-магматическим сооружениям, в строении которых участвуют комплексы основания ВСАВПП, интрузивные, субвулканические, экструзивно-эффузивные и вулканогенно-осадочные образования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бортников Н.С., Аникина Е.Ю. Типы серебряного оруденения Верхояно-Колымских мезозой (геология, минералогия, генезис, металлогения) // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 113–126.
2. Хомич В.Г. Металлогения вулканоплутонических поясов северного звена Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия. Владивосток: Дальнаука, 1995. 343 с.
3. Щеглов А.Д., Хомич В.Г., Говоров И.Н. Металлогения серебра Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеан. геология. 1984. № 4. С. 3–13.
4. Rodionov A.N., Khomich V.G., Simanenkov L.F., Boriskina N.G., Ivin V.V. Geology and silver mineralisation types of the Nizhne-Taezhny ore cluster// Metallogeny of the Pacific Northwest. Tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Proceeding of the interim IAGOD conference. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 530–533.

*Поступила в редакцию 22 февраля 2006 г.*

*Рекомендована к печати В.Г. Гоневчуком*

***V.V. Ivin, A.N. Rodionov, V.G. Khomich, L.F. Simanenko, N.G. Boriskina***

**Geological structure and endogenous mineralization types of the Nizhne-Taezhny ore cluster (Primorye)**

The Nizhne-Taezhny ore cluster of Northern Primorye is a complex object containing tin-polymetal-silver, polymetal-silver, and silver mineralization proper. Silver-porphyry mineralization is also possible to be found. The features of zonal distribution of mineralization relative to intrusive massifs have been recognized.

***Key words:* silver, tin, copper, polymetals, volcano-plutonic complexes, Primorye.**



**ГЕОХИМИЯ УГЛЕКИСЛЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД И ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛАСТОЧКА**

**Г.А. Челноков\*, Н.А. Чепкая\*, А.А. Карабцов\*, В.И. Киселев\*, Н.А. Зыкин\*\*,  
В.А. Горячев\*\*\***

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

*\*\*ООО “ВНИИГАЗ”, г. Москва*

*\*\*\*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

Приведены оригинальные данные по геохимии подземных вод и водовмещающих пород месторождения углекислых минеральных вод “Ласточка”, которые в совокупности с новыми изотопными данными ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ ) позволили решить проблему происхождения и эволюции подземных вод и газов месторождения. На месторождении изучены пресные (минерализация – 0,1–0,5 г/л) и углекислые минеральные (минерализация – 3,7–4,7 г/л) подземные воды. Впервые получены данные о содержании  $^3\text{H}$ , позволившие оценить скорость водообмена в системе вода–порода–газ на этом месторождении.

**Ключевые слова:** гидрогеохимия, минеральные воды, гидрогеология, углекислый газ, Приморье.

**ВВЕДЕНИЕ**

На территории Российского Дальнего Востока, в Приморском крае, существует уникальное месторождение углекислых гидрокарбонатных натриевых минеральных вод “Ласточка”, известное уже более века. Месторождение располагается на севере Приморья, в Пожарском районе, в юго-западной части обширной Бикино-Уссурийской низменности, ограниченной рядом параллельных хребтов (рис. 1). Минеральные воды имеют минерализацию 3,7–4,7 г/л, рН 6,7 и широко используются при болезнях сердечно-сосудистой и нервной систем, болезнях органов пищеварения, нарушения обмена веществ и болезни эндокринной системы, а также болезни органов дыхания нетуберкулезного характера [4]. Область распространения углекислых минеральных вод органически вписывается в общую картину формирования подземных вод района. Минеральные и пресные воды, несмотря на разный химический и газовый состав, образуют единый поток подземных вод с одним источником формирования, едиными направлением и расходом. Минерализация пресных подземных вод составляет 0,1–0,5 г/л.

Несмотря на давнюю историю существования и многолетние исследования [2–4, 6] происхождение углекислых минеральных вод и роль углекислого

газа в процессе взаимодействия вода–порода–газ до конца не определены.

Целью работы являлось комплексное изучение подземных вод, водовмещающих пород и газовой составляющей месторождения Ласточка для установления генезиса и эволюции подземных минеральных вод. Авторами впервые проведено детальное исследование керна водовмещающих пород, а также исследований изотопный состав газовой ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}}$ ) и водной ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ , тритий) фазы месторождения, что позволило оценить роль водовмещающих пород в формировании уникального химического состава подземных вод.

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ**

Месторождение Ласточка расположено в борту наложенной кайнозойской Бикинской депрессии, ограниченной разломами фундамента. Многие из них достигали больших глубин и служили подводящими каналами для магм основного и среднего состава. С ними связана интенсивная вулканическая деятельность в мелу и неогене. Наиболее крупные разломы проходят через весь район и прослеживаются за его пределами. Зоны разломов имеют сложную конфигурацию в плане. Ширина зон дробления, сопровождающих разломы, не превышает 50 м. Основные разломы, обусловившие образование морфоструктур, –

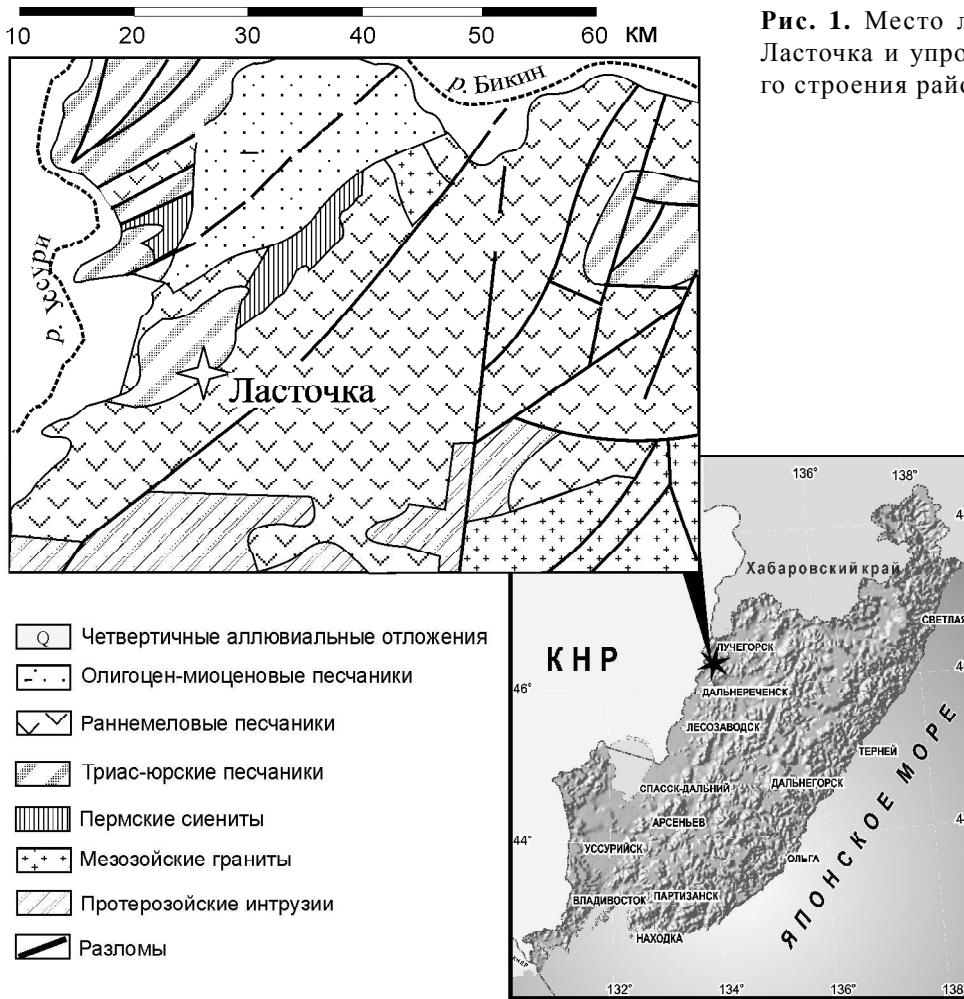


Рис. 1. Место локализации месторождения Ласточка и упрощенная схема геологического строения района.

Пожарский, Бурлитовский, Алчанский, Игнатъевский, Емельяновский, Лучегорский, Федоровский и Буйневичевский. В районе Буйневичевского разлома находится антиклиналь Ласточка, являющаяся типичной надразломной складкой, ширина которой составляет не более 1,5 км. Осадочные поздне триасовые и среднеюрские породы смяты в складку с падением на крыльях до 70–80°. В ядре антиклинали в зоне разлома вскрыты верхнетриасовые туфопесчаники и туфоалевролиты, а на северо-западном крыле – среднеюрская песчаниковая толща. Антиклиналь образована перемещением блоков пород относительно друг друга по Буйневичевскому разлому.

Наиболее древние на месторождении – юрские молассоподобные отложения, представленные песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами низкой степени метаморфизма [3]. Падение слоев на месторождении 45–50°. Консолидированные породы перекрыты четвертичными глинами, мощность которых иногда превышает 10 м.

### ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

По гидрогеологическому районированию, месторождение Ласточка расположено в зоне сочленения Сихотэ-Алинского сложного бассейна блоковых напорных и безнапорных вод (Сихотэ-Алинского гидрогеологического массива) и Нижнеамурского бассейна пластовых вод (Приморского артезианского бассейна), в фундаменте восточного борта Северо-Приморского бассейна напорных пластовых вод II порядка [2]. Подземные воды циркулируют в верхней трещиноватой зоне и зонах тектонического дробления (рис. 2). Воды повсеместно напорные, величина напора достигает 30–40 м, часто скважины изливаются (статический уровень до +3,0 м над поверхностью земли). Пьезометрическая поверхность наклонена к пониженным участкам рельефа и линейным зонам тектонического дробления. Региональный сток направлен на юго-запад – в долину р. Уссури. Дебит скважин достигает 3–5 л/с.

Минеральные воды приурочены к верхней трещиноватой зоне и зоне пересечения двух разнона-

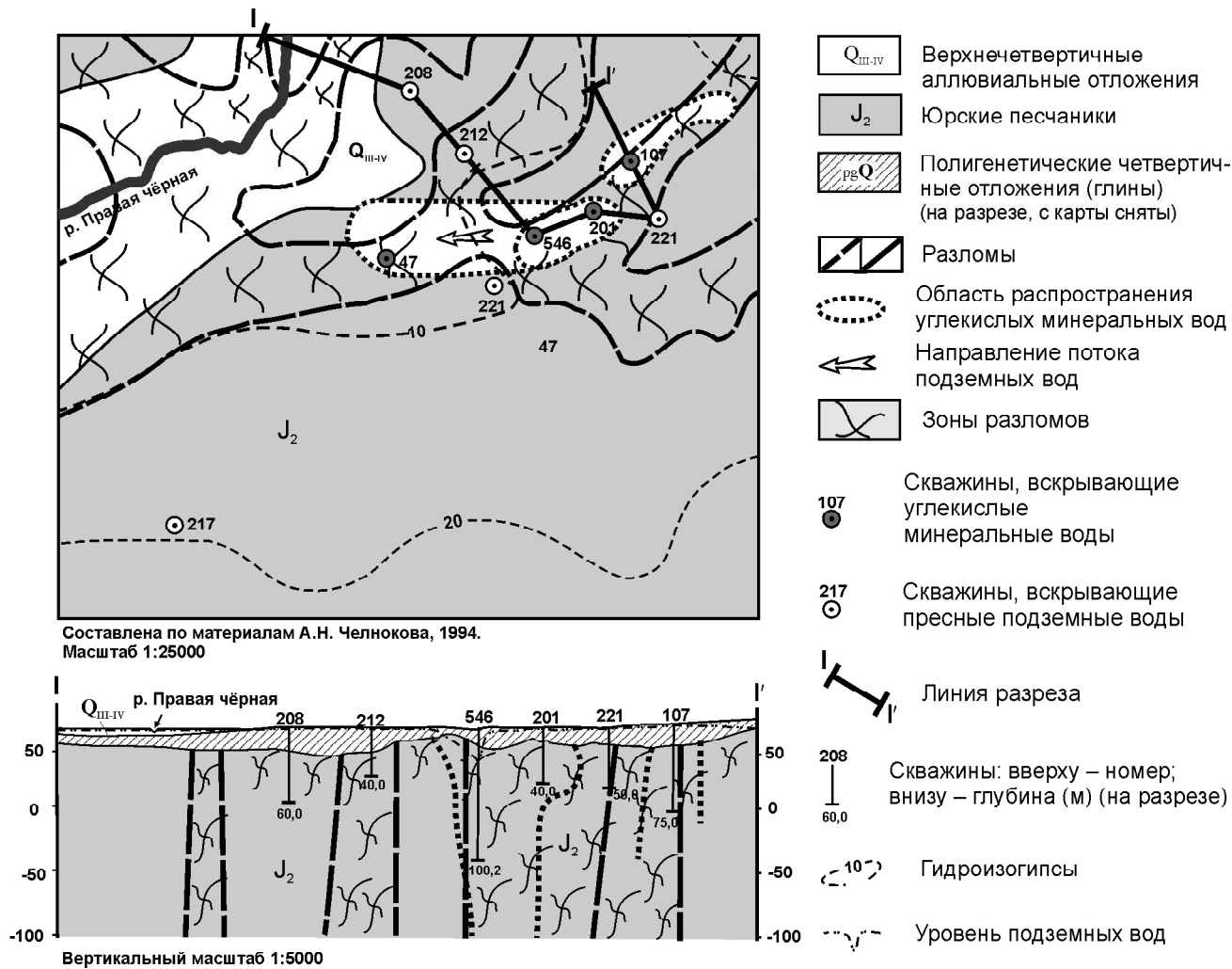


Рис. 2. Гидрогеологическая карта и разрез месторождения углекислых минеральных вод Ласточка.

правленных систем нарушений в юрских песчаниках и распространены локально. Выход вод в приповерхностную зону сопровождается образованием купола минеральных вод на пресных. Максимальная, установленная в 1958 году, площадь распространения минеральных вод имеет размер 200×800 м и форму овала, вытянутого с северо-востока на юго-запад [4]. Водоносная зона, содержащая пресные и минеральные воды, перекрыта четвертичными полигенетическими слабопроницаемыми глинами, играющими роль защитного экрана от проникновения поверхностного загрязнения и предотвращающими дегазацию месторождения.

**МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ**  
**Анализ образцов воды и газа**

Образцы подземных и поверхностных вод отбирались и анализировались в течение трех лет. При проведении полевых исследований и отборе

проб нестабильные параметры измерялись на месте отбора воды. Проводился сокращенный полевой анализ, включающий определения pH, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, CO<sub>2</sub>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> и NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, окисляемости, сухого остатка и физических свойств (температуры, цвета и запаха). Пробы для анализа на катионы фильтровались через целлюлозный фильтр (0,45 μm) на месте отбора для удаления взвеси и были подкислены азотной кислотой до pH 2. Пробы для анализа на анионы после фильтрования без подкисления отбирались в полиэтиленовые бутылки. Пробы для анализа на стабильные изотопы (δ<sup>18</sup>O, δ<sup>2</sup>H) не фильтровались и отбирались в стеклянную посуду. Пробы спонтанно выделяющегося газа отбирались в стеклянные пробирки, либо стеклянные контейнеры методом замещения. Состав газа определялся методом газовой хроматографии, а изотопный состав (δ<sup>13</sup>C) – на масс-спектрометре в ООО “ВНИИГАЗ”.

Для определения скорости циркуляции (времени водообмена) подземных вод пробы воды были проанализированы на содержание в них трития ( $H^3$ ). Пробы отбирались в пластиковые бутылки без подкисления и фильтрации. Измерения трития выполнены в ТОИ ДВО РАН газовым пропорциональным счетчиком с рабочим объемом 4 л без обогащения. Подробно методики подготовки счетного газа и измерения представлены в работе В.А. Горячева [1]. Также в работе использованы данные В.А. Чудаевой с соавторами [6] по  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^2H$ ,  $^{13}C$  на некоторых месторождениях углекислых минеральных вод.

#### Анализ водовмещающих пород

В 2002 г. на месторождении Ласточка при бурении скважины глубиной 100 м был проведен поинтервальный отбор проб через 5 м. Были выполнены: классический химический, спектральный, рентгенофазовый (Дрон III) и электронный микрозондовый химический анализы (Jeol, JXA-8100). Основные катионы и микроэлементы также проанализированы с использованием плазменно-оптической эмиссионной спектроскопии (ICP-AES, Plasmaquant-110). Для определения минерального состава и структуры пород применялась световая микроскопия (Amplival).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ Гидрогеохимия и состав газа

Гидрогеохимическая обстановка месторождения Ласточка весьма сложная. Минеральные воды в его центре имеют минерализацию 2–4 г/л, к периферии она уменьшается до 1 г/л. За пределами месторождения распространены пресные подземные воды с минерализацией 0,1–0,5 г/л. В течение последних

трех лет авторами проводился гидрохимический анализ минеральных и пресных подземных вод месторождения. Кроме того, анализировались опубликованные данные по составу минеральных вод [6], пресных вод и вод р. Правая Чёрная [4]. В табл.1 приведены средние данные по химическому составу минеральных, пресных и поверхностных вод. Углекислые минеральные воды месторождения принадлежат к Na- $HCO_3$  типу, pH = 6,74. Эти воды характеризуются высоким содержанием растворенного железа и обогащены такими элементами, как Li, Sr, Ba и Rb. Пресные подземные воды имеют смешанный катионный состав и принадлежат к Na-Ca-Mg- $HCO_3$  типу, pH = 7–7,2. В водах повышено содержание кремнезема, однако, в целом, содержания микрокомпонентов незначительны. Поверхностные воды (р. Правая Чёрная) принадлежат к Na-Ca-Mg- $HCO_3$  типу, pH = 6,7, а минерализация составляет 0,14 г/л.

Минерализация исследуемых вод возрастает по направлению от речных вод к пресным подземным водам и далее к углекислым минеральным водам. Повышение минерализации вызвано поступлением в воды двух компонентов: натрия и гидрокарбонат-иона, причем концентрация натрия в углекислых минеральных водах напрямую зависит от количества в ней гидрокарбонат-иона (рис. 3). Рассчитанный коэффициент корреляции (r) для углекислых минеральных вод составляет 0,98.

Изотопные данные  $\delta^{18}O$  и  $\delta^2H$  минеральных вод месторождения Ласточка очень хорошо согласуются с данными изотопных исследований других месторождений Приморья [5, 6] и показывают, что исследованные минеральные воды – инфильтрационные,

Таблица 1. Гидрогеохимические данные исследуемых вод месторождения Ласточка.

Точка отбора пробы	Тип воды	pH	Минерализация, мг/л	Na	K	Ca	Mg	Fe	NH <sub>4</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	F
				мг/л										
Скв.208	Пресная	7.5	313	26.2	2.0	34.02	17.02	0.1	-	5.7	4.0	158.6	61.5	0.12
Скв.212	Пресная	7.4	380	20.7	1.9	50.1	18.24	0.1	-	8.5	4.0	244	26.9	0.2
Скв.217	Пресная	7.5	420	38.6	3.0	42.08	17.10	0.1	-	7.1	16.0	268.4	24.6	0.1
Скв.221	Пресная	7.3	400	33.1	2.9	34.07	14.59	0.1	-	4.3	2.0	246	53.86	0.6
Скв.201	Минерал.	6.3	1460	90.2	4.0	173	70.5	4.0	-	4.3	10.0	1122	38.46	-
Скв.546	Минерал.	6.7	3650	520	57.4	184.4	150	0.69	0.6	4.3	6.0	2684	38.74	0.08
Скв.107	Минерал.	6.3	3562	400	52.0	153	107	10	0.2	27	2.0	1939	32.3	-
Скв.47	Минерал.	6.0	4974	530	86.9	220	163	2.4	-	8.8	8.2	3111	-	-
Река Правая Чёрная	Пресная	6.7	80	4.83	0.5	8.02	2.43	0.3	0.2	3.5	2.00	48.8	7.69	0.04

Примечание. Na, K, Ca, Mg, SiO<sub>2</sub> – анализировались на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Plasmaquant – 110, ДВГИ ДВО РАН, аналитик к.г.-м.н. Киселев В.И.; Cl, SO<sub>4</sub>, F – определялись методом жидкостной хроматографии на ион-хроматографе LC-10Avr, ДВГИ ДВО РАН, аналитик Стрельбицкая С.Б.; - – не обнаружено.

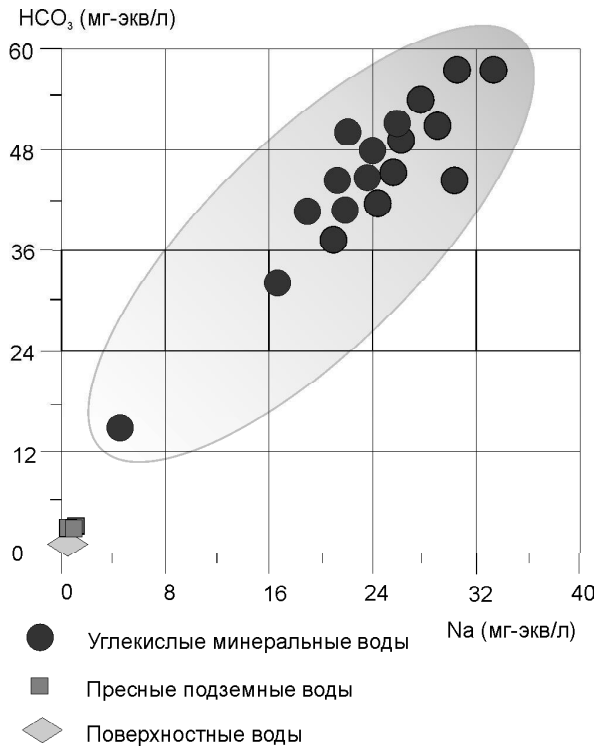


Рис. 3. Зависимость концентраций натрия от концентраций гидрокарбонат-иона.

атмосферные. На диаграмме  $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$  все изученные углекислые минеральные воды региона лежат близко к мировой линии метеорных вод (рис. 4). Таким образом, формирование химического облика подземных вод контролируется системой вода–порода–газ.

Для характеристики интенсивности водообмена (времени взаимодействия вода–порода–газ) был проведен анализ на содержание в водах трития. Содержание  $^3\text{H}$  в углекислых минеральных водах “Ласточка” – 5,3 Т.Е., в то время как в водах р. Усури оно составляет 29,3. Полученные результаты позволяют утверждать, что воды месторождения Ласточка являются водами с быстрым водообменом и время их циркуляции не превышает 50 лет.

Химический и изотопный состав спонтанно выделяющегося газа изученных скважин проказан в табл. 2. Происхождение углекислого газа исследова-

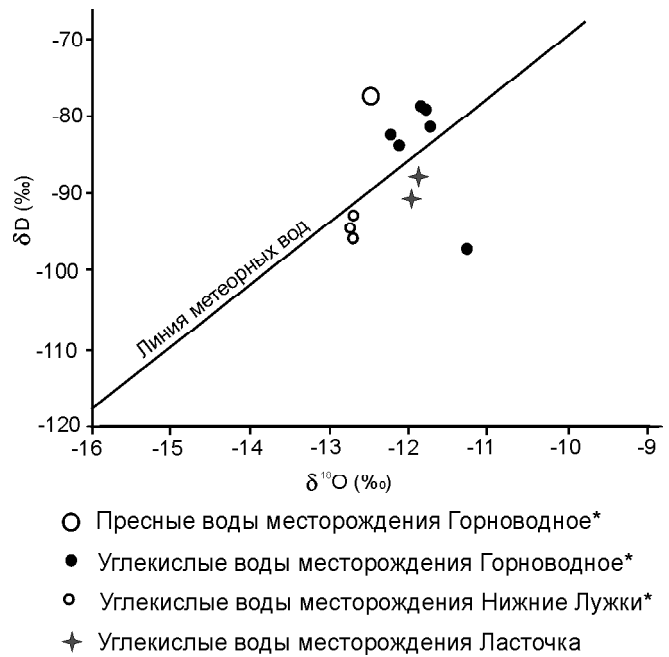


Рис. 4. Соотношение изотопов кислорода и водорода на месторождениях углекислых минеральных вод Приморского края.

\* – Помечены данные изотопных исследований Чудаевой В.А. с соавторами [5, 6].

лось по содержанию в нем  $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ . Полученная величина  $\delta^{13}\text{C}$  указывает на мантийное происхождение газа (табл. 2). По литературным данным известно, что углекислый газ органического происхождения имеет значения  $\delta^{13}\text{C}$  в интервале от -26 до -12, в то время как образующийся при разложении карбонатов – -0 – +2. Таким образом, для  $\text{CO}_2$  органического происхождения исследованные газы слишком “тяжелы”, а для углерода морских карбонатов – “облегчены”. Кроме того, полученные данные хорошо согласуются с результатами детальных исследований природы углекислого газа для ряда месторождений подземных вод Приморского края, проведенных О.В. Чудаевым с соавторами [1, 6]. В своих работах авторы, опираясь на результаты изотопных исследований  $\delta\text{C}^{13}$  и отношения  $\text{C}/^3\text{He}$ , склоняются к выводу о мантийном источнике углекислого газа.

Таблица 2. Химический и изотопный состав газовой фазы месторождения Ласточка.

Номера скважин	Тип подземных вод	pCO <sub>2</sub> кПа	Содержание в объемных %			$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰ (PDB)}$
			CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	
546	Na-HCO <sub>3</sub>	61,2	99,8	0,15	0,5	-6,22

Примечание. Состав газа определялся методом газовой хроматографии, изотопный состав определялся на масс-спектрометре Finigan-Mat, ООО ВНИИГАЗ, аналитик к.г.-м.н. Зыкин Н.А.

Рассчитанное давление углекислого газа в воде составляет 61,2 кПа для минеральных вод и 5,1 кПа для пресных.

### Минералогический и элементный состав водовмещающих пород

Исследование водовмещающих пород показало, что они представлены средне- и мелкозернистыми песчаниками, трещиноватыми, пористыми. Трещины длиной до 10 см и шириной 0,5–2,0 см заполнены белым глинистым веществом. Глинистые минералы каолинит, хлорит, смектит и иллит наиболее распространены в трещинах и составляют не более 10 % общего объема. Рентгеноструктурным анализом установлено, что среди глинистых минералов преобладает каолинит. На глубинах 90–100 м трещины заполнены преимущественно карбонатами.

По минеральному составу толща однородна, в ее составе преобладают кварц (более 60 %) и плагиоклаз (около 15 %). Химический состав некоторых минералов приведен в табл. 3, а точки, проанализированные на микрозонде, – на рис. 5 (А и Б). Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом с небольшими содержаниями Na (0,40–1,20 вес.% Na<sub>2</sub>O), Ba (более 0,55 вес. %) и Fe (более 0,42 вес. %); плагиоклаз – альбит с содержанием Ca (0,00–2,70 вес. % CaO) и K (0,00–3,54 вес. % K<sub>2</sub>O). На рис. 5Б показано полное замещение плагиоклаза каолинитом и карбонатами (фото справа). Аксессуарный циркон содержит HfO<sub>2</sub> (0,33–1,33 вес. %).

До глубины 20 м породы наиболее раздроблены и выветрены, повсеместно развиты прожилки гидроксидов железа, содержащие большое количество Mg (6,70–7,80 вес. % MgO) и Ca (0,50–1,04 вес. % CaO).

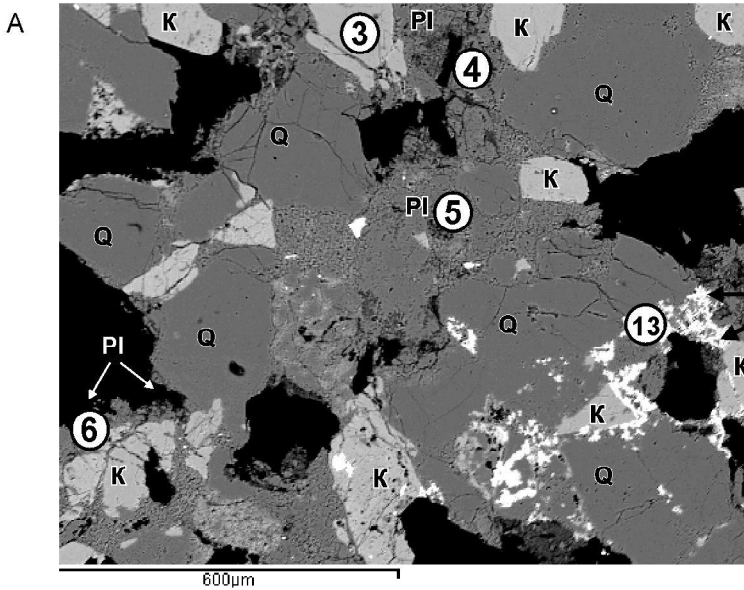
Нами установлено, что альбит – наиболее измененный минерал водовмещающих пород, в то время как кварц и ортоклаз почти не изменены. Это хорошо согласуется с данными исследований, проведенных А.С. Ласага [8] и др. Эти исследования указывают, что альбит растворяется в 6,5 раз быстрее, чем ортоклаз, и в 425 раз быстрее, чем кварц. На рис. 5 хорошо видно почти полное замещение альбита каолинитом, который был определен микрозондовым и рентгенофазовым анализом. Вторичные карбонатные минералы (сидерит и кальцит) наблюдаются в породах глубже 30 м, а зерна пирита наиболее распространены на глубине 65–85 м, причем с глубиной его становится больше. В исследуемых образцах было обнаружено несколько зерен апатита с примесью F (4,83–5,14 вес. %). Содержание Yb в этом минерале достигает 0,92 вес. %.

Силикатные анализы (табл. 4) показывают, что в целом породы монотонны и отражают однородные условия осадконакопления, однако содержание отдельных элементов по глубине может варьировать. На рис. 6 приведены графики зависимости концентрации некоторых элементов от глубины отбора проб. Хорошо видно, что с увеличением глубины увеличивается содержание алюминия, калия, кобальта и циркония и, наоборот, падают содержания титана, фосфора, лития и стронция. Хаотичное распределение натрия вероятно вызвано различной степенью изменения альбита при взаимодействии с подземными водами на разных глубинах. В целом водовмещающие породы имеют низкие содержания кальция (0,00–1,3 вес. %) и магния (0,00–0,82 вес. %) и повышенное содержание калия (4,2–6,3 вес. %) и, особенно, алюминия (11,3–20,6 вес. %).

**Таблица 3. Химический состав минералов (микрозонд, вес. %).**

Минералы	Точки	Na	K	Al	O	Ca	Ba	Si	Mg	Fe	Сумма
К-полевые шпаты	1	0.91	11.19	9.98	46.09	-	0.49	29.75			98.41
	2	0.35	12.28	9.78	46.06	-	-	29.90	-	0.33	98.69
	3	0.39	12.12	9.94	45.86	-	-	29.61	-	-	97.91
Плагиоклаз	4	6.91	-	10.21	46.38	-	-	31.07			97.57
	5	7.00	-	10.34	49.94	-	-	31.56			98.85
	6	5.35	2.95	10.53	49.72	1.92	-	30.15	-	-	98.70
	7	5.69	0.13	10.91	46.88	1.96	-	29.70			95.27
Каолинит	8	0.26	1.23	18.70	47.70			21.89	0.18	0.37	90.35
	9	0.33	0.31	17.54	46.76	-	-	22.78	0.33	0.44	88.50
	10	0.45	2.74	16.84	43.92	-	-	22.66	0.36	0.53	87.51
Карбонаты	11	-	-	-	43.78	25.03	-	-	4.35	11.89	85.44
	12	-	-	-	40.77	22.13	-	-	4.69	13.21	81.07
Гидроксид Fe	13	-	-	-	30.89	0.75	-	-	4.74	37.24	74.92
	14	-	-	-	30.97	0.38	-	-	4.05	39.61	75.31

*Примечание.* анализы выполнены на микрозонде Jeol, JXA-8100, оборудованном аналитической приставкой – энергодисперсионным спектрометром INCA x-sight, Oxford Instruments, ДВГИ ДВО РАН, аналитик к.г.-м.н. Карбацов А.А.



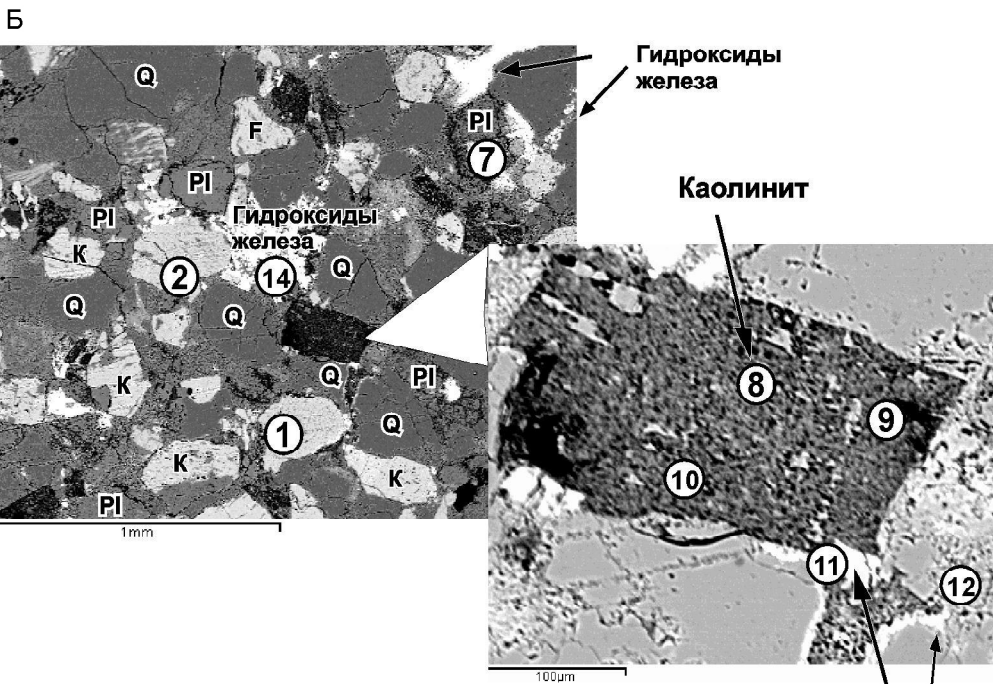
**Калиевые полевые шпаты:**

- ①  $Na_{0.1}K_{0.8}Ba_{0.01}Al_{1.04}Si_{2.95}O_8$
- ②  $Na_{0.04}K_{0.87}Fe_{0.05}Al_{1.01}Si_{2.98}O_8$
- ③  $Na_{0.05}K_{0.87}Al_{1.04}Si_{2.99}O_8$

**Гидроксиды железа**

**Плагиоклазы:**

- ④  $Na_{0.82}Al_{1.03}Si_{3.02}O_8$
- ⑤  $Na_{0.82}Al_{1.03}Si_{3.02}O_8$
- ⑥  $K_{0.19}Ca_{0.13}Na_{0.63}Al_{1.06}Si_{2.93}O_8$
- ⑦  $K_{0.01}Ca_{0.13}Na_{0.69}Al_{1.12}Si_{2.92}O_8$



**Карбонаты**

⑧ FeO-0.47%; MgO - 0.29%; Na<sub>2</sub>O - 0.35%; K<sub>2</sub>O - 1.42%; SiO<sub>2</sub> - 46.8%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 35.3%; H<sub>2</sub>O - 15%

**Каолинит:** ⑨ FeO-0.49%; MgO - 0.54%; Na<sub>2</sub>O - 0.45%; K<sub>2</sub>O - 0.37%; SiO<sub>2</sub> - 48.75%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 33.15%; H<sub>2</sub>O - 16%

⑩ FeO-0.68%; MgO - 0.6%; Na<sub>2</sub>O - 0.6%; K<sub>2</sub>O - 0.37%; SiO<sub>2</sub> - 48.5%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 31.8%; H<sub>2</sub>O - 17.4%

**Карбонаты**

⑪ FeO-15.3%; MgO - 7.22%; CaO - 35.02%

⑫ FeO-16.99%; MgO - 7.79%; CaO - 30.96%

**Гидроксиды железа**

⑬ FeO-47,9%; MgO - 7.87%; CaO - 1.04%

⑭ FeO-50,9%; MgO - 6.72%; CaO - 0.53%

Таблица 4. Химический состав пород (вес. % сухой пробы).

Глубина (м)	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
SiO <sub>2</sub>	76,83	72,42	69,30	73,00	72,26	78,00	74,62	71,70	70,43	63,66
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,28	0,25	0,23	0,22	0,12	0,27	0,23	0,28	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,21	13,98	14,99	15,02	15,26	14,81	15,05	16,15	15,89	20,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	0,35	0,90	0,15	-	0,30	0,92	-	1,22	0,50
FeO	0,49	1,39	2,2	0,62	1,51	0,6	0,52	0,54	0,39	1,2
MnO	-	0,13	0,11	-	0,02	-	0,05	-	0,07	0,04
MgO	0,20	0,32	0,31	0,21	0,5	-	0,2	-	0,41	0,82
CaO	0,42	0,6	0,43	-	0,69	0,7	0,28	1,3	0,58	0
Na <sub>2</sub> O	1,54	2,60	2,52	1,35	2,09	3,00	1,64	1,36	1,87	1,71
K <sub>2</sub> O	4,42	4,48	4,87	5,05	4,85	4,60	4,70	5,10	5,14	6,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,15	0,09	0,15	0,06	0,05	0,08	0,11	0,10	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0	0,2	0,1	0,3	0	0	0,3	0	0,3	0
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,31	2,68	3,4	3,59	2,08	1,5	2,8	3,4	2,8	3,96
Сумма	100,1	99,58	99,47	100,17	100,14	100,08	99,73	99,89	99,6	99,4
Be	1,80	2,30	1,60	2,60	5,20	3,00	2,10	2,80	4,50	-
Co	3,30	4,30	3,50	4,00	5,20	6,10	6,60	7,00	7,50	-
Cr	14,2	22,0	10,7	22,3	24,7	19,5	16,0	21,6	27,8	-
Cu	7,64	9,88	7,20	8,73	6,33	5,16	6,13	4,18	6,90	-
Li	16,5	13,5	10,3	6,75	9,05	9,09	7,02	9,08	8,10	-
Pb	44,1	47,6	49,0	49,0	49,0	51,1	49,0	56,0	35,0	-
Sr	130	126	135	160	123	120	118	118	115	-
Zn	32,9	60,5	46,2	66,2	73,6	48,5	45,7	82,2	43,6	-
Zr	2,73	2,63	1,65	3,45	4,14	2,00	2,58	2,94	5,16	-

Примечание. Анализы выполнены на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Plasmaquant – 110, ДВГИ ДВО РАН, аналитик к.г.-м.н. Киселев В.И.; – не анализировалось, микроэлементы – в ppm.

### Термодинамические расчеты

Для расчета термодинамических параметров (ионической силы раствора, индекса насыщения минералов, активностей ионов) были выбраны 45 полных химических анализов образцов вод. Первоначально все анализы были проверены на массовый баланс, и при расчетах использовались только анализы, у которых массовый баланс был лучше, чем 5 %. Термодинамическое моделирование проводилось на базе следующих программ: Phreeqc [9], Waterq4f [7], Aquachem и Netpath [10]. Все термодинамические расчеты соотносились с минеральным составом пород в исследуемом районе. Проведенные расчеты показали, что ионическая сила раствора увеличивается в ряду от поверхностных вод к пресным и далее к минеральным и составляет 0,001, 0,005 и 0,051, соответственно.

Как пресные, так и минеральные подземные воды месторождения Ласточка находятся в равновесии с кальцитом, доломитом, кварцем и халцедоном и пересыщены по отношению к каолиниту, мусковиту, гематиту и гетиту. Кроме того, пресные воды слегка пересыщены по отношению к монтмориллониту и сидериту. Как пресные, так и минеральные воды сильно неравновесны с пиритом и первичными алюмосиликатами.

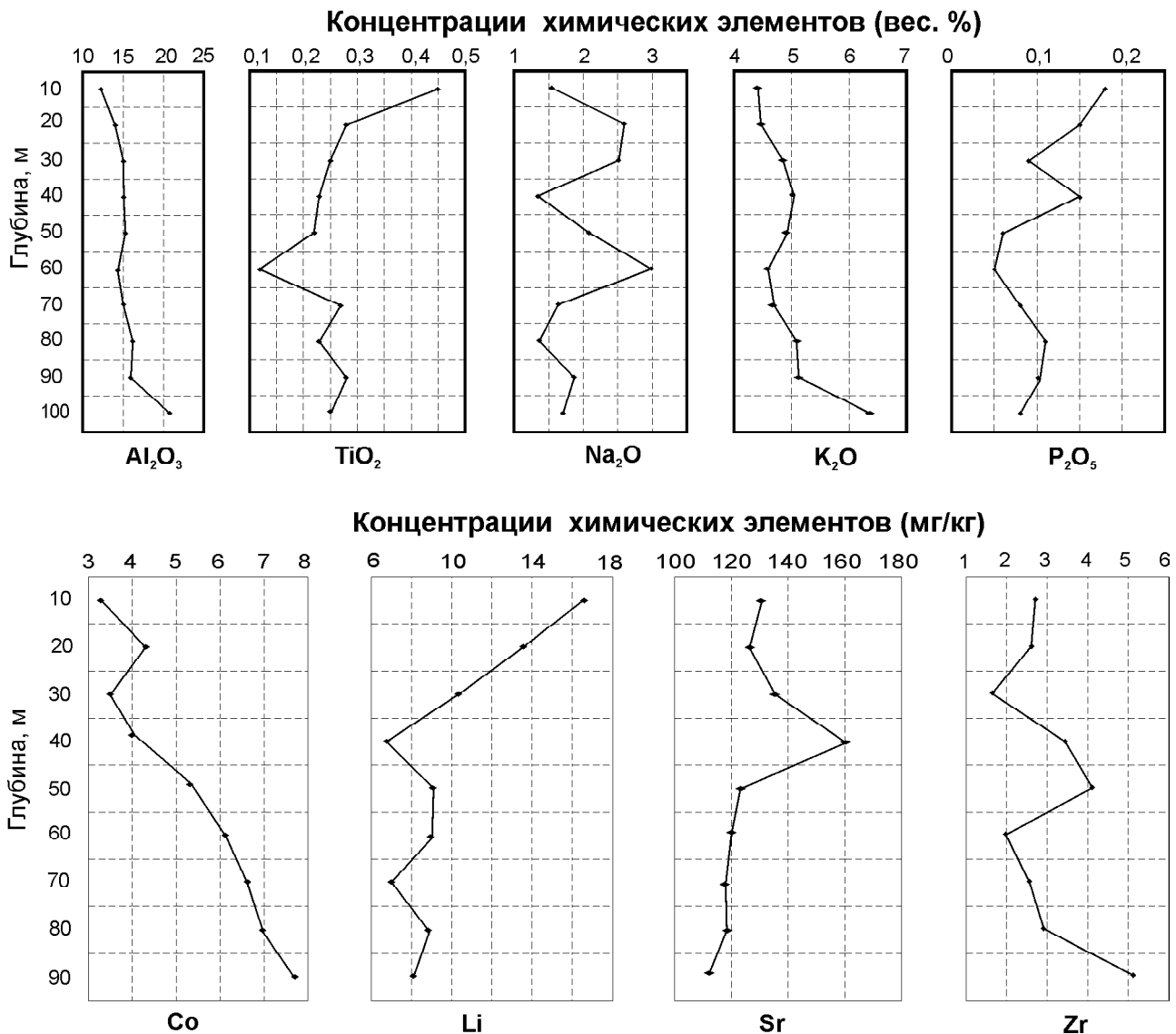
На диаграммах стабильности минералов в координатах  $\lg [H_4SiO_4] - \lg [Na^+] / [H^+] - \lg [Ca^{2+}] / [H^+]^2$  изученные воды располагаются в поле стабильности следующих минералов: поверхностные и минеральные воды – каолинита, а пресные подземные воды – Са-монтмориллонита.

Расчеты массового баланса по программе Netpath [10] показали, что наиболее важной реакци-

Рис. 5. Взаимоотношения первичных и вторичных минералов в водовмещающих породах месторождения Ласточка.

Фотографии получены с использованием микронзондового анализатора Jeol, JXA 8100 в отраженных электронах (режим СОМР). Цифрами показаны точки выполнения микронзондового анализа. Буквами на рисунке указаны следующие минералы: Q – кварц, Pl – плагиоклаз, K – калиевый полевой шпат. А – пористый среднезернистый песчаник с глубины 20 м, общий вид; Б – непористый мелкозернистый песчаник с глубины 60 м, общий вид. На врезке показано полное замещение зерна альбита каолинитом.





**Рис. 6.** Изменение концентраций химических элементов в водовмещающих породах с глубиной.

ей, определяющей химический состав обоих типов вод, является реакция растворения альбита, как в присутствии углекислого газа, так и без него. Осаждение кальцита и каолинита сопровождается растворением альбита. Результаты проведенных расчетов хорошо согласуются с минеральным составом изученных пород и его вторичными изменениями.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование современных аналитических методов для изучения пород, вод и газов месторождения Ласточка позволило сделать следующие выводы:

1. Подземные пресные и углекислые минеральные воды имеют метеорное происхождение, ведущую роль в формировании геохимического

облика углекислых минеральных вод играет взаимодействие в системе вода–порода–газ, а время взаимодействия не превышает 50 лет. Обогащение подземных вод натрием вызвано, во-первых, растворением первичных алюмосиликатов (альбита) и, во-вторых, связыванием кальция и магния глинистыми минералами и карбонатами.

2. Обширное поступление углекислого газа по глубинным разломам в приповерхностную зону является основным фактором, обуславливающим формирование уникального состава углекислых минеральных вод месторождения. Изотопные данные показали, что углекислый газ – мантийный. Огромная разница в минерализации пресных и минеральных вод вызвана различием (более чем в 10 раз) в парциаль-

ном давлении газа при реакциях. Увеличение парциального давления углекислого газа в минеральных водах по сравнению с пресными, во-первых, уменьшает рН вод, а во вторых, сдвигает равновесие вод на диаграммах стабильности минералов из области монтмориллонита (для пресных вод) в область каолинита (для минеральных вод).

3. Распределение основных и рассеянных элементов в водовмещающих породах показывает, что процесс растворения первичных алюмосиликатов идет параллельно с осаждением вторичных минералов.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН, грант № 06-III-A-08-323.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Горячев В.А. Разработка и применение высокочувствительного газового пропорционального метода измерения трития в интересах океанографии: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1997. С. 20.
2. Рынков В.С. Подземные воды Дальнего Востока. Владивосток, 1988, 78 с.
3. Сергеев В.И. Геологическое строение и рудные месторождения нижнего течения междуречья р. Бикин и Большая Уссурка. 1993. Отчет, 277 с.
4. Челноков А.Н., Дергачева Л.Н., Челнокова Б.И., Веремчук Л.В. Округ горно-санитарной охраны месторождения углекислых минеральных вод завода розлива "Ласточка". Владивосток. 1995. 85 с.
5. Чудаев О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2003. 203 с.
6. Чудаева В.А., Чудаев О.В., Челноков А.Н. и др. Минеральные воды Приморья. Владивосток: Дальнаука, 1999. 164 с.
7. Ball J.W., Nordstrom D.K. User's manual for WATERQ4F, with revised thermodynamic data base and test cases calculating speciation of major, trace and redox elements in natural waters. USGS Open-file Report. 1991. 91-183.
8. Lasaga A.C., 1984. Chemical kinetics of water-rock interactions. J.Geophys.Res. 89. 4009-4025.
9. Parkhurst D.L. User's guide to PHREEQC – A computer program for speciation, reaction-path, advective transport, and inverse geochemical calculation. Water-Resources Investigation Report 95-4227. 1995. Lakewood, Colorado.
10. Plummer K.N., Prestemon E.C., Parkurst D.L., 1991. An interactive code (Netpath) for modeling net geochemical reactions along a flow path. US Geol.Surv.Water. Res. Inv., 91-4078, 100 p.

Поступила в редакцию 22 февраля 2006 г.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым

**G.A. Chelnokov, N.A. Chepkaya, A.A. Karabtsov, V.I. Kiselev, N.A. Zykin, V.A. Goryachev**  
**Geochemistry of carbon mineral waters and water-enclosing rocks of the Lastochka deposit**

Original data are offered on the geochemistry of underground waters and water-enclosing rocks of the Lastochka carbon mineral water deposit. These data in conjunction with new isotope data ( $d^{18}\text{O}$ ,  $d^2\text{H}$ ,  $d^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ ) made it possible to solve the problem of the origin and evolution of underground waters and gasses at the deposit. Fresh (mineralization 0.1-0.5g/l) and carbon mineral (mineralization 3.7-4.7 g/l) underground waters were studied at the deposit. For the first time data were obtained ( $^3\text{H}$ ) allowing us to estimate the rate of water exchange in the water-rock-gas system at this deposit.

**Key words:** Hydrogeochemistry, mineral waters, hydrogeology, carbon dioxide, Primorye.

**РЕЦЕНЗИИ**

УДК 552.143

**ЭВОЛЮЦИЯ КЛАСТИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ\***

**Г.Л. Кириллова**

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Книга известного японского профессора седиментологии Hakuu Okada “The Evolution of Clastic Sedimentology”, написанная при участии проф. Alec J. Kenyon-Smith – выдающееся событие в истории геологии. Она уникальна как по своему содержанию, так и по весьма оригинальной манере изложения. Галерея портретов ученых-основоположников ключевых направлений седиментологии несомненно украшает книгу и оживляет изложение фундаментальных основ седиментологии.

Книга написана простым, ясным языком. Особую ценность представляют комментарии проф. Н. Okada, известного японского седиментолога, изучавшего разнообразные обстановки седиментации в различных частях нашей планеты и имеющего огромный опыт сравнительного анализа. Этот труд интересен и для зрелых исследователей, и для молодого поколения геологов, которые почерпнут в ней много полезных знаний.

Монография состоит из 9 глав, весьма представительного и объемного списка литературы, авторского и предметного указателей.

**Первая глава** служит введением. В ней дано определение седиментологии, перечислены методы седиментологии, суммированные в таблице. Очень наглядно представлено развитие седиментологии в виде схемы, где в хронологическом порядке перечислены ученые-седиментологи от Steno (1669 г.) до Vail (1987 г.), внесшие наиболее существенный вклад. Здесь же отмечены главные события (экспедиция Челленджера 1872–76 гг.; начало издания Journal Sediment. Petrology, 1931 г.; 1-ый Международный седиментологический конгресс, 1946 г.; создание Международной ассоциации седиментологов, 1962 г.; начало программы глубоководного бурения, 1968 г. и

др.), оказавшие влияние на становление новых дисциплин в рамках седиментологии: осадочной петрологии, фациального анализа, анализа бассейнов, секвенстратиграфии и др.

В главе подчеркивается влияние седиментологии на другие геологические науки: вулканологию, петрологию, морскую геологию, минералогию, геоморфологию, а также прикладные науки (экологию, геотехнологию, инженерную геологию, почвоведение и др.).

Во **второй главе** шаг за шагом прослеживается развитие геологии и стратиграфии в “доседиментологический” период. Авторы ведут читателя через галерею портретов основоположников геологии, сформулировавших ее первые законы: N. Steno, A.G. Werner, R. Jamson, J. Hutton, рассказывают о первых наблюдениях за последовательностью слоев, о геологическом времени, о первой литологической колонке палеогена G. Cuvier, составленной в содружестве с палеоботаником А. Brongniart для Парижского бассейна. Уже тогда было замечено, что чередование слоев связано с изменением обстановки, и эти изменения назывались революционными. В это же время, в 1815 г., W. Smith опубликовал первую составленную им цветную геологическую карту Англии. Проф. H. Okada также демонстрирует ее в своей книге.

В начале 18 века геология бурно развивалась. Появилась первая книга J. Hutton “Теория Земли” (1802). Позже Charles Lyell развил концепцию J. Hutton в фундаментальную теорию и опубликовал книгу “Принципы геологии”. Им же был сформулирован принцип униформизма: “Настоящее – ключ к прошлому”. В своей книге Ч. Лайель описал и формирование осадков, что позволило потомкам назвать его “пионером седиментологии”.

\*Рецензия на книгу H. Okada with Alec J Kenyon Smith “The Evolution of Clastic Sedimentology”. Edinburgh: Dunedin Academic Press, 2005, 251 p.

Заканчивается глава рассмотрением геосинклинальной концепции, стадий геосинклинального цикла, основанных на различии фаций, формаций. Подчеркиваются особенности этой концепции в США, Европе и Восточной Азии, связанные с положением и строением геосинклиналией в этих регионах.

В **третьей главе** в весьма интересной форме описывается развитие различных аспектов седиментологических исследований в хронологическом порядке. Подчеркнута роль Ч. Lyell в становлении седиментологии, изучении структуры\* осадочных пород (косой слоистости, знаков ряби и др.) и реконструкции обстановки осадконакопления по ним. Однако, авторы считают “отцом седиментологии” не Ч. Лайеля (как представляется некоторым современным седиментологам, в частности M.R. Leeder), а Н.С. Sorby (1826–1908), который впервые на количественной основе описал происхождение и механизм формирования осадочных структур.

На основании изучения песчаников каменноугольной угленосной формации в Центральной Англии он отметил зависимость формы слоев, величины знаков ряби от скорости течения и впервые предложил изучать эту зависимость экспериментально. Эти исследования продолжил Е.В. Bailey, который выделил два главных типа слоистости: косую, характеризующую движение потоков в различных седиментационных обстановках, и градационную, характерную для глубоководной седиментации. Он также впервые отметил, что в подстилающих слоях косая слоистость имеет более крутые углы наклона, чем в перекрывающих. Эти исследования стимулировали изучение направления палеотечений в осадках с использованием разных методов: анализа подошвенных слепков, определения ориентировки гравия, галек, фрагментов раковин и растений, регистрации уменьшения размера обломков вниз по течению.

Все эти исследования были очень важны для перехода к мегаседиментологии или анализу бассейнов седиментации. Для этой стадии исследований очень важно было определить источники сноса, и авторы иллюстрируют становление этого метода исследований на примере палеозойских осадков в Аппалачах. Там после долгих исследований и дискуссий было доказано, что осадки формировались за счет размыта западного источника сноса, сложенного осадочными и метаморфическими породами, а не восточной вулканической дуги, как считалось ранее. Основы анализа бассейнов были заложены F.J. Pettijohn и его

учеником Р.Е. Potter. Анализ бассейнов основывался на изучении палеотечений, распределения фаций, осадочных последовательностей в разных частях бассейна (в трех измерениях), тектонической обстановки, вулканизма.

Принципы анализа бассейнов позже были развиты в работах P.A. Allen и J.R. Allen, A.D. Miall, W.R. Dickinson, A.G. Fischer, H.D. Klemme, D.R. Kingston, C.P. Dishroon, P.A. Williams, R.V. Ingersoll и др. Авторы в своей книге приводят ряд примеров анализа бассейнов, формировавшихся в различных условиях.

Несколько разделов третьей главы посвящены развитию концепции турбидитных течений, которая зародилась еще в 1887 г., когда F.A. Forel при исследовании Женевского озера отметил, что мутные воды р. Роны периодически “погружаются” под чистые воды озера и по каньону достигают его наиболее глубоких частей. Позже Ph.H. Kuenen экспериментально подтвердил существование турбидитных течений и назвал осадки с градационной слоистостью турбидитами. Большое внимание осадочным структурам, создаваемым турбидитными течениями, в частности подошвенным отпечаткам, уделяли S. Dzulynski, J.E. Sanders, F. Ricci-Lucchi.

Особенно интенсивно стали изучаться турбидитные течения и связанные с ними осадки после землетрясения 18 ноября 1929 г. в районе Ньюфаундлендской банки, где турбидитный поток разорвал трансатлантический телеграфный кабель. В.С. Heezen и М. Ewing удалось рассчитать скорость потока, убывавшую на расстоянии 600 км от 28 м/с до 6 м/с.

G.V. Middleton и M.A. Hampton выделяли четыре типа гравитационных потоков: турбидитные течения, флюидизированный поток, зерновой поток и обломочный поток. Особо значимый вклад в изучение турбидитов внесли А.Н. Vouma и R.G. Walker. Позже W.R. Normark предложил модели формирования турбидитов в виде подводного конуса выноса (fan) или глубоководного конуса выноса, которые связаны с подводными каньонами и формируются у подножия континентального склона.

Заканчивается раздел о турбидитах описанием интересного феномена – отраженных турбидитных течений, формирующихся в узких бассейнах. В таких обстановках в нижней части турбидитной последовательности направление течения на 180° отличается от направления течения в верхней части.

Последние разделы третьей главы посвящены сейсмостратиграфии и секвенсстратиграфии, получивших широкое распространение в последние 30 лет, особенно в нефтеносных бассейнах. Отмечена большая роль в становлении метода сейсмострати-

\* В русской литературе в этом смысле используется термин текстура.

графии R.M. Mitchum, С.Е. Payton и P.R.Vail. Основные положения концепции сейсмостратиграфии проиллюстрированы рисунками.

Секвенсстратиграфия, как и сейсмостратиграфия, основывается на выделении осадочных последовательностей разного ранга, ограниченных несогласиями. Такие последовательности большого стратиграфического диапазона, ограниченные несогласиями, впервые выделяли L.L. Sloss (1963) в Северной Америке и К.Н. Chang (1973) в Корее. Однако в то время эти идеи не получили широкого распространения. Лишь в 1987 г. P. Vail и его коллеги основали новое направление в седиментологии – секвенсстратиграфию. В качестве теоретической основы постулировалась ведущая роль эвстатических колебаний уровня Мирового океана в формировании осадочных комплексов, ограниченных несогласиями. Но успешное развитие этой концепции обусловлено комбинацией сейсмостратиграфии с седиментологией, изучением обстановок седиментации, фаціальным анализом, детальной био-, магнито- и хроностратиграфией (на основе определения абсолютного возраста осадков). По мнению ученых, родилась новая парадигма.

Авторы в своей книге описывают главные принципы секвенсстратиграфии, сопровождая их наглядными иллюстрациями, и в заключение обсуждают некоторые проблемы секвенсстратиграфии. Прежде всего, они подчеркивают, что модели секвенсстратиграфии разрабатывались на примере пассивных окраин западной Атлантики и для других регионов должны применяться после тщательной корреляции с региональной обстановкой. Следует учитывать роль тектонических движений, интенсивную поставку кластического материала (на примере Восточно-Азиатской окраины), что может снивелировать влияние глобальных трансгрессий. Для неморских осадков принципы секвенсстратиграфии также применимы, но в ряде случаев имеются ограничения. Весьма успешно они применяются в угленосных бассейнах.

**Четвертая глава** “Развитие осадочной петрологии” начинается с описания становления петрографии осадочных пород. Расцвет петрографии осадочных пород связан с именем Н.С. Sorby, который ещё в 23-летнем возрасте научился у медиков изготовлению шлифов и впервые в 1849 г. использовал микроскопические исследования для описания состава твердых пород. В этой главе шаг за шагом описывается развитие осадочной петрологии и петрографии в разных странах, показана роль наиболее выдающихся учёных разных стран в становлении этих разделов науки. Особо отмечена роль W.C. Krumbein и F.J.

Pettijohn, написавших в 1938 г. учебник по петрографии осадочных пород, не утративший своего значения до сих пор. Однако авторы книги показали, что путь петрологии осадочных пород не был простым. Они иллюстрируют это на примере классификации песчаников. Начиная с P.D. Krynine, предложившего в 1948 г. одну из первых генетических классификаций песчаников, за 20 лет в более чем 10 странах на 7 языках было предложено более 50 версий классификаций песчаников! В основу их были положены различные критерии и их комбинации. В такой ситуации возникали курьезы, когда граувакки в горах Гарц Германии по составу не отличались от аркозов в Овернских горах Франции.

В итоге на основе пересмотра предыдущих классификаций были предложены R.H. Dott (1964) и Н. Okada (1971) новые классификации, основанные на наблюдаемых и измеряемых параметрах. Они строились с учётом текстуры (размер зёрен и количество цемента) и состава обломков. Стали использоваться треугольные диаграммы, формулы.

Следующим шагом в 70-х годах прошлого века стало использование петрологических особенностей песчаников для реконструкции тектонических обстановок и областей сноса. Ярким представителем этого направления является W.R. Dickinson.

Почти одновременно в 80-х годах прошлого века развивался химический метод. По соотношению оксидов в песчаниках реконструировались 3–4 главных тектонических обстановки, в которых формировались песчаники (M.R. Bhatia, B.P. Roser, R.J. Korsch и др.). Недавно японские исследователи (K. Kiminami с соавторами) успешно применили “индекс основности” для выделения зрелых, эродированных и незрелых островных дуг.

В итоге стало возможным выделять петрофации, петрографические зоны и петропровинции. Большую помощь ныне оказывает применение масс-спектрометрии, позволяющей определить возраст отдельных минералов, а следовательно, и области сноса.

Большой раздел в четвертой главе посвящен текстуре осадочных пород. Подчеркнута важность исследования зрелости осадков, гранулометрии, морфометрии зёрен, оценки их окатанности, отсортированности, характера поверхности. Все эти характеристики дают фундаментальную информацию, используемую в нефтяной геологии.

**Пятая глава** “Развитие литологии” начинается с раздела “Фаціальная концепция”. Авторы совершенно справедливо отмечают, что нет более многозначного геологического термина, чем слово “фация”. Начинается рассмотрение концепции с работ A. Gressly,

его пяти законов, являющихся фундаментом фациального анализа. Отдельный раздел посвящен закону корреляции фаций J. Walther, гласящему, что вертикальная последовательность фаций первоначально формировалась в различных, но рядом расположенных обстановках. Следует заметить, что J. Walther сформулировал свой закон в 1893 г. Несколько раньше, в 1869 г. русский ученый Н.А. Головкинский, изучая пермскую формацию в центральной части Камско-Волжского бассейна, впервые отметил, что “общепринятое убеждение в последовательности образования последовательно друг на друга налегающих слоёв неверно”. Он доказал, что эти слои первоначально накапливались рядом друг с другом. Позже этот закон, установленный Н.А. Головкинским, был сформулирован в 1872 г. русским геологом А.А. Иностранцевым, а затем уж был дополнен и уточнён J. Walther и получил мировую известность. Интересно отметить, что Н.А. Головкинский впервые перевёл на русский язык труды Ch. Lyell, изданные в Санкт-Петербурге в 1866 г.

Большой раздел в главе посвящен фациальному анализу и фациальным моделям. Фациальный анализ вслед за А. Hallam определён как реконструкция обстановок седиментации через физические, химические и биологические особенности осадочных пород. Построение фациальной модели, которая R.G. Walker определена как синтетическое отображение частных обстановок седиментации, является конечной стадией фациального анализа. Причём могут конструироваться фациальные модели различных уровней: от сложной обстановки до простейшей. Показана значимость двух фундаментальных типов вертикальных рядов фаций: “coarsening-upward” последовательность и “fining-upward” последовательность.

Подчеркнута и показана на ряде типичных примеров важность изучения обстановок седиментации в дельтах и эстуариях, поскольку они очень чувствительны к изменению уровня моря. Отмечен удачный метод кодирования литофаций, предложенный A.D. Miall (1978) и широко используемый в практике. Только для флювиальных осадков им предложено 19 типов литофаций.

В последнем разделе пятой главы авторы анализируют смысл термина “литология” и его соотношение с термином “седиментология”. В XIX веке и начале XX века термин “литология” был практически синонимом термина “петрография”. Следует заметить, что позже смысл этого термина изменился, особенно среди российских геологов (А.Н. Заварицкий, С.Ф. Малявкин, А.Н. Гейслер, Н.М. Страхов,

Л.Б. Рухин). В частности, Ю.А. Жемчужников (1948) считал, что литология – это наука о закономерных связях и отношениях во времени различных осадочных пород, а Л.Б. Рухин (1969) определял литологию как геологическую науку, изучающую осадочные породы и их сочетания вместе с приуроченными к ним полезными ископаемыми. Литология в России постепенно превратилась в синтетическую “науку об осадочных породах”, включающую в себя в виде самостоятельных разделов петрографию осадочных пород, литогеохимию, фациальный и формационный анализ и седиментологию.

Седиментологией в узком смысле С.И. Романовский, издавший в 1977 г. книгу “Седиментологические основы литологии”, считал науку, занимающуюся реконструкцией механизма процессов седиментогенеза геологического прошлого. В целом же можно согласиться с авторами книги, что термин “литология”, широко используемый в России и Японии, на современном этапе исследований всё меньше отличается от термина “седиментология”.

**В главе шестой** “Становление седиментологии” кратко рассмотрены седиментологические школы Западной Европы, России и Америки. Как уже говорилось, петрография в Западной Европе интенсивно развивалась после введения Н.С. Sorby в Англии микроскопических исследований в 1869 г., за что он получил медаль Лондонского Геологического общества и был назван “отцом петрографии”. Им было сделано также много ценных наблюдений при изучении седиментологических процессов, проведении экспериментов, большое значение придавалось исследованию тяжелых минералов. В 1920–1940 гг. появилось много учебников по осадочной петрографии.

К сожалению, русская школа литологов развивалась в какой-то мере изолированно, и публикации об истории её развития имеются преимущественно на русском языке. Поэтому авторы книги могли почерпнуть некоторые сведения лишь из книги “Энциклопедия осадков и осадочных пород” под редакцией G.V. Middleton (2003), но они очень скудны.

Пользуясь случаем, я хотела бы назвать главные даты и события в развитии русской школы, основываясь на публикациях на русском языке.

Крупнейшим русским геологом первой половины XIX века является Д.И. Соколов (1788–1852 гг.). В основной своей работе, изданной в 1839 г., он подчеркивал взаимосвязь главнейших геологических явлений, к числу которых он относил осаждение осадков из воды, извержение огненных пород и движение земной коры. Он отмечал, что “теперешние перемены

Земли служат как бы ключом к открытию перемен незапамятных”.

Позже, в 1868 г. Н.А. Головкинский впервые сформулировал понятие о геологических горизонтах – петрографических, стратиграфических, палеонтологических и хронологических. Он подчеркнул значение миграции фауны в связи с перемещением береговой линии и фаций, связанных с её положением.

Во второй половине XIX века В.В. Докучаев и К.Д. Глинка создали науку почвоведение и описали процессы выветривания в разных климатических зонах. П.А. Армашевский в 1883 г. впервые применил метод микропетрографической корреляции осадочных пород. А.П. Павлов в 1888 г. описал генетические типы пород ледниковой и послеледниковой эпох.

Большой вклад в развитие литологии в начале XX в. внес А.Д. Архангельский. В 1912 г. он дал палеонтологическую, петрографическую и фаціальную характеристику верхнемеловых пород на западе России. Он установил, что аналогом писчего мела среди современных осадков является глобигериновый ил. Изучая осадки Черного моря, А.Д. Архангельский предположил, что сероводородное заражение, установленное на дне Черного моря, весьма благоприятно для образования нефтеносных толщ. А.П. Карпинский на примере Русской платформы выяснил связь между очертаниями древних морей и тектоническими движениями прошлого.

К первым десятилетиям XX в. относятся работы Я.В. Самойлова, детально изучившего минерально-петрографический состав различных типов осадочных пород России. Он же исследовал роль организмов в образовании осадочных пород. В это же время И.М. Губкин на основе анализа тектонических и фаціальных обстановок предсказал расположение новых нефтеносных районов (в частности, Западно-Сибирский).

О.М. Аншелес провел в 1927 г. микроскопические исследования мезозойских отложений Урало-Эмбенского района, А.В. Пустовалов и А.Д. Архангельский исследовали химический состав и генезис железных руд, важных для промышленности.

Глубокий след в учении об осадочных породах оставил В.И. Вернадский (1863–1945 гг.), который разработал основные положения геохимии, создал новую науку – биогеохимию. Ученик В.И. Вернадского А.Е. Ферсман (1883–1945 гг.) подробно охарактеризовал физико-химические факторы осадкообразования.

В эти же годы были изданы “Петрография осадочных пород” А.Н. Заварицкого (1932 г.) и “Петрография осадочных пород” М.С. Швецова. Эти работы

сыграли большую роль в развитии петрографии осадочных пород в России.

Большое значение в развитии литологии имели исследования Н.М. Страхова. Он перешёл от многочисленных частных фактов и наблюдений к построению литологической теории, которая основывалась на изучении современного осадкообразования, физико-химическом эксперименте и сравнительном анализе древних осадочных формаций. Н.М. Страхов опубликовал в 1960–1962 гг. трехтомный труд “Основы теории литогенеза” и “Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли”. Им выделено три основных типа литогенеза: гумидный, аридный и ледовый. Эти работы были переведены на многие языки мира. Н.М. Страховым был основан в 1963 г. журнал “Литология и полезные ископаемые”, по его инициативе стали регулярно проводиться Всероссийские литологические совещания.

Далее литология развивалась быстрыми темпами по многим направлениям. Активно работала школа литологов в г. Москве (Ю.А. Жемчужников, Г.И. Бушинский, А.В. Казаков, И.В. Хворова, А.Г. Коссовская, Л.В. Ботвинкина, Е.В. Шанцер, А.Б. Ронов, В.Д. Шутов, В.И. Холодов, А.П. Лисицын, В.Т. Фролов и многие другие). Весьма плодотворно работала школа литологов г. Ленинграда (Санкт-Петербурга): В.М. Сеницын, Л.Б. Рухин, Н.Н. Верзилин, Н.В. Логвиненко, В.Н. Шванов, С.И. Романовский. Были созданы школы литологов в Сибири (В.П. Казаринов, Ю.П. Казанский, Э.А. Еганов, Е.П. Акульшина и др.), в Узбекистане (В.И. Попов, В.И. Троицкий, В.Ю. Запорожцев).

Однако вернёмся к рецензируемой книге. Американская школа в ней представлена также весьма схематично. Отмечено, что главное внимание уделялось изучению осадочных текстур и осадочных процессов для удовлетворения запросов нефтяной геологии. Такая краткость может быть оправдана тем, что в предыдущих разделах результаты исследований американских ученых по разным разделам седиментологии представлены довольно полно.

Далее авторы совершенно справедливо отмечают, что направления исследований в седиментологии с середины XX столетия, когда она уже стала фундаментальной наукой, изменились. Главными стали: 1) прямые наблюдения современных и древних осадков, обстановок седиментации (фаціальный анализ) и их моделирование; 2) экспериментальное моделирование осадочных процессов в различных условиях (экспериментальная седиментология); 3) математическое моделирование с помощью ПК. Авторы книги приводят множество примеров исследований во всех трёх

направлениях и делают справедливый вывод, что произошло становление новой седиментологии. Однако термин “седиментология” долгое время был распространён преимущественно в Европе и не использовался в Америке.

В главе седьмой “Седиментология и изучение дна океана” авторы, прежде всего, описывают историю исследований морского дна, начиная с первой экспедиции на парусном деревянном корвете “Челленджер”, состоявшейся в 1872 г. В задачи её входило систематическое исследование физических, химических и биологических характеристик вод океана, определение глубин и состава осадков дна океана. Экспедиция длилась 3,5 года. После её окончания, под руководством J. Murray было написано 50 томов отчета, объемом 29500 страниц, составлена классификация глубоководных осадков, описаны микроорганизмы, марганцевые конкреции, космическая пыль. J. Murray и A.F. Renard показали, что пелагические осадки содержат очень мало терригенного материала.

В 1968 г. была начата программа глубоководного бурения с судна “Гломар Челленджер”, продолжавшаяся до 1985 г. Она имела большое значение в развитии седиментологии. Прежде всего, и на примере океанских осадков был подтвержден закон Вальтера. Было установлено 5 последовательно сменяющихся литофаций, подтверждающих спрединг срединно-океанического хребта. Был предложен новый термин “стратиграфия плиты” (Berger и Winterer, 1974). Было доказано, что около глубоководного желоба океанические осадки замещаются турбидитами. Интересные результаты были получены в Средиземном море. Было установлено широкое распространение эвапоритов на дне моря, изучены их литология и стратиграфия.

Важным достижением этой программы было установление системы глубоководных течений на дне океанов, доказанных эрозией океанических осадков. Скорость течений достигает 10–15 см/с, реже – до 30 см/с. В нижней части континентального шельфа скорости контурных течений достигают 40 и даже 100 см/с. Эти течения способны размывать пески турбидитов и перемывать их. В.С. Neezen с соавторами (1966) назвал осадки контурных течений контуритами и описал их основные признаки, позже дополненные A. Bouma.

Ещё одним интересным результатом программы было открытие на дне океанов чёрных сланцев, богатых органическим углеродом, отражающих аноксические обстановки в океане. Позже на этой основе

была проведена глобальная корреляция аноксических событий.

**Восьмая глава** “Седиментология в Японии” очень интересна любознательному читателю, т. к. даёт возможность получить информацию в концентрированном виде от авторитетного японского седиментолога проф. Н. Okada. Потребность в исследовании минеральных ресурсов диктовалась запросами промышленности, как и во всех других странах. Поэтому во второй половине XIX века в Японию были приглашены трое ученых из Европы и Америки, которые проводили геологические исследования, составили первые карты, а главное, обучали молодых геологов. Особенно много было сделано E. Naumann. По его инициативе в 1878 г. была создана Геологическая служба Японии. В 1885 г. он опубликовал книгу “О строении и развитии Японских островов”, где впервые выделил главные тектонические линии: Срединную и Фосса-Магна.

В 1893 г. было основано Геологическое общество Токио, которое в 1934 г. было переименовано в Геологическое общество Японии. В начале XX века открылись геологические факультеты в ряде университетов Японии, появились первые публикации по стратиграфии, седиментологии. Всемирно известными были результаты изучения глауконита J. Takahashi, который считается пионером седиментологии в Японии. Он же изучал цикличность нефтегазоносных отложений. Его ученик T. Yagi ввёл в обиход термин “седиментология”.

Наиболее интенсивно седиментологические исследования велись в угленосных бассейнах северного Кюсю и Хоккайдо. В 1931 г. H. Imai издал книгу “Литоология”, которая имела большое значение для дальнейших исследований. Он определил литологию как науку, которая изучает все аспекты осадков и осадочных пород. Позже M. Minato дал более широкое толкование этого термина в своей книге “Литоология” (1953). В это же время была издана книга T. Matsumoto “Описание геологической истории Японии” (1949).

Интенсивное развитие седиментологии началось после Второй мировой войны: были основаны седиментологический подкомитет Национального комитета геологии в 1951 г., Седиментологическая ассоциация в 1957 г. и институты морских наук после 1962 г. Началась регулярная публикация книг и статей во вновь организованных журналах “Marine Geology”, “The Journal of Sedimentological Research” и др. Японские седиментологи вели исследования морских осадков на научно-исследовательских судах, участвовали в программе IPOD.



Был организован институт экспериментальной седиментологии.

Далее проф. Н. Okada в хронологической последовательности (по десятилетиям), начиная с 1950 г., освещает главные результаты исследований японских седиментологов. И это очень интересный материал, особенно для исследователей, ранее не знакомых с японской литературой по седиментологии.

В **девятой главе** “Седиментология в XXI веке” обсуждаются направления будущего развития седиментологии. Прежде всего, отмечается сближение седиментологии и стратиграфии, которое усилилось во время становления секвенстратиграфии в 1970–80-х гг. С появлением концепции “экспериментальной стратиграфии” в 2001г. оно, видимо, будет усиливаться. В рамках этой концепции предусматривается количественный анализ седиментационных процессов в осадочных бассейнах и предсказание стратиграфической последовательности.

Вторым направлением признана “внеземная седиментология”, т. е. начатые в конце XX века исследова-

ования осадков Луны и других планет Солнечной системы: Марса, Венеры и др. Авторы дают краткий обзор уже полученных результатов по внеземной седиментологии.

Третьим направлением названы седиментология окружающей среды, имеющая дело с естественными процессами, и социальная седиментология, связанная с деятельностью людей (наблюдения за искусственными озерами, каналами, гаванями, нефтяным загрязнением и т. д.).

Заканчивая этот последний раздел книги, авторы выражают надежду, что седиментологи в XXI веке будут не только изучать осадки, но и способствовать охране существующих ландшафтов, чтобы сберечь их для следующих поколений людей.

Рецензируемая книга написана столь увлекательно, содержит такое множество интересных фактов, что к ней будут неоднократно обращаться не только седиментологи, которым она будет настольной книгой, но и геологи другой специализации, а также студенты и аспиранты.

Было бы очень полезно перевести книгу на русский язык и использовать при чтении курсов “Седиментология, литология”, “История геологии” в вузах России.

*Поступила в редакцию 27 января 2006 г.*

*Рекомендована к печати Л.И. Попеко*

**НЕКРОЛОГ**

**ВАЛЕРИЙ ИВАНОВИЧ СИНЮКОВ**

**(1949–2006)**

27 марта 2006 г. скоропостижно скончался Синюков Валерий Иванович – кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией геoinформационных технологий, заместитель директора по научно-техническому маркетингу и новым технологиям Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, специалист в области тектоники вулканических поясов и геoinформационных технологий.

В.И. Синюков после окончания горно-геологического факультета Фрунзенского политехнического института в 1971 г. был направлен по распределению в ИТиГ ДВНЦ АН СССР (ныне ИТиГ ДВО РАН), где и работал по настоящее время.

В начале научной деятельности усилия В.И. Синюкова были сосредоточены на изучении окраинно-континентальных вулканических поясов юга Дальнего Востока (формации и стратиграфия, структура, минералогия, разработка методики составления структурно-формационных карт). Были проведены полевые наблюдения во многих частях Сихотэ-Алинского пояса, собран и обобщен огромный материал, позволивший составить тектоническую карту этого района, выявить интересные закономерности в строении вулканогенного комплекса в виде периодического повторения в разрезе формационных рядов, определить положение пояса в системе мезозойд Дальнего Востока.

В 1982 г. Синюков В.И. защитил диссертацию “Тектоника Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса” на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук по специальности “геотектоника”.

Синюков В.И. в течение многих лет занимался исследованием вулканоплутонических поясов как структурных элементов активной континентальной окраины Востока Азии, изучением структурных проявлений глобальных волновых процессов в земной коре. Опубликовал более 30 научных работ, в том числе монографию “Формации и структура Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса” (1986 г.), являлся соавтором 4 терминологических справочников по тектонике.

В последние годы научные интересы Синюкова В.И. были связаны с применением геoinформационных технологий в науках о Земле. Основные направления исследований возглавляемой Синюковым В.И. лаборатории – создание региональных геoinформационных систем, анализ материалов дистанционного зондирования Земли, геоэкологический мониторинг. Под руководством и при непосредственном участии Синюкова В.И. создана ГИС версия “Тектонической карты области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов”, освоено использование материалов радарной топографической съемки Земли (SRTM) и на этой основе разработана методика выявления сейсмически опасных разломов, построена трехмерная модель рельефа прилегающей к Амуру зоны, положено начало применению результатов геотермической съемки Земли в геологии. Синюков В.И. внес существенный вклад в предотвращение чрезвычайной ситуации в конце 2005 г. в связи с загрязнением реки Амур.

Синюков В.И. отчетливо видел перспективы развития геoinформационных технологий в науках о Земле и был беззаветно предан своему делу.

Синюков В.И. стоял у истоков компьютеризации и телекоммуникационного обеспечения ИТиГ, активно занимался внедрением вычислительной техники и современных программных средств, интеграцией локальной вычислительной сети в Интернет, программным и методическим обеспечением издательской деятельности института.

Синюков В.И. был ученым секретарем Координационной комиссии геолого-геофизических исследований на Дальнем Востоке (1983–1990 гг.) и Объединенного ученого совета отделения геологии, геофизики, геохимии ДВО РАН (1990–1993 гг.).

Синюков В.И. награжден Почетной грамотой Президиума РАН и Профсоюза работников РАН.

Валерий Иванович был жизнерадостным, доброжелательным и очень отзывчивым человеком, всегда готовым помочь людям в решении профессиональных и житейских проблем. С большим интересом относился к различным техническим новшествам, был заядлым охотником, увлекался художественной фотографией.

Светлая память о Валерии Ивановиче Синюкове останется в сердцах друзей, товарищей, коллег.

