

**Том 30, номер 3**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Май-Июнь 2011**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



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

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
**ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ**  
Том 30 № 3 2011 Май–Июнь  
Основан в 1982 г.  
Выходит 6 раз в год  
ISSN 0207-4028

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

*Заместители главного редактора*

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

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

Редакционная коллегия

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

Редакционный совет

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

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

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.М. Гагиева, И.Л. Жуланова.</i> Геохронометрия среднепалеозойских вулканитов Омолонского массива: сопоставление К-Аг, Rb-Sr, U-Pb данных, геологическая интерпретация (Северо-Восток Азии) .....	3
<i>В.Г. Гоневчук, Г.А. Гоневчук, В.А. Лебедев, А.А. Орехов.</i> Монцонитоидная ассоциация Кавалеровского рудного района (Приморье): геохронология и некоторые вопросы генезиса .....	20
<i>К.В. Чудненко, А.Ю. Антонов.</i> Оценка условий образования гранитоидных систем методом термодинамического моделирования (Алданский щит, Дальний Восток) .....	32
<i>А.М. Петрищевский.</i> Реологическая модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) .....	50
<i>А.В. Коновалов, А.С. Сычев, В.Н. Соловьев.</i> Массовые оценки скалярных сейсмических моментов очагов слабых землетрясений на юге о. Сахалин .....	66
<i>Н.Ф. Василенко, А.С. Прытков, С.М. Сапрыгин.</i> Горизонтальные движения и генерация сильных землетрясений в недрах северного Сахалина .....	76
<i>Т.Г. Рященко, Н.Н. Ухова, С.И. Штельмах, Н.И. Беянина, П.С. Беянин.</i> Гипотезы формирования бурых суглинков Приморья: ретроспектива и новый взгляд (Дальний Восток России) .....	80
<i>А.И. Серезников.</i> Геолого-гидрогеологическая характеристика и палеогидрогеологические реконструкции Балейского золоторудного поля (Забайкалье) .....	93
<i>В.Ю. Забродин.</i> Палеогеография северо-западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы в мезозое (Дальний Восток) .....	106
 <b>Юбилей</b>	
<i>Романовский Николай Петрович</i> (к 80-летию со дня рождения) .....	116
 <b>Памятные даты</b>	
<i>Лев Исаакович Красный</i> (к 100-летию со дня рождения) .....	117

## CONTENTS

<i>A.M. Gagieva, I.L. Zhulanova.</i> Geochronometry of Middle Paleozoic volcanics of the Omolon massif: comparison of K-Ar, Rb-Sr, and U-Pb data, and their geologic interpretation (North-East Asia) .....	3
<i>V.G. Gonevchuk, G.A. Gonevchuk, V.A. Lebedev, A.A. Orekhov.</i> Association of monzonitic rocks of the Kavalerovo ore district (Primorye): geochronology and some issues of genesis .....	20
<i>K.V. Chudnenko, A.Yu. Antonov.</i> Assessment of the conditions of granitoid systems formation using the thermodynamic modeling method (Aldan Shield, Far East) .....	32
<i>A.M. Petrishchevsky.</i> Rheological model of the South Sikhote-Alin Earth's crust (from gravity data) .....	50
<i>A.V. Konovalov, A.S. Sychov, V.N. Solovyev.</i> Mass estimates of scalar seismic moments of slight earthquake foci on the south of Sakhalin Island .....	66
<i>N.F. Vasilenko, A.S. Prytkov, S.M. Saprygin.</i> Horizontal movements and generation of strong earthquakes in the North Sakhalin interiors .....	76
<i>T.G. Ryashenko, N.N. Ukhova, S.I. Stel'makh, N.I. Belyanina, P.S. Belyanin.</i> Hypotheses of brown loam formation in Primorye: retrospective and a new view (Russian Far East) .....	80
<i>A.I. Serezhnikov.</i> Geological and hydrogeological characteristics and paleohydrogeological reconstructions of the Baley gold ore field (Transbaikal region) .....	93
<i>V.Yu. Zabrodin.</i> Paleogeography of the north-western part of the Sikhote-Alin fold system in the Mesozoic (Far East) .....	106

### Jubilees

<i>Nikolai P. Romanovsky</i> (80th birth anniversary) .....	116
---	-----

### Memorial dates

<i>Lev I. Krasny</i> (100th birth anniversary) .....	117
--	-----

**ГЕОХРОНОМЕТРИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ОМОЛОНСКОГО  
МАССИВА: СОПОСТАВЛЕНИЕ K-Ar, Rb-Sr, U-Pb ДАННЫХ, ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)**

*А.М. Гагиева, И.Л. Жуланова*

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, ул. Портовая 16,  
г. Магадан, 685000, e-mail: gagieva@neisri.ru, metamor@neisri.ru*

Поступила в редакцию 28 мая 2010 г.

Обобщены результаты K-Ar, Rb-Sr изохронного и U-Pb датирования (метод SHRIMP по цирконам) среднепалеозойских вулканогенных образований Омолонского массива. Сделан вывод, что принципиально они согласуются как между собой, так и с геологическими данными. Формирование кедонской серии, слагающей основной объем вулканитов среднего палеозоя, началось на рубеже раннего и среднего девона, около 400 млн лет назад (U-Pb даты  $400.5 \pm 4.4$  и  $387.6 \pm 6.4$ , Rb-Sr изохрона  $402 \pm 6$  млн лет). Вопрос об изотопном возрасте верхней границы кедонской серии остается открытым, поскольку сохраняются разногласия в определении ее стратиграфического положения. Для 111 K-Ar датировок вулканитов кедонской серии построена гистограмма. Она имеет полимодальный характер, свидетельствующий о нарушении K-Ar изотопных систем под влиянием термальных событий, которые происходили 310–290 (конец карбона–начало перми) и 240–220 (средний–начало позднего триаса) млн лет назад. Геологическим выражением обоих термальных событий является мантийный (ультрабазит-базитовый) магматизм, проявившийся на гораздо более обширной территории, чем ареал распространения кедонской серии.

**Ключевые слова:** среднепалеозойские вулканические породы, изотопное датирование, Омолонский массив, Северо-Восток Азии.

**ВВЕДЕНИЕ**

Омолонский массив (ОМ) – один из интереснейших тектонических элементов Северо-Востока Азии, в структуре которого четко обособлены древний фундамент (архейские гранулит-мигматиты, гранитизированные в раннем протерозое) и слабо деформированный чехол, сложенный рифейскими, палеозойскими и нижнемезозойскими (домеловыми) осадочными и вулканогенными отложениями. Долгие годы ОМ классифицировался как срединный, т.е. располагающийся внутри мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области, и считался главным источником сведений о ранних стадиях ее развития.

С начала 90-х годов XX в. появились аккреционные модели тектоники Северо-Востока Азии. ОМ рассматривается либо как фрагмент некогда разрушенного кратона (автономный террейн), либо как элемент композитного Колымо-Омолонского супертеррейна [5, 28]. В то же время ОМ не перестает привлекать к

себе внимание как специфическая минерагеническая провинция, где выявлены промышленно перспективные домезозойские объекты – железистые кварциты, Au-Ag руды, россыпи золота и др.

Главенствующую роль в фанерозойской истории ОМ играл палеозойский вулканизм [6, 9, 17 и др.]. Наиболее актуальным остается исследование среднепалеозойских вулканитов, распространенных шире всего и вмещающих наиболее крупные из известных на массиве золоторудных месторождений (Кубака, Биркачан, Ольча).

В статье обобщены все имеющиеся на сегодня геохронометрические данные по среднепалеозойским вулканогенным образованиям ОМ, включая впервые полученные авторами U-Pb SHRIMP-датировки акцессорных цирконов. Основной объем использованной аналитической информации хранится в электронной базе данных (БД) “ГЕОХРОН”, которая была создана в 1994–1995 гг. в лаборатории изо-

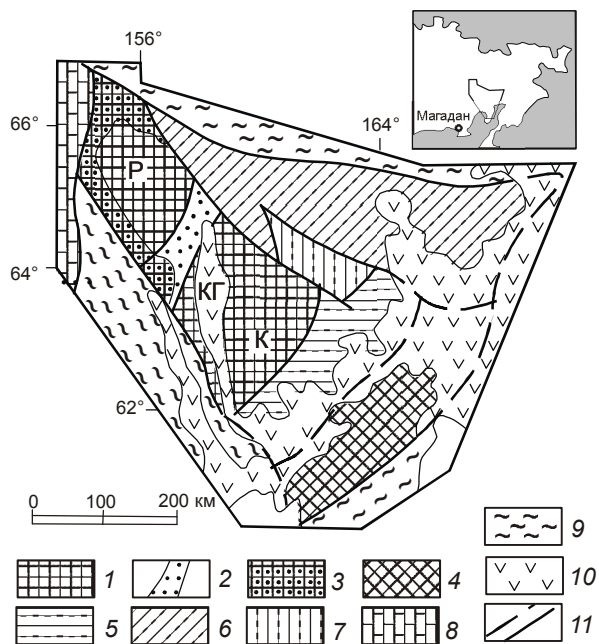
топной геохронологии и геохимии СВКНИИ под общим руководством И.Н. Котляра [1]. БД включает материалы К-Аг и Rb-Sr изохронного датирования горных пород и минералов, накопленные на Северо-Востоке России за весь период существования здесь радиогеохронометрической службы (с 1958 г.). Геологическая интерпретация выполнена на основе методологического подхода к анализу больших массивов изотопных данных, разработанного И.Н. Котляром и И.Л. Жулановой [10–12, 15]. Он позволил конкретизировать момент начала среднепалеозойского вулканизма и реконструировать последующую термальную историю ОМ, особенности которой необходимо учитывать при решении геохронологических, петрологических и металлогенических задач.

#### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

Современная структура ОМ гетерогенна: ясно обособлены его центральная часть – так называемая Юагирская глыба, где фундамент приближен к эрозионной поверхности, и в разной степени прогнутые периферические элементы. Характерную принадлежность Юагирской глыбы составляют вулканы, в то время как на периферии преобладает терригенный тип разрезов. Юагирская глыба, в свою очередь, подразделяется на Кедонское (Верхнеомолонское) и Рассошинское поднятия, разделенные Долонанской поперечной зоной (рис. 1).

Древнейшие вулканогенные образования чехла ОМ представлены трахибазальтами и базальтами сезамской свиты, распространенной на Рассошинском поднятии. Они образуют маломощные покровы среди пестроцветных аркозовых песчаников с редкими линзами известняков и конгломератов (общая мощность вулканотерригенной толщи 250–350 м, свиты в целом – до 850 м). Единичные покровы базальтов отмечаются также в нижележащей визуальнинской свите. Первоначально они обе датировались в диапазоне от рифея до ордовика, а сейчас по комплексу геологических, в т. ч. палеонтологических, данных определяются как раннекембрийские [3]. На той же площади распространены залежи и дайки основных пород, небольшие дифференцированные интрузии ультрабазит-базитов, которые объединяются вместе с вулканидами в пикрит-диабаз-базальтовую ассоциацию, или сезамский вулканоплутонический комплекс [17].

Следующий стратиграфический уровень, для которого характерен вулканизм, – средний палеозой. Его полнее всего представляет кедонская серия, выходы которой занимают около 20 % площади совре-



**Рис. 1.** Тектоническая схема Омолонского массива и его обрамления, по [18], с изменениями.

1–7 – Омолонский массив: 1–3 – Юагирская глыба: 1 – Рассошинское (Р) и Кедонское (К) поднятия, 2 – Долонанская поперечная зона, 3 – Коркодонская “перикратонная” зона; 4 – Тайгоносский блок, 5 – Гижигинская межглыбовая зона, 6 – Моланджинская зона, 7 – Хуличанская впадина; 8–9 – Структуры обрамления: 8 – Приколымское поднятие, 9 – мезозойские складчатые зоны; 10 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и оперяющий его Конгинский (КГ) вулканоплутонический ряд; 11 – главные разломы.

менного эрозионного среза массива. В пределах Юагирской глыбы они встречаются повсеместно, образуя чаще всего субизометричные или неправильные ареалы (с юга на север): Ольдянинско-Коаргычанский, Кедонский, Абкитский, Рассошинский, Токур-Юряхский, а на юго-восточном краю глыбы – Анмандыканскую вулканическую зону, вытянутую на северо-восток (рис. 2). Серию слагают субэральные пестроцветные вулканы, преимущественно кислого, в меньшей мере среднего и основного состава, нередко с повышенной калиевой щелочностью (игнимбриты, лавы и туфы риолитов, трахириолитов, трахитов, трахидацитов, андезитов, трахиандезитов, андезибазальты, базальты), включающие прослои и линзы вулканомиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов, туфоалевролитов, туффитов, аргиллитов.

Наиболее обширен Кедонский ареал (бассейн верхнего и среднего течения р. Кедон, левого притока р. Омолон). Здесь мощность стратифицированной толщи лав, игнимбритов и туфов риолитов, трахириолитов, дацитов, с подчиненным количеством анде-



**Рис. 2.** Схема геохронометрического опробования среднепалеозойских вулканитов Омолонского массива на геолого-тектонической основе, по [18], с изменениями.

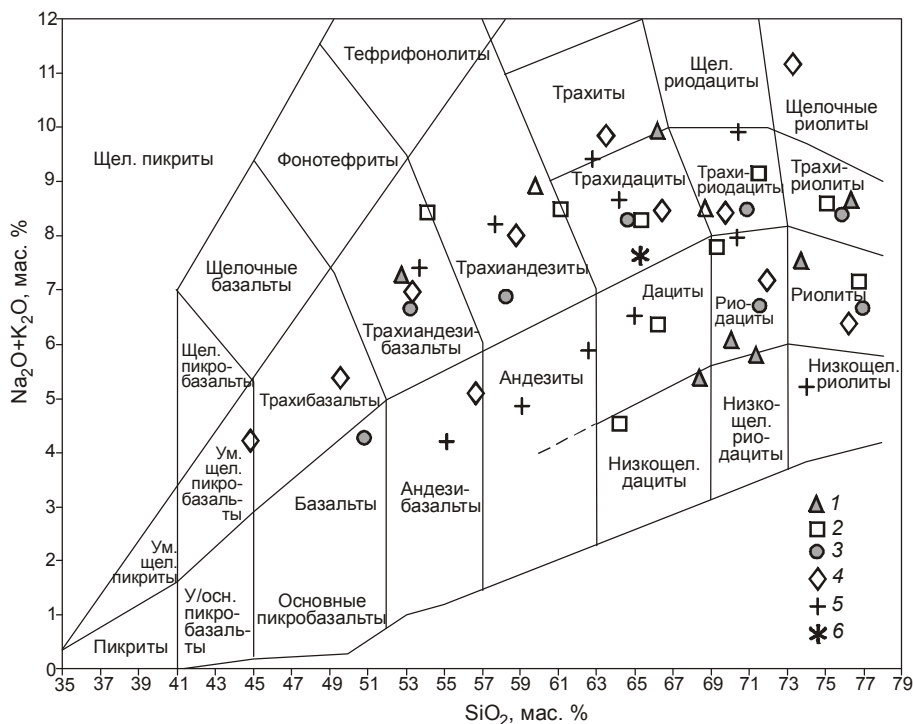
1 – выступы дорифейского фундамента; 2–9 – чехол: 2–3 – нижний структурный ярус: 2 – осадочные отложения (рифей–ордовик), 3 – вулканогенные образования основного состава (кембрий, сезамская свита); 4–7 – средний структурный ярус (девон): 4 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, 5–7 – субазральные вулканогенные образования (кедонская серия): 5 – трахиандезибазалты–трахириолиты, 6 – преимущественно лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, дацитов, 7 – лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, андезиты, трахиандезиты; 8–9 – верхний структурный ярус: 8 – осадочные отложения (нижний карбон–средняя юра), 9 – трахиандезиты–риолиты (верхняя юра–нижний мел); 10 – структуры складчатого обрамления массива; 11 – меловые вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканогенно-горного пояса; 12–14 – интрузивные комплексы: 12–13 – ранний палеозой: 12 – щелочносиенитовый–нордмаркитовый анмандыканский, 13 – диорит-гранодиоритовый абкитский, 14 – среднепалеозойский граносиенитовый–алюрийский; 15 – гранитоиды раннего мела; 16 – геологические границы; 17 – разломы; 18 – точки отбора проб на изотопное датирование методами: а – K-Ar, б – Rb-Sr, в – U-Pb.

Цифры в кружках: 1 – Анмандыканская вулканическая зона, 2–6 – вулканические ареалы: 2 – Ольдянинско-Коаргычанский, 3 – Кедонский, 4 – Абкитский, 5 – Рассошинский, 6 – Токур-Юряхский.

зитов, трахиандезитов, трахиандезибазалтов, достигает 1500–2000 м. В северной части массива, в Токур-Юряхском ареале, преобладают трахиандезибазалты–трахириолиты, а южнее – в Рассошинском, наряду с риолитами, риодацитами, дацитами, часто встречаются андезиты, базальты и их субщелочные

разновидности [17, 18]. На TAS-диаграмме хорошо читаются черты сходства и отличия вулканитов кедонской серии, распространенных в разных частях ОМ (рис. 3, табл. 1).

История изучения среднепалеозойских вулканитов района ведет свой отсчет с середины 30-х гг.



**Рис. 3.** Диаграмма “Сумма щелочей – кремнезем (TAS)” для среднепалеозойских вулканических пород Омолонского массива. Границы полей – по [20].

Значками показаны средние составы вулканитов кедонской серии в пределах: 1 – Анмандыканской вулканической зоны, 2–6 – вулканических ареалов: 2 – Ольдянинско-Коаргычанского, 3 – Кедонского, 4 – Абкитского, 5 – Рассошинского, 6 – Токур-Юряхского.

XX в., однако сложность внутреннего строения вулканических полей, сильная фациальная изменчивость разрезов, их бедность органическими остатками не позволили выработать единого мнения о нижней и верхней границах кедонской серии и ее общем стратиграфическом объеме [2, 4, 9, 18, 24, 29]. Геологически нижняя граница серии определяется несогласным налеганием вулканитов на дорифейские кристаллические образования, карбонатно-терригенные отложения рифея и ордовика (нижний и средний отделы), раннепалеозойские (прорывающие ордовик) интрузивные массивы гранитоидов и щелочных пород (соответственно абкитский и анмандыканский комплексы). Из органических остатков в низах разреза кедонской серии (бассейн р. Токур-Юрях) известны единичные находки позднеживетских брахиопод и среднедевонских кораллов. На юге Юкагирской глыбы в верхней части разреза установлена ископаемая флора фаменского возраста. По этим данным возраст серии ограничивается второй половиной среднего–концом позднего девона (поздний живет–поздний фамен) [2, 4], но остается неопределенность в точной датировке нижней границы, расхождения – в трактовке верхней. Согласно наиболее широко рас-

пространенной точке зрения, кедонскую серию сменили во времени терригенные отложения позднедевонско-раннекаменноугольной крестикской свиты, накопление которых происходило в самостоятельной – Ауланджинской – структурно-формационной зоне, прилегающей к Юкагирской глыбе с юго-востока [2, 6, 18, 24, 29].

При средне- и крупномасштабном геологическом картировании в составе кедонской серии было выделено множество местных подразделений – свит и толщ, большей частью не имеющих широкого латерального распространения. Методически последовательно эти материалы обобщены в Легенде Омолонской серии листов второго поколения Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 (отв. исполнитель В.М. Шевченко, отв. редактор К.В. Симаков, 1999 г.). В разрезе кедонской серии (Юкагирская структурно-фациальная зона, подразделенная на 7 подзон) сохранены около 30 ранее выделенных стратонов (преимущественно в ранге толщ), объединенных в три подсерии. Толщи нижней подсерии (артурская, ачеканская, буреломнинская) датированы как нерасчлененные ранне-среднедевонские, средней (15 толщ) – как средне-позднедевонские. Верхняя



Таблица 1. Средний химический состав среднепалеозойских вулканических пород Омолонского массива.

№№ п/п Компоненты	Анмандыканская зона										Ольдянинско-Коаргычанский ареал									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
SiO <sub>2</sub>	52.81	59.83	66.19	68.42	68.72	70.06	71.37	73.72	76.34	80.74	54.11	61.13	64.26	65.34	66.30	69.36	71.48	75.11	76.79	
TiO <sub>2</sub>	1.23	0.62	0.44	0.31	0.33	0.36	0.37	0.24	0.15	0.28	1.12	0.66	0.71	0.46	0.45	0.25	0.24	0.14	0.15	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.64	16.83	16.90	14.80	15.84	14.76	12.77	12.77	12.13	9.57	19.70	16.66	16.04	15.55	15.86	15.56	14.47	12.39	12.64	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.01*	6.21*	4.28*	3.78*	2.60*	4.18*	4.00*	2.15*	1.56*	2.36*	7.35*	6.26*	5.50*	4.55*	3.39*	2.74*	1.48*	1.16*	1.21*	
FeO																				
MnO	0.18	0.13	0.05	0.11	0.05	0.07	0.09	0.04	0.02	0.04	0.16	0.10	0.14	0.09	0.09	0.06	0.03	0.02	0.04	
MgO	5.32	1.98	0.31	0.84	0.30	1.02	0.69	0.29	0.07	0.53	3.03	1.36	2.02	1.29	1.41	0.67	0.51	0.29	0.19	
CaO	3.57	2.31	1.08	2.41	1.42	1.17	1.84	1.09	0.16	0.39	2.69	2.63	4.48	1.89	3.36	1.11	0.92	0.74	0.40	
Na <sub>2</sub> O	4.61	3.46	6.88	1.37	3.88	3.94	4.23	3.79	0.43	1.74	6.03	5.24	3.18	4.24	3.69	4.36	3.21	1.62	3.16	
K <sub>2</sub> O	2.65	5.43	3.05	3.99	4.60	2.12	1.56	3.74	8.22	2.79	2.40	3.25	1.34	4.05	2.67	3.43	5.95	6.97	3.99	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.61	0.24	0.18	0.08	0.06	0.12	0.16	0.06	0.05	0.09	0.32	0.19	0.22	0.14	0.14	0.08	0.03	0.01	0.02	
п.п.п.	3.35	3.26	1.14	4.23	2.21	2.52	3.12	2.48	1.09	1.61	3.08	2.54	2.09	2.39	2.67	2.25	1.66	1.54	1.42	
Сумма	99.98	100.29	100.50	100.33	99.99	100.32	100.07	100.14	100.06	100.16	99.99	100.00	99.98	99.99	100.00	99.86	99.99	99.99	100.00	
Rb	34	104	50	103	113	57	43	69	165	66	32	61	30	85	60	115	142	81		
Sr	319	454	301	128	377	174	269	280	79	173	1136	673	812	525	601	235	94	141		
Y	24	2									19	20	23	12	13	13	2	11		
Zr	214	85	67		71	96	33	28	31		149	160	156	146	185	199	131	128		
Nb	10	1									3	3	3	5	7	8	5	9		
Количество анализов	1	6	1	3	1	1	2	2	2	3	1	2	1	5	2	1	3	7	4	

№№ проб Компоненты	Кедонский ареал										Абкитский ареал									
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO <sub>2</sub>	50.79	53.22	58.25	64.64	70.87	71.57	75.85	76.99	79.44	44.86	49.56	53.32	56.64	58.79	63.47	66.46	69.76	71.98	73.36	76.20
TiO <sub>2</sub>	1.03	0.89	0.70	0.47	0.26	0.24	0.10	0.13	0.12	1.17	1.54	1.17	1.06	0.66	0.58	0.50	0.33	0.28	0.15	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.61	17.91	16.48	15.91	15.18	13.65	13.15	11.80	10.84	14.80	16.67	16.80	17.10	15.70	16.10	15.88	15.31	13.98	14.25	12.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.63*	8.46*	6.80*	5.04*	1.90*	2.17*	1.22*	1.33*	1.21*	3.97	5.78	4.06	2.78	4.90	3.46	2.67	2.37*	1.75	0.30	0.04
FeO										4.89	3.76	4.78	4.38	1.43	0.83	1.30	1.40	1.22	0.43	
MnO	0.15	0.16	0.12	0.09	0.06	0.08	0.02	0.05	0.02	0.22	0.20	0.18	0.20	0.12	0.12	0.08	0.05	0.05	0.03	
MgO	5.19	3.48	2.71	1.04	0.47	0.49	0.03	0.25	0.20	3.80	3.36	3.90	3.44	1.79	1.15	0.82	0.52	0.81	0.54	0.39
CaO	8.64	4.94	4.05	2.23	1.18	1.97	0.18	0.89	0.09	12.40	6.92	4.87	4.46	4.13	1.95	1.28	0.95	1.01	0.20	0.32
Na <sub>2</sub> O	2.75	3.99	4.08	4.50	4.17	2.32	3.47	2.24	1.27	2.60	3.35	4.04	4.00	2.84	5.45	4.59	4.36	3.07	5.80	2.48
K <sub>2</sub> O	1.50	2.65	2.79	3.80	4.31	4.39	4.93	4.43	5.46	1.60	2.03	2.92	1.10	5.16	4.40	3.87	4.06	4.11	5.38	3.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.26	0.24	0.15	0.10	0.05	0.01	0.03	0.02	0.44	0.39	0.32	0.28	0.26	0.18	0.18	0.07	0.09	0.06	0.04
п.п.п.	3.45	4.03	3.53	2.13	1.50	3.08	1.06	1.86	1.38	8.44	5.07	3.02	2.60	3.98	2.08	2.23	2.21	1.89	1.08	1.92
Сумма	99.98	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	99.19	99.33	99.37	98.04	99.76	99.76	99.74	100.00	100.08	102.39	99.86

Таблица 1. (Продолжение).

№№ проб Компоненты	Келдонский ареал										Абкитский ареал									
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
Rb	20	47	49	64	93	80	80	74	95											
Sr	701	750	799	694	428	239	122	204	64											
Y	16	14	16	11	13	12	23	10	4											
Zr	111	118	162	156	158	160	143	122	151											
Nb	4	3	5	5	4	6	7	7	3											
Количество анализов	1	3	8	5	3	4	9	12	2	1	7	2	1	7	2	5	3	4	1	6

№№ проб Компоненты	Рассопшинский ареал										Токур-Юряхский ареал				
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51			
SiO <sub>2</sub>	53.71	55.10	57.78	59.12	62.64	62.82	64.22	65.04	70.41	70.43	74.02	65.26			
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.80	0.72	0.68	0.49	0.87	0.46	0.39	0.29	0.26	0.26	0.44			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.08	16.73	17.19	15.84	14.93	18.60	16.15	16.19	14.57	14.54	12.36	15.95			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.52*	8.70*	7.25*	7.14*	4.55*	2.07*	1.53	2.21	0.88	2.73*	2.21*	2.98			
FeO						2.07	2.07	3.06	1.72			0.98			
MnO	0.19	0.09	0.12	0.13	0.18	0.12	0.11	0.09	0.08	0.05	0.08	0.10			
MgO	2.08	1.69	2.20	2.68	0.97	1.10	1.55	1.42	0.94	0.50	1.69	0.84			
CaO	6.70	5.69	3.65	4.92	4.58	3.30	1.83	2.43	1.11	0.57	1.35	2.41			
Na <sub>2</sub> O	5.19	3.33	4.64	3.13	2.05	9.23	4.39	3.60	3.37	4.34	2.20	3.56			
K <sub>2</sub> O	2.21	0.85	3.56	1.74	3.82	0.18	4.28	2.91	4.59	5.58	3.01	4.05			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.23	0.28	0.23	0.13	0.31	0.16	0.13	0.08	0.06	0.11	0.14			
п.п.п.	2.55	6.81	2.59	4.39	5.67	1.40	2.43	1.42	1.63	0.93	2.57	2.52			
Сумма	100.03	99.99	99.99	99.99	100.00	100.00	99.99	99.67	100.07	99.99	99.82	99.63			
Rb	62		74	32	104	3	84		105	104	69				
Sr	809		607	455	150	369	311		297	230	206				
Y	11		12	9	19	10	13		4	14					
Zr	206		149	132	167	181	190		106	160	118				
Nb	3		4	2	8	2	7		4	11	3				
Количество анализов	1	2	11	4	1	1	4	3	5	1	2	1			

подсерия включает 4 верхнедевонских, 5 – верхнедевонско-нижнекаменноугольных толщ и три свиты нижнего карбона (снизу вверх: бургалийская [23, 27], важненская, катюшинская).

Предметом наиболее острой дискуссии остается природа вулканитов, вмещающих месторождение Кубака (центральная часть Анмандыканской зоны). По результатам крупномасштабного картирования, выполненного в 80-е гг., они выделены в кубакинскую толщу, мощность и объем которой определяются по-разному. Согласно В.Н. Егорову и П.А. Шерстобитову, кубакинская толща (кислые лавы и игнимбриты, туффиты, туфопесчаники, лавы и туфы кварцевых латитов, трахиандезитов; мощность 300–750 м) завершала девонский вулканизм, вслед за чем, после небольшого перерыва, накапливались вулканогенные отложения позднего девона–раннего карбона (гурникская толща) [8].

И.Н. Котляр описывает кубакинскую толщу как сложную совокупность эффузивных, пирокластических и вулканомиктовых образований, мощность которых варьирует от 400 до 1200 м. Ее формирование знаменовало новый этап, относящийся к визейскому веку раннего карбона и примечательный нарушением гомодромности общего тренда эволюции палеозойского вулканизма – сменой формации риолитов формацией трахиандезитов-трахитов [13, 14].

В Легенде Омолонской серии листов кубакинской толще придан средне-позднедевонский возраст, а выше последовательно помещены позднедевонско-раннекаменноугольная гурникская толща (туфы и лавы кислого состава, туфопесчаники и др.) и раннекаменноугольная – одинокинская (лавы и туфы трахиандезитов, латитов, трахитов, туфопесчаники и др.). В более поздней работе В.Н. Егорова [9] одинокинская толща совместно с нижележащей крестикской свитой выделены в ауланджинский вулканогенно-осадочный комплекс, отвечающий формации вул-

каногенной молассы и слагающий самостоятельную структурно-формационную зону.

По мнению М.Х. Гагиева, опирающемуся на палеонтологические данные, в кубакинскую толщу при крупномасштабном картировании оказались включены образования, принадлежащие отчасти кедонской серии (возраст которой он определяет как поздний живет–поздний фамен, кроме наиболее поздней стадии), но преимущественно – бургалинской толще (турне и, предположительно, самые поздние стадии позднего фамена) [4].

Вулканогенным накоплениям кедонской серии синхронны многочисленные, разнообразные по размерам и морфологии субвулканические тела базальт-андезит-риолитового состава.

На послевизейском уровне палеозойского разреза Юкагирской глыбы вулканогенные образования отсутствуют. В периферических зонах ОМ (Коркодонская, Намындыкано-Моланджинская) локально развиты маломощные (170–700 м) толщи, в которых с терригенными отложениями переслаиваются туфы и лавы базальтов, трахибазальтов, реже андезибазальтов и андезитов. Они датируются средним–поздним либо поздним карбоном (рагульнинская и прощальнинская толщи, кчевская свита в Легенде Омолонской серии листов).

Интрузивные образования палеозойского возраста на ОМ развиты широко. Но радиохронологически они охарактеризованы слабо, а геологические данные об их возрасте, последовательности формирования, взаимосвязи с вулканитами противоречивы [9, 17, 29, 31 и др.].

#### МЕТОДИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Геологическая интерпретация значений изотопного возраста горных пород, минералов и руд составляет основной вопрос радиогеохронологии,

*Примечание к таблице 1.* 1 – трахиандезибазальт, 2 – трахиандезит, 3 – трахит, 4 – низкощелочной дацит, 5 – трахириодацит, 6 – туф риодацита, 7 – низкощелочной риодацит, 8 – риолит, 9 – трахириолит, 10 – ультракислый риолит, 11 – трахиандезибазальт, 12 – трахиандезит, 13 – низкощелочной дацит, 14 – трахидацит, 15 – дацит, 16 – риодацит, 17 – трахириодацит, 18 – трахириолит, 19 – риолит, 20 – базальт, 21 – трахиандезибазальт, 22 – трахиандезит, 23 – трахидацит, 24 – трахириодацит, 25 – риодацит, 26 – трахириолит, 27 – риолит, 28 – ультракислый риолит, 29 – умереннощелочной пикробазальт, 30 – трахибазальт, 31 – трахиандезибазальт, 32 – андезибазальт, 33 – трахиандезит, 34 – трахит, 35 – трахидацит, 36 – трахириодацит, 37 – риодацит, 38 – щелочной риолит, 39 – риолит, 40 – трахиандезибазальт, 41 – андезибазальт, 42 – трахиандезит, 43 – туф андезита, 44 – андезит, 45 – трахит, 46 – трахидацит, 47 – дацит, 48 – риодацит, 49 – трахириодацит, 50 – низкощелочной риолит, 51 – туф трахидацита.

Составы породных групп рассчитаны по материалам коллекций авторов: В.Н. Егоров (1997, 1999, 2001), И.Н. Котляр (1986, 1993), П.П. Лычагин (1972), Б.Г. Жуланов (1997), П.А. Шерстобитов (2000, 2001), П.Ю. Рожков (1996), М.И. Фомина (1998), К.С. Алексеев (2007), В.П. Показаньев (1966, 1968), И.Ю. Габак (1970, 1972), Д.С. Писаренко (2007), В.А. Ковальчук (1967), В.В. Ганин (1966). Анализы выполнены в ЦХЛ ПГО “Севостгеология”, Аналитической лаборатории ГП “Магадангеология” и лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН.

Оксиды – %; малые элементы – г/т; \* – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (общее), определено рентгенофлуоресцентным методом в СВКНИИ ДВО РАН.

поскольку подходы к ней неоднозначны, а выводы, строящиеся на одних и тех же данных, нередко оказываются взаимоисключающими. Особенно остро стоит вопрос о согласовании результатов, получаемых с помощью различных геохронометров.

Долгие годы наиболее широко востребованным являлся К-Аг метод, что связано с его высокой производительностью и возможностью применения к широкому кругу объектов. В то же время, К-Аг датировки заведомо разновозрастных образований обнаруживают, как правило, большой разброс (“несходящиеся значения” [7]), что породило скептическое отношение к методу как таковому. Эта тенденция особенно усилилась с появлением методик и приборов, позволяющих оперативно исследовать исчезающе малые объемы вещества ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование, локальная цирконометрия на ионных микроанализаторах и др.). В результате сегодня не только специалисты по изотопии, но даже геологи готовы признать возможности К-Аг геохронометрии исчерпанными. Но тут следует напомнить, что К-Аг метод остается фундаментом любых историко-геологических построений, поскольку на его основе калибровано большинство границ Общей стратиграфической шкалы (Шкалы геологического времени) [30, 33]. К тому же известно, что К-Аг информация никогда не использовалась во всем объеме: феномен “несходящихся значений” позволял игнорировать нежелательные датировки – произвольно объявлять их омоложенными, удревненными или вовсе не имеющими геологического смысла.

Особое значение в истории К-Аг датирования имело внедрение статистических методов обработки данных, прежде всего – построение гистограмм. После знаменитой работы Г. Гастила (G. Gastil) [32] гистограммы стали использоваться как наиболее простой инструмент выявления этапов эндогенной активности в эволюции тектонических структур: их индикаторами считаются участки концентрации датировок на оси времени (максимумы на гистограммах). Вместе с тем применение гистограмм вошло в противоречие с тогда же предложенной методикой определения возраста магматических и метаморфических комплексов по древнейшим (реликтовым) датировкам [19, 22].

Целенаправленное исследование данных, хранящихся в БД “ГЕОХРОН”, показало, что на самом деле оба подхода взаимно дополняют друг друга [11, 15]. Гистограммы служат источником сведений о поведении пары “материнский – дочерний изотоп” с момента ее обособления как индиви-

дуализированной геохимической системы (“закрытия”) донныне. А значения, выявляемые при этом в качестве древнейших (реликтовые), действительно могут трактоваться как максимально приближенные к истинному геологическому возрасту объекта (если совсем строго – как его минимальный возраст). Выявилась и принципиальная новизна: вопреки сложившемуся априори мнению, индикаторами эндогенной активности (времени проявления термальных событий) выступают, по нашим данным, не максимумы, а минимумы гистограмм (которые обнаруживаются, как понятно, только при полимодальном характере последних).

Основанием для этого вывода послужил анализ выборок, характеризующих заведомо разновозрастные магматические тела: однофазные интрузии, вулканические покровы и т.п., поскольку для них полимодальность (проявленная в магматических комплексах Северо-Востока Азии практически повсеместно [15]) выступает как бесспорное свидетельство нарушения изотопных систем. Из геологических соображений следует, что причиной появления минимумов служит физическая неоднородность среды, в силу которой при наложенных процессах ранее накопившийся дочерний изотоп из одних участков удаляется полностью, из других – частично. Соотношение этих двух тенденций, имеющих вероятностный характер, и определяет глубину минимума на гистограмме – вплоть до появления разрывов. Учитывая, что теоретически полимодальность гистограмм может быть обусловлена и посторонними факторами (например, неравномерностью опробования), для оценки значимости минимумов предложено использовать математические критерии [11. С. 54–58]). И тут оказываются востребованы все имеющиеся датировки (и чем их больше, тем надежнее результат).

Другие методические новации в интерпретации гистограмм заключаются в следующем:

– даты, следующие после минимумов первыми, фиксируют начальные моменты повторного включения изотопных часов в тех породах, которые под воздействием предшествующего термального события испытали полную перестройку;

– максимумы (отрезки гистограмм, заключенные между двумя минимумами) имеют сложную природу. В общем случае их рисунок – это совокупный эффект двух факторов: 1) длительных, сравнительно с термальными событиями, тектонических пауз (когда и происходит массовое включение изотопных часов); 2) частичных потерь дочернего изотопа, связанных со вторым и более поздними термальными событиями;

– при достаточной представительности выборок с гистограмм могут быть считаны сведения об относительной интенсивности ряда последовательных термальных событий.

Имеющиеся материалы показывают, что новый подход в принципе приложим не только к К-Аг, но и к Rb-Sr изохронным датировкам, а также ко всем другим представительным совокупностям “несходящихся значений” возраста [11, 16].

### РЕЗУЛЬТАТЫ

В БД “ГЕОХРОН” хранится 111 К-Аг датировок валовых проб пород, сопутствующая геологическая информация по которым позволяет уверенно отнести их к кедонской серии. Определения выполнены в 1965–2007 гг. по коллекциям разных авторов в СВКНИИ ДВО РАН; описание аппаратуры, методики и условий анализа в соответствующие годы, сведения об исполнителях приведены в [15]. Для этой выборки с помощью средств ISOPLOT, с учетом ошибки измерения  $\pm 1\sigma$  [34], построена гистограмма (рис. 4, табл. 2). На нее вынесены, кроме того, 5 Rb-Sr изохронных датировок, обеспеченных необходимой геологической и аналитической информацией (сведения об источниках см. ниже), и наши данные по аксессуарным цирконам.

Анализ рис. 4 позволяет сделать выводы как о времени формирования (возрасте) пород кедонской серии, так и о хронологии последующих термальных событий на территории распространения среднепалеозойских вулканитов (Юкагирская глыба ОМ). Но сначала изложим результаты U-Pb SHRIMP-датирования цирконов, произведенного впервые.

Определения выполнены в 2008 г. в ЦИИ ВСЕГЕИ на ионном микроанализаторе SHRIMP-II по стандартной методике под общим руководством С.А. Сергеева. Были исследованы аксессуарные цирконы из 2-х проб пород кедонской серии, отобранных по просьбе авторов летом 2007 г. геологами ОАО “Дукатская ГГК”. Место отбора – запад Рассошинского ареала (рис. 2), бассейн руч. Артур, стратотипическая местность ниже-среднедевонской артурской толщи, как она показана в Легенде Омолонской серии листов.

**Проба № 3229** (вес около 500 г). Полифировый трахидацит ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 7.1$ ;  $\text{SiO}_2 = 63.6$  мас. %)\*. Во вкрапленниках присутствуют серицитизирован-

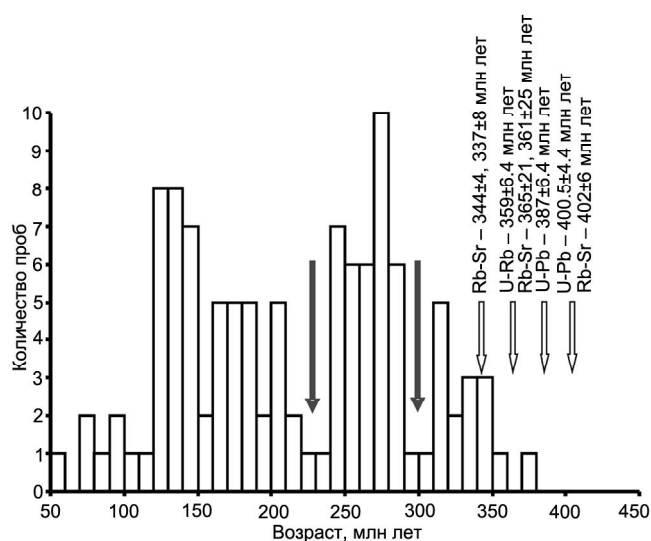


Рис. 4. Результаты изотопного датирования среднепалеозойских вулканических пород Омолонского массива.

Гистограмма – К-Аг датировки (111 проб); стрелки: незалитые – Rb-Sr изохронные и U-Pb датировки, черные – статистически значимые минимумы.

ный и карбонатизированный плагиоклаз, полные псевдоморфозы кальцита и тонкочешуйчатого слюдистого агрегата по опациitized роговой обманке (?), редкие крупные чешуи мусковитизированного биотита. Во фракции циркона исследованы U-Pb изотопные системы 11-ти зерен, по одной точке на зерно. На диаграмме в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  фигуративные точки легли либо на конкордию, либо в непосредственной близости от нее. Датировки варьируют от  $410 \pm 20$  до  $371 \pm 24$  млн лет (рис. 5, табл. 3). Их распределение соответствует нормальному закону, что позволило рассчитать средневзвешенный возраст. Он составил  $387.6 \pm 6.4$  млн лет, СКВО = 0.014, вероятность конкордантности 0.91.

**Проба № 3765** (вес около 500 г). Лавобрекчия андезита ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 5.9$ ,  $\text{SiO}_2 = 62.6$  мас. %) с крупными (0.5–2 см) угловатыми литокластами альбитофиров и микроплагиогранита. Среди фенокристов преобладает плагиоклаз, присутствуют единичные зерна калинатрового полевого шпата. Темноцветные вкрапленники представлены редкими чешуями мусковитизированного биотита и опациitized роговой обманкой, почти полностью замещенной кальцитом и тонкочешуйчатым слюдистым агрегатом. Порода интенсивно карбонатизирована. В цирконах лавобрекчии проанализировано 12 зерен (точек). На диаграмме фигуративные точки образуют две группы, различающиеся с вероятностью 0.99. Первая объединяет 8 точек ( $416 \pm 14.2$ – $390 \pm 10.8$  млн

\*Силикатный анализ обеих проб выполнен в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН, аналитики В.И. Мануйлова, Т.Д. Борходоева, под общим руководством В.Я. Борходоева.

Таблица 2. Материалы К-Аг датирования среднепалеозойских вулканических пород Омолонского массива.

№№ п/п	Горная порода	Автор коллекции, год	Номер пробы	K, %	Аг, нг/г	Возраст ± σ, млн лет
1	2	3	4	5	6	7
<b>Анмандыканская зона</b>						
1	Трахиандезибаазальт	Егоров В.Н., 1997	202/4	2.2	21.1	131±2
2	Риодацит субвулканический	Котляр И.Н., 1986	53	2.7	26.2	134±2
3	Трахиандезит	Егоров В.Н., 1997	204	3.0	29.0	136±3
4	Трахиандезит	Котляр И.Н., 1986	51	2.3	28.7	174±3
5	Туф трахириодацита	Котляр И.Н., 1986	61	1.9	29.1	208±7
6	Туф риолита	Котляр И.Н., 1986	70А	0.9	17.8	254±6
7	Тефроид риолита	Котляр И.Н., 1986	74	3.2	66.3	273±3
8	Дацит	Котляр И.Н., 1986	57Б	2.8	58.5	275±5
<b>Ольдянинско-Коаргычанский ареал</b>						
9	Риолит	Егоров В.Н., 1999	1681/6	3.5	14.5	59±1
10	Трахиандезит	Егоров В.Н., 1997	2041-2	2.6	23.1	125±5
11	Трахиандезит	Егоров В.Н., 1997	2041-5	2.9	26.9	129±6
12	Трахириодацит	Егоров В.Н., 1997	5\2	4.2	41.7	139±3
13	Трахиандезибаазальт	Егоров В.Н., 1997	294/2	2.0	21.8	149±2
14	Риодацит	Лычагин П.П., 1972	30	4.0	52.3	178±10
15	Трахидацит	Егоров В.Н., 1997	5	3.1	41.9	185±2
16	Дацит	Егоров В.Н., 1997	2005/2	3.2	49.2	207±6
17	Риолит	Егоров В.Н., 1997	8\4	4.7	74.5	217±3
18	Трахидацит	Егоров В.Н., 1997	2013/2	3.5	56.8	223±4
19	Трахидацит	Егоров В.Н., 1997	8	4.3	75.1	237±2
20	Риолит	Егоров В.Н., 1997	8\1	2.8	50.0	245±11
21	Трахиандезит	Егоров В.Н., 1997	2013/6	3.2	57.6	246±5
22	Сферолоид дацита	Жуланов Б.Г., 1997	4	8.1	153.0	254±14
23	Трахириолит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-8п	6.3	120.1	256±1
24	Трахидацит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-2а	7.1	137.7	262±2
25	Трахириолит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-6п	6.8	135.1	264±5
26	Игнимбриг риолита	Егоров В.Н., 1997	1526/6	2.8	55.9	269±4
27	Трахириолит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-11п	7.5	150.3	269.5±1
28	Трахириолит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-9п	6.2	125.3	270±1
29	Игнимбриг трахириолита	Егоров В.Н., 1997	1512-2А	3.7	75.4	274±3
30	Трахириолит	Егоров В.Н., 1999	1692/2	4.3	87.3	274±7
31	Трахириодацит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-7п	7.4	153.6	277±5
32	Трахидацит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-3г	7.4	157.2	282±2
33	Трахириолит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-5п	7.2	152.6	284±1
34	Трахидацит	Жуланов Б.Г., 1997	ДЖ-4г	6.3	135.6	285±1
35	Трахириодацит	Егоров В.Н., 1999	1692/1	3.7	79.0	286±9
<b>Кедонский ареал</b>						
36	Андезит	Иванов О.Н.	337	4.4	22.1	71±2
37	Трахириодацит	Егоров В.Н., 1999	1623/7	6.2	42.7	96±1
38	Порфир кварц-ПШ	Дорогой В.Н., 1962	78	2.0	17.9	123±2
39	Трахидацит	Егоров В.Н., 1999	2132/35	3.4	29.9	124±2
40	Трахидацит	Егоров В.Н., 1997	2057/4	3.9	35.1	125±9
41	Порфир	Иевлев Л.В., 1961	8а	2.4	22.2	128±3
42	Риодацит	Егоров В.Н., 1999	1710/4	4.3	40.0	131±1
43	Трахириолит	Егоров В.Н., 1999	1664/2	3.9	36.9	132±2
44	Трахидацит	Егоров В.Н., 1999	1619/11	2.8	29.5	146±1
45	Трахиандезит	Егоров В.Н. 1997	2058/5	3.3	34.8	147±2
46	Игнимбриг трахидацита	Егоров В.Н., 1997	331	3.0	32.5	148±2
47	Риодацит	Егоров В.Н., 1997	2132/15	3.7	43.4	163±1
48	Риодацит	Гусаров Б.М., 1966	1585	2.6	31.8	170±2
49	Риолит	Егоров В.Н., 1999	1580/2	4.7	61.8	182±2
50	Трахириодацит	Егоров В.Н., 1999	1745/4	4.1	55.1	183±5
51	Трахиандезит	Егоров В.Н., 1997	306/3	1.0	13.7	186±3
52	Дацит	Тимофеев П.Ф.	4167	3.1	42.5	188±2
53	Ультракислый риолит	Егоров В.Н., 1997	305/9	3.8	58.1	209±3
54	Трахиандезит	Егоров В.Н., 1999	460а/5	3.2	57.2	240±3
55	Риолит	Егоров В.Н., 1999	5071-5	2.8	51.6	248±3
56	Трахиандезибаазальт	Егоров В.Н., 1999	1695/6	3.7	74.1	271±3
57	Трахиандезибаазальт	Котляр И.Н., 1993	254-2/Юн-93	1.4	32.9	313±1

Таблица 2. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7
58	Андезит	Егоров В.Н., 1999	435/9	2.2	53.1	321±6
59	Базальт	Котляр И.Н., 1993	252-1/Юн-93	1.3	30.6	323±1
<b>Абкитский ареал</b>						
60	Ум. щел. пикробазальт	Шерстобитов П.А., 2001	35/2	1.5	8.2	76±2
61	Трахибазальт	Шерстобитов П.А., 2001	1049	1.4	9.8	96±1
62	Трахиандезит	Шерстобитов П.А., 2000	3001/2	8.9	78.8	123±2
63	Трахиандезит	Шерстобитов П.А., 2001	26/3	2.9	25.9	125±6
64	Низкощелочной риолит	Шерстобитов П.А., 2001	66/1	4.3	41.5	135±2
65	Риолит	Симаков К.С., 1965	368-7	3.8	37.4	136±2
66	Альбитофир	Симаков К.С., 1965	370	3.8	38.9	143±2
67	Игнимбрит комендита	Шерстобитов П.А., 2000	87/2	4.7	49.6	146.5±2
68	Трахиандезиобазальт	Шерстобитов П.А., 2000	3074/11	1.7	18.1	148±2
69	Риодацит	Шерстобитов П.А., 2000	86/4	3.0	33.1	154±2
70	Трахидацит	Рожков П.Ю., 1996	312	3.0	34.7	158±2
71	Трахириодацит	Рожков П.Ю., 1996	313	4.1	50.2	169±7
72	Трахибазальт	Рожков П.Ю., 1996	306	1.2	14.8	170±6
73	Риолит	Шульгина Н.И., 1968	107	5.2	64.6	172±2
74	Риолит	Шульгина Н.И., 1968	101/2	4.7	60.2	176±2
75	Дациит	Симаков К.В., 1965	371	3.4	44.0	177±2
76	Альбитофир	Симаков К.В., 1965	371а	4.0	56.5	193±2
77	Риолит	Рожков П.Ю., 1996	202п	2.7	38.6	194.5±6
78	Риолит	Рожков П.Ю., 1996	203п	3.6	54.8	206±4
79	Трахириодацит	Рожков П.Ю., 1996	314	1.9	29.6	207±3
80	Трахидацит	Шерстобитов П.А., 2000	1060/6	3.5	62.2	243±2
81	Деленит-порфир	Симаков К.В., 1965	361-3	2.6	47.5	245±2
82	Трахидацит	Фомина М.И., 1998	01-5/дж98	3.2	58.1	247±10
83	Трахидацит	Шерстобитов П.А., 2000	1009/2	3.7	69.3	255±2
84	Риодацит	Шерстобитов П.А., 2000	3028/21	3.4	65.5	259±2
85	Трахириодацит	Рожков П.Ю., 1996	313а	4.0	76.4	259±2
86	Трахиандезит	Шерстобитов П.А., 2000	39/3	2.9	57.3	266±2
87	Трахибазальт	Шерстобитов П.А., 2000	1075/3	2.3	46.9	276±2
88	Трахиандезиобазальт	Шерстобитов П.А., 2000	1010/1	3.1	63.5	276±2
89	Риодацит	Рожков П.Ю., 1996	52	2.9	60.5	280±9
90	Деленит-порфир	Симаков К.В., 1965	361-4	2.4	51.5	287±2
91	Трахибазальт	Шерстобитов П.А., 2000	38/11	1.9	42.5	291±2
92	Риодацит	Рожков П.Ю., 1996	13-14	3.9	91.8	313±10
93	Риолит	Рожков П.Ю., 1996	21	3.5	85.0	318±10
94	Риолит-порфир	Рожков П.Ю., 1996	53	3.8	91.8	319±2
95	Риолит	Фомина М.И., 1996	50-204/жд96	1.6	41.8	337±14
96	Трахибазальт	Шерстобитов П.А., 2001	3042	0.7	18.4	344±15
97	Трахибазальт	Шерстобитов П.А., 2000	1004/3	1.7	45.4	346±2
<b>Рассошинский ареал</b>						
98	Риолит	Вялов А.Г., 1966	к-6/65	5.4	33.2	86±2
99	Игнимбрит дацита	Габак И.Ю., 1972	62	2.6	51.9	271±6
100	Трахидацит	Показаньев В.П., 1968	84	3.4	69.6	272±2
101	Дациит	Показаньев В.П., 1966	АП-44		60.4	307±6
102	Риолитовый порфир	Ковальчук В.А., 1967	2253	1.7	41.3	317±2
103	Риодацит	Ковальчук В.А., 1967	120	2.9	74.6	333±2
104	Дациит	Габак И.Ю., 1972	113	2.8	71.7	336±6
105	Трахидацит	Писаренко Д.С., 2007	3229/ДП-07	2.9	76.1	346±1
106	Низкощелочной риолит	Габак И.Ю., 1970	143	3.2	85.8	356±7
107	Лавобрекчия андезита	Алексеев К.С., 2007	3765/КА-07	3.0	85.4	372±11
<b>Токур-Юряхский ареал</b>						
108	Риолит	Кораго Е.А., 1971	1176	2.6	19.3	103±2
109	Риолит	Кораго Е.А., 1971	285-11	4.1	33.5	116±2
110	Риолит	Кораго Е.А., 1971	1	3.3	38.0	160±4
111	Кристаллотуф трахидацита	Ганин В.В., 1966	836	3.6	55.3	211±2

Примечание. Сведения об условиях анализа см. в тексте.

лет), конкордантный возраст которых составляет  $400.5 \pm 4.4$  млн лет, СКВО = 0.0063, вероятность конкордантности 0.94 (рис. 6, табл. 4). Конкордантный возраст второй группы, куда входят 4 точки ( $373 \pm 13.2 - 353 \pm 12$  млн лет) –  $359.0 \pm 6.4$  млн лет, СКВО = 0.0057, вероятность конкордантности 0.99\*.

Теперь обратимся к основным выводам из сопоставления геохронометрических данных на рис. 4:

1. Полимодальный характер гистограммы К-Аг датировок (чередование максимумов и минимумов) при общем размахе значений от 372 до 58 млн лет однозначно указывает на неоднократные нарушения К-Аг изотопных систем в вулканитах кедонской серии.

2. Реликтовой в исследованной совокупности является К-Аг дата  $372 \pm 11$  млн лет из Рассошинского ареала (рис. 2, табл. 2), что отвечает франскому веку Международной стратиграфической шкалы [33]. В целом (с учетом ошибки) этот результат согласуется с позднеживетско-фаменским возрастом кедонской серии, установленным по палеонтологическим данным [2, 4] (границы интервала живет-фамен составляют  $391.8 \pm 2.7 - 359.2 \pm 2.5$  млн лет [33]).

3. Древнейшая (реликтовая) Rb-Sr датировка – изохрона  $402 \pm 6$  млн лет – получена по валовым пробам риолитов из низов кедонской серии Рассошинского ареала (табл. 5, изохрона 1). С древнейшей Rb-Sr изохроной совпадает U-Pb датировка акцессорного циркона  $400.5 \pm 4.4$  млн лет (пр. № 3765). К ним близка датировка циркона  $387.6 \pm 6.4$  млн лет (пр. № 3229). Таким образом, с большой долей уверенности можно заключить, что формирование кедонской серии началось около 400 ( $402 \pm 6 - 387.6 \pm 6.4$ ) млн лет назад, на границе раннего и среднего девона (возраст границы –  $397.5 \pm 2.7$  млн лет [33]). Характерно, что все древнейшие даты относятся к вулканитам Рассошинского ареала, притом что они получены в разных лабораториях, разными методами, в разные годы. Судя по геологическим данным, это может объясняться относительно слабой измененностью пород этой площади наложенными процессами (наиболее интенсивно проявлявшимися на юго-восточной окраине Юкагирской глыбы [9, 13, 17 и др.]).

4. Обращает на себя внимание, что реликтовая К-Аг дата  $372 \pm 11$  млн лет получена для лавобрекчии андезита (пр. № 3765), акцессорный циркон которой оказался разновозрастным, причем одна из конкордантных датировок ( $400.5 \pm 4.4$  млн лет) превышает

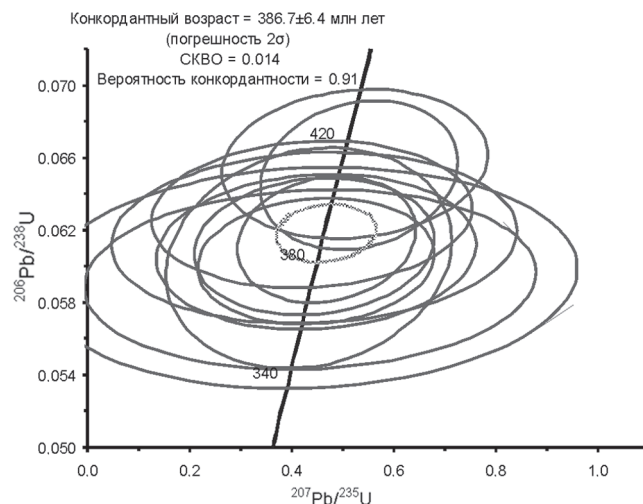


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из трахидациита (проба № 3229).

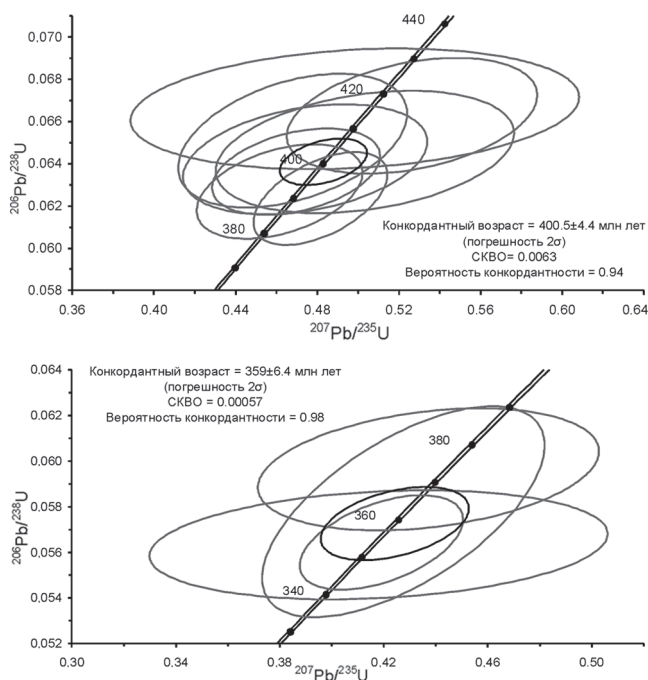


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из лавобрекчии андезита (проба № 3765).

К-Аг дату, а другая ( $359.0 \pm 6.4$  млн лет) – значимо (в группе цирконовых датировок) моложе. Правоммерно предположить, что U-Pb изотопная система акцессорных цирконов этой породы подверглась перестройке под воздействием глобального термального события, поскольку омоложенная датировка точно совпадает с возрастом границы девона и карбона ( $359.2 \pm 2.2$  млн лет [33]). Это же событие зафиксировано Rb-Sr изохронами  $365 \pm 21$  и  $361 \pm 25$  млн лет,

\*Обе пробы в 2009 г. датированы в СВКНИИ К-Аг методом (условия анализа см. в [11], аналитики А.Д. Люскин, К.К. Новик, Н.М. Александрова, под общим руководством В.В. Акинина). Результаты вошли в БД "ГЕОХРОН" и, соответственно, в рассматриваемую выборку.



Таблица 3. Аналитические данные к рис. 5. Анализ выполнен в ЦИИ ВСЕГЕИ под общим руководством С.А. Сергеева (2008 г.).

№ точки	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ млн лет	Total $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	Total $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} \pm \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} \pm \%$	err согг							
1_1	4.25	84	78	0.96	4.46	372 ± 15.0	16.11	2.6	0.0872	6.2	16.83	4.2	0.0530	49	0.430	49	0.0594	4.2	.085
2_1	1.81	147	159	1.12	7.81	380 ± 11.0	16.14	2.2	0.0680	5.4	16.44	2.9	0.0530	28	0.450	29	0.0608	2.9	.100
3_1	2.30	135	177	1.36	7.18	378 ± 15.0	16.15	3.8	0.0705	8.7	16.53	4.1	0.0520	26	0.430	26	0.0604	4.1	.156
4_1	1.33	156	211	1.40	8.34	384 ± 8.7	16.04	2.1	0.0660	4.8	16.26	2.3	0.0552	15	0.468	15	0.0615	2.3	.152
5_1	1.35	152	149	1.01	8.11	382 ± 9.4	16.14	2.1	0.0635	5.7	16.36	2.5	0.0530	22	0.444	22	0.0611	2.5	.117
6_1	2.97	145	151	1.08	7.90	385 ± 12.0	15.75	2.2	0.0762	9.9	16.23	3.1	0.0520	36	0.440	37	0.0616	3.1	.086
7_1	2.25	93	160	1.78	5.32	406 ± 10.0	15.01	2.4	0.0777	5.5	15.36	2.6	0.0593	15	0.532	15	0.0650	2.6	.173
8_1	1.26	118	116	1.02	6.76	410 ± 10.0	15.03	2.2	0.0680	8.0	15.22	2.6	0.0580	20	0.520	20	0.0656	2.6	.126
9_1	3.82	111	150	1.40	5.87	371 ± 12.0	16.21	2.3	0.0841	11.0	16.86	3.4	0.0530	41	0.440	42	0.0593	3.4	.082
10_1	2.55	222	354	1.65	12.30	393 ± 10.0	15.49	2.0	0.0710	8.0	15.90	2.6	0.0510	29	0.440	29	0.0629	2.6	.090
11_1	1.40	194	221	1.18	10.20	377 ± 8.7	16.35	1.9	0.0651	4.5	16.58	2.4	0.0540	21	0.447	21	0.0603	2.4	.111

Примечание. Погрешности единичных анализов – 1σ.  $^{206}\text{Pb}_c$  и  $^{206}\text{Pb}^*$  – процентное содержание обыкновенного (с) и концентрация в г/т радиогенного (\*) свинца. Погрешность калибровки стандарта 0.55% (не включено в погрешности анализа). (1) Скорректировано с учетом содержания на обыкновенный свинец, используя измеренный  $^{204}\text{Pb}$ .

Таблица 4. Аналитические данные к рис. 6. Анализ выполнен в ЦИИ ВСЕГЕИ под общим руководством С.А. Сергеева (2008 г.).

№ точки	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ млн лет	Total $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	Total $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}} \pm \%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} \pm \%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} \pm \%$	err согг							
4_1	0.52	91	101	1.14	4.44	353 ± 6.0	17.66	1.6	0.0580	3.1	17.75	1.7	0.0538	8.4	0.418	8.6	0.0563	1.7	.201
9_1	0.00	125	148	1.22	6.05	354 ± 5.2	17.72	1.5	0.0539	2.7	17.72	1.5	0.0539	2.7	0.419	3.1	0.0564	1.5	.489
8_2	0.35	131	71	0.56	6.50	362 ± 12.0	17.25	3.3	0.0565	2.5	17.31	3.3	0.0537	4.0	0.428	5.2	0.0578	3.3	.630
8_1	0.49	56	32	0.60	2.90	373 ± 6.6	16.68	1.8	0.0571	3.7	16.77	1.8	0.0532	5.9	0.437	6.1	0.0596	1.8	.298
7_1	0.00	137	208	1.57	7.34	390 ± 5.4	16.04	1.4	0.0560	2.4	16.04	1.4	0.0560	2.4	0.482	2.8	0.0623	1.4	.517
5_1	0.24	134	140	1.07	7.25	392 ± 5.5	15.91	1.4	0.0554	2.4	15.95	1.5	0.0534	3.3	0.462	3.6	0.0627	1.5	.405
1_1	0.22	262	411	1.62	14.4	398 ± 5.1	15.68	1.3	0.0553	2.0	15.72	1.3	0.0535	3.3	0.470	3.6	0.0636	1.3	.367
3_1	0.34	77	64	0.86	4.28	401 ± 6.4	15.52	1.6	0.0563	3.6	15.57	1.7	0.0535	4.9	0.474	5.2	0.0642	1.7	.321
10_1	0.50	59	68	1.19	3.27	403 ± 7.2	15.41	1.8	0.0606	3.6	15.49	1.8	0.0566	5.6	0.503	5.9	0.0646	1.8	.309
6_1	0.00	41	36	0.90	2.29	407 ± 7.8	15.36	2.0	0.0521	4.5	15.36	2.0	0.0521	4.5	0.468	4.9	0.0651	2.0	.406
2_1	0.00	76	65	0.88	4.32	414 ± 6.8	15.12	1.7	0.0561	3.8	15.09	1.7	0.0576	4.5	0.526	4.8	0.0663	1.7	.355
3_2	0.55	82	87	1.10	4.72	416 ± 7.1	14.93	1.7	0.0587	3.1	15.01	1.8	0.0543	8.8	0.498	9.0	0.0666	1.8	.195

Примечание. Погрешности единичных анализов – 1σ.  $^{206}\text{Pb}_c$  и  $^{206}\text{Pb}^*$  – процентное содержание обыкновенного (с) и концентрация в г/т радиогенного (\*) свинца. Погрешность калибровки стандарта 0.55% (не включено в погрешности анализа). (1) Скорректировано с учетом содержания на обыкновенный свинец, используя измеренный  $^{204}\text{Pb}$ .

полученными по валовым пробам вулканитов буреломнинской толщи Абкитского ареала (см. табл. 5, изохроны 2, 3).

5. Наиболее молодые Rb-Sr изохронные даты –  $344 \pm 4$  и  $337 \pm 8$  млн лет – получены для рудовмещающих риолитов месторождения Кубака. В Международной шкале это время соответствует визейскому веку раннего карбона (границы  $345.3 \pm 2.1$ – $326.4 \pm 1.6$  млн лет [33]), что согласуется с геологическими данными о возрасте кубакинской толщи [13, 14], а также с известной по литературным данным Rb-Sr изохронной датировкой околорудных метасоматитов –  $335 \pm 5$  млн лет [25].

6. На гистограмме K-Ar датировок фиксируются два значимых (вероятность более 0.95) минимума – индикаторы термальных событий. Первое приходится на интервал 310–290 млн лет, что соответствует концу карбона–началу перми (возраст границы этих периодов –  $299 \pm 0.8$  млн лет [33]). В истории развития Юкагирской глыбы данному интервалу времени отвечают (1) перерыв в осадконакоплении (из разреза ее чехла полностью выпадает верхний карбон и нижние горизонты нижней перми [18]) и (2) внедрение позднепалеозойского базальт-пикрит-диабазового комплекса [17] (позднекаменноугольно-раннепермский березовский комплекс габбро-периодитов, по В.М. Шевченко). Время второго термального события – 240–220 млн лет (средний–начало позднего триаса) – совпадает с проявлением базальтового вулканизма на южной окраине ОМ и в обрамляющих структурах [17, 18].

7. Термальная история (остывание недр) Юкагирской глыбы завершилась в начале аптского века (нижняя граница –  $125.0 \pm 1.0$  млн лет [33]). Об этом говорит тот факт, что позже 120 млн лет в вулканитах кедонской серии повторно включились менее 10 % K-Ar часов (табл. 2).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление результатов изотопного датирования среднепалеозойских вулканогенных образований чехла ОМ, полученных с помощью трех разных методов (K-Ar, Rb-Sr изохронный, U-Pb SHRIMP-датирование аксессуарных цирконов) показало, что принципиально они согласуются как между собой, так и с геологическими данными.

Информация, заключенная в изотопных датировках, позволяет, с одной стороны, уточнить дискуссионные моменты истории формирования среднепалеозойских вулканогенных толщ, с другой – распознать особенности поведения радиогенных изотопных систем (геохимических пар “материн-

ский – дочерний изотопы”) на разных этапах длительной эндогенной эволюции ОМ. Иными словами, выполненное исследование сочетает в себе решение прямой и обратной задач геохронометрии [11].

Решение прямой задачи – это вывод о начале формирования вулканитов кедонской серии на рубеже раннего и среднего девона, который убедительно подтверждается данными цирконометрии и не противоречит ранее известным результатам Rb-Sr датирования. С учетом последних обобщений по стратиграфии палеозоя ОМ [2, 4] представляется целесообразным произвести корректировку возраста нижних толщ кедонской серии (артурская, ачеканская, буреломнинская), а именно сократить их объем с нижнего и среднего девона нерасчлененных до среднего девона. В тектоническом аспекте это означает существенное расширение перерыва, разделявшего формирование нижнего и среднего ярусов чехла ОМ: по имеющимся данным, он охватывал поздний ордовик и силур [18], теперь можно утверждать, что Юкагирская глыба оставалась областью размыва и в раннем девоне. Если смотреть еще более широко, правомерно заключить, что кедонский вулканизм знаменовал важнейший историко-геологический рубеж в эволюции ОМ: завершение ранней эпохи девонского периода и наступление средней.

Что касается верхней границы кедонской серии, то ее геохронометрический возраст может быть установлен лишь после того, как будет достигнута официальная стратиграфическая конвенция по вопросу о том, какие из стратонов, венчающих среднепалеозойский разрез Юкагирской глыбы, включать в состав серии, какие нет. Согласно отечественному Стратиграфическому кодексу, прерогатива подобных решений принадлежит Межведомственным региональным стратиграфическим совещаниям (МРСС) [26]. На последнем (Третьем) МРСС по Северо-Востоку России (Санкт-Петербург, 2002 г.) проблемы стратиграфии субаэральных вулканогенных толщ среднего палеозоя по существу не обсуждались, а в решении констатировано, что возрастное расчленение вулканитов кедонской серии и корреляция их в разных структурах совершенно необоснованны и должны базироваться на новых изотопных датировках [21. С. 95].

Думается, что такое понимание роли изотопного датирования в стратиграфических исследованиях методологически неверно, поскольку современная радиогеохронометрия не знает изотопных систем, полностью устойчивых перед наложенными термальными процессами. В частности, рас-

Таблица 5. Результаты Rb-Sr изохронного датирования вулканитов кедонской серии.

Номер пробы	Анализируемый материал	Rb <sup>87</sup> г/г	Sr <sup>86</sup> г/г	$\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}$	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$
Изохрона 1. T=402±6 млн лет (I <sub>0</sub> =0.7073±0.0002)					
1265/10	Риолит	157.90	42.30	10.87	0.7695
1266	Риолит	46.23	33.60	14.18	0.7882
1272/11	Риолит	108.50	299.4	1.05	0.7133
1273	Риолит	106.20	321.7	0.95	0.7135
1265/11	Риолит	119.60	85.89	4.04	0.7306
1272/4	Риолит	93.46	271.5	0.99	0.7125
Изохрона 2. T=365±21 млн лет (I <sub>0</sub> =0.70684±0.0045)					
5	Трахидацит	22.60	53.17	0.42	0.7087
2013/2	Игнимбрит кварцевого латита	26.28	52.9	0.49	0.7098
2013/6	Игнимбрит кварцевого латита	23.45	38.11	0.61	0.7095
8	Игнимбрит трахириодацита	32.11	21.95	1.44	0.7150
8/4	Игнимбрит риолита	33.28	11.08	2.97	0.7221
Изохрона 3. T=361±25 млн лет (I <sub>0</sub> =0.70785±0.00021; СКВО=0.075)					
1059	Андезибазальт	4.68	88.25	0.05	0.7083
1011-11	Андезит	18.06	93.16	0.19	0.7088
74-4	Андезит	16.85	66.93	0.25	0.7091
64-4	Андезит	27.92	41.61	0.66	0.7114
3043	Андезит	26.62	36.31	0.72	0.7116
44-2	Андезит	35.57	42.89	0.82	0.7121
Изохрона 4. T=344±4 млн лет (I <sub>0</sub> =0.7027±0.0003)					
375	Трахириодацит	30.35	15.53	1.95	0.7129
382	Трахириодацит	40.59	11.39	3.56	0.7202
221	Трахириодацит	21.44	18.05	1.19	0.7089
361	Трахириодацит	17.71	30.58	0.58	0.7057
243	Трахириодацит	43.92	9.74	4.51	0.7249
242	Трахириодацит	20.84	14.75	1.41	0.7094
335	Трахириодацит	27.36	6.31	4.34	0.7227
352	Трахириодацит	40.28	2.90	13.88	0.7709
Изохрона 5. T=337± 8 млн лет (I <sub>0</sub> =0.7040±0.0002)					
51	Трахиандезит	15.74	67.85	0.23	0.7048
54г	Трахидацит	29.95	36.98	0.80	0.7080
66	Трахиандезит	40.08	21.91	1.81	0.7128
24-4	Трахиандезит	26.06	64.67	0.40	0.7056
24-6	Трахиандезит	26.73	22.64	1.17	0.7096
25-1	Трахит	15.82	28.40	0.55	0.7068
25	Трахит	53.06	17.99	2.91	0.7177

*Примечание.* Изохрона 1 – коллекция В.И. Ткаченко; определения выполнены в ГИН РАН под руководством В.И. Виноградова (данные из неопубликованного отчета В.С. Шульгиной и др., 1991 г., ГНПО “Аэрогеология”). Изохрона 2 – коллекция В.Н. Егорова, 1998 г.; определения выполнены в СВКНИИ ДВО РАН под руководством И.Н. Котляра; данные хранятся в БД “ГЕОХРОН”. Изохрона 3 – коллекция П.А. Шерстобитова, 1999 г.; определения и хранение – там же. Изохроны 4, 5 – коллекция И.Н. Котляра [15].

смотренные материалы показывают, что в ходе фанерозойской эволюции ОМ нарушениям подвергались все широко применяемые сегодня геохронометры (т.е. все изученные изотопные системы: К-Аг, Rb-Sr, U-Pb – обнаружили геохимически открытый характер). Особенно примечательно получение омоложенной U-Pb датировки акцессорного

циркона – ведь со SHRIMP-цирконометрией сейчас связаны самые большие надежды геологов.

Вместе с тем имеющиеся материалы показывают, что нарушенные датировки несут свою полезную информацию и необходимо совершенствовать методологию и методику ее извлечения. Это и есть решение обратной задачи геохронометрии – суждение о

геохимическом поведении радиогенных изотопов в течение всей истории существования датированных объектов. Оно опирается на сопоставление возрастных значений, ожидаемых по геологическим предпосылкам и получаемых аналитически. При этом, как ни парадоксально, главную ценность приобретают “несходящиеся значения” изотопного возраста, достаточно большое количество которых позволяет обратиться к помощи гистограмм.

В нашем случае оба статистически значимых минимума (термальных события) на гистограмме К-Аг датировок отражают процессы мантийного магматизма, которые проявлялись вне ареалов распространения кедонской серии и позже на многие десятки миллионов лет (до 100–120, если вести отсчет от времени формирования кубакинской толщи). Тем самым вырисовывается картина неоднократного обширного возбуждения недр ОМ, которое могло иметь не только чисто термальное, но и геолого-геохимическое (в частности, флюидно-термальное, гидротермальное) выражение. А это в свою очередь интересно в металлогеническом отношении.

В целом же полученные результаты заставляют по-новому взглянуть на огромные массивы изотопных данных, хранящиеся в архивах геологических организаций страны. При надлежащем методологическом и методическом подходе этот, сегодня “мертвый”, груз может приобрести важное научное и прикладное значение.

Авторы благодарят И.Н. Котляра за научные консультации, Л.И. Ртищеву, К.С. Алексеева, Д.С. Писаренко – за помощь в получении каменного материала.

U-Pb SHRIMP-датирование акцессорных цирконов осуществлено при частичной поддержке гранта ДВО РАН 06-III-B-08-382 2006–2008 гг.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Котляр И.Н. “ГЕОХРОН” – компьютерная база данных изотопного датирования горных пород, минералов и руд Северо-Востока России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 313–318.
2. Гагиев М.Х. Средний палеозой Северо-Восточной Азии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 120 с.
3. Гагиев М.Х., Ткаченко В.И. Кембрий Северо-Востока России // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 43–57.
4. Гагиев М.Х., Шульгина В.С., Гагиева А.М. Новые данные по стратиграфии палеозоя юга Омолонского массива // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 57–98.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
6. Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. Кн. 1. 548 с.; Кн. 2. 536 с.
7. Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста / Тр. XVI сес. Комис. по определению абсолютного возраста геологических формаций / Отв. ред. Г.Д. Афанасьев. М.: Наука, 1973. 415 с.
8. Егоров В.Н., Шерстобитов П.А. Кедонская вулcano-плутоническая ассоциация юго-восточной части Омолонского массива // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регион. петрограф. совещ. по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 23–29.
9. Егоров В.Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 37 с.
10. Жуланова И.Л., Котляр И.Н. Новый подход к геологической интерпретации больших массивов изотопных дат // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы Всерос. конф. СПб.: ЦИК, 2003. С. 168–172.
11. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007. 358 с.
12. Жуланова И.Л., Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Полимодальные гистограммы изотопных датировок как термально-возрастные спектрограммы // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. (В 2-х т.) СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 189–192.
13. Котляр И.Н. Возраст золотых руд месторождения Кубака // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регион. петрограф. совещ. по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 156–159.
14. Котляр И.Н. Факторы формирования золото-кварцевых и золото-серебряных рудно-магматических систем // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. (В 2-х т.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 1. С. 135–148. (Тр. Всерос. совещ.)
15. 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.
16. Котляр И.Н., Жуланова И.Л. Методические проблемы U-Pb датирования мезозойских магматогенных цирконов (на примере Северо-Востока России) // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 266–269.
17. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского срединного массива (Северо-Восток СССР). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 44 с.
18. Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф. Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. 1982. № 1. С. 74–85.
19. Обручев С.В. Возможность применения аргонового метода для определения абсолютного возраста горных пород // Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири, 1956 г. М., 1958. С. 139–143.

20. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические и импактные образования. (Изд. 2-е, перераб. и допол.). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
21. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
22. Салоп Л.И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород // Геология и геофизика. 1963. № 1. С. 3–21.
23. Симаков К.В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений бассейна верхнего течения р. Омолон // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 234–270.
24. Симаков К.В., Шевченко В.М. Кедонская серия: объем, состав, строение, время и условия формирования // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 189–233.
25. Степанов В.А., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С. и др. Возраст руд Кубакинского месторождения золота (Омолонский массив) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 89–97.
26. Стратиграфический кодекс России. (Изд. 3-е). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с. (Межведомственный стратиграфический комитет России, ВСЕГЕИ).
27. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л.: Недра, 1977. 535 с.
28. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
29. Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 113 с.
30. Харленд У.Б., Кокс А.В., Левеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 141 с.
31. Шевченко В.М. Архей и протерозой Омолонского массива. Петрология и изотопный возраст. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. 176 с.
32. Gastil G. The Distribution of Mineral Dates in Time and Space // Am. J. Sci. 1960. V. 258, N 1. P. 1–35.
33. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge Univ. Press, 2004. 589 p.
34. Ludwig K. R. User’s manual for ISOPLOT / Ex version 2.01 // Berkeley, 1994. 47 p. (Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ.; N 1a).

*Рекомендована к печати Н.А. Горячевым*

*A.M. Gagieva, I.L. Zhulanova*

### **Geochronometry of Middle Paleozoic volcanics of the Omolon massif: comparison of K-Ar, Rb-Sr, and U-Pb data, and their geologic interpretation (North-East Asia)**

The results of K-Ar, Rb-Sr isochronous and U-Pb datings (the zircon SHRIMP method) of Middle Paleozoic volcanogenic assemblages of the Omolon massif are summarized. A conclusion is drawn that in principle they agree with both one another and geologic data. The formation of the Kedon Group, which makes up the bulk of the volcanics of Middle Paleozoic, began at the boundary between the Early and the Middle Devonian, about 400 Ma ago (U-Pb dates  $400.5 \pm 4.4$  and  $387.6 \pm 6.4$ , Rb-Sr isochron  $402 \pm 6$  Ma ago). The issue of the isotope age of the upper boundary of the Kedon Group remains open, as there remain differences in the definition of its stratigraphic position. A histogram for 111 K-Ar datings of volcanics of the Kedon Group has been constructed. It has polymodal nature testifying to violation of K-Ar isotope systems affected by thermal events, which occurred 310–290 (end of the Carboniferous –beginning of the Permian) and 240–220 (the Middle –beginning of the Late Triassic) Ma ago. Mantle (ultrabasic-basic) volcanism, which manifested itself in a much expansive territory than the area of distribution of the Kedon Group, is the geologic expression of both thermal events.

**Key words:** Middle Paleozoic volcanic rocks, isotope dating, Omolon massif, North-East Asia.

**МОНЦОНИТОИДНАЯ АССОЦИАЦИЯ КАВАЛЕРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА  
(ПРИМОРЬЕ): ГЕОХРОНОЛОГИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА**

**В.Г. Гонеvчук<sup>1</sup>, Г.А. Гонеvчук<sup>1</sup>, В.А. Лебедев<sup>2</sup>, А.А. Орехов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022, e-mail: gonevchuk@fegi.ru

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017

Поступила в редакцию 12 января 2010 г.

Проведено изотопно-геохронологическое изучение пород, слагающих два крупных интрузива и обособленную группу мелких тел в западной части Кавалеровского рудного района и рассматриваемых в большинстве публикаций в качестве монцонитоидной или трахиандезит-монцонитовой ассоциации. К-Аг методом по биотиту, амфиболу и Rb-Sr методом по породам и выделенным из них минералам определено время формирования исследованной ассоциации в интервале 113–98 млн лет назад. С учетом других изотопных данных, в том числе для пород эффузивной фации, интервал может быть более широким – 115–95 млн лет. Это не противоречит представлениям о принадлежности исследованной ассоциации одному магматическому комплексу. Значимых и закономерных различий в возрасте близких по составу пород разных массивов не установлено.

В соответствии со схемой геодинамической эволюции региона, образование очага латитовых расплавов, эффузивных и большей части интрузивных пород комплекса происходило до заложения Сихотэ-Алинского субдукционного вулканического пояса. Начальный этап формирования пояса фиксируют, вероятно, датировки биотита кварцевых диоритов Угловой ВТС (90 млн лет), расположенной в центральной части района, и позднего амфибола монцонитоидов его западной части (91–92 млн лет).

Геохимические различия пород, слагающих разные интрузивные тела, могли быть обусловлены особенностями эволюции расплавов в промежуточных очагах или кристаллизационных камерах.

**Ключевые слова:** монцониты, изотопная геохронология, генезис, рудоносность, Дальний Восток, Россия.

Интерес исследователей к проблеме генезиса монцонитоидной ассоциации в Кавалеровском рудном районе Приморья, выделяющегося в ранге локальной рудно-магматической системы (РМС) полиэтапного развития [10, 21], определяется вероятной связью с ней наиболее раннего этапа оловянного рудообразования – незначительной по объему оловянной минерализации сфалерит-галенитового типа с сульфосолями [30]. Рудопроявления этого типа известны в экзоконтактной зоне расположенных в западной части района Березовского и Араратского интрузивов, сложенных монцонитоидами. Аналогичные руды с пред- и синрудными турмалиновыми метасоматитами слагают зоны ранней минерализации одного из крупнейших в России Арсеньевского месторождения олова [17].

Очевидно, что расшифровка генезиса монцонитоидной ассоциации района дает ключ к пониманию не только особенностей всех последующих этапов магмо- и рудообразования в эволюции Кавалеровской РМС, но и проблемы оловоносности монцонитоидных ассоциаций в целом. В то же время уровень исследованности этой ассоциации в районе оставляет много неясностей в расшифровке ее генезиса. В частности, исследователи по-разному определяют объем ассоциации и возможность присутствия в ней разных генетических групп – магматических комплексов. Это, в свою очередь, приводит к разной оценке роли монцонитоидного магматизма в рудообразовании РМС [15, 21, 25]. Недостаточно определенным, в первую очередь из-за незначительного количества изотопных датировок,

остается также место исследуемой ассоциации в общей геологической эволюции региона.

Результаты проведенного нами изотопно-геохронологического исследования, их геологическая и металлогеническая интерпретация, изложенные в статье, позволят приблизиться к пониманию отмеченных проблем и более корректно отразить реальные геологические события в моделях.

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Кавалеровский рудный район – один из наиболее известных районов Главной оловоносной [26], или Лужкинской [31], металлогенической зоны Сихотэ-Алиния. Наиболее вероятными границами района большинство исследователей считают зоны разломов: Центрального Сихотэ-Алинского – на западе, Восточного – на востоке, Дорожного – на севере и Павловского – на юге (рис. 1, 2). Интересным в генетическом плане представляется мнение А.П. Матюнина о том, что “... границы Кавалеровской рудно-магматической системы контролируются зоной аномальных деформаций... “кинк-бандом” [21, С. 60]. Северная и южная границы ее в целом совпадают с Дорожным и Зеркальным разломами, а западная и восточная – Центральным Сихотэ-Алинским и Суворовским, который является элементом регионального Восточного разлома.

В схемах аккреционно-складчатого строения территории площадь района (> 1300 км<sup>2</sup>) сложена терригенно-осадочными породами Таухинского (фрагмент неокомской аккреционной призмы) и Журавлевского (фрагмент раннемелового турбидитового бассейна) террейнов, аккретированных к континенту в конце раннего мела [9]. В составе первого из них, представленного в районе Силинским и Горбушинским субтеррейнами, преобладают кремни, песчаники и отмечаются базальты (мощность > 7000 м). Во втором (мощность > 15000 м) абсолютно преобладают аркозовые песчаники, содержащие до 5 % биотита, и алевролиты. В целом состав кластики указывает на образование ее в результате разрушения пород гранито-гнейсового слоя континентальной коры. Эта особенность рассматривается как один из факторов оловоносности локализованных в Журавлевском террейне магматических образований.

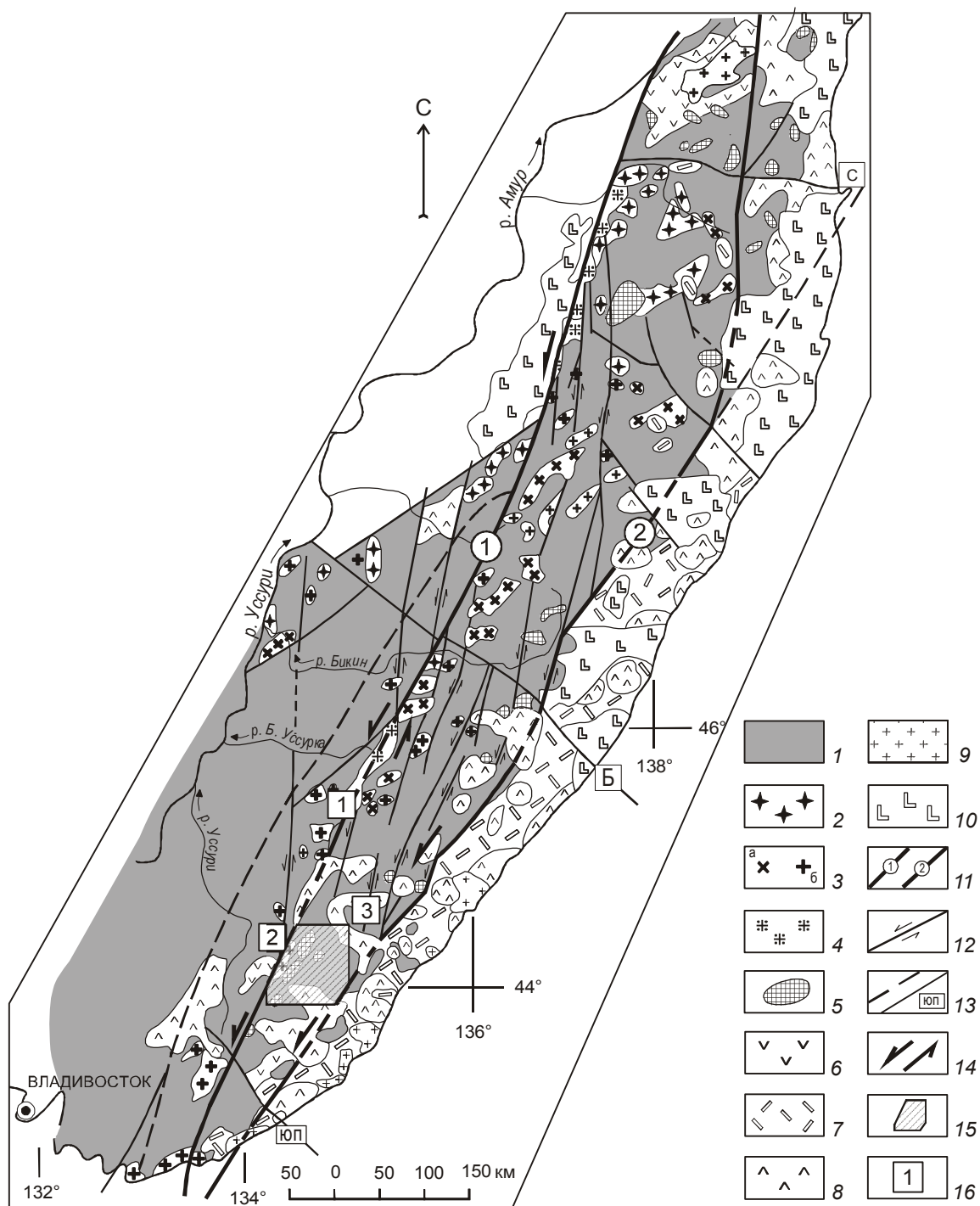
Время формирования Кавалеровской рудно-магматической системы, фиксируемое изотопными датировками магматических образований, охватывает период от 115 до 40 млн лет. По данным выполненного А.П. Матюниным обобщения [21], пики интенсивности магматизма фиксируются в интервалах

110–105, 95–80, 75–70 и 65–50 млн лет (рис. 3). Первый из них обусловлен становлением Березовско-Аралатского монцитонидного комплекса, являющегося основным объектом нашего исследования. Большинство исследователей объединяют в нем породы двух крупнейших в районе интрузивов – Березовского и Аралатского, расположенных в западной его части, прилегающей к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, и группу мелких интрузивных тел, которая далее именуется “ареал Соболиный”, локализованных на незначительном удалении к югу от Аралатского массива. Изученность этих объектов существенно различна.

Наиболее изучен Березовский интрузив, в точном экзоконтакте которого расположено Арсеньевское оловорудное месторождение и несколько более мелких месторождений и рудопроявлений со сложной оловянно-полиметалльной (оловянно-колчеданный тип по [30]) минерализацией [8, 10, 15, 26].

Изученность Аралатского массива, а также относительно мелких тел Соболиного ареала, где аналогичных месторождений до 1989 г. известно не было, значительно хуже и, за исключением отдельных публикаций [11, 24, 27], результаты изучения представлены в виде фондовых материалов. Это относится и к результатам изотопно-геохронологических исследований. Например, в выборке данных изотопного датирования магматических пород и постмагматических образований района [15] из 57 датировок нет ни одного (!) определения возраста пород Аралатского массива и Соболиного ареала.

В целом имеющихся сведений о составе и возрасте пород рассматриваемой монцитонидной ассоциации недостаточно для того, чтобы мнение о принадлежности их к одной генетической группе (магматическому комплексу) считать однозначно доказанным. Сомнения по этому поводу высказывались, в частности, Г.Б. Левашевым [18, 20], отмечавшим существенные геохимические различия пород Березовского и Аралатского массивов, важнейшими из которых он полагал разное содержание и соотношение калия и натрия. Еще более значительно отличаются по этим признакам породы Соболиного ареала, которые по суммарному содержанию калия и натрия являются субщелочными – монцитонидными – лишь в ограниченно представленной группе среднего-основного состава, а по их соотношению, в отличие от калиевых пород Березовского и Аралатского массивов, могут рассматриваться как калиево-натриевые или даже натриевые (табл. 1; рис. 4, 5). В качестве одной



**Рис. 1.** Положение объектов исследования на схеме магматических поясов Приморья, по [1].

1 – породы Ханкайского массива, палеозойские и мезозойские складчатые комплексы; 2, 3 – магматические комплексы plutонического пояса: 2 – хунгарийская серия (габбро, пироксениты, граниты), 3 – татибинская серия (а – преимущественно адамеллиты, б – преимущественно граниты); 4, 5 – синвулканические трещинные интрузии: лейкогранитов (4), приповерхностные интрузии монцонитондов (5); 6–9 – магматические комплексы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: 6 – синанчинский комплекс (андезиты, андезибазальты), 7 – приморская серия (туфы и игнимбриды риолитов, дацитов), 8 – самаргинский (сияновский) и богопольский комплексы (андезиты, андезибазальты, дациты, риолиты), 9 – субвулканические фации (граниты, гранит-порфиры, диориты); 10 – платобазальты (суворовские, кизинские, кузнецовские, согванские); 11 – глубинные разломы: 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Восточный; 12 – левосторонние сдвиги; 13 – поперечные блокоразделяющие разломы: С – Сюркумский, Б – Бикинский, ЮП – Южно-Приморский; 14 – сдвиговая система Сихотэ-Алиня; 15 – границы рисунка 2 – Кавалеровский рудный район; 16 – другие объекты исследования: 1 – Малиновский рудный узел, 2 – Краснореченский рудный район, 3 – Садовский гранитный массив.



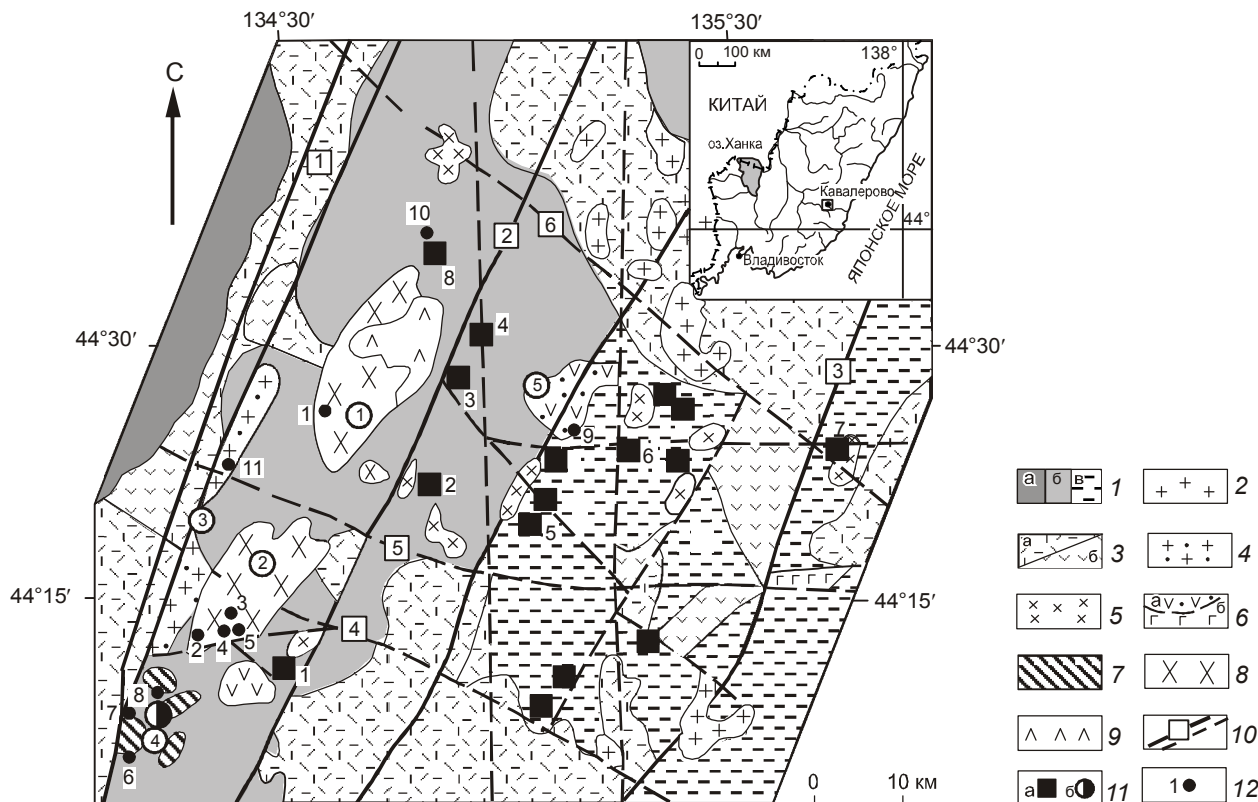


Рис. 2. Геолого-металлогеническая схема Кавалеровского рудного района [10].

1 – терригенный (аккреционный) комплекс Самаркинского (а), Журавлевского (б), Таухинского (в) террейнов; 2 – гранит-порфиры якутинского комплекса (богопольские); 3 – риолиты, дациты (а) дациандезиты (б) и их туфы (богопольские, дорофеевские, сияновские); 4 – граниты и лейкограниты шумнинского комплекса; 5–6 – Угловой комплекс: 5 – интрузивная фация; 6 – эффузивная фация, в т.ч. Угловой ВТС; 7 – интрузивные тела Соболиной группы; 8–9 – Березовско-Араратский комплекс: 8 – интрузивная фация, 9 – эффузивная фация; 10 – разломы, в т.ч. (цифры в квадратах): 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Березовский, 3 – Суворовский, 4 – Павловский, 5 – Зеркальный, 6 – Дорожный); 11 – проявления минерализации: а – оловянной, в т.ч. месторождения: 1 – Искра, 2 – Новогорское, 3 – Арсеньевское, 4 – Ивановское, 5 – Дубровское, 6 – Хрустальное, 7 – Высокогорское; 8 – рудопроявление Интересное; б – золотой (Падь Соболиная); 12 – места отбора проб для определения возраста. Цифрами в кругах обозначены: интрузивные массивы Березовский (1), Араратский (2), Шумнинский (3); Соболиный ареал (4); Угловая ВТС (5).



Рис. 3. Положение монцитонидной ассоциации (серое) относительно графика распределения изотопных дат магматических пород Кавалеровского рудного района [21] и эволюции геодинамических обстановок в регионе [32].

из возможных моделей формирования трех рассматриваемых объектов предполагается их связь с разобщенными в пространстве вторичными (периферическими) очагами – сателлитами одного первичного очага трахиандезитовых расплавов [10]. При этом для Березовского и Араратского массивов разные стадии формирования фиксируются как интрузивные фазы, в то время как Соболиный ареал, вероятно, представляет в выходах на поверхность разные зоны единого массива, сформировавшегося в результате внутрикамерной (термальной) дифференциации силикатного расплава.

Второй и третий пики на графике распределения изотопных дат фиксируют становление в районе андезит-гранодиоритового (по некоторым пробам субщелочного – монцитонидного) Угловского и

Таблица 1. Средний химический состав пород монцонитоидной ассоциации.

Компоненты	1 (8;9)	2 (40;26)	3 (9;9)	4 (4;4)	5 (5;6)	6 (3;0)	7 (2;8)	8 (2;2)	9 (3;6)	10 (7;8)	11 (2;2)
SiO <sub>2</sub>	55.77	60.07	65.84	54.62	59.12	65.35	71.25	54.75	59.11	64.65	69.38
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.79	0.54	1.04	0.73	0.57	0.27	0.82	0.61	0.77	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.99	15.39	15.01	16.30	17.22	16.30	14.63	16.74	16.83	16.40	14.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.06	2.50	1.83	3.27	1.80	1.28	1.16	4.95	3.71	2.60	1.39
FeO	4.92	4.78	3.08	4.16	3.50	3.24	0.82	3.26	2.67	1.76	1.69
MnO	0.34	0.13	0.08	0.21	0.26	0.12	0.12	0.18	0.12	0.10	0.07
MgO	4.87	2.83	1.35	4.99	3.33	1.80	1.44	3.95	2.91	2.15	0.39
CaO	5.62	3.86	2.24	6.40	4.95	2.80	0.84	6.81	5.78	3.85	2.51
Na <sub>2</sub> O	2.95	3.32	3.05	3.52	3.15	3.15	3.48	4.09	3.61	3.71	4.54
K <sub>2</sub> O	3.01	4.96	6.08	2.71	3.44	3.32	4.79	2.61	2.67	3.65	3.69
F	0.10	0.07	0.08	0.075	0.18	0.08	0.05	0.08	0.05	0.05	0.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.34	0.37	0.39	0.34	0.28	0.59	0.60	0.58	0.60	0.45
K <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O+ Na <sub>2</sub> O	0.51	0.60	0.66	0.43	0.52	0.51	0.58	0.39	0.42	0.49	0.45
Rb		170	185	115	210	155	157	86	80	70	119
Sr		460	510	583	687	706	412	1046	768	670	650
Ba		560	325	193	320		490	511	513	540	436
Ni	37	24	19	53	46		14	30	25	26	5
Co	18	7	24	24	20		5	14	6	8	3
Cr	57	36	30	136	131		16	38	22	19	14
V	141	85	151	275	273		58	265	117	125	70
Cu	89	62	12	84	72		57	255	651	31	60
Sn	2	4	5.5	3.5	7		3	3	3	3	5
Pb	21	31	19	20	28		81	8	8	9	10
Zn	66	46	28	125	86		30	114	50	69	95
B	19	45	18	19	25		24	19	9	5	4

Примечание. По [10] с дополнениями. Здесь и в табл. 2 содержание оксидов и фтора дано в весовых %, микроэлементов – в г/т. Прочерк – содержание ниже предела чувствительности метода, пропуск – данные отсутствуют. Анализы выполнены в исследовательском центре в ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. Ниже порядкового номера в скобках первая цифра – количество химических, вторая – спектральных анализов. Rb, Sr, Ba – единичные определения, рентгено-флюоресцентный анализ. 1–3 – породы Березовского массива: 1 – монцодиориты, 2 – кварцевые монцониты, 3 – кварцевые монцониты (граносиениты); 4–7 – породы Араратского массива: 4 – монцодиориты, 5 – кварцевые монцодиориты, 6 – гранодиориты (монцограниты), 7 – аплиты (монцограниты); 8–11 – породы Соболиного ареала: 8 – монцодиориты, 9 – кварцевые монцодиориты, 10 – гранодиориты (кварцевые монцодиориты), 11 – граниты.

Шумнинского гранит-лейкогранитовых комплексов, а четвертый – пестрой по составу ассоциации даек.

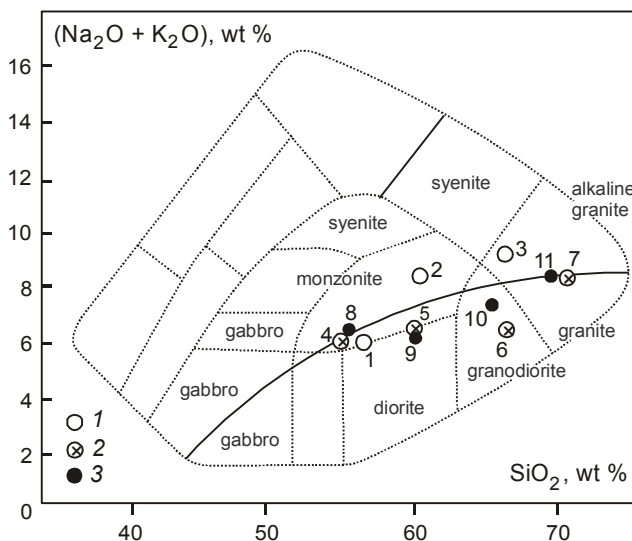
#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Изотопное датирование в основном выполнялось для магматических пород названных выше объектов Кавалеровского района и непосредственно связанных с ними постмагматических образований. Химический состав этих пород представлен в таблице 2. Для обсуждения привлечены также авторские данные по некоторым другим объектам, в том числе и опубликованные [10, 22].

Большая часть К-Аг датировок (табл. 3) получена после 2002 г. в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва). Для исследо-

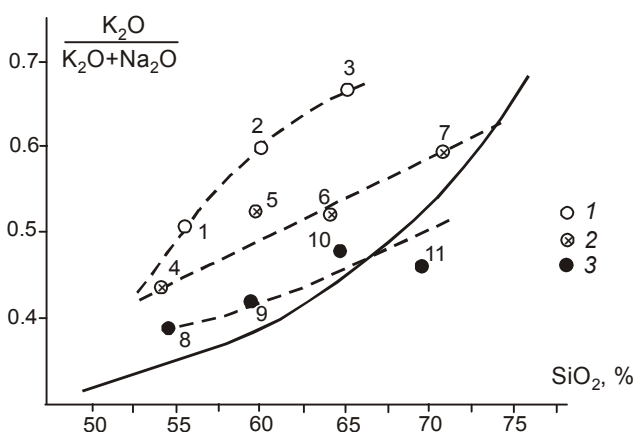
вания использовались мономинеральные фракции биотита и амфибола (роговая обманка), полученные в результате электромагнитной сепарации и последующей ручной отборки под бинокляром. Разделение в тяжелых жидкостях проводилось при необходимости выделения полевых шпатов, пироксена и др. Содержание в пробах радиогенного аргона определялось на масс-спектрометре МИ-2101ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера моноизотопа <sup>38</sup>Ar, калия – методом пламенной спектрофотометрии.

Для подтверждения результатов калий-аргонового датирования и получения дополнительной петрогенетической информации проведено исследование рубидий-стронциевой изотопной системы монцогаббро Араратского массива, а также гранодиори-



**Рис. 4.** Диаграмма классификации по соотношению  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ , вес. %, [34] пород монцитонидной ассоциации Кавалеровского района.

1 – породы Березовского интрузива, 2 – породы Араратского интрузива, 3 – породы Соболиного ареала. Номера точек в соответствии с табл. 1.



**Рис. 5.** Диаграмма зависимости соотношения щелочей от кремнекислотности пород монцитонидной ассоциации Кавалеровского района.

1 – породы Березовского интрузива, 2 – породы Араратского интрузива, 3 – породы Соболиного ареала. Сплошная линия – тренд пород нормального ряда, пунктирные – предполагаемые тренды для пород исследованных объектов. Номера точек в соответствии с табл. 1.

тов Соболиного ареала (табл. 4). Исследование выполнено в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) В.Ф. Посоховым на масс-спектрометре МИ-1201Е по методике, описанной в [2]. Для построения изохрон и определения Rb-Sr изотопного

возраста использовались результаты, полученные по валовым пробам пород и монофракциям слагающих их минералов (рис. 6).

Полученные разными методами результаты показывают хорошую сходимость и фиксируют формирование исследованной магматической ассоциации западной части Кавалеровского рудного района во временном интервале 113–98 млн лет, что не противоречит представлениям о принадлежности ее одному магматическому комплексу. С учетом K-Ar возраста березовских монцитонитов (105 млн лет) и граносиенитов (100–90 млн лет), определенного по валовым пробам этих пород в лаборатории ИГЕМ РАН [8], а также данных о возрасте латитов – трахиандезитов (116–114 млн лет), интродуцированных монцитонитами Березовского массива [10], наиболее вероятный возраст комплекса может оцениваться в интервале 115–95 млн лет.

В результатах калий-аргонового датирования обращает на себя внимание более “древний возраст” биотита в паре биотит – амфибол. Это, в общем аномальное, явление могло быть обусловлено “удревнением” K-Ar дат для биотита, происходящим, как это часто фиксируется в исследованиях, при его хлоритизации или гидратации. Такому предположению, однако, противоречат близость или даже идеальное совпадение с K-Ar датами результатов Rb-Sr изохронного датирования и существенно более “молодой” возраст хлоритизированного биотита из гранитов (ГВ-35, табл. 3). По нашему мнению, этот факт с большей вероятностью может отражать, с одной стороны, характерную для монцитонитов кристаллизацию биотита в ранней пироксен-биотит-плагноклазовой ассоциации, а с другой – часто наблюдаемое при петрографическом исследовании монцитонитов развитие амфибола по пироксену. Т.е. такая “аномалия” может быть характерной для монцитонитов. В подтверждение этого мнения приводим результаты проведенного нами K-Ar датирования по биотиту и амфиболу монцитонитов Краснореченского рудного района (табл. 3, ГВ-1269, ГВ-1271), расположенного на удалении около 35 км к северо-востоку от района Кавалеровского [5]. Показательно, что и здесь K-Ar возраст биотита близок с полученной нами Rb-Sr датировкой ( $98.4 \pm 6.4$  млн лет). Вероятно, в определенных условиях, на позднемагматической или даже постмагматической стадиях, когда пироксен становится неустойчивой минеральной фазой, биотит сохраняет свою устойчивость, а его K-Ar и Rb-Sr изотопные системы остаются закрытыми. Устойчивость Rb-Sr изотопной системы биотитов в

Таблица 2. Химический состав проб, использованных для изотопного исследования.

Компо- ненты	1 А-204	2 ГВ-20	3 ГВ-39	4 А-117	5 ГВ-35	6 А-189	7 ГВ-162	8 ГВ-158	9 ГВ-159	10 КГ-41	11 ГВ-1383	12 ГВ- 725А
SiO <sub>2</sub>	63.30	48.70	57.20	65.27	76.10	62.60	64.86	66.63	66.49	59.10	66.05	72.72
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.23	0.90	0.63	0.21	0.67	0.52	0.50	0.56	0.71	0.54	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.00	23.24	17.50	16.28	12.34	16.25	16.83	15.66	15.63	16.41	15.86	15.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.66	1.06	2.51	2.81	1.13	3.17	2.73	1.71	0.10	1.59	1.38	Σ2.31
FeO	2.37	4.45	4.90	1.44	0.73	1.83	1.74	1.96	3.16	5.03	2.73	
MnO	0.08	0.09	0.35	0.06	0.01	0.10	0.09	0.09	0.09	0.12	0.08	0.08
MgO	2.52	4.66	5.68	1.95	0.21	2.71	2.45	1.23	1.42	3.89	1.55	0.29
CaO	3.50	10.42	4.84	2.73	1.11	3.69	2.66	4.53	4.23	5.78	3.59	1.56
Na <sub>2</sub> O	3.25	2.88	2.70	3.71	2.50	4.20	3.56	3.94	3.69	2.93	3.09	3.69
K <sub>2</sub> O	4.24	2.10	3.14	3.97	4.35	3.24	2.88	2.76	2.57	2.66	3.62	3.55
H <sub>2</sub> O	0.89	1.73	0.35	0.80	1.20	1.64	0.91	0.67	1.61	1.77	0.89	0.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.03	0.38		0.10		0.24	0.18	0.16		0.16	0.05
F		0.045	0.09	0.078	0.03	0.049	0.05		0.05	0.045		0.10
Cl	0.06	0.045	0.128	0.038	0.039	0.016	0.034	0.023			0.048	0.015
Сумма	99.36	99.68	100.67	99.77	100.06	100.17	99.55	99.88	99.76	100.04	99.59	100.43
Rb	203	90	130	155	148	120	71	94	90	90	131	350
Sr	576	1055	635	706	177	588	641	692	490		346	50
Ba		123	488	416	365	705	550	542	420		475	130
Zr	180	110	208	160	167	16	133	123			125	140
Nb	14	16	17	13	6	14	15	11			11	26
Y	33	26	31	21	16	17	19	12			30	54
Ni	56	54	52	30	7	37	40	31	38	39	10	4
Co	33	26	11	13	2	10	10	6	8	23	10	-
Cr	69	100	140	32	13	89	79	33	56	118	18	7
V	140	46	245	120	57	160	150	110	190	125	76	28
Cu	95	65	46	30	30	85	32	38	480	38	15	12
Sn	9	6	2	3	8	3	4	4	4	7	15	35
Pb	36	25	39	13	54	5	13	8	8	32	15	32
Zn	68	35	83	68	33	43	71	67	67	63	50	44
B	60	32	-	84	0.1	10	7	4	8	19	11	11

*Примечание.* Ниже порядкового номера в таблице – авторский номер пробы. Оксиды и F определены с использованием атомного абсорбера; Cl, Sr, Ba, Zr, Nb, Y – рентгено-флюоресцентный анализ; Sn, B – спектральный эмиссионный количественный анализ; Ni, Co, Cr, V, Cu, Pb, Zn – рентгено-флюоресцентный и спектральный эмиссионный анализы. Аналитические исследования выполнены в исследовательском центре в ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. 1 – Березовский массив, кварцевый монзонит; 2–5 – Араратский массив: 2 – монцогаббро, 3 – монцодиорит; 4 – кварцевый монзонит, 5 – апогранит с турмалином и биотитом; 6–9 – Соболиный ареал: 6 – кварцевый монзонит, 7–9 – гранодиориты; 10 – Угловая ВТС, кварцевый диорит; 11 – рудопроявление Интересное, гранодиорит; 12 – Шумнинский массив, гранит.

условиях метаморфизма и метасоматического преобразования габброноритов и лампроитов отмечена, например, Е.С. Богомоловым и Л.К. Левским [4]. Нельзя также не обратить внимания на совпадение К-Аг дат, полученных по амфиболам: четыре пробы, характеризующие разные по составу породы трех ин-

трузивных массивов, показали возраст 92–91 (±5) млн лет. Логично предположить, что он фиксирует время какого-то общего для этих объектов события, обусловившего перезапуск изотопных часов амфиболов. Возможность этого продемонстрирована в [6, 7]. С этим же событием, вероятно, можно связать, исхо-

Таблица 3. Результаты калий-аргонового изотопного датирования.

№ п/п	Авторский №	Анализируемый материал	Калий, % ± σ	<sup>40</sup> Ar <sub>рад</sub> (нг/г) ± σ	Возраст, млн лет ± 2σ	Привязка. Порода
1	A-204	Амфибол	0.37±0.013	2.36±0.02	91±6	<b>Березовский м-в.</b> Кварцевый монцитонит
2	A-204	Биотит	6.33±0.06	40.04±0.16	105±2.5	
*3	ГВ-20	Биотит			113±5	<b>Арагатский м-в.</b> Монцогаббро
4	A-117	Амфибол	0.51±0.015	3.34±0.04	92±5	Кварцевый монцитонит
5	A-117	Биотит	7.29±0.07	51.1±0.3	98.3±2	
*6	ГВ-39	Биотит			103±5	Монцодиорит
7	ГВ-35	Биотит хлоритизирован.	2.03±0.03	11.20±0.14	78±3	Апогранит с турмалином.
8	A-189	Амфибол	0.46±0.015	2.97±0.02	91±5	<b>Соболиный ареал.</b> Кварцевый монцитонит
9	A-189	Биотит	6.76±0.07	50.7±0.2	105±2	
10	ГВ-158	Биотит	6.79±0.07	49.90±0.17	103±2	Гранодиорит
*11	ГВ-162	Биотит			98±5	Гранодиорит
12	ГВ-1469	Калиевый полевой шпат	7.23±0.08	46.5±0.3	90.5±2.3	Жила в диоритах
13	ГВ-1010	Калиевый полевой шпат	9.72±0.10	62.3±0.2	90.1±2	Жила в гранодиоритах
14	КГ-41	Биотит	7.57±0.08	48.39±0.15	90±2	<b>Угловая ВТС.</b> Кварцевый диорит
15	ГВ-1383	Биотит	6.68±0.07	37.37±0.13	78.8±1.7	<b>Р.п. Интересное.</b> Гранодиорит.
16	ГВ-725 А	Биотит	6.41±0.06	34.50±0.15	76.0±1.5	<b>Шумнинский м-в.</b> Гранит
17	ГВ-1269	Биотит	7.28±0.08	49.51±0.17	95.5±2.2	<b>М-е Южное.</b> Монцодиорит.
18	ГВ-1271	Амфибол	0.65±0.015	4.22±0.03	91±4	То же.
19	ГВ-1583/1	Биотит	6.45±0.07	41.04±0.18	89.5±2	<b>Садовский м-в.</b> Гранит.
20	ГВ-1446	Мусковит	8.30±0.09	62.6±0.3	105.5±2.5	<b>М-е Скрытое.</b> Гранит
21	ГВ-1434	Биотит	7.17±0.08	47.01±0.17	92.1±2.2	<b>Эльдовакский м-в</b> Р.п. Легкое. Гранит

Примечание. При расчете возраста использованы константы:  $\lambda_K=0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ,  $\lambda_{Ar}=4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ,  $^{40}\text{K}=0.01167$  (ат. %). 1–16 – датировки объектов Кавалеровского рудного района, 17–21 – других упоминаемых в тексте объектов. Состав пород для Кавалеровского района смотри в табл. 2. \*Датировки получены в лаборатории ДВГИ ДВО РАН в 1983 г.

для изотопных данных, становление кварцевых диоритов Угловой вулcano-тектонической структуры (ВТС) Кавалеровского района (датирование по биотиту выполнено впервые), а также образование кварц-полевошпатовых золотоносных жил в гранитоидах Соболиного ареала и ранний этап оловянного рудообразования, зафиксированный датировками

92–90 млн лет на месторождении Арсеньевском [10, 17, 29]. Таким событием с наибольшей вероятностью могла быть активизация в эволюции Сихотэ-Алинского вулканического пояса, фиксируемая максимумом датировок регионально представленного в нем андезитового синанчинского комплекса (95–90 млн лет) [19]. В восточном экзоконтакте

Таблица 4. Результаты исследования рубидий-стронциевой изотопной системы.

Авт. №	Порода, привязка	Материал	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Расчетные параметры
ГВ-20	Монцонаббро. Арагатский массив	Полевой шпат	81.17	1313.2	0.1788	0.70641	T=113±2 Ma I <sub>Sr0</sub> = 0.7061 СКВО=0.03
		Биотит	487	57.36	24.65	0.74554	
		Пироксен	17.98	61.51	0.8454	0.70742	
		Порода (вал)	77.53	1027.4	0.2184	0.70643	
ГВ-159	Гранодиорит. Соболиный ареал.	Биотит	371.5	26.63	40.57	0.76582	T=106±2 Ma I <sub>Sr0</sub> = 0.7044 СКВО=0.5
		Электромагнитная фракция	260.9	64.37	11.74	0.72206	
		Порода (вал)	98.48	630.2	0.452	0.70518	
ГВ-158	То же	Полевой шпат	78.03	764.7	0.2951	0.70464	T=102±2 Ma I <sub>Sr0</sub> = 0.7042 СКВО=0.64
		Биотит	363	24.97	42.28	0.76528	
		Амфибол	10.66	43.31	0.7119	0.70544	

Примечание. Состав пород смотри в табл. 2.

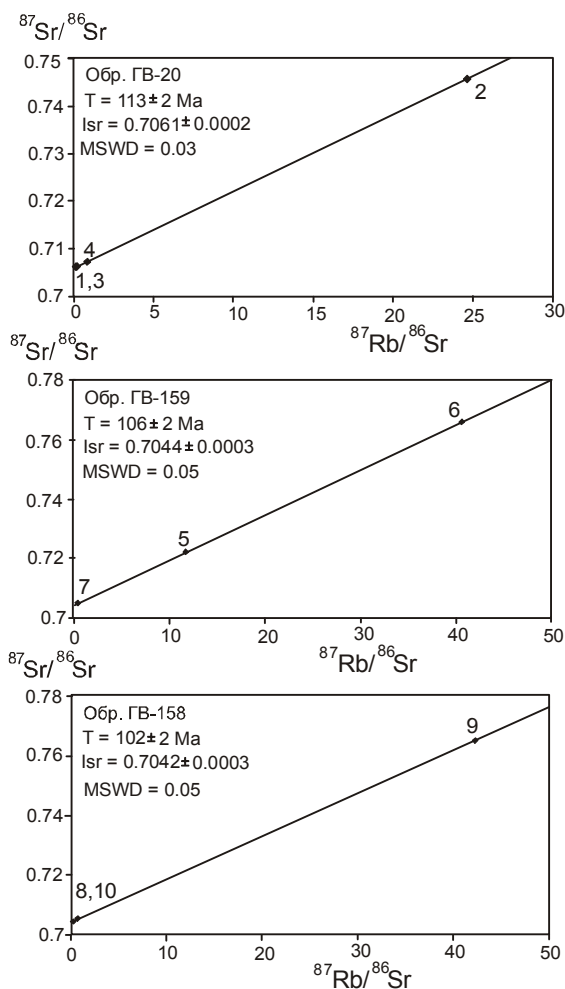


Рис. 6. Рубидий-стронциевые изохроны для пород Арагатского интрузива и Соболиного ареала.

Номера точек в соответствии с табл. 4.

Арагатского массива породы этого комплекса слагают Широкопаденскую ВТС [27].

Наиболее молодая в исследуемой ассоциации К-Аг дата 78±3 млн лет получена по измененному биотиту турмалиносодержащих аплитовых гранитов Арагатского массива, которые в нем можно считать экзотическими. Однако она не кажется совершенно случайной, поскольку совпадает с определенным аналогичным методом возрастом биотита гранитов Шумнинского массива, контактирующего с массивом Арагатским. Этот же возраст фиксируется по биотиту гранодиоритов, обнаруженных при бурении скважин на рудопроявлении "Интересное", расположенном в северном экзоконтакте Березовского массива [23, 30]. Весьма вероятно, что аплитовые с турмалином граниты фиксируют связанную с общей тектоно-магматической активизацией региона активизацию очага самых поздних (остаточных), насыщенных летучими компонентами расплавов монцонитоидной ассоциации. В пользу такого представления свидетельствует еще и то, что турмалиносодержащие аплитовые граниты появляются в завершающей фазе эволюции монцонитоидной ассоциации в другом крупном оловорудном районе Дальневосточного региона – Комсомольском [10]. Возраст их, по нашим данным (К-Аг, по породе), – 78.4 ± 1.8 млн лет.

Результаты Rb-Sr изотопного датирования, как уже отмечено выше, подтверждают датировки, полученные по биотиту К-Аг методом. В этом можно убедиться, сравнивая данные таблиц 3 и 4 по выделенным внутри ассоциации объектам. О неслучайности

совпадения может свидетельствовать то, что часть датировок по биотитам получена до 2002 г. в лаборатории ДВГИ ДВО РАН [10]. Тогда же по данным изотопного Rb-Sr исследования трех проб разных по составу пород Араратского массива (лаборатория ДВИМС, Хабаровск. Авт. В.Г. Гоневчук) и трех проб массива Березовского (лаборатория ИГЕМ, Москва. Авт. Н.Г. Гладков) была рассчитана общая изохрона с параметрами:  $T = 137 \pm 15$  млн лет,  $I(\text{Sr})_0 = 0.70471 \pm 0.0005$ ,  $\text{СКВО} = 0.03$ . В этих результатах особого внимания заслуживает близкая (для трех изохрон – идентичная) величина начального изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Такое совпадение и абсолютная величина отношения могут свидетельствовать о единстве первичного магматического очага для рассмотренной монцонитоидной ассоциации западной части Кавалеровского рудного района и формировании его в мафическом субстрате коры при активном участии мантийного флюида. В целом определенные нами значения первичного отношения изотопов стронция являются типичными для пород шошонит-латитовых серий [3], а для трех изохрон эта величина аналогична  $I(\text{Sr})_0$  латиандезитов Охотско-Чукотского вулканического пояса [28].

Результаты детальных исследований часто приводят их авторов к выводам о близком с монцонитами во времени и в пространстве формировании гранитных интрузивов известково-щелочной серии [3, 10, 12, 13, 16, 33]. Наше исследование не стало в этом плане исключением. Близкие или идентичные возрасту монцонитоидов Кавалеровского района К-Аг даты по биотитам получены для гранитов известково-щелочной серии с оловянно-вольфрамовой металлогенической специализацией, расположенных к западу от Центрального Сихотэ-Алинского разлома в породах юрской аккреционной призмы Самаркинского террейна: массивы Садовский, Скрытый, Эльдовакский (табл. 3). Достоверность К-Аг изотопного возраста для эльдовакских гранитов на площади вольфрамового рудопоявления Легкого, а также двуслюдяных гранитов месторождения Скрытого подтверждена Rb/Sr и U/Pb датировками [1]. Такое пространственно-временное совмещение гранитоидов разных петрохимических серий, вероятно, отражает разные условия генезиса и эволюции магматических очагов, которые в обстановках активных континентальных окраин обусловлены сложным геодинамическим режимом и блоковым строением территории.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного изотопно-геохронологического исследования монцонитоидов западной

части Кавалеровского рудного района в совокупности с известными датировками комагматических им латитов (трахиандезитов) [8, 10] фиксируют возраст этой генетической ассоциации в интервале 115–95 млн лет. Эти данные позволяют предполагать, что формирование родоначального для нее магматического очага происходило до заложения Сихотэ-Алинского вулканического пояса в условиях растяжения, сопровождавшего режим раннемеловой трансформной окраины Сихотэ-Алиня. Близкий интервал формирования – 113–103 млн лет – зафиксирован для шошонит-монцонитовой ассоциации центральной Чукотки [14]. Начальный этап формирования надсубдукционного Сихотэ-Алинского вулканического пояса в Кавалеровском рудном районе, вероятно, фиксируют породы Угловой ВТС (95–85 млн лет), возраст кварцевых диоритов которой в нашем исследовании определен датировкой  $90 \pm 2$  млн лет. Симптоматично, что этот же возраст, по данным нашего исследования, имеют амфиболы из пород монцонитоидной ассоциации, для которых возможна дейтерическая природа, и полевой шпат из кварц-полевошпатовых жил с молибденитом в монцодиоритах и гранодиоритах Соболиного ареала (табл. 4).

Геохимические различия близких по возрасту пород, слагающих пространственно обособленные интрузивные тела в западной части Кавалеровского района, с наибольшей вероятностью могли быть обусловлены особенностями эволюции вторичных (периферических) очагов или кристаллизационных камер. Важную роль в этом, очевидно, играли глубинные флюиды, продвижение которых в земной коре в значительной мере контролировалось зоной аномальной трещиноватости – кинк-бандом, границами которой на приведенной геологической схеме района можно считать Зеркальный и Дорожный разломы. Именно в ее границах локализован Березовский массив, породы которого характеризуются наибольшей щелочностью, калиево-натриево-бариевой насыщенностью (табл. 1), что стало одним из факторов их оловянно-вольфрамовой металлогенической специализации. С последовательным удалением от этой зоны – в Араратском массиве и Соболином ареале – появляются все более натриево-кальциевые и окисленные разновидности пород, а оловянно-вольфрамовая металлогеническая специализация сменяется медно-молибденово-золотой. На важную, а иногда и определяющую роль флюидов при формировании разных по геохимическим признакам известково-щелочных и субщелочных магм из идентичного по составу субстрата указывал В.С. Антипин [3]. По другим данным [12], появление в составе

калиевых монцитонитовидных ассоциаций натровых пород может быть обусловлено интенсивным связыванием калия в ранних дифференциатах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект N 08-05-00381) и Президиума ДВО РАН (проекты № 10-III-B-08-460 и № 09-III-A-08-400)

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аленичева А.А., Сахно В.Г., Салтыкова Т.Е. U-Pb и Rb-Sr изотопное датирование гранитоидов Татибинской серии плутонического пояса Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 70–75.
- Андреев Г.В., Посохов В.Ф., Шалагин В.Л. О возрасте Сыннырского массива // Геохимия. 1991. № 5. С. 715–718.
- Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: Наука, 1992. 221 с.
- Богомоллов Е.С., Левский Л.К. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы в условиях метаморфизма и метасоматизма // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 69–70.
- Валуй Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов Дальнегорского района (Приморье). Владивосток: Дальнаука, 1997. 200 с.
- Виноградов В.И. Отражение геологических событий в изотопных системах рифейских отложений // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 86–89.
- Виноградов В.И., Егоров В.А., Колесников Е.М. Время преобразования рифейских пород Байкитской антеклизы и их нефтегазоносность // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС. 2000. С. 89–91.
- Гладков Н.Г. Верхнемеловые и палеогеновые вольфрамоносные и оловоносные магматические ассоциации западной части Кавалеровского района // Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. С. 202–232.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
- Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.
- Гоневчук В.Г., Крылова Т.Л., Орехов А.А., Гоневчук Г.А. Особенности флюидного режима при формировании систем с медно-молибденово-золотой и медно-оловянной минерализацией (Искра-Соболинский узел Кавалеровского рудного района) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 1. С. 5–20.
- Гребенщикова В.И., Максимчук Е.В. Геохимия и условия формирования Солгонского гранитоидного батолита // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 9. С. 890–905.
- Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандиминова Г.П. Этапы мезозойского гранитоидного магматизма и рудообразования Чукотской складчатой области по данным Rb/Sr геохронометрии // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 139–142.
- Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандиминова Г.П., Дриль С.И. Изотопное датирование ультракалиевого магматизма центральной Чукотки: Rb-Sr возраст и геохимические особенности штока Линкор // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 4. С. 319–324.
- Зональность и глубинность оловянного оруденения на примере Кавалеровского района / Ред. Е.А. Радкевич. М.: Наука, 1980. 179 с.
- Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л. и др. Гранитоиды и монцитонитовиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 160 с.
- Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Орехов А.А. Многометалльность и высокая продуктивность локальных рудно-магматических систем Сихотэ-Алиня (на примере Арсеньевского месторождения, Кавалеровский район) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 29–45.
- Левашев Г.Б. Магматогенная геохимия олова и вольфрама. М.: Наука, 1978. 143 с.
- Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектономагматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. 339 с.
- Левашов Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин. Владивосток: ДВО РАН, 1991. 378 с.
- Матюнин А.П. Магматизм как фактор контроля оловянного оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловянных районах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 59–66.
- Орехов А.А., Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Лебедев В.А. Редкометалльные граниты Кавалеровского рудного района (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 79–91.
- Орехов А.А., Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Магматизм западной части Кавалеровского рудного района в модели геодинамического развития Сихотэ-Алиня // Тихоокеанский Рудный Пояс: Материалы новых исследований (к столетию Е.А. Радкевич). Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 299–307.
- Петраченко Р.И., Гоневчук В.Г., Петраченко Е.И. Рудномагматическая зональность Соболинного узла // Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 164–179.
- Поповиченко В.В. Эволюция магматизма Кавалеровского рудного района (Приморье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1992. 32 с.
- Радкевич Е.А., Томсон И.н., Лобанова Г.М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. М.: АН СССР, 1962. 130 с.
- Сахно В.Г., Матюнин А.П., Чашин А.А. Магматизм Широкопадинской рудно-магматической системы (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 74–91.
- Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С.



- Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.
29. Томсон И.Н., Тананаева Г.А., Полохов В.П. Взаимоотношения различных типов оловянного оруденения в южном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 4. С. 357–372.
30. Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 175 с.
31. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 65 с.
32. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
33. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180
34. Wilson M. Igneous petrogenesis. Unwin Human. London. 1989. 446 p.

*Рекомендована к печати Н.А. Горячевым*

***V.G. Gonevchuk, G.A. Gonevchuk, V.A. Lebedev, A.A. Orekhov***

**Association of monzonitic rocks of the Kavalerovo ore district (Primorye): geochronology and some issues of genesis**

Isotope-geochronological study of rocks, forming two large intrusive bodies and an isolated group of small bodies in the western part of the Kavalerovo ore district, has been carried out. They were described in the majority of publications as monzonitic or trachyandesite - monzonitic associations. The time of formation of the study intrusive associations is defined in the range 113-98 Ma by the biotite and amphibole K-Ar method and Rb-Sr method involving the rocks and minerals segregated from them. The interval can be wider (115-95 Ma) with regard to other isotope data, including those on rocks of the effusive facies. It does not contradict the conception of belonging of the investigated association to one magmatic complex. Significant and logical differences in the age of compositionally similar rocks of different massifs have not been established. According to the pattern of geodynamic evolution of the region, the latitic melts chamber, effusive and most intrusive rocks of the complex were formed prior to the initial stage of the Sikhote-Alin subduction volcanic belt. The initial stage of the belt formation is probably registered by the datings of biotite from monzodiorites of the Uglovaya VTS, located in the central part of the district (90 Ma), and of late amphibole from monzonitoids of its western part (91-92 Ma).

The geochemical distinctions of the rocks composing different intrusive bodies could be caused by the features of melt evolution in the intermediate hearths or crystallization chambers.

***Key words:* monzonite, isotope geochronology, genesis, ore content, the Far East, Russia.**

**ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ СИСТЕМ МЕТОДОМ  
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

*К.В. Чудненко<sup>1</sup>, А.Ю. Антонов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского 1а, г. Иркутск, 664033,  
e-mail: chud@igc.irk.ru*

<sup>2</sup>*Геологический институт, Бурятский филиал СО РАН, ул. Сахьяновой ба, г. Улан-Удэ, 670047*

Поступила в редакцию 12 февраля 2009 г.

Предлагается и апробируется с помощью ПК “Селектор” универсальный метод моделирования термодинамических параметров формирования различных гранитоидных систем на основе исходных данных о химическом составе и соотношении минералов в исследуемом образце породы. Метод является решением обратной задачи выпуклого программирования и основан на нахождении минимума свободной энергии Гиббса в физико-химической системе на множестве определенных ограничений. Продемонстрированы возможности этого метода при оценке условий образования (P-T и флюидного режима) различных типов позднемезозойских гранитоидов 4-х крупных массивов по всему простиранию Станового хребта (южное обрамление Алданского щита), изменяющихся по щелочности (известково-щелочные и субщелочные), меланократовости (от диоритов до лейкогранитов) и генезису (магматические и палингенно-метасоматические). Смоделированные условия формирования изученных гранитоидов в целом совпадают с оценками, полученными по геологическим данным, а также по минералогическим геобарометрам и геотермометрам, и характеризуют различные фации глубинности этих образований – от гипабиссальной (<10–12 км) до абиссальной (>20 км), существенно дополняя имеющиеся расчетные схемы (что сделано впервые) за счет безамфиболовых разновидностей. Смоделированные значения температур формирования магматических гранитоидов, как правило, находятся в температурном интервале кристаллизации основной массы пород, а водонасыщенных метасоматических гранитоидов – практически идентичны полученным по всем геотермометрам при наиболее реальных значениях окислительного потенциала. Данный результат наглядно свидетельствует о правомерности предложенной методики и о возможности ее самого широкого использования на практике.

Очевидна перспектива предлагаемого метода для любых региональных и глобальных геодинамических построений, позволяющего оценить и сопоставить глубину (а также температуру и параметры флюидного режима) формирования различных геологических формаций: метаморфических, метасоматических, магматических. Своевременное получение такой информации является весьма важным подспорьем для оценки потенциальной рудоносности регионов. Соответственно, необходимо продолжение исследований в данном направлении, причем как в области дальнейшей автоматизации расчетов, так и применения методики не только для гранитоидов на других объектах, но и для габброидов.

**Ключевые слова:** гранитоиды, минералы, термодинамика, моделирование, геотермобарометры, Становой хребет, Алданский щит, Дальний Восток.

**ВВЕДЕНИЕ**

В природе существует большое разнообразие гранитоидов, отличающихся как по составу, так и генезису [12, 18, 20, 21]. Одна группа гранитоидов представляет собой типично магматические образования, кристаллизовавшиеся из расплавов, другая –

метасоматические или частично метасоматические образования, формировавшиеся в результате разной степени перекристаллизации и частичного плавления (гранитизации) соответствующих более древних метаморфических или магматических пород (автохтонные, ультраметаморфические или метасоматически-палингенные гранитоиды). При этом, совре-

менный минеральный состав гранитоидов является следствием целого ряда сложных и взаимосвязанных петрогенетических процессов на разных стадиях кристаллизации или перекристаллизации исходных образований и наложенных постмагматических преобразований, происходящих при соответствующих условиях, т.е. различных давлениях (глубинах), температурах, флюидных режимах и т.д. Так, резкое падение общего давления приводит к увеличению температуры кристаллизации расплава [15, 17, 19, 24]. Остывание расплавов при постоянном давлении ведет к возрастанию в них содержания  $H_2O$  и, соответственно, парциального давления воды при уменьшении фугитивности кислорода. Аномально высокие концентрации некоторых летучих компонентов в расплавах (не считая  $H_2O$ ) также способствуют либо повышению (например,  $CO_2$ ), либо понижению (F) температур их кристаллизации. Повышенная щелочность расплавов в некоторых случаях (при невысоких температурах) способствует увеличению в них химической активности  $O_2$  [10] и может приводить к различному порядку кристаллизации минералов. При этом, именно физико-химические условия, а не состав магм, в основном определяют распределение петрогенных компонентов как в отдельных минералах, так и их совокупностях в магматических породах.

Понятно, что вышеотмеченные термодинамические критерии формирования гранитоидных массивов нередко являются определяющими при интерпретации особенностей эволюции магматизма тех или иных регионов и, прежде всего, при оценке их потенциальной рудоносности.

В то же время, как известно, определение основных термодинамических параметров формирования гранитоидов в геологии до сих пор является делом весьма сложным, что обусловлено прежде всего отсутствием универсальной согласованной теории термодинамики силикатного расплава в широкой области T и P. Соответственно, в настоящее время для этой цели широкому кругу геологов приходится использовать серию существующих геобарометров и геотермометров, построенных на эмпирических и экспериментальных данных о конкретных составах минералов гранитоидов. Однако точность определений нужных параметров этим методом часто не всегда достаточна, что в значительной степени обусловлено отсутствием в гранитоидных парагенезисах минералов, составы которых в достаточной степени определяются величиной давления. При этом даже использование существующих минералогических геотермометров часто сопряжено с большими трудностями, так как определение составов тех или иных ми-

нералов гранитоидов либо весьма затруднительно (отбор минералов под микроскопом), либо весьма дорого (использование микрозонда и т.д.), либо просто невозможно (для целого ряда геологических организаций прикладной направленности).

На наш взгляд, в отмеченной выше проблеме определения термодинамических параметров образования различного типа гранитоидных пород (и прежде всего давления и температуры) может значительно помочь создание универсальной и достаточно экспрессной компьютерной методики [23]. Это и диктует главную цель предлагаемого здесь способа определения условий формирования различных гранитоидов методом термодинамического моделирования с использованием современного компьютерного программного комплекса "Селектор". Получаемые с помощью предлагаемой методики данные могут быть использованы в различных областях геологических исследований, от изучения процессов магматизма и геотектоники до построения геологических карт и т.д.

#### ОБЩИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Проблема геотермобарометрии формирования минеральных систем с участием или без участия флюида – важнейшая задача современной петрологии. Один из перспективных подходов ее решения связан с моделированием природного минералообразования на основе общего принципа минимизации термодинамических потенциалов физико-химических систем [8].

Данный подход был использован нами для разработки методики количественной оценки термодинамических условий формирования тех или иных горных пород (прежде всего T-P и режима летучих компонентов) по их изначально известному химическому и минеральному составу, а также соотношению в породах главных минералов.

Теоретически задача предлагаемого исследования заключается в построении термодинамической модели геотермобарометра минеральной системы (образца породы). При этом, на входе задачи задается вектор содержания количества фаз системы  $d$ , представляющий количественный минеральный состав породы, выраженный в массовых или объемных единицах. Элемент вектора  $d - d_\alpha$  есть количество фазы с индексом  $\alpha$ :

$$d_\alpha, \alpha \in \Phi,$$

где  $\Phi$  – множество фаз системы.

Далее ограничивается исходная область поиска значений температур и давлений формирования соответствующей минеральной системы. Нахождение

оптимальной точки этой области, представляющей значение искомой температуры  $\hat{T}$  и искомого давления  $\hat{P}$ , связано с необходимостью решения обратной задачи выпуклого программирования. Его суть заключается в том, что необходимо определить такие значения температуры и давления, которые минимизируют критериальную функцию – сумму квадратов отклонений известных (заданных) и рассчитываемых для различных значений температуры и давления количеств фаз системы:

$$f(x_{\Theta}) = \sum (d - x_{\Theta})^2, \Theta \in D_{\Theta}, \quad (1)$$

где  $\Theta$  – двухэлементный вектор температуры и давления  $(T, P)$ ,  $D_{\Theta}^0 = \{\Theta / \Theta^- \leq \Theta \leq \Theta^+\}$  – априори заданная область,  $\Theta$  и  $\Theta^-$  – нижние и верхние границы задаваемых интервалов по температуре и давлению,  $D_{\Theta}$  – конечная выборка векторов  $\Theta$  из  $D_{\Theta}^0$ ,  $x_{\Theta}$  – вектор количеств фаз, определяемый в результате решения  $\Theta$ -ой прямой задачи выпуклого программирования минимизации приведенного изобарно-изотермического потенциала  $G(x_{\Theta})$  системы с фиксированным  $\Theta \in D_{\Theta}$ .

Таким образом, решение обратной задачи теоретически сводится к решению серии прямых задач, представленных в параметрической форме. Оно позволяет произвести идентификацию значений температуры и давления, минимизирующих искомую критериальную функцию (1) на конечном выборочном множестве оптимальных значений  $x_{\Theta}^k$ , индуцированных заданным множеством параметров  $\Theta \in D_{\Theta}$ .

Участие флюида в задаче геотермобарометрии учитывается посредством включения в физико-химическую модель формирования той или иной минеральной ассоциации газовой фазы, позволяющей имитировать в системе различные степени восстановленности водного флюида водородом, углеродом, метаном или другими газами. При этом вероятный состав, окислительный потенциал, парциальные давления и фугитивности компонентов флюида, равновесного с минеральной ассоциацией, рассчитываются в решении каждой прямой задачи и служат дополнительными индикаторами контроля параметров флюидного режима, принимающего участие в процессе.

Необходимо отметить, что при отработке предлагаемой методики получаемые результаты моделирования должны быть оценены на их правомерность или близость к реальным, что возможно только при их сравнении с соответствующими данными, полученными другими независимыми методами. Так, при оценке Т-Р условий могут использоваться данные по

соответствующим минеральным геобарометрам и геотермометрам, при оценке режима летучих компонентов (флюидного режима) – данные по расплавленным и газовой-жидким включениям и т.д.

Предлагаемый метод моделирования параметров условий геологических процессов ранее уже был вполне удачно применен для метаморфических пород [2, 9]. В частности, были получены убедительные результаты для переслаивающейся пачки вулканогенно-осадочных пород иликанской серии станового метаморфического комплекса в центральной части Джугджуро-Станового блока, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации [1, 22]. Расчетные Т-Р условия для данных образований по предлагаемой методике определялись как реальные или близкие к реальным, что доказывалось совпадением моделируемых составов минеральных ассоциаций с наблюдаемыми в природе.

В настоящей работе нами предпринята попытка распространить предлагаемый метод на гранитоидные породы с учетом надлежащего выбора необходимых условий и ограничений.

#### ПРИНЦИПЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ СИСТЕМ

В качестве исходных принципов предлагаемой методики моделирования уточним рамки ее непосредственного использования в отношении условий формирования гранитоидов различного генезиса.

Метасоматические разновидности гранитоидов характеризуют собой параметры протекания геохимического процесса перекристаллизации исходных образований, и их формирование происходит по большей мере в водонасыщенной системе без существенного изменения температуры, давления и окислительного потенциала. Исходя из этого, расчетные Т-Р условия, а также величины окислительного потенциала для этих образований по предлагаемой методике должны определяться как практически реальные или близкие к реальным.

Классический подход к моделированию образования магматических гранитоидов включает рассмотрение процесса последовательной кристаллизации из расплава твердых минеральных фаз, постепенно эволюционирующего к точке эвтектики. Как правило, температурные условия кристаллизации могут в течение процесса изменяться, причем формирование калишпата, кварца и плагиоклаза чаще всего приурочено к последней стадии процесса, а амфибол и биотит могут начинать кристаллизоваться при более высоких температурах.

В настоящее время не существует универсальной согласованной теории термодинамики силикат-

ного расплава в широкой области  $T$  и  $P$ . Модели М. Гиорсоу [25, 26], по-видимому, – наибольшее продвижение в направлении решения этой серьезной проблемы. Однако область их применения ограничена и рассчитана на использование в рамках взаимосогласованной системы “расплав-минералы”, которая удовлетворяет далеко не всем требованиям по учету разнообразия минеральных ассоциаций.

Казалось бы, данная ситуация не оставляет особого простора для выбора метода определения  $T$ - $P$ -параметров формирования магматических гранитоидов: либо использование традиционных геотермометров с привлечением газовой-жидких включений в минералах этих пород, что по ряду причин не всегда доступно на практике, либо расчет простейших моделей на основе элементарных химических реакций.

Вместе с тем мы считаем, что предлагаемый в данной работе метод может являться весомой альтернативой используемым подходам и во многих случаях его применение позволяет получить оценки температуры и давления, которые невозможно или весьма затруднительно определить с помощью других методов.

Формирование даже одного небольшого объема гранитоидной массы из охлаждающейся магмы происходит в определенном интервале температур и параметров флюидного режима как для разных минералов, так и одних и тех же минералов разных генераций, причем с максимумом кристаллизации минералов при достижении системой эвтектических окколосидусных условий. Наглядным подтверждением этого служат значения температур, полученные по различным геотермометрам, отражающим последовательность стадий охлаждения расплавов. Так, максимальные температуры начала кристаллизации расплава получаются по биотитовому [29], средние – по биотит-амфиболовому [14], а минимальные (последние стадии эволюции расплава) – по двуполевошпатовому [16] геотермометрам.

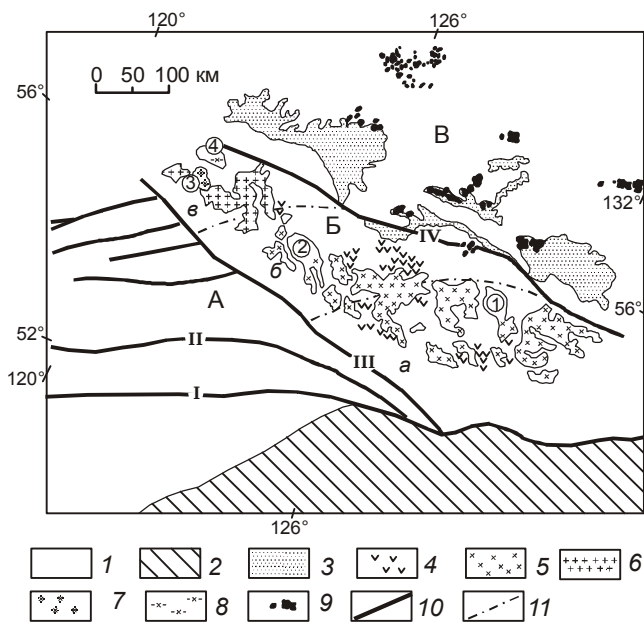
В то же время, геологи всегда имеют дело лишь с конкретными образцами уже полностью сформировавшихся магматических гранитоидных пород. Понятно, что в этом случае их минеральный парагенезис получится неоднородным и будет включать в себя как наиболее ранние минеральные фазы (объем которых обычно совсем невелик), так и минеральные фазы конечных стадий кристаллизации. При этом последние в большинстве случаев резко преобладают и в максимальной степени характеризуют состав породы. Данная ситуация соответствует условиям формирования магматических пород, отвечающим одной “ступени равновесия” [11]. Соответственно, реликты ранних минералов, по причине их незначи-

тельного объема, не могут сильно повлиять на моделирование условий формирования большей части объема гранитоидной массы, и в рамках поставленной цели мы можем этими реликтами пренебречь. Это дает нам возможность принять постулат о постоянстве давления и незначительной вариации температур процесса при формировании магматических гранитоидов, и только в этом случае мы можем использовать имеющийся отлаженный вычислительный алгоритм в расчете условий формирования гранитоидов.

#### **АПРОБАЦИЯ МЕТОДИКИ НА КОНКРЕТНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ОБЪЕКТАХ Фактические данные**

Продемонстрируем возможности развиваемого подхода при определении  $P$ - $T$ -параметров образования некоторых типов магматических и метасоматических пород на примере достаточно представительной коллекции (14 проб) разнообразных гранитоидов. В качестве объекта исследования нами выбраны позднемезозойские гранитоиды различных фаций глубинности 4-х крупных гранитоидных массивов по всему простиранию Станового хребта (южное обррамление Алданского щита) с юго-востока на северо-запад [4, 5]. Судя по государственным геологическим картам СССР, эти массивы прорывают метаморфические и гранитоидные образования архейского и раннепротерозойского возраста. Их выходы на поверхность составляют более половины площади Становой зоны (рис. 1). Гранитоидные массивы нередко занимают огромные пространства (>2 тыс. км<sup>2</sup>). В разрезе их форма близка пологотрещинной с крутым подводящим каналом северо-западного простирания. Мощность плитообразных пластин варьирует от 150–500 м (Токско-Нуямский массив) до 2–6 км (Тындинский массив), мощность подводящих каналов – до 1.5–2 км. Возраст данных гранитоидов, определенный  $Rb$ - $Sr$  и  $K$ - $Ar$  методами, соответствует интервалу 100–150 млн лет [4, 5].

В пределах юго-восточной и центральной частей Становика нами рассмотрены крупные гип- и мезоабиссальные Токско-Нуямский и Тындинский массивы. Их главные интрузивные фазы (ГИФ) в основном сложены средне- и крупнозернистыми, иногда порфириовидными (за счет вкрапленников калишпата и плагиоклаза) амфибол-биотитовыми гранодиоритами и гранитами с преобладанием гранодиоритов. В зонах эндоконтактов они часто сменяются более меланократовыми породами (до диоритов) с зонами “закалки” у гипабиссальных образований. По южной и западной краевой части Тындинского массива проявлены предположительно наиболее глубинные



**Рис. 1.** Геологическая схема позднемезозойского магматизма Станового хребта и прилегающих к нему территорий Алданского нагорья.

А, Б, В – структурно-формационные зоны [2, 3]: А – Верхнеприамурская, Б – Становая, В – Алданская; а–в – подзоны Становой зоны: а – юго-восточная, б – центральная, в – северо-западная.

1 – домезозойские образования; 2 – позднемезозойские морские образования Монголо-Охотского пояса; 3 – мезозойские вулканогенно-осадочные толщи; 4 – позднемезозойские эффузивные образования; 5–9 – позднемезозойские гранитоидные образования: 5 – гранодиориты, 6 – граниты, 7 – кварцевые монцитоны, 8 – гнейсовидные гранитоиды, 9 – магматические породы повышенной щелочности; 10 – основные разрывные нарушения: I – Южно-Тукурингский и II – Северо-Тукурингский разломы, входящие в состав Монголо-Охотского линейamenta; III – Гилюйский и IV – Становой разломы; 11 – границы подзон с различным составом мезозойских гранитоидов.

Цифрами в кружках обозначены исследованные гранитоидные массивы: 1 – Токско-Нуямский, 2 – Тындинский, 3 – Чильчинский, 4 – Дырын-Юряхский.

крупнозернистые слабогнейсовидные диориты и кварцевые диориты, характеризующиеся постепенным контактом с метаморфическими толщами и неясным (не найденным) контактом с породами основных фаз и фаций массива (рис. 2).

В северо-западной части региона нами рассмотрены гранитоиды 2-х массивов с заметно отличающимися свойствами. Первый – типично интрузивный (аллохтонный) Чильчинский массив, второй – Дырын-Юряхский массив типично непемещенных или автохтонных гранитоидов, формировавшихся при частичном плавлении субстрата с участием метасоматических процессов.

В Чильчинской интрузии наиболее глубинные гранитоиды представлены крупнозернистыми, гнейсовидными и резкопорфировидными за счет вкрапленников калишпата монцитонами и кварцевыми монцитонами. Контакты этих образований с древними метаморфическими образованиями постепенные. Главная часть Чильчинского массива (ГИФ) расположена почти согласно над монцитонитами (рис. 2) и сложена в основном однородными среднезернистыми гранитами, а иногда (на самых нижних горизонтах) – среднезернистыми кварцевыми монцитонами и сиенитами.

В самой северной зоне Становика на контакте архейских и раннепротерозойских метаморфических толщ широко проявлены автохтонные гранитоиды, рассмотренные здесь на примере небольшого (~400 км<sup>2</sup>) Дырын-Юряхского массива. Контакт этих гранитоидов с архейскими породами резкий и крутой, скорее всего тектонический, а с раннепротерозойскими породами – “распльвчатый”, с постепенными переходами через зоны интенсивной мигматизации. Массив сложен гнейсовидными, средне- и крупнозернистыми, часто порфировидными (за счет вкрапленников калишпата) амфибол-биотитовыми кварцевыми монцитонами, граносиенитами и субщелочными гранитами. Гнейсовидность и крупная зернистость гранитоидов обычно принимаются как главные свойства абиссальных слабо перемещенных (автохтонных) образований.

Все гранитоиды изученных массивов образованы одними и теми же минералами: плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, роговой обманкой (отсутствующей в лейкогранитах) и биотитом, но в различных соотношениях. Акцессорные минералы в них представлены сфеном, апатитом, цирконом, ортитом, магнетитом и пиритом. Составы изученных гранитоидов, а также главных породообразующих минералов основных типов этих пород по кремнеземистости (вместе с кристаллохимическими формулами темноцветных минералов) приведены в таблицах 1–4 (а также [5]). Минеральные ассоциации гранитоидов (парагенезисы) и количественное содержание в них тех или иных минералов определялись под микроскопом и на “интеграторе” (табл. 5), монофракции всех использованных породообразующих минералов отбирались одним из авторов с помощью различных сепараторов и т.д., анализ составов пород и минералов производился химическим методом в Институте геохимии СО РАН (аналитики: В.А. Писарская, С.А. Юрченко, В.К. Халтуева, Л.Н. Матвеева).

#### Физико-химическая модель

Использованная для расчета термодинамическая система состоит из компонентов, слагающих главные

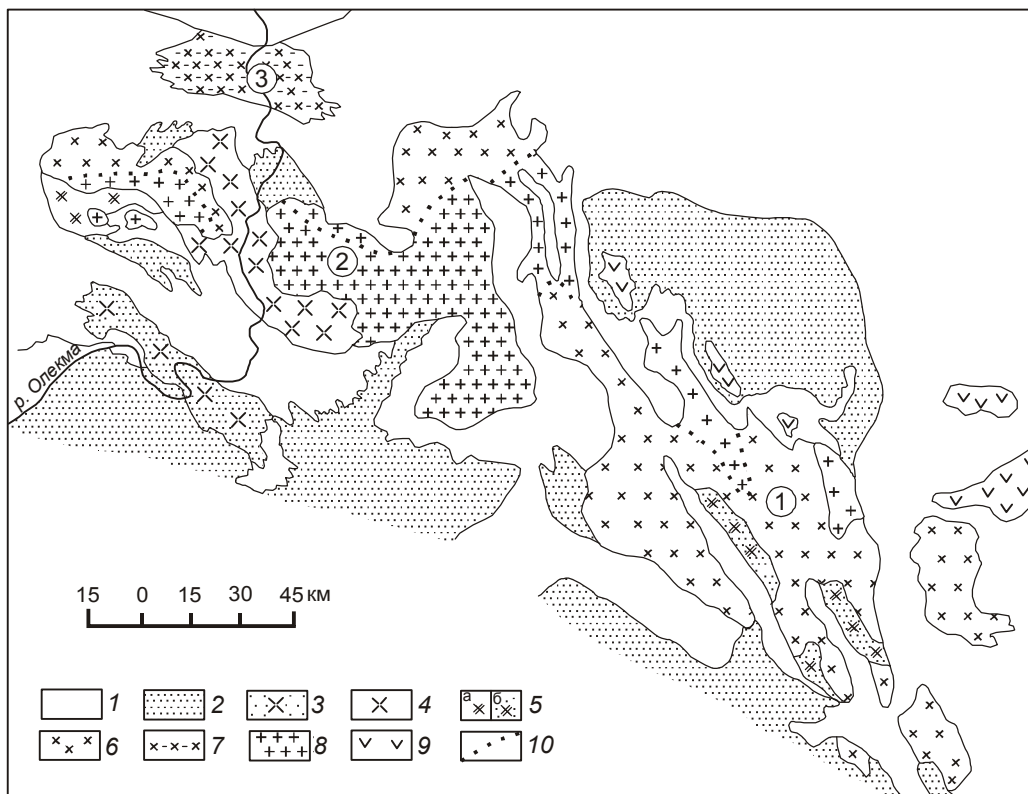


Рис. 2. Геологическая карта центральной и северо-западной частей Станового хребта.

1 – архейские и протерозойские метаморфические образования; 2 – раннепротерозойские гранитоиды; 3 – раннепротерозойские кварцевые монцитоны; 4–9 – позднемезозойские магматические образования: 4 – кварцевые монцитоны, 5 – диориты (а – однородные, б – гнейсовидные), 6 – гранодиориты, 7 – гранодиориты гнейсовидные, 8 – граниты; 9 – вулканические образования; 10 – фациальные границы в массивах гранитоидов.

Цифры в кружках – гранитоидные массивы: 1 – Тындинский, 2 – Чильчинский, 3 – Дырын-Юряхский.

наблюдаемые или возможные минералы в магматических породах. Моделирование проводится на основе внутренне согласованной термодинамической базы [27] с учетом моделей твердых растворов минералов [3]. Флюид в расчет задается простой газовой системой, состоящей из шести компонентов –  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $H_2$ ,  $O_2$ , обычно максимально характеризующих природные магматические системы [18]. При оценке флюидного режима предполагается, что литостатическое давление равно сумме парциальных давлений воды и других летучих.

Состав флюида подбирается таким образом, чтобы выполнялся основной критерий применяемого алгоритма – совпадение наблюдаемого и моделируемого минерального парагенезиса. Для этого необходимо подобрать соответствующую степень восстановленности системы, смещая ее в железистую или магниезильную область. Это можно осуществить только вводом в расчет некоторых небольших, но совершенно определенных концентраций одного или нескольких компонентов (например,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $H_2$  и

т.д.) “восстановительного” флюида. Достаточно точное определение состава флюида является весьма трудоемкой задачей, так как отсутствуют критерии подбора нужной комбинации компонентов во флюиде, особенно в случае, когда нет дополнительной информации о составе реального флюида, участвующего в процессе формирования гранитоидов. Соответственно, нами в качестве компромиссного варианта в расчете недосыщенных водой систем удалось найти весьма простой и практичный прием: использовать в качестве восстановительного флюида абстрактно-суммарный “водородный флюид” ( $H_2$ ), в количестве, не превышающем интервала концентраций 0.01–0.2 %. Последовательное добавление данного флюида в систему закономерно уменьшает ее окислительный потенциал, т.е. достигается вполне удовлетворительная для данного процесса тенденция.

Подтверждение точности определения получаемых значений окислительного потенциала можно получить сравнением с оценкой, получаемой с соответствующих диаграмм по условиям кристаллизации

Таблица 1. Химический состав основных типов позднемезозойских гранитоидов Станового хребта.

Адрес Массив Фация	Ю-В часть региона Токско-Нуямский			Центральная часть Станового хребта Тындинский					Северо-западная часть Станового хребта Чильчинский					Д-Ю ГФ
				ГИФ					НФ					
	9	1	7	70	62	92	71	79	80	75	124	135	120a	
Индекс	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	62.90	67.00	68.16	56.06	60.25	61.96	64.45	65.82	65.84	58.92	59.82	79.44	75.20	76.11
TiO <sub>2</sub>	0.62	0.47	0.37	1.11	0.78	0.61	0.73	0.55	0.45	1.21	0.95	0.30	0.11	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.27	16.00	15.56	16.65	16.85	15.76	14.95	14.54	14.92	16.02	16.82	14.24	13.20	12.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.93	2.34	0.23	2.79	2.82	2.07	2.88	1.37	1.91	3.12	3.52	1.46	1.10	0.74
FeO	2.15	1.62	2.87	4.67	2.87	3.77	2.34	3.59	1.97	4.09	1.89	0.99	0.27	0.45
MnO	0.09	0.09	0.04	0.14	0.10	0.11	0.08	0.08	0.06	0.11	0.08	0.03	0.02	0.03
MgO	2.74	1.60	1.51	4.07	2.71	3.25	1.97	2.21	2.15	2.64	2.10	0.48	0.14	0.11
CaO	4.27	3.51	3.17	6.30	4.92	3.95	3.78	3.40	3.18	3.82	4.00	1.22	0.46	0.48
Na <sub>2</sub> O	4.49	3.82	3.99	4.80	4.57	3.80	4.23	4.40	4.37	5.10	4.46	4.72	3.81	3.67
K <sub>2</sub> O	2.66	3.24	3.17	2.40	3.40	3.01	3.66	3.39	3.34	3.85	4.65	4.64	4.65	4.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.18	0.15	0.53	0.43	0.77	0.27	0.65	0.81	1.24	0.61	0.76	н/об	н/об
ппп	0.93	0.53	0.67	0.28	0.52	1.25	0.24	0.51	0.52	0.65	0.31	0.18	0.14	0.11
Сумма	100.26	100.40	99.89	99.80	100.22	100.31	99.58	100.51	99.52	100.77	99.21	99.46	99.20	99.40

Примечание. Д-Ю – Дырын-Юрхский массив, ГИФ – главная интрузивная фаза, НФ – нижняя фация, ГФ – главная фация.

Таблица 2. Состав полевых шпатов позднемезозойских гранитоидов Станового хребта.

Минерал	Плагиоклаз										КПШ									
	Центральная					Северо-западная					Центральная					Северо-западная				
	Тындинский					Чильчинский					Тындинский					Чильчинский				
Индекс	70	62	71	75	135	139	136	70	62	71	75	75*	135	139						
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7						
Са	4.73	4.38	4.37	3.35	2.00	1.27	2.18	0.30	0.24	0.31	0.19	0.17	0.08	0.13						
К	0.57	0.67	0.45	0.61	0.56	0.56	0.49	10.45	10.90	9.92	9.18	10.45	10.00	9.50						
Na	5.30	5.50	5.57	6.45	6.82	7.38	6.95	1.51	1.80	1.74	2.35	2.23	1.78	2.48						
Ап	33.8	31.0	31.3	23.0	13.6	9.7	15.5	2.20	1.70	-	1.40	1.20	0.60	0.90						
Аб	62.1	64.0	65.4	72.7	82.4	85.8	80.9	18.4	20.50	-	28.70	25.20	21.90	29.2						
Ог	4.1	4.9	3.3	4.2	3.9	4.4	3.6	79.40	77.80	-	69.90	73.70	77.50	69.80						

Примечание. Д-Ю – Дырын-Юрхский массив. \* – расчетная модель содержит апатит.



Таблица 3. Состав и кристаллохимические формулы амфиболов в позднемезозойских гранитоидах Станового хребта.

Массив	Химический состав амфиболов						Массив	Кристаллохимические формулы амфиболов по [6, 7]					
	Тындинский			Чильчинский				Тындинский			Чильчинский		
	Диорит	Кв.диорит	Гранодиорит	Кв.диорит	Гранодиорит	Кв.диорит		Диорит	Кв.диорит	Гранодиорит	Кв.диорит	Гранодиорит	Кв.диорит
Индекс	70	62	71	75	136	Д-Ю	70	62	71	75	Д-Ю		
SiO <sub>2</sub>	45.56	45.67	46.84	46.84	43.95	Ca	1.992	1.840	1.806	1.850	1.740		
TiO <sub>2</sub>	1.49	1.52	1.45	1.31	0.81	Na	1.329	0.393	0.404	0.436	0.469		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.49	7.92	7.71	6.44	10.02	K	0.146	0.141	0.142	0.142	0.235		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.20	3.96	3.44	4.02	6.98	X	2.397	2.374	2.352	2.428	2.444		
FeO	11.14	11.14	11.49	11.85	12.93	Al <sup>VI</sup>	0.228	0.086	0.166	-	0.331		
MnO	0.50	0.57	0.62	0.45	0.29	Ti	0.165	0.168	0.159	0.069	0.091		
MgO	12.27	13.08	12.95	13.82	9.66	Fe <sup>3+</sup>	0.648	0.438	0.379	0.439	0.785		
CaO	12.11	11.68	11.55	11.86	10.87	Fe <sup>2+</sup>	1.379	1.370	1.403	1.443	1.615		
Na <sub>2</sub> O	1.15	1.38	1.43	1.55	1.62	Mn	0.062	0.071	0.076	0.055	0.037		
K <sub>2</sub> O	0.77	0.75	0.76	0.76	1.24	Mg	2.703	2.866	2.818	2.998	2.151		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	0.46	0.41	0.44	0.29	Y	5.003	4.999	5.000	5.004	5.010		
F	0.22	0.25	0.30	0.20	0.15	Si	6.746	6.714	6.838	6.820	6.566		
Cl	0.05	0.06	0.072	0.058	0.058	Al <sup>IV</sup>	1.254	1.286	1.162	1.106	1.434		
H <sub>2</sub> O	0.76	1.27	1.24	0.73	0.89	Ti <sup>IV</sup>	-	-	-	0.074	-		
Сумма I	99.12	99.71	100.26	100.33	99.76	Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000		
O~F	0.09	0.10	0.13	0.08	0.06	O	22.000	21.786	21.861	21.757	22.000		
Сумма II	99.03	99.61	100.13	100.25	99.70	OH	1.796	1.884	1.861	1.908	1.861		
						O	0.101	-	-	-	0.068		
						F	0.103	0.116	0.139	0.092	0.071		
						Σ	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000		

Таблица 4. Химический состав и кристаллохимические формулы биотитов позднемезозойских гранитоидов Станового хребта.

Подзона	Химический состав биотитов						
	Центральная			Северо-западная			
	Тындинский			Чильчинский			Д-Ю
Массив	Диорит	Кв. диорит	Грано-диорит	Кв. монцонит	Гранит	Лейко-гранит	Кв. монцонит
Порода							
Индекс	70	62	71	75	135	139	136
SiO <sub>2</sub>	36.74	37.25	36.29	39.64	37.81	37.72	38.29
TiO <sub>2</sub>	4.08	3.66	4.05	2.82	2.27	2.11	2.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.08	14.02	13.90	11.88	12.94	13.40	13.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.53	2.39	2.53	3.01	3.52	1.86	4.77
FeO	15.62	14.91	16.52	15.09	14.73	15.08	15.09
MnO	0.26	0.34	0.33	0.32	0.94	1.52	0.23
MgO	12.43	12.91	12.55	13.83	13.12	14.00	12.58
CaO	0.78	1.08	1.10	2.43	0.93	0.15	2.20
Na <sub>2</sub> O	0.31	0.44	0.30	0.56	0.62	0.16	0.50
K <sub>2</sub> O	8.57	7.97	7.60	6.50	8.07	8.82	6.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.45	0.53	0.62	0.40	0.06	0.74
F	0.75	0.50	0.75	0.35	2.00	4.15	0.35
Cl	0.078	0.100	0.100	0.085	0.037	-	0.037
CO <sub>2</sub>	0.16	н/об	-	н/об	0.11	-	0.22
H <sub>2</sub> O	3.21	4.09	4.06	3.69	3.03	2.16	3.91
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.00	-	3.73	3.24	-	-	3.63
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.21	-	0.33	0.45	-	-	0.28
Σ I	100.01	100.11	100.61	100.82	100.63	101.19	100.89
O~F	0.29	0.19	0.29	0.15	0.84	1.74	0.15
Σ II	99.72	99.92	100.32	100.67	99.79	99.45	100.74

Подзона	Кристаллохимические формулы биотитов по [28]						
	Центральная			Северо-западная			
	Тындинский			Чильчинский			Д-Ю
Массив	Диорит	Кв. диорит	Грано-диорит	Кв. монцонит	Гранит	Лейко-гранит	Кв. монцонит
Формула							
Индекс	70	62	71	75	135	139	136
Ca	0.063	0.087	0.089	0.192	0.075	0.012	0.176
Na	0.045	0.064	0.044	0.080	0.091	0.024	0.073
K	0.824	0.765	0.734	0.613	0.777	0.848	0.637
Rb	0.002	0.002	0.003	0.003	0.005	0.006	0.001
X	0.934	0.918	0.870	0.888	0.948	0.890	0.887
Al <sup>VI</sup>	0.021	0.045	-	-	0.009	0.033	0.022
Ti	0.232	0.207	0.212	0.121	0.129	0.120	0.120
Fe <sup>3+</sup>	0.143	0.136	0.143	0.167	0.200	0.106	0.268
Fe <sup>2+</sup>	0.985	0.938	1.046	0.933	0.931	0.951	0.943
Mn	0.017	0.022	0.021	0.020	0.060	0.097	0.014
Mg	1.397	1.447	1.416	1.523	1.476	1.573	1.401
Li	0.023	0.027	0.029	0.013	0.043	0.106	0.010
Y	2.818	2.822	2.867	2.777	2.848	2.986	2.778
Si	2.770	2.802	2.748	2.929	2.857	2.843	2.861
Al <sup>IV</sup>	1.230	1.198	1.231	1.035	1.143	1.157	1.139
Ti <sup>IV</sup>	-	-	0.021	0.036	-	-	-
Z	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
F	0.179	0.119	0.180	0.082	0.478	0.989	0.083
OH	2.705	2.052	2.723	1.637	1.527	1.086	1.525

биотитов. Однако в настоящее время такое сравнение возможно только для наиболее приповерхностных гипабиссальных гранитоидов, сформированных при давлениях 1–2 кбар [29]. Для других гранитоидов надежной методики пока не предложено, и, следовательно, для более глубоких гранитоидов на данном этапе исследования определить реальные значения окислительного потенциала не предоставляется возможным.

Методическая база данных модели в качестве исходных включает полный силикатный анализ пород, перечень всех основных породообразующих и наиболее проявленных акцессорных минералов, количественное соотношение этих минералов в породе, предварительные значения соответствующих интервалов значений  $P$  (1–8 кбар) и  $T$  (500–700°C) условий формирования гранитоидных пород.

Компьютерный расчет с помощью программного комплекса “Селектор” позволяет получить физико-химические параметры, главными из которых являются значения давления, температуры, количественного содержания минералов и вычисленных параметров флюидной фазы в каждой сканируемой точке заданной  $TP$ -области. Недостаточно корректно изначально заданные интервалы поиска  $T$ - $P$  или неверно подобранный состав флюида могут привести к тому, что будут получены достаточно большие значения критериальной функции (1). Это является свидетельством получения “грубого” решения, в котором расчетные значения  $T$ - $P$  параметров могут значительно отличаться от величин, полученных с помощью соответствующих геобарометров и геотермометров. Соответственно, расчет в общем случае может состоять из нескольких стадий, в ходе которых необходимо произвести подбор таких интервалов давлений и температур, а также соответствующих флюидных (водородных) добавок, при которых будет получаться максимальное соответствие реального соотношения минералов в породе с полученным при моделировании.

Кратко остановимся на ограничениях и погрешностях предлагаемой методики. Для оценки полученных моделированием  $P$ - $T$  параметров условий формирования гранитоидов мы использовали наиболее часто применяемые диаграммы биотит-амфиболового геобарометра [13], а также биотитового [29], биотит-амфиболового [14] и двуполевошпатового [14, 16] геотермометров, значения температур по которым часто значительно отличаются друг от друга. Подчеркнем, что во всех случаях использование геотермобарометров производилось нами не по составу реальных равновесных парагенезисов минералов гранитоидов, а по составам минералов, полученных при сепаративной “ручной” отборке. Это указывает на то, что, как и при моделировании магматических

гранитоидов, мы использовали то же самое допущение о том, что составы соответствующих ранних минералов в этих магматических системах практически не влияли на состав главной их массы на более поздней стадии кристаллизации и вся отобранная их ассоциация принималась как равновесная. К этому же добавим, что вышеотмеченные наиболее часто используемые биотит-амфиболовые геотермометр и геобарометр, судя по [15], пока остаются лишь теоретическими вариантами, не проверенными экспериментально. Точность их ограничена некоторыми средними составами сосуществующих минералов, и любые значительные отклонения от этих средних могут привести к значительным ошибкам в определении температуры и давления. К тому же нужно обязательно учитывать чрезвычайно сложный изоморфизм в этих минералах. Соответственно, распределение  $Mg$  и  $Fe$  между ними зависит не только от температуры, но и от составов фаз в отношении  $Al$ ,  $Ti$ ,  $Mn$ ,  $Ca$ ,  $Na$  и т.п. Понятно, что точную диаграмму фазового соответствия построить практически невозможно, необходим целый набор сечений с вполне определенными соотношениями изоморфных элементов вышеотмеченной серии [15]. Использование биотитового и биотит-амфиболового геотермометров, кроме того, имеет весьма жесткие ограничения. Так, по биотитовому геотермометру значения температур можно оценить лишь при давлениях в 1–2 кбар, а по биотит-амфиболовому – вообще без учета давления. Такие ограничения могут значительно понижать реальность получаемых оценок для гранитоидов различных фаций глубинности, что, в свою очередь, может приводить к их заметной нестыковке с данными, получаемыми при моделировании.

Предлагаемый метод моделирования, как и любой другой расчетный метод, имеет и определенную степень вычислительной погрешности. На точность расчетов оказывает влияние не полностью выверенная согласованность существующих моделей твердых растворов, наличие неточностей в стандартных свойствах минералов в термодинамической базе данных и, конечно, некоторая вполне возможная неточность в определении количественного соотношения в породах тех или иных минеральных фаз. Соответственно, точность результатов моделирования по предлагаемой методике будет примерно в тех же рамках, что и результаты, полученные по соответствующим геотермобарометрам, но с вполне возможными небольшими отклонениями в связи с вышеотмеченными причинами.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

На рисунке 3 приведены равновесные парагенезисы исследованных выборочных проб гранитоидов

Таблица 5. Моделирование составов пород и условий кристаллизации мезозойских гранитоидов Станового хребта.

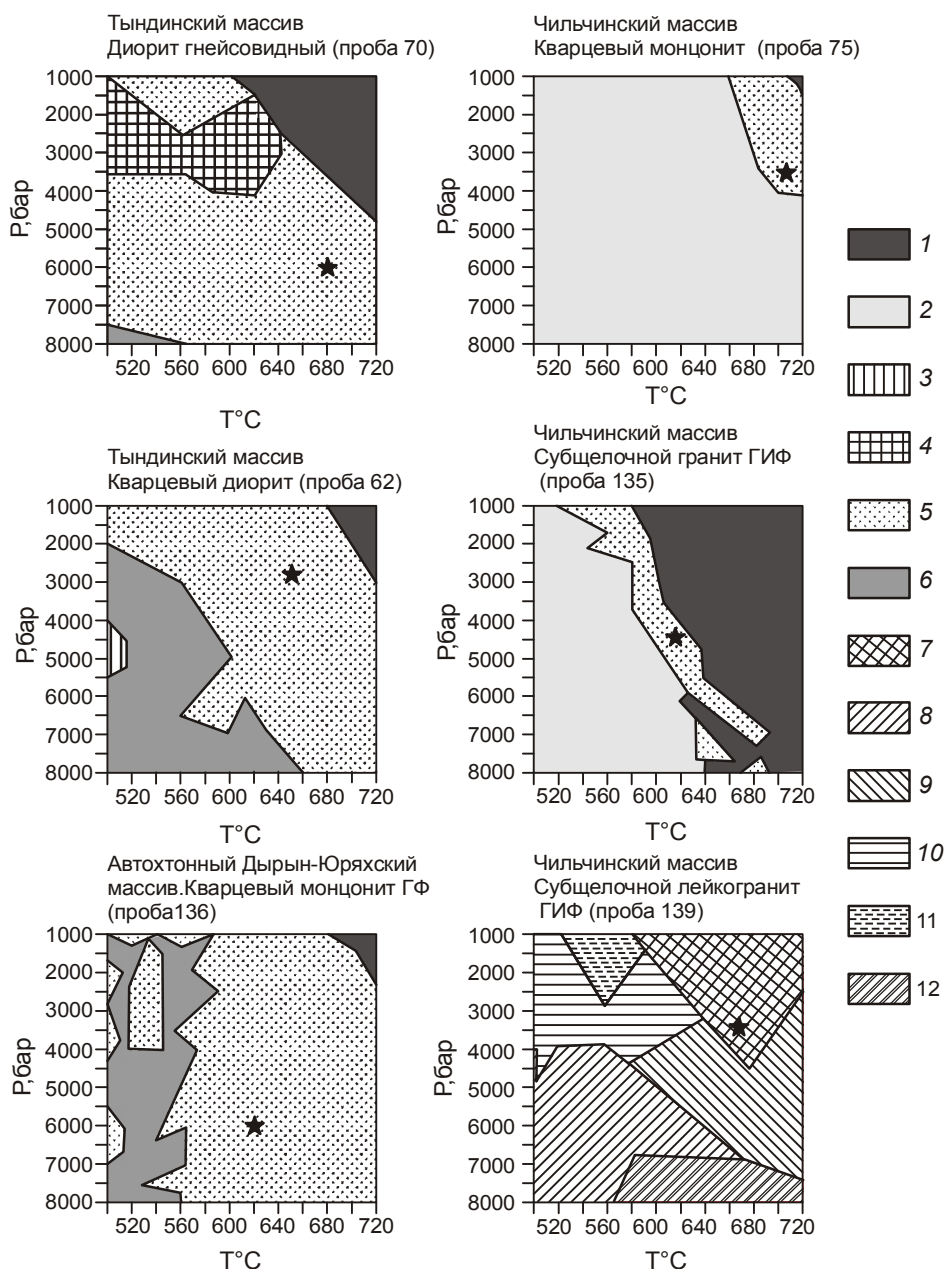
Ин-декс	Порода	Ps	H	T	Доп	Амф	Би	Пл	КПШ	Кв	Сф	Мт
		кбар	км	°С	Об.%	Об.%	Об.%	Об.%	Об.%	Об.%	Об.%	Об.%
Токско-Нуямский массив												
1	Гранодиорит ГИФ	2.0 (3.2)	7.0 (11.5)	700–700 (689)	0.2 H <sub>2</sub>	8.1 (9.2)	7.9 (5.4)	36.1 (39.7)	20.1 (20.1)	25.6 (24.7)	0.5 (-)	1.6 (0.8)
7	Гранит ГИФ	3.5 (4.2)	12.5 (14.8)	- (701)	-	5.5 (3.6)	3.3 (6.5)	44.6 (42.9)	22.7 (19.3)	23.2 (26.8)	0.1 (-)	0.8 (0.8)
Тындинский массив												
70	Диорит гнейсовидный	4.1 (4.7)	14.3 (16.7)	725–680 (700)	0.1 H <sub>2</sub>	18.0 (20.2)	10.1 (9.8)	52.7 (54.8)	10.8 (14.6)	6.9 (3.3)	0.9 (2.2)	0.6 (0.0)
62	Кварцевый диорит ГИФ	3.5 (3.0)	12.5 (11.0)	700–650 (647)	0.02 H <sub>2</sub>	8.9 (10.4)	8.0 (5.7)	50.9 (51.3)	15.4 (22.1)	16.8 (7.9)	0.1 (1.0)	- (1.6)
92	Кварцевый диорит ГИФ	2.0 (2.5)	7.0 (9.2)	800–650 (665)	-	18.4 (11.2)	7.0 (6.5)	49.4 (42.4)	10.5 (17.7)	12.7 (19.3)	0.4 (0)	1.5 (2.8)
71	Гранодиорит ГИФ	3.5 (2.8)	12.5 (10.0)	750–620 (629)	0.04 H <sub>2</sub>	7.5 (10.1)	7.6 (7.8)	45.5 (42.2)	17.0 (17.3)	19.4 (21.0)	2.1 (1.3)	1.0 (0.1)
79	Гранодиорит ГИФ	2.5 (3.9)	8.5 (14.0)	- (694)	0.02 H <sub>2</sub>	10.1 (11.0)	7.8 (8.3)	31.3 (38.1)	27.8 (21.5)	21.0 (20.0)	0.7 (1.0)	1.3 (-)
80	Гранодиорит ГИФ	2.5 (3.4)	8.5 (12.0)	- (700)	0.02 H <sub>2</sub>	7.9 (7.4)	4.4 (6.2)	31.4 (41.1)	27.9 (23.3)	26.6 (20.8)	0.4 (0.3)	1.4 (0.8)
Чильчинский массив												
75	Кварцевый монцитит НФ	4.0 (4.0)	14.2 (14.2)	700–700 (702)	0.2H <sub>2</sub>	9.2 (13.8)	9.0 (9.6)	44.8 (41.4)	27.2 (28.0)	7.4 (4.9)	1.1 (1.2)	1.2 (0.9)
124	Кварцевый монцитит НФ	3.0 (4.5)	11.0 (15.7)	740–680 (660)	0.1H <sub>2</sub>	10.7 (11.3)	4.4 (7.0)	41.3 (42.1)	26.6 (31.0)	9.3 (6.9)	4.3 (1.1)	3.3 (0.6)
135	Субщелочной гранит ГИФ	(4.5)	(15.7)	550 (611)	0.1H <sub>2</sub>	- (4.0)	3.8 (1.5)	25.5 (33.0)	30.9 (38.3)	38.7 (22.7)	0.6 (-)	0.6 (0.5)
135*	- « -	(4.1)	(14.3)	(592)	0.1H <sub>2</sub>	(-)	(5.0)	(30.7)	(35.6)	(25.5)	(-)	(0.5)
120а	Субщелочной лейкогранит ГИФ	(4.4)	(15.4)	(701)	0.1H <sub>2</sub>	(-)	0.8 (0.8)	11.2 (12.6)	48.8 (50.1)	37.4 (35.1)	(-)	1.8 (0.2)
139	Субщелочной лейкогранит ГИФ	(3.6)	(12.7)	590 (670)	0.05 H <sub>2</sub>	(-)	1.4 (1.2)	17.8 (15.1)	49.3 (46.4)	30.9 (36.4)	(-)	0.5 (0.2)
Автохтонный Дырын-Юряхский массив												
136	Кварцевый монцитит ГФ	6.0 (5.9)	21.0 (20.9)	675–620 (623)	-	4.5 (6.4)	5.9 (6.3)	58.9 (57.6)	16.0 (18.1)	14.0 (9.0)	0.6 (1.1)	0.1 (1.4)

Примечание. Ps – литостатическое давление, H – глубина, T – температура, Доп – концентрация добавленного в систему водородного флюида. Минералы: Амф – амфибол, Би – биотит, Пл – плагиоклаз, КПШ – калиевый полевой шпат, Кв – кварц, Сф – сфен, Мт – магнетит, Ап – апатит. В столбцах Ps, H и T – цифры без скобок определены с использованием биотит-амфиболового геобарометра (Ps, H) и 2-х геотермометров (первая цифра – биотит-амфиболового [14], 2-я цифра – двуполевошпатового [16]), одна цифра – только двуполевошпатового), а в скобках – с помощью ПК “Селектор”. В столбцах с содержаниями минералов цифры без скобок получены ручным подсчетом зерен на “Интеграторе”, а цифры в скобках – результаты моделирования на ПК “Селектор”. Строке с индексом пробы со звездочкой соответствует расчетная модель “Селектора”, содержащая фосфор.

(табл. 1) в заданной T-P области. Специфика парагенезиса биотит-амфибол-плагиоклаз-кварц-калишпат состоит в том, что он устойчив в достаточно широком диапазоне температур и давлений. Поэтому здесь чрезвычайно важным является также учет аксессуарных минералов, присутствующих в породах. Именно привлечение всей имеющейся петрологической информации, включая железистость и глиноземистость амфибола и биотита, номер плагиоклаза и др., позволяет рассчитать истинный минимум критериальной функции (1), отмеченный на рисунке звез-

дочкой, который соответствует значениям температуры и давления условий образования образца моделируемой породы. Результаты моделирования условий формирования гранитоидов Становика представлены в таблицах 5, 6.

Отметим, что в силу весьма низких содержаний во всех изученных амфибол-биотитовых гранитоидах фосфора и апатита эти компоненты в предлагаемых расчетах не учитывались. Несмотря на это, практически во всех случаях получены совершенно приемлемые решения как относительно соотноше-



**Рис. 3.** Поля устойчивости минеральных ассоциаций типовых проб позднемезозойских гранитоидов Станового хребта в P-T координатах.

Звездочка соответствует расчетному значению T и P формирования гранитоидов.

1 – Gas+Amf+Bi+Pl+Q+kfs+Mt; 2 – Gas+Amf+Bi+Pl+Q+kfs+Sphen; 3 – Gas + Amf + Bi + Pl + Q + Kfs + Sphen + Spi; 4 – Gas + Amf + Bi + CPyr + Pl + Q + Kfs + Sphen + Mt; 5 – Gas+Amf+Bi+Pl+Q+kfs+Sphen+Mt; 6 – Gas+Amf+Bi+Pl+Q+kfs+Sphen+Spi+Mt; 7 – Gas+Bi+Pl+Q+kfs+Spi+Mt; 8 – Gas+Bi+Ky+Pl+Q+kfs+Mt; 9 – Gas+Bi+Pl+Q+kfs+Sill+Spi+Mt; 10 – Gas+And+Bi+Pl+Q+kfs+Sill+Spi+Mt; 11 – Gas+And+Bi+Pl+Q+kfs+Spi+Mt; 12 – Gas+Amf+Bi+Ky+Pl+Q+kfs+Mt.

Gas – газ, Amf – амфибол, Bi – биотит, Pl – плагиоклаз, Q – кварц, kfs – калиевый полевой шпат, Mt – магнетит, Sphen – сфен, Spi – шпинель, CPyr – клинопироксен, Sill – силлиманит, And – андалузит, Ky – кианит.

ния и количества в породах минеральных фаз, так и TP-параметров условий их формирования.

Не менее важной в настоящее время является задача определения глубины кристаллизации безамфиболовых гранитов и лейкогранитов, распростра-

ненных в природе несколько не меньше, но для которых пока не создано простых для использования геобарометров. Это повышает значимость предлагаемой нами методики, которая успешно была апробирована и в отмеченном направлении. Так оказалось, что для

изученных лейкогранитов (Чильчинский массив, пр. 120а, 139), в которых изначально фосфор (и апатит) практически отсутствовали (табл. 1, 2), наши расчеты, как и ожидалось, дали вполне приемлемый результат. При оценке условий кристаллизации биотитовых гранитоидов с высоким содержанием фосфора (0.76 %) и апатита (>1 %) подобного получить не удалось (проба 135, табл. 5). В то же время, расчет этой пробы с добавлением апатита позволил смоделировать почти реальный минеральный состав этой породы, а соответственно и приемлемую оценку литостатического давления ее формирования.

Остановимся подробнее на смоделированных параметрах условий формирования исследованных гранитоидов, в том числе на соответствии полученных результатов с данными по минеральным геобарометрам и геотермометрам. При этом, Т-Р условия формирования изученных пород мы оценим не только по совокупности всех заданных параметров (табл. 5), но и на основе свойств составов смоделированных “аналогов” породообразующих минералов, т.е. железистости (магнезиальности), глиноземистости амфиболов и биотитов, а также натровости (содержания альбитовой составляющей) плагиоклазов и калишпатов (табл. 6). Такой подход имеет важное значение для критериев оценки точности смоделированных Т-Р параметров формирования гранитоидов. Принимая во внимание то, что предлагаемая методика моделирования состава породообразующих минералов исходит не от их строго единичных значений по железистости или глиноземистости, а от целого “поля” составов этих минералов, характерных для той или иной изначально заданной Т-Р области (рис. 3), следует ожидать, что модельный состав этих минералов в парагенезах гранитоидов может заметно отличаться от реального.

### Давление

По совокупности всех заданных параметров (табл. 5) наименьшее расхождение смоделированных значений давления с данными по биотит-амфиболовому геобарометру оказалось для автохтонных или близких к ним гнейсогранитоидных образований, а именно кварцевых монцонитов Дырын-Юряхского массива (5.9 против 6.0 кбар), одной из проб кварцевых монцонитов Чильчинского массива (4.0–4.0 кбар) и диоритов Тындинского массива (4.7 против 4.1). Совсем небольшие отклонения модельных данных, в пределах полученной разницы для гнейсодиоритов Тындинского массивов (на 0.5–0.6 кбар), наблюдаются и для кварцевых монцонитов Токско-Нужамского и Тындинского массивов. Несколько большие отклонения (на 1.0–1.5 кбар) выявлены только для некоторых гранодиоритов последних двух массивов

(пробы 1, 79, 80) и для одной из проб (124) Чильчинского массива. Как следует из соотношения реального и смоделированного минерального состава гранитоидов (табл. 2), это может быть обусловлено недостаточно точно смоделированными условиями их формирования, а также погрешностью в подсчете зерен минералов в шлифах. Наиболее явно это отмечается в пробе 124, для которой реальное и расчетное соотношение минералов имеет довольно высокое расхождение (табл. 5). Во всех остальных случаях какое-либо закономерное “искажение” формирования рассмотренных гранитоидов по давлению в наших результатах отсутствует, и практически весь комплекс имеющихся данных для изученных гранитоидов рассматривается нами как вполне удовлетворительный.

К этому добавим, что, как и ожидалось, абсолютная схожесть реальных и модельных значений глиноземистости темноцветных минералов для одной и той же породы (как главных параметров для оценки давления при их формировании по биотит-амфиболовому геобарометру), не наблюдалась никогда (табл. 6), а различия могли быть и весьма значительны.

В то же время, для гнейсогранитоидов метасоматического или близкого к такому генезиса (пробы 70, 75, 124, 136) оценка давления, проведенная нами с использованием того же геобарометра, но по значениям глиноземистостей именно смоделированных минералов, показала хорошую сходимость с данными, полученными другими ранее рассмотренными методами. Соответственно, для данного типа гранитоидов правильность модельной оценки давления может контролироваться как реальными, так и модельными значениями глиноземистости темноцветных минералов.

С другой стороны, оценка давления, проведенная нами по значениям глиноземистостей смоделированных минералов типично магматических амфибол-биотитовых гранитоидов, не всегда показывала достаточную сходимость с результатами по совокупности всех заданных параметров, а также с оценкой по глиноземистости реальных минералов (4 случая из 6), т.к. наблюдалось увеличение значений давления примерно в полтора раза. На наш взгляд, это связано с тем, что на значение глиноземистости рассмотренных минералов, и прежде всего амфиболов, весьма значимое влияние может оказывать не только давление, но щелочность магматической среды (варьирующая в изученных породах достаточно значительно). Соответственно, в случае с типично магматическими минералами правильность модельной оценки давления может контролироваться прежде всего глиноземистостью реальных минералов.

Таблица 6. Состав амфиболов, биотитов, плагиоклазов и полевых шпатов гранитоидов Станового хребта и ТР- параметры, оцененные различными расчетными методами.

№ пп	Ин-декс	SiO <sub>2</sub>	Глиноземистость				Давление, кбар			Железистость			
			АмфР	АмфМ	БиР	БиМ	P <sub>М</sub>	P <sub>барР</sub>	P <sub>барМ</sub>	АмфР	АмфМ	БиР	БиМ
Токско-Нуямский массив													
1	1	67.00	9.74	13.3	21.89	23.0	3.2	2.0	3.5	41.62	80.3	44.63	13.9
2	7	68.16	9.73	14.7	18.11	15.9	4.2	3.5	6.5	38.19	16.1	42.47	52.1
Тындинский массив													
3	70	56.06	11.60	8.9	19.11	15.2	4.7	4.1	3.9	40.59	44.4	44.67	45.9
4	92	61.96	8.38	11.7	19.21	14.9	2.5	2.0	5.6	34.30	25.7	40.98	49.0
5	62	60.25	10.75	10.0	18.93	15.2	3.0	3.5	4.5	38.68	61.5	42.60	44.5
6	71	64.45	10.40	8.6	18.70	15.8	2.8	3.5	3.0	38.74	67.0	45.64	48.1
7	79	65.82	8.41	11.1	18.19	16.0	3.9	2.5	5.0	35.46	54.4	42.93	55.7
8	80*	65.82	8.77	8.40	17.56	15.1	3.4	2.5	3.5	36.0	36.6	42.68	42.9
Чильчинский массив													
9	75	58.92	8.64	9.0	15.71	15.1	4.0	4.0	4.0	38.56	64.8	41.94	44.4
10	124	59.82	9.26	10.6	17.81	15.6	4.5	3.0	4.5	38.31	57.9	43.04	48.9
11	135	70.44	-	-	17.41	15.7	4.5	-	-	-	-	43.38	60.9
12	120a	75.20	-	-	17.45	20.6	4.4	-	-	-	-	38.78	58.7
12	139	76.11	-	-	17.77	22.1	3.6	-	-	-	-	40.19	71.5
Дырын-Юряхский массив													
13	136	62.56	13.70	11.9	17.50	14.8	5.9	6.0	5.9	52.74	51.5	46.36	36.0

№пп	Ин-декс	Температура, °С			Натровость (Ab) ПШ				Температура, °С		
		T <sub>М</sub>	T <sub>терР</sub>	T <sub>терМ</sub>	Пл <sub>Р</sub>	Пл <sub>М</sub>	КПШ <sub>Р</sub>	КПШ <sub>М</sub>	T <sub>М</sub>	T <sub>терР</sub>	T <sub>терМ</sub>
Токско-Нуямский массив											
1	1	689	700	<500	65.7	61.7	25.3	21.5	689	700	680
2	7	701	750	>800	69.5	66.8	-	25.3-	701	-	660
Тындинский массив											
3	70	700	725	675	62.1	73.2	18.4	30.2	700	680	720
4	92	665	800	>800	60.0	63.9	19.1	17.5	665	650	680
5	62	647	700	550	64.0	73.4	20.5	22.2	647	650	650
6	71	629	750	540	65.4	77.6	-	23.6	629	620	630
7	79	694	800	640	-	79.2	-	37.0	694	-	700
8	80*	700	-	-	-	75.2	-	33.0	724	-	720
Чильчинский массив											
9	75	702	700	530	72.7	81.4	28.7-25.2	43.2	702	700	700
10	124	660	740	600	75.2	75.5	28.3-29.2	26.6	660	680	650
11	135	611	-	-	82.4	89.5	21.9	30.4	611	550	560
12	120a	701	-	-	-	82.6	36.0	46.4	701	-	700
12	139	670	-	-	85.8	84.9	29.2	41.9	670	590	630
Дырын-Юряхский массив											
13	136	623	675	575	80.0	85.5	23.4	32.2	623	620	620

Примечание. Глиноземистость амфиболов и биотитов =  $100 \text{ Al} / (\text{Al} + \text{Si} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ti})$ ; АмфР, БиР – реальные составы амфиболов и биотитов; АмфМ, БиМ – смоделированные составы амфиболов и биотитов; P<sub>М</sub> – давление, смоделированное на “Селекторе”; P<sub>барР</sub> – давление, рассчитанное по Би-Амф геобарометру на основе реальных составов минералов; P<sub>барМ</sub> – давление, рассчитанное по Би-Амф геобарометру на основе составов минералов, полученных в результате моделирования; T<sub>М</sub> – температура, смоделированная на “Селекторе”; T<sub>барР</sub> – температура, рассчитанная по Би-Амф геотермометру на основе реальных составов минералов; T<sub>барМ</sub> – то же по результатам моделирования; Пл<sub>Р</sub>, КПШ<sub>Р</sub> – реальные составы плагиоклазов и калишпатов; Пл<sub>М</sub>, КПШ<sub>М</sub> – смоделированные составы плагиоклазов и калишпатов; T<sub>терР</sub> – температура, рассчитанная по двуполевошпатовому геотермометру на основе реальных составов минералов; T<sub>терМ</sub> – то же по результатам моделирования; \* – расчетная модель содержит апатит.

Таким образом, полученные результаты моделирования подтверждают ранее сделанный нами вывод о том [4, 5], что в результате сложной тектонической деятельности на современную поверхность Станового хребта выведены гранитоиды, действительно формировавшиеся в условиях самых различных фаций глубинности (табл. 2). Так, на “абиссальных” глубинах, ~21 км ( $P_s \sim 6$  кбар), кристаллизовались гнейсовидные кварцевые монцитониты Дырын-Юряхского массива (пр. 136). На мезоабиссальных глубинах формировалось большинство кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов Токско-Нуямского и Тындинского массивов, 10–15 км ( $P_s \sim 2.8\text{--}4.2$  кбар), а также наиболее глубокие гнейсодиориты Тындинского массива, 16.7 км (4.7 кбар); гнейсовидные кварцевые монцитониты, 14.2–15.7 км (4.0–4.5 кбар), биотитовые граниты, 15.7 км (4.5 кбар), и лейкограниты, 15.4–12.7 км (4.4–3.6 кбар), Чильчинского массива. Гипабиссальной фации, <10 км ( $P_s \sim 2.0\text{--}3.0$  кбар), соответствуют некоторые гранитоиды Тындинского массива, а именно наименее глубокие, 9.2 км (2.5 кбар), кварцевые диориты “закаленной” фации (пр. 92) и некоторые гранодиориты ГИФ (пр. 71; 10.0 км, 2.8 кбар).

К этому следует добавить, что по полученным результатам максимальная мощность Токско-Нуямского массива оказалась заметно большей, чем предположенная по качественным геологическим данным для его плитообразной части (3.5 км против 150–500 м). Мощность же Тындинского массива оказалась близкой той, которая ранее была качественно оценена для той же пологой плитообразной её части (7.5 против 2–6 км).

В отношении оценки условий кристаллизации изученных гранитоидов Чильчинского массива следует обратить внимание и на то, что они полностью соответствуют геологическим выводам относительно мезоабиссальных глубин формирования всех фаз и фаций данного массива. Кроме того, они подтвердили и формирование в массиве основных типов гранитоидов по вертикали (рис. 2). Так, монцитониты оказались наиболее глубинными (15.7–14.2 км), а биотитовые граниты и лейкограниты главной интрузивной фазы (ГИФ) заняли, соответственно, промежуточное (15.7 км) и самое высокое (15.4–12.7 км) гипсометрическое положение. При этом, мощность данного массива сейчас может оцениваться близкой 3.0 км, т.е. она близка мощности Токско-Нуямского массива.

### Температура

Как следует из полученных оценок значений температур формирования исследованных гранитоидов по совокупности всех заданных параметров

(табл. 5), они находятся в точном соответствии со всеми вышеописанными исходными предпосылками.

Так, наиболее близкой к температурам по обоим (амфибол-биотитовому и двуполевошпатовому) использованным геотермометрам (от 623 до 620–675° С) оказалась смоделированная температура кристаллизации именно наиболее глубоких (абиссальных) автохтонных кварцевых диоритов Дырын-Юряхского массива (623 против 620–675° С), а также приближающихся по генезису, но несколько более высокотемпературных мезоабиссальных гнейсодиоритов Тындинского массива (700 против 680–725° С) и пробы 75 кварцевых монцитонитов Чильчинского массива (702 против 700° С). В соответствии с нашими ранними оценками, это может служить дополнительным подтверждением преимущественно метасоматического генезиса этих образований абиссальной и мезоабиссальной фации глубинности.

С другой стороны, практически все значения модельных температур (табл. 5) для интрузивных известково-щелочных гранитоидов диорит-гранодиоритового ряда Токско-Нуямского и Тындинского массивов (от 701 до 629° С) попали в интервал (от 800 до 620° С), определенный для соответствующих гранитоидов по биотит-амфиболовому и двуполевошпатовому геотермометрам, отражающий раннюю и наиболее позднюю стадии кристаллизации гранитоидных расплавов. При этом они приближаются именно к самым низким температурам, определенным по двуполевошпатовому геотермометру, характеризующим наиболее позднюю и самую интенсивную стадию кристаллизации соответствующих гранитоидных магм. Самая высокая температура (800° С), определенная по биотит-амфиболовому геотермометру, соответствует наиболее ранней стадии кристаллизации гипабиссальных кварцевых диоритов из зоны “закалки” Тындинского массива, самая низкая (620° С) – последней стадии формирования гранодиоритов того же массива, которая наиболее близка [12] минимальной температуре выплавления большинства природных гранитоидов (~640° С). Самые низкие температуры кристаллизации характерны для типично интрузивных субщелочных гранитов и лейкогранитов Чильчинского массива (табл. 5), которые по двуполевошпатовому геотермометру варьируют от 590 до 550° С, а по расчетным (модельным) данным – от 701 до 592° С. Данные значения температур приближаются к оценкам условий формирования метаморфических образований амфиболитовой фации (550° С) [12].

Кратко остановимся и на применимости оценки температуры кристаллизации гранитоидов по желе-



зистости (магнезиальности) и натровости (содержанию альбитового компонента) модельных темноцветных минералов и полевых шпатов (табл. 1–2). Практически все значения температур, определенных по геотермометру на основании магнезиальности смоделированных биотитов и амфиболов гранитоидов, независимо от их генезиса дали, как правило, более низкие значения, чем оцененные и по реальным составам минералов, и в ходе моделирования по совокупности всех заданных параметров. Исключения последнему правилу составили лишь те пробы, где железистость смоделированных амфиболов была явно аномально низкой (пробы 7 и 92), что, скорее всего, обусловлено недостаточно точной подборкой исходных условий для моделирования. Данный вывод подтверждается и наименьшей сходимостью в них содержания минералов в реальном и смоделированном парагенезисе. Причина же выявленных здесь закономерно пониженных модельных температур, на наш взгляд, связана с тем, что использованный биотит-амфиболовый геотермометр построен без учета давлений, часто весьма заметно изменяющихся в процессе кристаллизации гранитоидов. Соответственно, температуры, полученные исходя из модельных значений магнезиальности темноцветных минералов уже заведомо более низкотемпературного модельного парагенезиса (в отличие от реального), и должны быть самыми низкими среди рассмотренных.

Особо важно подчеркнуть, что совершенно закономерным оказалось и наше предположение о том, что смоделированная температура формирования изученных гранитоидов должна приближаться к температуре именно поздней двуполевошпатовой котектики. Так (табл. 6), температуры формирования гранитоидов, смоделированные по совокупности всех заданных параметров, оказались практически равными (или предельно близкими) температурам, определенным по усовершенствованному (с учетом давления) двуполевошпатовому геотермометру [16] на основании соотношения альбитовой составляющей как в реальных, так и модельных полевых шпатах. Данное соответствие является практическим доказательством возможности использования предлагаемой методики для получения объективных оценок температуры формирования гранитоидов различного генезиса.

#### Флюидный режим

Результаты моделирования убедительно подтвердили тот факт, что метасоматические кварцевые монцититы Дырын-Юрхского массива формировались в условиях водонасыщенных систем ( $P_s = P_{H_2O}$ ). Соответственно, расчетное значение окислительного

потенциала для этих образований,  $-\log f_{O_2} = 13.9$ , оценивается нами как близкое к реальному.

Среди известково-щелочных разновидностей гранитоидов кварцевый диорит-гранитового ряда Токско-Нуямского и Тындинского массивов водонасыщенными оказались лишь несколько (2 пробы из 8). При этом, смоделированные значения их окислительного потенциала значительно варьировали от умеренных ( $-\log f_{O_2} = 14.3–14.7$ ; пр. 80, 62 и 92) до довольно низких ( $-\log f_{O_2} = 23.4–24.7$ , пр. 1 и 71). Такой разброс полученных оценок, с учетом того, что 6 оставшихся проб этой серии гранитоидов формировались в недосыщенных водой условиях, указывает на длительное и сложное формирование столь огромных гранитоидных массивов.

Остальные гранитоиды как “промежуточного”, так и типично магматического генезиса, включая все пробы субщелочных гранитоидов Чильчинского массива, оказались несколько недосыщенными водой. Соответственно, при их формировании участвовал сложный по составу флюид, который в модели был заменен упрощенным водно-водородным аналогом, имитирующим только необходимую степень восстановительных условий. В итоге это привело к тому, что окислительный потенциал данных гранитоидных систем оказался почти в полтора раза ниже, нежели определенный нами для наиболее глубинных водонасыщенных метасоматических гнейсовидных кварцевых монцититов Дырын-Юрхского массива и почти вдвое ниже значений, определенных по биотиту тех же пород при давлении 2 кбар [29]. Учитывая, что все исследованные нами гранитоиды формировались при давлениях, в 1.5–3 раза более высоких, понимать полученные данные можно лишь в качестве “абстрактных”. Поэтому они в работе детально не рассматриваются. Здесь же отметим и некоторое несоответствие для пробы 135 биотитового гранита Чильчинского массива, формирование которой, судя по диаграмме гранит–вода [24], должно было происходить в водонасыщенных условиях. Различия в этих оценках могут быть связаны как с неточностью определения количества минералов в породе, так и недостаточно удовлетворительной имитацией реального состава флюида, о чем свидетельствуют имеющиеся расхождения по соотношению минералов в полученном решении и реально наблюдаемом в породах (табл. 5).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование универсального принципа минимизации термодинамических потенциалов физико-химических систем позволяет решать самые различные задачи моделирования условий природного минералообразования. В частности, этот подход был

успешно использован при оценке условий формирования (P-T и параметров флюидного режима) метаморфических образований. В предлагаемой статье с помощью программного комплекса “Селектор” разработан и успешно апробирован новый метод оценки условий формирования природных гранитоидных систем с привлечением в качестве исходных данных для моделирования только информации о химическом составе и соотношении минералов в той или иной породе.

Продемонстрированы возможности предлагаемого метода при моделировании основных параметров образования (P-T и флюидного режима) основных типов позднемезозойских гранитоидов из 4-х крупных массивов по всему простиранию Станового хребта (южное обрамление Алданского щита), различающихся по щелочности (известково-щелочные и субщелочные), меланократовости (от диоритов до лейкогранитов) и генезису (типично магматические и палингенно-метасоматические).

Смоделированная оценка условий формирования изученных гранитоидов в целом совпадает с качественными геологическими выводами и, прежде всего, с имеющимися количественными оценками по минералогическим геобарометрам и геотермометрам, определяющим условия формирования этих пород в различных фациях глубинности: от гипабиссальной (<10–12 км) до мезоабиссальной и абиссальной (>20 км), с существенным уточнением как для амфиболовых, так и (что сделано впервые) для безамфиболовых разновидностей. Смоделированные значения температур формирования магматических гранитоидов, как правило, изменяются от минимального до среднего значения соответствующего температурного интервала, оцененного по соответствующим геотермометрам, приближаясь к температуре кристаллизации основной массы пород. В случае водонасыщенных метасоматических гранитоидов их “модельные” температуры практически идентичны полученным по всем геотермометрам, а значения окислительного потенциала – наиболее близки реальным.

Совершенно очевидна перспектива предлагаемого метода для любых региональных и глобальных геодинамических построений, предоставляющих возможность оценить и сопоставить глубину формирования самых различных геологических формаций, а также, при некоторых известных ограничениях, температуру и параметры флюидного режима их формирования, будь они метаморфические, метасоматические или магматические. Своевременное получение такой информации может являться весьма важным подспорьем для решения вопросов потенци-

альной рудоносности регионов. Соответственно, необходимо продолжение исследований в данном направлении как для гранитоидов других объектов, так и, что уже наиболее актуально, для габброидных формаций.

Работа выполнена при поддержке интеграционных проектов СО РАН № 20 и 117.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Новый подход к проблеме термобарометрии минеральных ассоциаций // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им.В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. Т. 3. С. 122–125.
2. Авченко О.В., Чудненко К.В., Худоложкин В.О., Александров И.А. Окислительный потенциал и состав метаморфогенного флюида как решение обратной задачи выпуклого программирования // Геохимия. 2007. № 5. С. 547–558.
3. Авченко О.В., Александров И.А., Чудненко К.В. Термодинамические модели минеральных твердых растворов в программном комплексе “Селектор-С” // Электронный журнал “Исследовано в России”. 2007, 068/070402. С. 707–719. <http://zhurnal.apc.relam.ru/articles/2007/068.pdf>.
4. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований по южному обрамлению Алданского щита (Становой хребет). Проблемы геодинамики // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 56–81.
5. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: Акад. изд-во “ГЕО”, 2008. 250 с.
6. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
7. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчетов формул минералов. М.: Недра, 1964. 132 с.
8. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 246 с.
9. Карпов И.К., Чудненко К.В. Задача геотермобарометрии в условиях неустановившегося равновесия как обратная задача выпуклого программирования // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 3. С. 401–405.
10. Коваль П.В., Кузьмин М.И., Антипин В.С. и др. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1972. № 8. С. 957–970.
11. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
12. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
13. Панях Н.А., Федорова М.Е. Равновесие роговая обманка биотит в гранитоидах // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1973. № 4. С. 94–98.
14. Перчук Л.Л. Равновесия порообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320 с.
15. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1975. 287 с.
16. Перчук Л.Л., Александров А.Л. Расчет изобарических диаграмм для двуполевошпатового равновесия // Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976. С. 5–10.

17. Перчук Л.Л., Федькин В.В. Температурный и газовый режим формирования гранитоидов // Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976. С. 97–104.
18. Петрография. Ч. 1. М.: Изд-во МГУ, 1976. 384 с.
19. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
20. Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 230 с.
21. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 278 с.
22. Чудненко К.В., Авченко О.В., Александров И.А. Оценка условий образования минеральных мегасистем методом термодинамического моделирования // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 4. С. 538–542.
23. Чудненко К.В., Антонов А.Ю. Определение P-T условий формирования минералов в гранитоидных системах // Материалы Международного симпозиума “Петрология литосферы и происхождение алмазов”, посвященного 100-летию со дня рождения академика В.С. Соболева, Новосибирск, 5–7 июня 2008 г. Новосибирск, 2008. С. 109.
24. Brown G.C. A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rock // Earth and Planetary Science Letters. 1970. V. 9. P. 355–358.
25. Ghiorsio M.S., Sack R.O. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 119. P. 197–212.
26. Ghiorsio M.S. An equation of state for silicate melts. I. formulation of a general model // Amer. Journ. of Sci. 2004. V. 304. P. 637–678.
27. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journ. Metamorphic. Geol. 1998. V. 16, N 3. P. 309–343.
28. Stevens R.E. A system for calculating analyses of micas and related minerals to end members // U.S. Geol. Surv. Bull. 950, Contributions to geochemistry 1942–1945, 1946. P. 101–121.
29. Wones D., Eugster H. Stability of biotite, experiment, theory and application // Amer. Mineralogist. 1965. V. 50, N 9. P. 1228–1272.

*Рекомендована к печати О.В. Авченко*

***K.V. Chudnenko, A.Yu. Antonov***

### **Assessment of the conditions of granitoid systems formation using the thermodynamic modeling method (Aldan Shield, Far East)**

A new universal method is suggested and tested involving thermodynamic modeling of parameters of granitoid systems formation based on data on the chemical composition and relation of minerals in the study rock sample. The method is the solution of the reverse problem of convex programming, and is based on solving for the minimum of Gibbs free energy in the physical-chemical system for the multitude of defined limitations. Capabilities of the this method are demonstrated when assessing conditions of formation (P-T and fluid regime) of different types of Late Mesozoic granitoids of four large massifs along strike of the Stanovoy Range (Aldan shield southern framing). These granitoids vary in alkalinity (calc-alkaline and subalkaline), melanocratic character (diorites to leicogranites), and genesis (magmatic and palingenetic-metasomatic). The simulated conditions of formation of the study granitoids generally coincide with the estimates based on geological data and also on the mineralogical geobarometers and geothermometers, and characterize different facies of the depth of these assemblages – from hyperabyssal (<10-12 km) to abyssal (>20 km). These data essentially supplement the available calculation diagrams (performed for the first time) at the expense of amphibole-free varieties. Generally, the simulated temperature values of the formation of magmatic granitoids lie in the range of crystallization of the bulk of the rocks, and those of water-saturated metasomatic granitoids are virtually similar to the temperatures in all geothermometers given the most actual values of the oxygen potential. This result illustrates the rightfulness of the suggested methods and the possibilities of its wide use in practice. The prospects of the suggested method for any regional and global geodynamic constructions are obvious, as this makes it possible to assess and compare the depth (and also the temperature and parameters of fluid regime) of formation of different geologic assemblages: metamorphic, metasomatic, and magmatic. The contemporary derivation of such information is essential for assessment of the ore potential of the region. Accordingly, further investigations along this line are necessary, incidentally, both in the field of further automatization of calculations and in application of the methods for not only granitoids at other sites but also for gabbroids.

**Key words:** granitoids, Aldan shield, minerals, thermodynamics, modeling, geothermobarometers, Stanovoy Range, Aldan Shield, Far East.

**РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ  
(по гравиметрическим данным)**

*А.М. Петрищевский*

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, ул. Шолом Алейхема 4, г. Биробиджан,  
679016, e-mail : petris@stl.ru*

Поступила в редакцию 3 декабря 2009 г.

В результате анализа пространственных распределений градиентов плотности сферических источников гравитационных аномалий оценены реологические свойства земной коры Южного Сихотэ-Алиня, которые характеризуются существованием 2-х слоев повышенной жесткости и 2-х слоев пониженной вязкости. Решениями прямой линейной задачи гравитационного потенциала подтверждена прямая пропорциональная связь между жесткостью и плотностью моделируемых сред. Жестким средам соответствуют нижний кристаллический слой Амурской плиты, кровля которого плавно погружается по направлению к побережью Японского моря, и клиноформные пластины океанической коры в основании Таухинского и Кемского террейнов, надвинутые на нижний слой континентальной коры. Вязким средам соответствуют подкоровая зона частичного плавления в основании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и аккреционные комплексы Самаркинского и Журавлевского террейнов, вовлеченные в процесс сдвиговых деформаций. Позднепалеозойская и раннемезозойская геодинамика земной коры Сихотэ-Алиня характеризуется встречным взаимодействием континентального и океанического жестких структурных клиньев, обусловившим направленную аккрецию терригенных толщ турбидитовых бассейнов и островных дуг окраинного моря к Амурской плите.

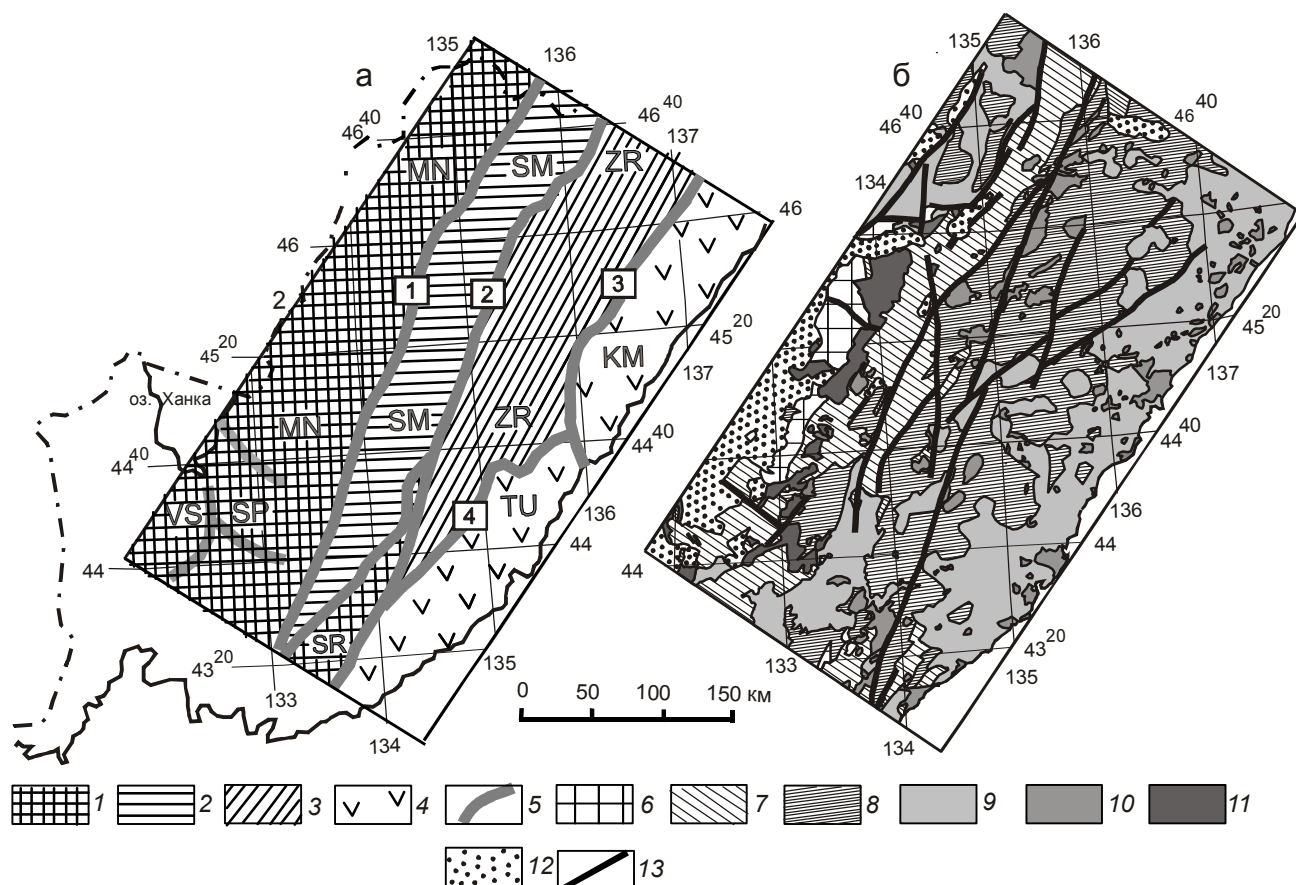
**Ключевые слова:** земная кора, вязкость, гравитационное моделирование, Сихотэ-Алинь.

**ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ**

Рассматриваемый район (рис. 1), по современным представлениям [7], располагается в Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинском орогенном поясе и длительное время (1950–1980 гг.) тектонические комплексы Сихотэ-Алиня объединялись в одноименную складчатую систему. После работ Н.Г. Мельникова с В.В. Голозубовым [9, 18], В.В. Голозубова [10], Ю.П. Юшманова [42] и многих других, установивших здесь широкое развитие олистостромовых толщ и тектонических покровов, к термину “складчатая система” можно применить приставку “надвиговая”, так же, как это делается для подчеркивания сущности происходивших в системах тектонических процессов в других подобных структурах: складчато-надвиговых Корякской, Восточно-Сахалинской и Верхояно-Колымской. В данной статье автор исследует особенности сочленения двух резко различающихся по составу и строению тектонических структур 2-го порядка: Матвеевско-Нахимовского метаморфического супертеррейна [40], или Ханкайского массива [13, 14], и Сихотэ-Алинской складчато-над-

виговой системы (САСНС). Структурой 1-го порядка является Амурская плита [17, 22].

Южная половина САСНС, занимающая территорию Приморского края (рис. 1), располагается в зоне сочленения разновозрастных океанических, окраинноморских, островодужных и континентальных тектонических комплексов, активные тектонические и магматические процессы внутри и на границах которых происходили на протяжении второй половины палеозоя [12, 13], в мезозое и первой половине кайнозоя [7, 10]. На северо-западе САСНС примыкает к Ханкайскому массиву, фрагменту Амурской плиты [17, 22], а на юго-востоке перекрывается вулканитами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП). Восточная граница Амурской плиты точно не определена [17]. Л.М. Парфенов и его соавторы [22] проводят ее по западным побережьям о. Сахалин и Японских островов. А.М. Петрищевский и Т.К. Злобин [25], ориентируясь на реологическую оценку нижней литосферы (максимум градиентов плотности в срезе 80 км), провели эту границу по береговой линии Южного Сихотэ-Алиня до



**Рис. 1.** Тектоническая схема [35] (а) и геологическая карта [8] (б) Южного Сихотэ-Алия.

1–3 – террейны домезозойские (1), юрские (2) и раннемеловые (3); 4 – террейны, перекрытые Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом; 5 – границы террейнов (глубинные разломы); 6–8 – тектонические комплексы: архейские и протерозойские (6), палеозойские (7) и мезозойские (8); 9 – позднемезозойские вулканы; 10–11 – гранитоиды: пространственно сопряженные позднепалеозойские и мезозойские (10), меловые (11); 12 – кайнозойские отложения наложенных впадин; 13 – главные разломы. Обозначения террейнов: MN – Матвеевско-Нахимовский, SM – Самаркинский, ZR – Журавлевский, SR – Сергеевский, TU – Таухинский, KM – Кемский, VS – Вознесенский, SP – Спасский. Обозначения разломов (цифры в квадратах): 1 – Арсеньевский, 2 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 3 – Колумбинский, 4 – Прибрежный.

широты 48°N, а на ее северном фланге включили в нее Северный Сахалин. Амурская плита ими не обособлялась от Евразийской. Ю.Ф. Малышев с коллегами [17] охарактеризовали эту границу в виде широкой зоны “редуцированной” литосферы, захватывающей прилегающие районы Японского моря, и тоже включили в нее Северный Сахалин.

На рассматриваемой территории Южного Сихотэ-Алия (рис. 1а) выделяют [40] пять крупных террейнов: позднекембрийский Матвеевско-Нахимовский с Вознесенским и Спасским субтеррейнами, юрский Самаркинский, меловые Журавлевский, Таухинский и Кемский. Последние два террейна почти полностью перекрыты вулканиками ВСАВП. Возрастные взаимоотношения между меловыми террейнами в значительной степени условные, поскольку в каждом из них содержатся различные по возра-

ту, происхождению и структурно-формационным характеристикам блоки, глыбы и пластины в аллохтонном залегании (тектонических покровов и олистостромах). При этом, внутри тектонических комплексов и террейнов нередко наблюдается обратная стратиграфическая последовательность пластин, чешуй и обломков пород – омоложение разрезов сверху вниз [7, 10, 42]. Характеристики мезозойских комплексов соответствуют палеотектоническим обстановкам континентальных склонов (турбидиты), приконтинентальных котловин (конседиментационный меланж), аккреционных призм, островных дуг и открытого океана (гипербазиты, базальты, кремни) [7, 10]. Структурные взаимоотношения мезозойских тектонических комплексов и петрохимические характеристики магматических пород Сихотэ-Алия часто параллелизуются с надсубдукционными обстановками

[7, 40, 47 и др.]. В сложной тектонической последовательности тектоно-формационных комплексов Сихотэ-Алиня (рис. 1б) просматриваются ясные признаки направленного наращивания континентальной коры за счет аккреции терригенных толщ окраинного моря, чешуйчатого надвигания мезозойских террейнов с юго-востока на северо-запад [10, 40] и омоложения магматических формаций [2, 7, 43, 44] по направлению от Матвеевско-Нахимовского террейна к Японскому морю. Этот процесс в позднеюрское [7, 46], или раннемеловое [10], время был нарушен трансформным сдвигом, в результате которого с юга на территорию современного Сихотэ-Алиня были перемещены фрагменты Сино-Корейского кратона [13], островных дуг [46] и подводных возвышенностей [10] окраинно-континентального бассейна. А еще позднее, в миоцене (15–20 млн лет назад) [7, 13, 14], мезозойская окраина континента была затронута “япономорскими” рифтогенными процессами, которые тоже сопровождалась сдвиговыми деформациями [10] и постсубдукционным [7] (синрифтовым?) базальтоидным вулканизмом, более широко проявленным на северном отрезке Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Таким образом, территория Южного Сихотэ-Алиня на протяжении 180–200 млн лет была местом проявления различных по содержанию и векторам направленности тектонических процессов, результатом которых является наблюдаемая геологическими съемками тесная пространственная сопряженность различных по возрасту, составу, формам и происхождению тектонических и магматических тел и структур. В свете современных геологических данных [7, 10, 42, 45–48 и др.], доминировавшие до последнего времени геофизические модели глубинного строения САСНС, объяснявшие региональный гравитационный минимум согласным прогибанием кристаллического (“гранитно-метаморфического”) ложа складчатых комплексов и подошвы земной коры [1, 4, 38] либо ее гранитизацией [4, 33], оказались не применимы для объяснения структурных позиций, механизмов формирования и глубинного строения тектонических комплексов, террейнов и магматических структур Сихотэ-Алиня.

Рассматриваемые ниже гравитационные модели основываются на самых общих представлениях о плотностных неоднородностях земной коры Сихотэ-Алиня, в которых гравитационные аномалии не связываются с конкретными геологическими телами в традиционном горно-породном смысле, а отражают только степень плотностной дифференциации (контрастности) геологического пространства. Эти модели регламентируются простыми физико-математи-

ческими и, в то же время, весьма широкими пространственными ограничениями на форму элементарных неоднородностей, принимающих участие в расчетах, и не требуют привлечения априорной вспомогательной геолого-геофизической информации на начальном этапе вычислительных процессов. Конструирование таких моделей внутренне однозначно, поскольку оно основано на решении обратных задач с единственным математическим решением (определение избыточной массы, вычисления глубины залегания центра тяжести, эквивалентных вариаций плотности и градиентов плотности относительно этого центра) [21]. Эти модели являются объективным источником информации о глубинном строении изучаемых сред (в первую очередь – об их реологических свойствах), поскольку не содержат подстановок в них вещественных и геометрических свойств геологических сред, заимствованных из других геологических и геофизических данных (обычная практика в методах подбора).

#### МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД И ТЕХНОЛОГИЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Реологические свойства земной коры и верхней мантии традиционно оцениваются по значениям скорости сейсмических волн (ГСЗ и МОВЗ-системы наблюдений), электрических сопротивлений (МТЗ) и значениям температур, определяемым по измерениям теплового потока, однако эти сведения сосредоточены в основном на редких профилях (трансектах, геотраверзах), которых недостаточно для получения объемных представлений о реологических свойствах земной коры и верхней мантии трудно доступных для полевых исследований горно-таежных территорий, каковой является Сихотэ-Алинь.

Гравиметрические данные более представительны (т.е. наиболее кондиционны по плотности наблюдений) для изучения глубинного строения Дальнего Востока и, в частности, Сихотэ-Алинской складчато-надвиговой системы, однако традиционное гравитационное моделирование (подбор плотности геологических тел под наблюдаемые гравитационные аномалии) в охарактеризованных выше условиях затруднено тесной пространственной сопряженностью пород разного вещественного состава и плотности: различных по размерам глыб известняков и кремнисто-вулканогенных клиппов, фрагментов протерозойских и палеозойских метаморфических комплексов внутри турбидитового и аккреционного матрикса, включений океанической коры, гранитоидов и вулканитов разного состава. Понятно, что в этих условиях традиционными методами подбора плотности под наблюдаемые гравитационные аномалии не-

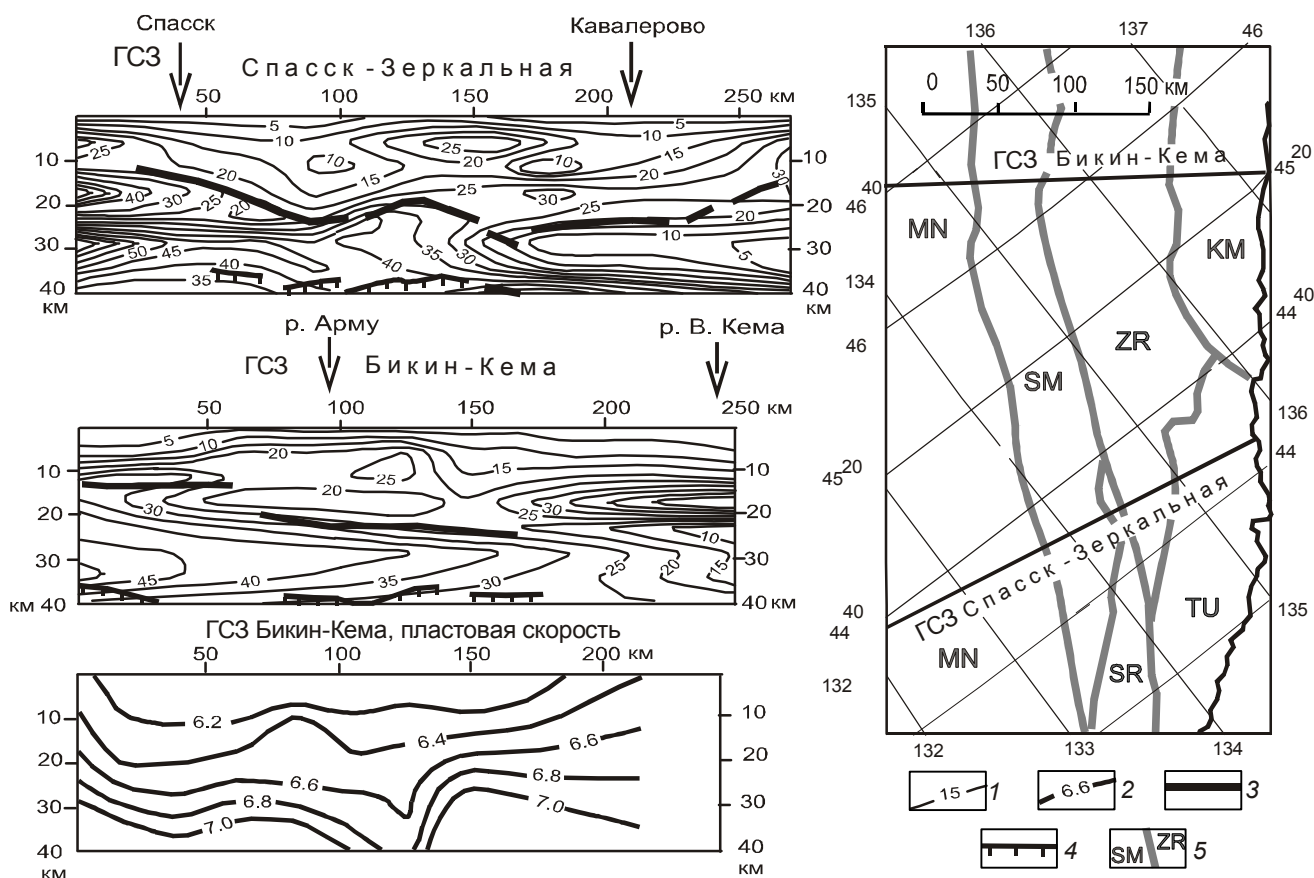


Рис. 2. Корреляция распределений  $\mu_z$ -параметра с сейсмическими границами в разрезах ГСЗ.

1 – изолинии  $\mu_z$ -параметра (1 ед. =  $10^{-2}$  кг/м<sup>2</sup>/км); 2 – изолинии пластовой скорости, построены с помощью программы Surfer-8, по [27], км с<sup>-1</sup>; 3–4 – наиболее контрастные сейсмические границы: Конрада (3) и Мохо (4), по [1, 27]; 5 – границы террейнов. Обозначения террейнов см. на рис. 1.

возможно объективно вычлениить и описать гравитационные эффекты, связанные с реологическими свойствами геологических сред.

Вызывающие большее доверие (по отношению к гравитационным) сейсмические модели земной коры [1, 31, 32], представленные на рассматриваемой территории САСНС только двумя поперечными разрезами (рис. 2), не проясняют проблему, поскольку, во-первых, составлены очень давно (1970–1980 гг.), а во-вторых, характеризуются неоднозначным истолкованием волновых полей [1, 6, 32], особенно в прибрежно-материковой части разрезов. Эти разрезы содержат от 6-ти до 8-ми отражающих и преломляющих субпараллельных границ, а эффективные и пластовые скорости внутри слоев, разделяемых этими границами, варьируют в пределах 0.2–0.4 км с<sup>-1</sup>, соизмеримых с перепадами скорости на границах слоев. Сравнение северного (Бикин–Кема) и южного (Спасск–Зеркальная) ГСЗ-разрезов [1, 31] обнаруживает высокую продольную неоднородность земной коры по простиранию САСНС. На профиле Бикин–

Кема пластовые скорости среднего (6.4–6.7 км с<sup>-1</sup>) и нижнего (6.8–7.0 км с<sup>-1</sup>) слоев земной коры существенно выше, чем на профиле Спасск–Зеркальная (6.1–6.2 и 6.3–6.5 км с<sup>-1</sup>, соответственно).

Методологической основой конструирования рассматриваемых ниже гравитационных моделей является связь пространственных распределений вертикальных градиентов плотности сферических источников гравитационных аномалий ( $\mu_z$ ), эквивалентных плотностным неоднородностям компактного класса, с реологическими свойствами геологических сред [26]. В жестких кристаллических средах этот параметр, отражающий степень плотностной дифференциации геологического пространства (по количеству и избыточной плотности элементарных источников), имеет большее значение, а в пластичных, вязких и частично расплавленных, по причине расползания (растекания) плотностных неоднородностей и стирания резких границ – меньше [25–30]. На обширной территории Северо-Восточной Азии максимумам  $\mu_z$ -параметра в земной коре соответствуют

жесткие массивы и блоки древних кристаллических комплексов (AR–PR) и пластины вулканогенно-кремнистых пород (MZ), а минимумам – турбидитовые комплексы, зоны милонитизации и аккреционные призмы, характеризующиеся микститовой структурой, а также области и участки термогенного понижения вязкости в переходном слое “кора–мантия” под гранитоидными и вулканическими поясами [24]. В верхней мантии по значениям  $\mu_z$ -параметра уверенно различаются литосферные плиты (максимумы) и разделяющие их выступы астеносферы (минимумы) [36]. В разрезах объемных моделей параметра  $\mu_z$  минимумы во всех изученных автором семи районах совпадают с зонами поглощения и уменьшения скорости сейсмических волн (ГСЗ и МОВЗ-зондирования), минимумами электрического сопротивления (МТЗ) и зонами нарушенного фазового состояния (частичного плавления), предполагаемыми в тепловых моделях [26, 27, 29].

Только 2 априорных условия накладываются на свойства элементарных неоднородностей, распределенных в моделируемых объемах геологического пространства. Условие компактности источника элементарной квазисимметричной гравитационной аномалии (первое условие), выработанное на имитационных моделях [23], определяется соотношением:  $Z_1 > 0.5D$ , где:  $Z_1$  – глубина залегания поверхности источника,  $D$  – его горизонтальные размеры. Вторым условием реализации рассматриваемых моделей является взаимная удаленность источников на расстояние, большее, чем  $2D$ , на котором слабо сказывается эффект псевдолокализации (или автолокализации) аномалий, когда над двумя или несколькими сближенными глубинными источниками наблюдается одна аномалия, эквивалентная одному источнику на меньшей глубине. Последнее условие, впрочем, накладывается на любые гравитационные модели, конструируемые при минимуме (или без) априорной информации. При выполнении этих граничных условий, с помощью формализованных автоматизированных процедур и без привлечения дополнительных геолого-геофизических данных, представляется возможным коррелировать в пространстве структурные (по распределениям центров масс [24, 27, 28]) и структурно-вещественные (по распределениям градиентов сферической плотности [26, 27, 29, 41]) свойства элементарных плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии в широком пространственном диапазоне простых модельных тел: ( $5 > \Delta H/D > 0.1$ , где:  $\Delta H$  – вертикальная мощность тела).

Для моделирования пространственных распределений  $\mu_z$ -параметра 3D-геологическое пространство разбивается на серию условных слоев, разделя-

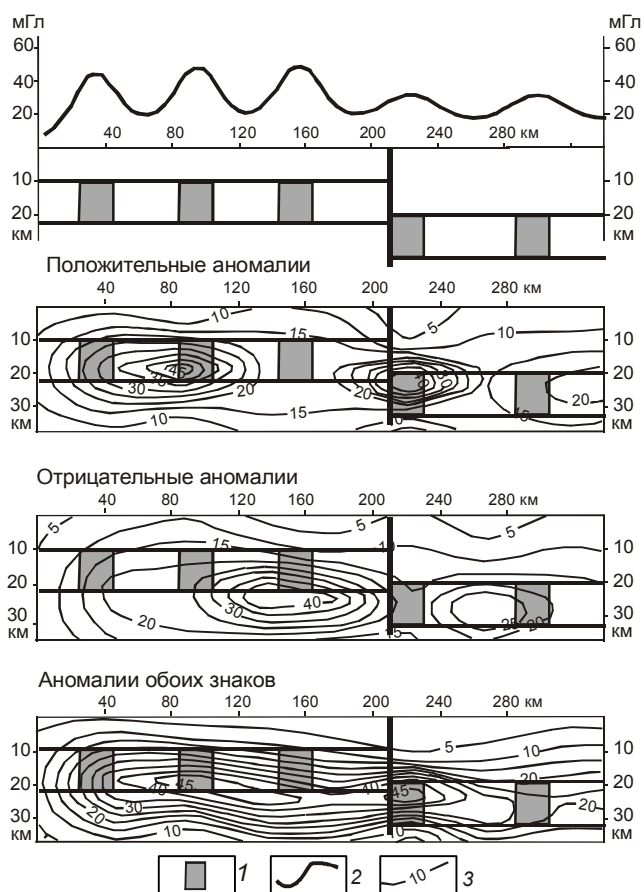
емых поверхностями  $H_c$ , для каждого из которых вычисляются значения амплитуд локальных квазисимметричных гравитационных возмущений ( $V_{zm}$ ) и соответствующих им глубин залегания центров масс ( $Z_0$ ) плотностных неоднородностей внутри слоя. Принимается, что каждая локальная гравитационная аномалия представляет собой аддитивный результат влияния множества источников, поэтому ее геологическая природа в каждом элементарном случае не конкретизируется, а результаты вычислений представляются случайными. В результате первого этапа обработки гравиметрической карты формируется цифровой массив:  $Z_0, V_{zm}(x, y, z)$ . На втором этапе вычисляются значения градиентов поверхностной плотности эквивалентных сфер ( $\mu_z$ ), касательных к поверхностям раздела слоев ( $H_c$ ), по алгоритму:

$$\mu_z = \frac{V_{zm} \cdot Z_0}{4\pi K(Z_0 - H_c)^2}, \quad (1)$$

где:  $K$  – гравитационная постоянная,  $H_c$  – условная поверхность, касательная к сферам, на которые конденсированы аномальные массы источников исследуемого слоя земной коры или верхней мантии.  $H_c$  всегда располагается выше поверхности слоя, поэтому функция  $\mu_z$  не терпит разрыв в точках  $Z_0 = H_c$ . Пиковые значения параметра  $\mu_z$  сглаживаются.

Таким образом, во множественных точках специализированного 3D-геологического пространства  $\mu_z(x, y, H_c)$  оценивается степень его плотностной дифференциации (контрастности) на вертикальном отрезке, заключенном между центром возмущающей массы ( $Z_0$ ) и ближайшей к нему поверхностью слоя ( $H_c$ ). Такая процедура имеет смысл микротомографического просвечивания элементарного объема геологического пространства, ограниченного горизонтальными поверхностями, поскольку эквивалентность плотности в моделях с расширяющимися массами непрерывна в пространстве координат [36]. С другой стороны, расчетная процедура диагностирует количество аномальных масс в конкретном слое и степень их приближения к поверхности среза ( $H_c$ ). Тестовый пример отображения тектонической пластины переменной плотности в распределениях  $\mu_z$ -параметра приводится на рис. 3, в котором независимо от знака локальных гравитационных аномалий, вовлекаемых в расчеты  $\mu_z$ -моделей, контуры пластины с небольшими отклонениями вписываются в контур максимума градиентов плотности  $\mu_z$ . Отклонения обусловлены вариациями расстояний между элементарными телами, амплитуд соответствующих им гравитационных возмущений и степенью соблюдения условия компактности элементарных модельных тел ( $Z_1 > 0.5 D$ ). Точно так же в более сложных разрезах





**Рис. 3.** Имитационная модель диагностики пластины переменной плотности по распределениям  $\mu_z$ -параметра.

1 – элементарные модельные тела внутри горизонтальной тектонической пластины; 2 – график расчетной гравитационной аномалии; 3 – изолинии  $\mu_z$ -параметра (1 ед. =  $10^{-2}$  кг/м<sup>2</sup>/км).

и горизонтальных срезах Сихотэ-Алиня (рис. 4) главные особенности распределений  $\mu_z$ -параметра проявляются независимо от знака элементарных гравитационных возмущений.

3D “реологическая” модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня включает 683 определения  $\mu_z$ -параметра в интервале глубин 2–52 км от поверхности геоида. Ниже этого интервала источники гравитационных аномалий в пределах изученной территории (рис. 1) отсутствуют либо не могут быть выявлены при данном масштабе исследований. Исследованный диапазон литосферы был разбит на 23 условных слоя ( $Z = 1-5, 2-6, 3-8, 4-10, 5-12, 6-13, 7-15, 9-17, 11-20, 13-22, 15-25, 17-28, 19-30, 21-35, 23-38, 25-40, 27-50, 29-50, 31-50, 35-52, 41-52$  км), плотностные неоднородности которых конденсированы, соответственно, на поверхностях:  $H_c = 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10,$

12, 14, 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28, 30, 34, 37 и 40 км. В результате расчетных процедур составлена трехмерная модель  $\mu_z(x, y, H_c)$ , в общих чертах отображающая реологические свойства земной коры и подкорового слоя верхней мантии Сихотэ-Алиня до глубины 40 км.

На заключительном этапе интерпретации гравитационных аномалий формализованные гравитационные модели подкреплены вычислениями плотности сред в характерных разрезах САСНС по стандартному 2D-алгоритму Голиздры-Старостенко для элементарных призм с вертикальными боковыми гранями [11]. В последнем случае решалась прямая линейная итерационная задача гравитационного потенциала в границах сред, определяемых формализованными моделями. Индикаторами этих границ являются границы резких изменений значений и морфологических особенностей распределений  $\mu_z$ -параметра. Так же как и в других районах [26, 27], расчетами доказана прямая связь значений  $\mu_z$ -параметра со значениями плотности сред. Полученные модели сопоставлены с имеющимися данными о строении и вещественном составе тектонических комплексов и результатами предшествующих глубинных геофизических исследований: сейсмических (ГСЗ) и магнитотеллурических (МТЗ) зондирований.

#### ФОРМАЛИЗОВАННАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ

В опорных разрезах, совпадающих с разрезами сейсмических зондирований (рис. 2), распределения  $\mu_z$ -параметра хорошо согласуются с положением главных скоростных (в большинстве – отражающих) границ: поверхности нижнего (“базальтового”) слоя и подошвы земной коры, за исключением прибрежных районов Сихотэ-Алиня, в которых эти границы прослеживаются неуверенно [1, 31, 32]. В обоих разрезах сейсмические границы очерчивают клинообразный максимум градиентов плотности (жесткий слой), простирающийся со стороны Матвеевско-Нахимовского террейна под мезозойские складчато-надвиговые комплексы. В распределениях сейсмических границ и  $\mu_z$ -параметра в разрезе Спасск–Зеркальная ясно проявлены асимметрия глубинных структур Сихотэ-Алиня и дискордантные взаимоотношения нижнекоровых и среднекоровых жестких тектонических масс – плавное юго-восточное погружение континентального нижнекорового клина и противоположное погружение прибрежно-материкового тонкого среднекорового жесткого слоя, с надвиганием второго на первый. На профиле Бикин-Кема сейсмические границы в прибрежно-материковой части разреза (Кемский террейн) плохо коррелируются, однако по изме-

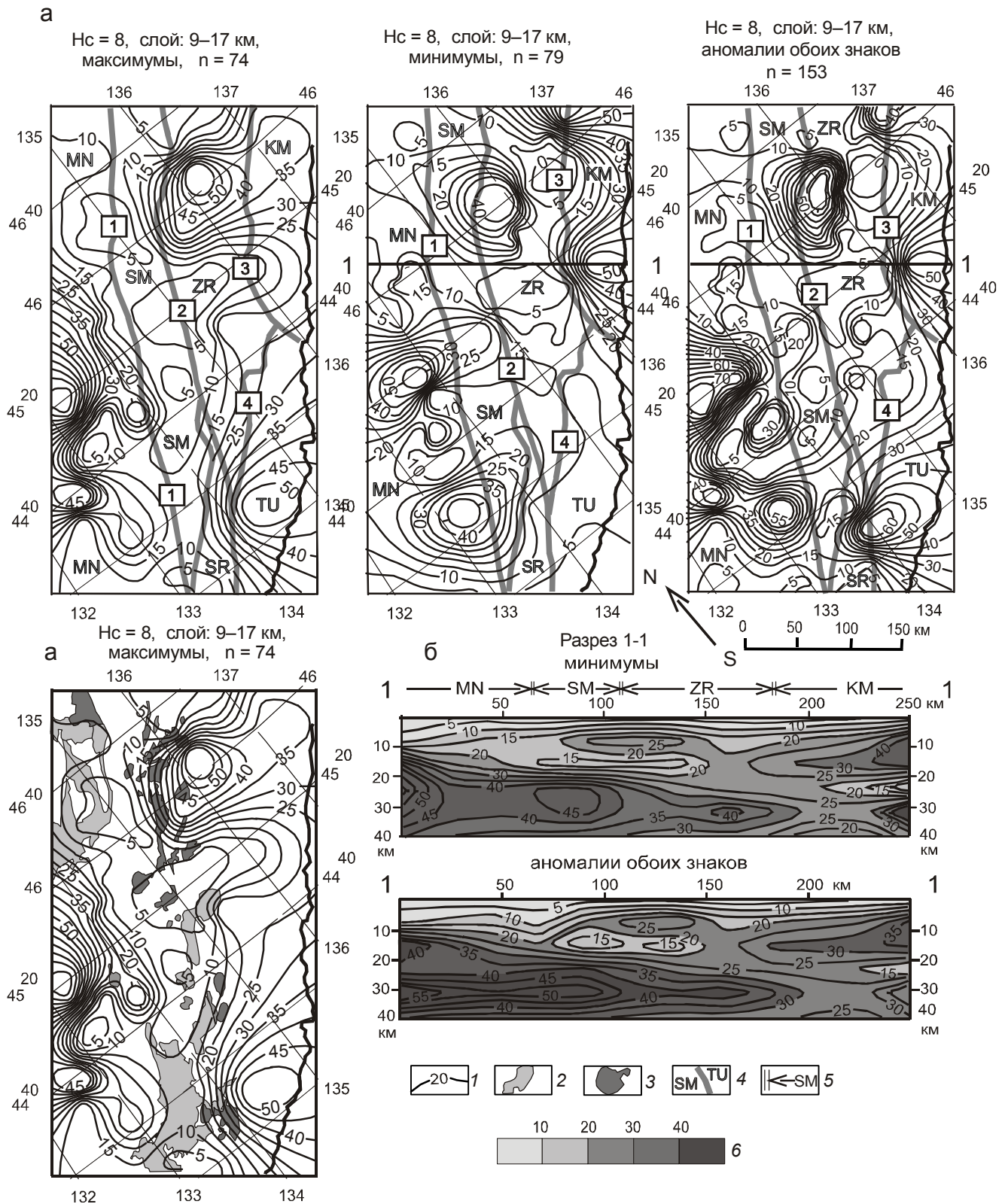


Рис. 4. Среднекоровый срез (а) и разрез (б) объемной модели  $\mu_z(x, y, H_c)$  Южного Сихотэ-Алиня.

1 – изолинии  $\mu_z$ -параметра (1ед. =  $10^{-2}$  кг / м<sup>2</sup> / км); 2 – позднемеловые вулканиты, 3 – меловые гранитоиды; 4–5 – границы террейнов в срезах (4) и над разрезами (5); 6 – шкала раскраски разрезов в единицах  $\mu_z$ -параметра. Нс – глубина среза 3D-модели  $\mu_z(x, y, H_c)$ , n – число расчетных точек в слое.

нениям пластовых скоростей (grid-трансформация сейсмического разреза на рис. 2) здесь тоже можно предположить резкое смещение вверх более жесткого, высокоскоростного, прибрежно-материкового среднекорового слоя земной коры и надвигание его на нижнекоровый слой Матвеевско-Нахимовского террейна – фрагмента Амурской плиты.

Обнаруженные особенности повторяются и в других разрезах земной коры Сихотэ-Алиня (рис. 4–5), а в разрезах 4–4 и 6–6 (рис. 5) надвигание жесткого субокеанического слоя, который ясно выражен в форме прибрежного максимума  $\mu_z$ -параметра, на нижнекоровый континентальный слой почти до приповерхностной границы Ханкайского массива (Матвеевско-Нахимовского супертеррейна) сочетается с поддвижением кровли этого слоя под мезозойские турбидитовые толщи. Этому поддвижению соответствует отчетливо выраженная северо-западная вергентность складчатых и надвиговых дислокаций Таухинского и Кемского террейнов [10]. Судя по распределениям градиентов плотности в разрезах 3–3, 4–4 и 6–6 (рис. 5), вертикальная мощность Самаркинского и Журавлевского террейнов не превышает 15 км. Формализованные гравитационные модели, таким образом, не противоречат аллохтонной природе Самаркинского и Журавлевского террейнов, которые структурно не связаны с архейскими и протерозойскими комплексами Амурской плиты, а представляют собой сложную композицию вулканогенно-терригенных, турбидитовых и олистостромовых комплексов различного состава и возраста с включениями океанической коры [40].

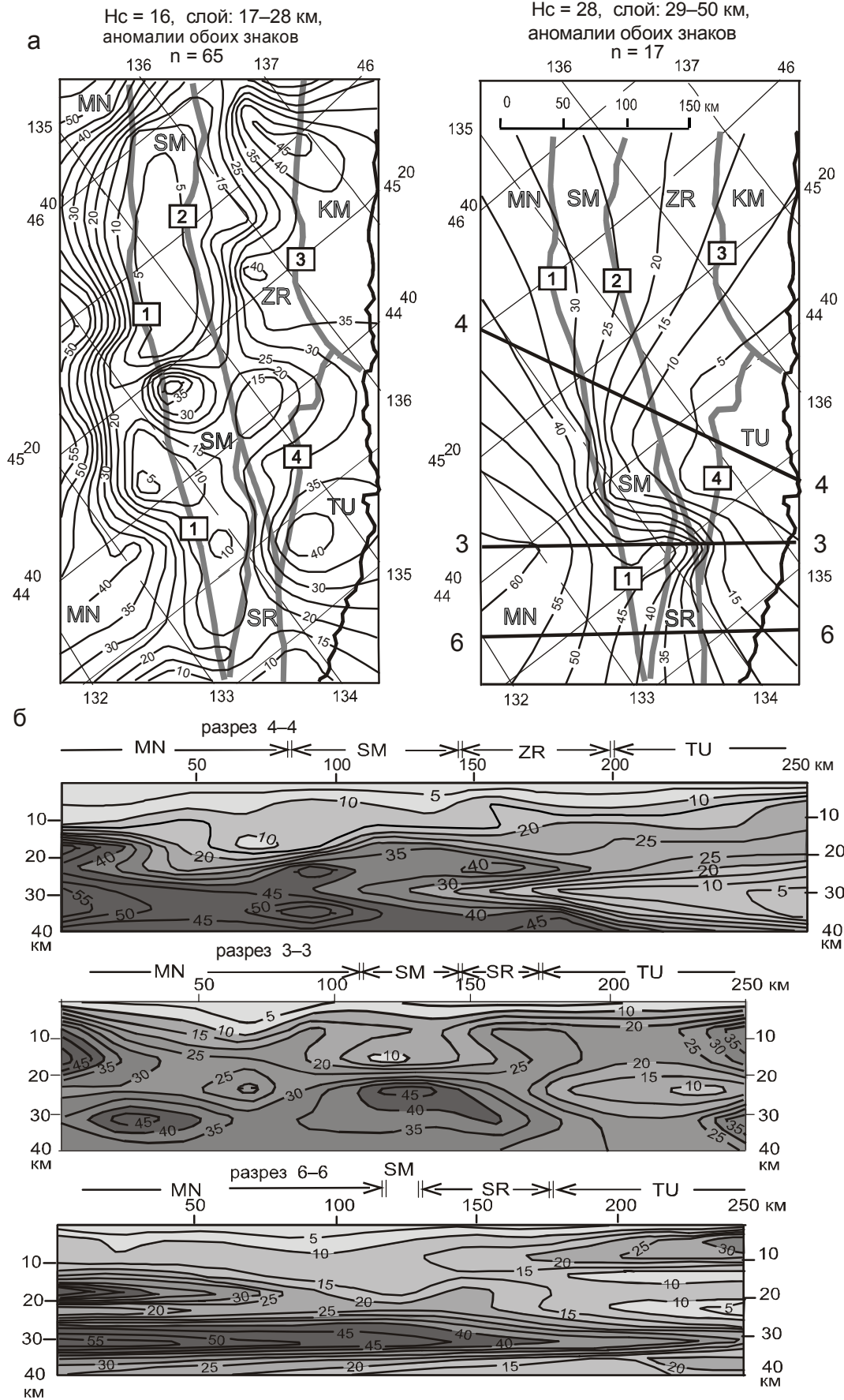
По полученным данным (разрез 6–6), Сергеевский архейско-протерозойский террейн, длительное время считавшийся аналогом “ханкайских” метаморфических комплексов, тоже не связан с метаморфическим основанием Амурской плиты, поскольку он приурочен к зоне глубокого погружения, а не поднятия, как прежде предполагалось, кровли кристаллического слоя древней континентальной коры. Таким образом, формализованная гравитационная модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня, полученная без привлечения априорной геологической информации, подтверждает выводы тех исследователей, которые предполагают аллохтонное положение “сергеевских габброидов” [13, 46].

Зоны пониженных значений  $\mu_z$ -параметра, достигающие мощности 12–15 км под Кемским (разрез 1–1, рис. 4) и Таухинским (разрезы 3–3 и 6–6, рис. 5) террейнами, являются признаком реологической нарушенности подкорового слоя верхней мантии в основании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, из чего следует вывод, что магматические очаги,

служившие источником позднемезозойских и палеогеновых [8] вулканических излияний, до сих пор могут находиться здесь в вязком, или частично расплавленном, состоянии. Последнее находит подтверждение в данных магнитотеллурических зондирований этой части побережья Японского моря [20], которые предполагают существование зон высокой проводимости ( $S > 200$  См) в среднем слое “континентальной” (как прежде считалось) коры восточного Сихотэ-Алиня, т.е. в том же интервале глубин (15–30 км), где располагается зона низких градиентов плотности в рассматриваемых гравитационных моделях (рис. 4–5). Заметим, что подобная корреляция минимумов градиентов плотности с зонами электрической проводимости наблюдается под большинством вулканических и гранитоидных поясов Северо-Восточной Азии, в частности: на Камчатке, западном побережье Охотского моря, в Приамурье, Якутии и Забайкалье [26, 27, 29, 30].

В распределениях градиентов плотности в земной коре Амурской плиты (северо-западные фланги разрезов на рис. 5) проявлены признаки расслоения кристаллической континентальной коры на 2 жестких слоя (близких к определениям “гранитно-метаморфического” и “базальтового”), между которыми располагается тонкий слой пониженной вязкости (разрезы 3–3 и 6–6). Такая расслоенность является типичной для земной коры кратонного типа. В частности, она отчетливо проявлена на восточной [41] и юго-восточной [28, 29] окраинах Северо-Азиатского кратона.

В большинстве горизонтальных срезов Сихотэ-Алинской модели  $\mu_z(x, y, H_c)$  в интервале глубин  $H_c = 2–18$  км прослеживаются две зоны максимумов и разделяющая их зона минимумов  $\mu_z$ -параметра (рис. 4–5), которые регистрируются вне зависимости от знака вовлекаемых в расчеты локальных гравитационных возмущений. Западному максимуму соответствует фланг Матвеевско-Нахимовского террейна – доюрская восточная окраина Амурской плиты, а восточному – Кемский и Таухинский террейны, на 80 % перекрытые позднемеловыми и третичными вулканами среднего-основного состава [8, 40]. Пачки раннемеловых вулканитов того же состава содержатся и в терригенной (преимущественно флишевой) толще Кемского террейна [40]. Минимум  $\mu_z$ -параметра коррелируется с расположением Самаркинского (юрские турбидитовые и меланжевые толщи) и Журавлевского (меловые осадочные комплексы с преобладающими фациями континентального склона) террейнов [40]. Напомним, что структурная позиция Самаркинского и Журавлевского террейнов характеризуется [7, 46] приуроченностью к региональному трансформному сдвигу, центральным элементом ко-



того является разделяющий их Центральнo-Сихотэ-Алинский разлом (рис. 4).

Взаимоотношения среднекоровых структур с нижнекоровыми в горизонтальной плоскости иллюстрирует рис. 5, на котором среднекоровый ( $H_c = 16$  км) минимум градиентов плотности совпадает с Самаркинским террейном (юрской аккреционной призмой [7]), а в нижнекоровом слое ( $H_c = 30$  км) наблюдается плавное уменьшение этого параметра в юго-восточном направлении, соответствующее погружению кровли древней континентальной коры.

### ПЛОТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ

Плотностные 2D-модели земной коры Сихотэ-Алиня (рис. 6–9) увязывают пространственные распределения формализованного параметра  $\mu_z$  (рис. 2, 4, 5) с плотностными характеристиками тектонических (различающихся по возрасту и вещественному составу) и тектоно-физических (кора и мантия) комплексов путем решения стандартной прямой линейной итерационной задачи по алгоритму Голиздры-Старостенко [11]. В этих моделях границами средней плотности являются границы резких изменений значений  $\mu_z$ -параметра или границы резких изменений морфологических особенностей  $\mu_z$ -разрезов (рис. 2, 4, 5). Расчеты выполнены в относительной шкале плотности, а соответствующие им абсолютные значения вычислены исходя из средней плотности вулканогенно-осадочного ( $\sigma = 2.68$  г см<sup>-3</sup>) и гранитно-метаморфического ( $\sigma = 2.75$  г см<sup>-3</sup>) слоев.

Глубина залегания центров масс плотностных неоднородностей верхней мантии в южных районах Сихотэ-Алиня (рис. 1, 2, 4, 5) не превышает 52 км, из чего следует, что ниже этой глубины источники гравитационных возмущений отсутствуют либо не могут быть обнаружены при данном масштабе исследований. Поскольку 99 % всех плотностных неоднородностей здесь заключено в слое 0–40 км от поверхности геоида, расчеты плотностных моделей (рис. 6–9) ограничены глубиной 40 км. Это предполагает, что верхняя мантия ниже этой глубины на коротких отрезках, ограниченных длиной расчетных профилей (250 км), имеет постоянную плотность либо гравитационные эффекты плотностных неоднородностей мантии скомпенсированы источниками, расположенными в разных глубинных диапазонах.

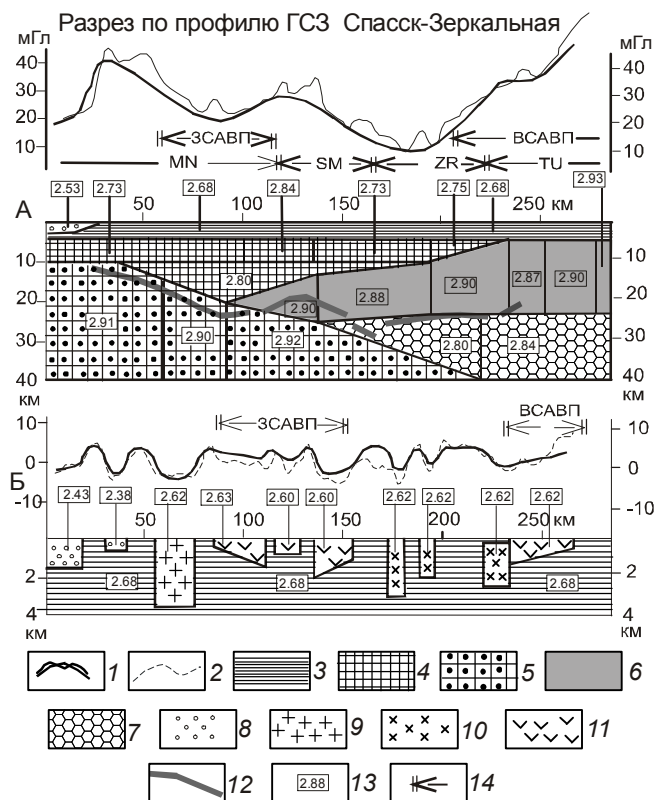
В плотностном разрезе по профилю ГСЗ Спасск-Зеркальная (рис. 6) ясно проявлены два слоя повышенной жесткости и плотности (2.87–2.92 г см<sup>-3</sup>), со-

ответствующие зонам повышенных значений  $\mu_z$ -параметра. На западе этот слой соответствует нижнему слою континентальной коры, кровля которого совпадает с сейсмической границей Конрада [1, 31], а на востоке – кристаллическому слою океанической или “переходной” [5, 15] япономорской коры. Мощность последнего (23–25 км) приблизительно соответствует гравитационным оценкам мощности коры у подножия континентального склона [4, 16]. Взаимное пространственное расположение жестких слоев указывает на отсутствие каких-либо унаследованных связей между ними или плавной трансформации континентальной коры в океаническую, как это предполагается некоторыми исследователями [5, 16]. Более вероятными, исходя из рассматриваемых моделей (рис. 2, 6), представляются дискордантные взаимоотношения континентальных и субокеанических кристаллических пластин, выраженные в надвигании океанической коры на нижний (консолидированный в протерозое) слой земной коры Амурской плиты. Во фронтальной части океанического клина наблюдается утолщение гранитно-метаморфического слоя на восточном фланге Матвеевско-Нахимовского (MN) террейна, которое можно интерпретировать как продолжение аккреционной призмы Самаркинского террейна. В этом случае возможно встречное надвигание MN террейна на Самаркинский (SM) либо взаимное горизонтальное смещение MN и SM террейнов по Арсеньевскому разлому (рис. 4). Исходя из рассматриваемых гравитационных моделей, юго-восточные перемещения тектонических масс Сихотэ-Алиня должны быть более поздними относительно северо-западных. Во всяком случае, кайнозойские тектонические покровы с встречным (юго-восточным) направлением движений, сложенные палеозойскими и мезозойскими гравитационными микститами, известны на юго-восточных окраинах MN-террейна [19] и они, так же как и сдвиговые перемещения, проявлены в современных движениях земной поверхности [37].

Второй причиной утолщения гранитно-метаморфического слоя может быть существование со вмещенных в пространстве позднепалеозойских и раннемеловых гранитоидных очагов в основании Западно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса в интервале глубин 10–20 км (рис. 6). В этом случае, наблюдаемое горизонтальное смещение вулканических фаций к востоку от их интрузивных корней (рис. 1, 6) может быть следствием срыва первых по подошве шарьяжа или трансформного сдвига.

**Рис. 5.** Нижнекоровые срезы (а) и разрезы (б) объемной модели  $\mu_z(x, y, H_c)$  Южного Сихотэ-Алиня.

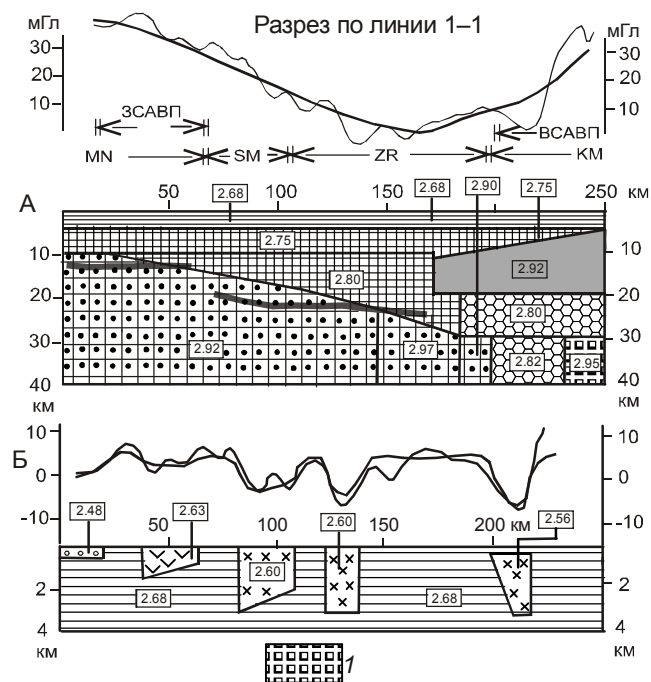
Условные обозначения на рис. 4.



**Рис. 6.** Плотностная модель земной коры (А) и вулканогенно-осадочного слоя (Б) Сихотэ-Алия по профилю ГСЗ Спасск-Зеркальная.

1 – кривые аномалий Буге: наблюдаемая (тонкая линия) и расчетная (толстая); 2 – кривая остаточных аномалий; 3 – вулканогенно-осадочный слой; 4 – гранитно-метаморфический слой; 5 – нижний слой континентальной коры; 6 – океаническая кора “япономорского” типа; 7 – вязкий подкоровый слой; 8 – рыхлые отложения наложенных впадин; 9–10 – гранитоиды: позднепалеозойско-мезозойские (9) и меловые (10); 11 – позднемеловые вулканиты; 12 – наиболее контрастная сейсмическая граница в кристаллическом слое земной коры (предшественниками интерпретировалась как граница Конрада [1, 27]); 13 – плотность тектонических сред,  $г\ см^{-3}$ ; 14 – границы террейнов. Вулканические пояса: ЗСАВП – Западно-Сихотэ-Алинский, ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский. Другие обозначения на рис. 1.

Таким образом, главные (региональные) особенности гравитационных аномалий на Южно-Сихотэ-Алинском отрезке зоны перехода от континента к океану можно объяснить пространственными параметрами и взаимным расположением 4-х структурных элементов: (1) нижнего кристаллического слоя Амурской плиты, (2) нижнекоровой жесткой пластины япономорской коры, (3) аккреционной призмы в центральном Сихотэ-Алине и (4) подкорового слоя пониженной вязкости в Восточном Сихотэ-Алине. В этом (рис. 6) и других (рис. 7–9) разрезах прибрежный подкоровый слой пониженной плотности



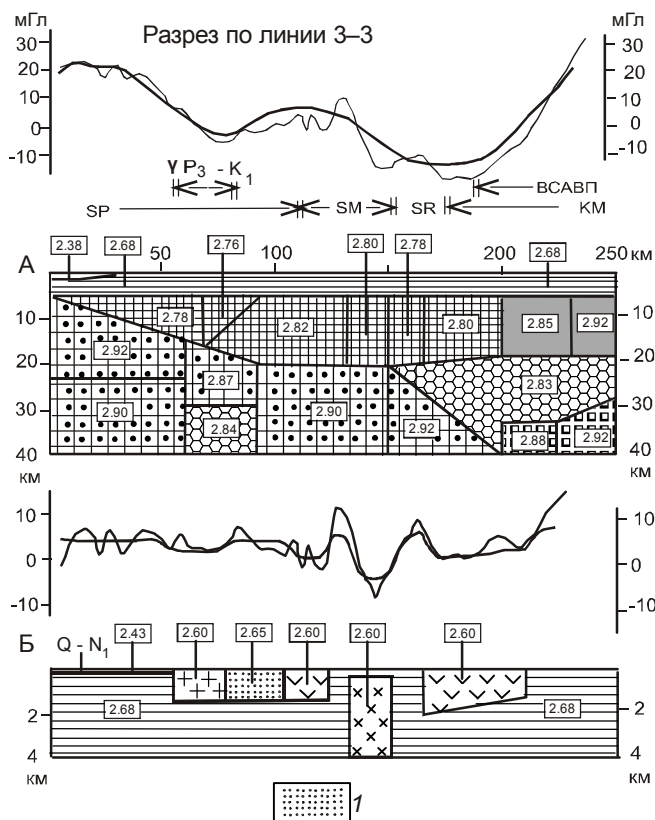
**Рис. 7.** Плотностная модель земной коры (А) и вулканогенно-осадочного слоя (Б) Сихотэ-Алия в разрезе 1–1 (рис. 4).

1 – жесткая верхняя мантия япономорской тектоносферы. Другие обозначения на рис. 6.

( $\sigma = 2.80\text{--}2.85\ г\ см^{-3}$ ) пространственно коррелируется с позднемезозойскими эффузивами и гранитоидами в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе.

Локальные гравитационные аномалии, получаемые вычитанием региональных гравитационных эффектов из наблюдаемых кривых (рис. 6), полностью объясняются приповерхностными плотностными неоднородностями, читаемыми на геологической карте (рис. 1). При среднем значении плотности эффузивного чехла  $2.62\ г\ см^{-3}$  [33, 42], вертикальная мощность выходящих на поверхность вулканических и комагматичных им гранитоидных тел не превышает 4 км (рис. 6).

Близкое к описанному строение земной коры характеризует плотностная модель в разрезе 1–1 (рис. 7), в котором кровля нижнего слоя континентальной коры полого (по данным ГСЗ – ступенчато) погружается в юго-восточном направлении, а в основании Кемского террейна, так же как и Таухинского (рис. 6), залегает океаническая кора, отличающаяся от континентальной более высокой плотностью ( $2.85\text{--}2.92\ г\ см^{-3}$ ). Аккреционное утолщение гранитно-метаморфического слоя в этом разрезе располагается под Журавлевским террейном, а верхняя мантия под вулканическим поясом разуплотнена до  $2.80\text{--}2.82\ г\ см^{-3}$ . Эти элементы описываемого разре-

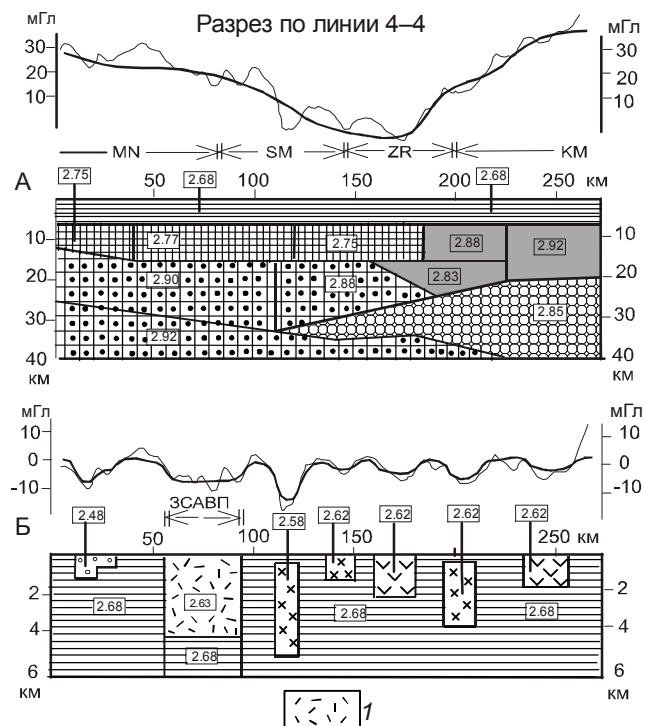


**Рис. 8.** Плотностная модель земной коры (А) и вулканогенно-осадочного слоя (Б) Сихотэ-Алия в разрезе 3–3 (рис. 5).

1 – меловые терригенные отложения плитного чехла Матвеевско-Нахимовского террейна. Другие обозначения на рис. 6.

за (1–1) близки к построениям Л.И. Брянского [4], конструировавшего упрощенные 3-слойные модели земной коры Сихотэ-Алия на совершенно иных концептуальной и методической основах. В своей модели по профилю ГСЗ Бикин–Кема (близком к разрезу 1–1; см. рис. 2, 4) Л.И. Брянский тоже предполагал разуплотнение верхней мантии под ВСАВП в том же интервале глубин, однако понижение плотности в среднем и нижнем слоях земной коры центрального Сихотэ-Алия он связывал исключительно с гранитоидным магматизмом.

Основные особенности плотностной дифференциации земной коры Южного Сихотэ-Алия повторяются в двух других разрезах (рис. 8–9). Самаркинскому террейну – юрской аккреционной призме – соответствует утолщение гранитно-метаморфического слоя, кора Кемского террейна резко отличается по плотности и мощности от коры Центрального Сихотэ-Алия, а верхняя мантия под вулканическим поясом характеризуется резким уменьшением плотности. В разрезе 3–3 (рис. 8) проявлены 2 дополнительные особенности: (1) относительным разуплотнени-



**Рис. 9.** Плотностная модель земной коры (А) и вулканогенно-осадочного слоя (Б) Сихотэ-Алия в разрезе 4–4 (рис. 5).

1 – кислые вулканиты Западно-Сихотэ-Алинского пояса. Другие обозначения на рис. 6.

ем земной коры отображаются глубинные “корни” позднепалеозойско-раннемелового Западно-Сихотэ-Алинского гранитоидного пояса; (2) Сергеевский террейн, сопровождаемый слабым гравитационным максимумом, не находит отображения в аномалиях плотности, что свидетельствует в пользу его аллохтонного положения и небольшой вертикальной мощности.

**ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ**

Моделирование реологических особенностей земной коры Южного Сихотэ-Алия по распределениям градиентов плотности эквивалентных сферических источников гравитационных аномалий обнаружило резкое различие глубинных структур в восточных (прибрежных) и западных районах изученной территории. Появилось новое объяснение геологической природы регионального гравитационного минимума в Центральном Сихотэ-Алине, который прежде связывался с прогибанием подошвы земной коры [33, 38] и согласным с ним увеличением мощности вулканогенно-осадочной толщи [1, 32]. По полученным данным, повышение гравитационного поля в обе стороны от этого минимума объясняется

разными причинами: на западе оно обязано увеличению мощности и воздыманию кровли кристаллического слоя земной коры Амурской плиты, а на востоке – увеличению мощности высокоплотного клина субокеанической “япономорской” коры, глубина залегания кровли которого уменьшается в направлении с запада на восток от 15 до 5 км. В восточных районах Сихотэ-Алиня (Кемский и Таухинский террейны) отсутствует гранитно-метаморфический слой, а картируемые здесь геологическими съемками редкие выходы палеозойских пород так же, как и Сергеевский метаморфический террейн, представляют собой маломощные (безкорневые) фрагменты перемещенных тектонических комплексов древних (доюрских) окраин континента [13] или островных дуг, обрамлявших прежде бассейны турбидитовой седиментации [40, 45]. По этим особенностям глубинные структуры Сихотэ-Алиня очень близки к структурам Камчатского полуострова, на месте которого с запаздыванием на 30–40 млн лет относительно Сихотэ-Алиня происходили аналогичные тектонические и магматические процессы. Там, как и в Сихотэ-Алине, почти все приповерхностные комплексы находятся в аллохтонном залегании [3, 34], а в земной коре Восточной Камчатки отсутствует гранитно-метаморфический слой [27]; два вулканических пояса отмечают место и время проявления наиболее активных фаз коллизии Тихоокеанской плиты с Охотоморской.

Формализованные гравитационные модели (рис. 4–5) с большой долей уверенности дают основание предполагать, что Центрально-Сихотэ-Алинская зона пониженных значений градиентов плотности маркирует область сосредоточения юрско-меловых аккреционных комплексов (преимущественно – турбидитовых и меланжевых), вовлеченных на поздней стадии формирования (мел) в сдвиговые процессы на трансформной окраине Евразии. Ориентируясь на данные В.П. Уткина [39] и Ю.П. Юшманова [42], можно предположить развитие в этой зоне структуры типа “пулл-апарт”, наложенной на тектонические комплексы пониженной вязкости в Самаркинском и Журавлевском террейнах. Сдвиговые и сопряженные с ними процессы растяжения происходили в обстановке “косой субдукции” [9, 48], похожей на позднепалеозойские и раннемезозойские процессы на юго-восточных окраинах Северо-Азиатского кратона [21, 35].

В этом случае, сдвиговая зона не ограничивается узкой полосой Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, а представляет собой широкую зону, ограниченную Арсеньевским разломом на западе, Прибрежным и Колумбинским – на востоке. В этой зоне известны признаки структур растяжения [39, 42], косо ориентированных к направлению сдвига и спо-

собствующих проникновению магматических масс и гидротермальных флюидов к поверхности Земли. Последнее лучше всего прослеживается в среднекоревом слое (рис. 4,  $H_c = 8$  км), наиболее насыщенном магматическими массами. Существование структур “пулл-апарт” на рассматриваемом участке трансформной окраины Северо-Восточной Азии предполагается и на более позднем (олигоцен-миоценовом) этапе развития сдвиговых процессов [7, 10].

Минимум  $\mu_z$ -параметра – индикатор зоны синсдвигового растяжения – не прослеживается в срезах  $H_c > 18$  км, из чего следует вывод, что подошвой Центрально-Сихотэ-Алинского гигантского многослойного шарьяжа (включающего Самаркинский и Журавлевский террейны) и последующего сдвига является кристаллическая кора Амурской плиты, кровля которой полого наклонена в сторону Японского моря. Это же следует из разрезов  $\mu_z$ -параметра (рис. 4, 5) и находит аналитическое подтверждение в плотностных моделях (рис. 6–9).

На основании анализа реологических гравитационных моделей тектоническая история формирования глубинных структур земной коры Сихотэ-Алиня может быть увязана с палеогеодинамическими реконструкциями, сделанными на основании геологических наблюдений приповерхностных тектонических комплексов [7, 9, 14, 40, 45, 48]. В частности, выполненные расчеты (рис. 2, 4, 9) дают ясный ответ на вопрос: почему в тектонических комплексах Таухинского и Кемского террейнов присутствуют фрагменты океанической коры, а в составе вулканических пород здесь преобладают средние и основные вулканы? Это объясняется тем, что картируемые в их пределах тектонические комплексы на небольшой глубине (8–10 км) подстилаются кристаллическим слоем океанической коры. Форма этого слоя отвечает активной роли океанической плиты Изагаги [10], или Кула [13], и северо-западному вектору сжатия ( $325^\circ$ ), доминировавшим в позднем палеозое и на большем протяжении мезозоя (вплоть до раннего мела) на границе ее с палеоокраиной Евразии [7, 10]. Однако 3D-параметры активных тектонических пластин, читаемых в формах максимумов градиентов плотности (разрезы Бикин–Кема, 1–1 и 6–6 на рис. 2, 5), свидетельствуют о том, что Кемский и Таухинский окраино-континентальные террейны не являются литосферными сегментами, соответствующими классическому определению террейна, а представляют собой коровые тектонические пластины. В террейновой классификации их можно назвать коровыми субили микротеррейнами изначально океанического происхождения. Пространственные параметры и структурные взаимоотношения жестких континен-



тальных (на западе) и субокеанических (на востоке) тектонических пластин (рис. 2, 4, 7) полностью объясняют механизмы чешуйчатого нагромождения мезозойских комплексов на прогибающуюся окраину Амурской плиты (Матвеевско-Нахимовский террейн) и смятие их во фронте океанического клина: Самаркинской аккреционной призмы. В результате давления жесткого океанического клина аккреционные комплексы и олистостромы формировались путем соскабливания флиша и турбидитовых толщ с континентального склона и подножия при поддвигании под них жестких океанических пластин, а менее вязкие вулканогенно-кремнистые породы (в т.ч. фрагменты палеоостровных дуг) надвигались на континентальную окраину в форме тектонических покровов. Этот процесс напоминает работу бульдозера по уборке строительного мусора на наклонной твердой площадке, и он хорошо изучен в западных районах Камчатки [3, 15], где в позднем мезозое палеоостровная дуга столкнулась с затопленной окраиной Евразии (по другим представлениям – с Охотоморской плитой). В таком процессе горизонтальные перемещения тектонических покровов и олистостромовых толщ в Сихотэ-Алине могли происходить в 2-х направлениях: на северо-запад [7, 10], в соответствии с вектором давления жесткого океанического клина, и на юго-восток [42] – вследствие встречного гравитационного сползания нагромождаемых на окраину палеоконтинента тектонических масс.

В свете рассмотренных гравитационных моделей отнюдь не случайной кажется океаническая и островодужная петрохимия юрских и даже пермских (!) базальтов в Самаркинском террейне [48], которая вполне объясняется тем, что в ряде разрезов (рис. 2, 4, 6) океанический клин в среднем слое коры достигает границ Матвеевско-Нахимовского террейна.

Таким образом, рассмотренные выше статические гравитационные модели укладываются в целостную систему палеогеодинамических представлений [7, 10, 12–14, 40–43, 45] о длительном и направленном причленении океанических и окраинноморских вулканогенно-осадочных комплексов к окраинам Евразии, начиная от позднего палеозоя до середины мелового периода. Подошвой зоны аккреции и последующего сдвига, по полученным данным (рис. 6–9), является полого погружающаяся в направлении к Японскому морю кровля древнего (архейско-протерозойского) гранитно-метаморфического слоя земной коры Амурской плиты. Современная глубинная граница плиты, как и предполагалось [30], теряется под прибрежно-материковыми Таухинским и Кемским террейнами (рис. 2, 7).

## ВЫВОДЫ

Формализованный подход к интерпретации гравитационных аномалий, не обремененный предварительными тектоническими концепциями и априорными подстановками данных других геофизических методов в гравитационную модель, позволил выявить новые, объективно существующие и находящие подтверждение в независимых геолого-геофизических данных черты глубинного строения земной коры Сихотэ-Алиня.

Главными из них являются:

1. Различный вещественный состав и строение кристаллического слоя земной коры Матвеевско-Нахимовского супертеррейна и прибрежно-материковых террейнов Кемского и Таухинского. В основании последних отсутствует гранитно-метаморфический слой.

2. Накопление юрско-меловых вулканогенно-терригенных комплексов на доюрской окраине Амурской плиты происходило за счет направленной аккреции и причленения к континенту вулканогенно-осадочных толщ окраинноморских бассейнов (преимущественно турбидитов и конседиментационного меланжа) и чешуйчатого надвигания тектонических покровов с юго-востока на северо-запад. Этот вывод подтверждает и наполняет конкретным содержанием (рис. 6–9) новейшие геологические выводы [7, 10, 45, 47, 48].

3. Все палеозойские и более древние (Сергеевский террейн) породы к востоку от Арсеньевского разлома находятся в аллохтонном залегании, на что указывает отсутствие их пространственных связей с кристаллическим основанием Амурской плиты.

4. Источником обширных эффузивных полей и гранитоидных массивов в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе является подкоровый вязкий слой на глубине 20–25 км, который, по-видимому, до сих пор находится в частично расплавленном состоянии. Полученные модели (рис. 6–9) согласуются с магнитотеллурическими данными о существовании здесь зон высокой проводимости [20] и петрохимическими данными о мантийном источнике андезитовых магм ВСАВП [47].

5. Самаркинский и Журавлевский аккреционные террейны располагаются в зоне синсдвигового растяжения, маркируемой минимумом градиентов плотности – индикатором сред пониженой вязкости, наиболее проницаемой для магматических и флюидных инъекций из глубоких слоев земной коры и верхней мантии. Вертикальная мощность зоны увеличивается в направлении с востока на запад и достигает 16 км в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

6. Существующие сейсмические модели ГСЗ (1969–71 гг.) адекватны формализованным гравитационным моделям только на их западных отрезках до Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (рис. 2), на которых они отражают поведение кровли нижнего (ранее считавшегося “базальтовым”) слоя континентальной коры. К востоку от разлома сейсмические границы прослеживаются неуверенно и интерпретация данных ГСЗ здесь нуждается в пересмотре. Для подтверждения или опровержения этого вывода необходимы новые сейсмические исследования.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит д.г.-м.н. В.В. Голозубова за детальную проработку статьи и сделанные замечания, учет которых способствовал улучшению понимания работы и обоснования главных выводов из нее.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 09 – III – 08 – 437.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья ( по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 89 с.
- Бевзенко П.Е. Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 318 с.
- Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В. и др. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64–76.
- Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхней мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 141 с.
- Валитов М.Г. Структурно-плотностная трансформация земной коры в зоне сочленения Центральной котловины Японского моря с континентом: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2009. 24 с.
- Василенко В.П., Клюев В.К. Глубинное строение восточной части Приморья и закономерности размещения оловянных месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. Т. X. С. 175–182.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с. 572.
- Геологическая карта Приморского края. 1:1 000 000 / В.А. Ред. Бажанов, Ю.Н. Олейник. Мин-во геологии СССР. Владивосток, 1986.
- Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов южного Сихотэ-Алия. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
- Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 397 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.
- Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент-океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 325 с.
- Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент-океан. Владивосток: Дальнаука, 2005. 314 с.
- Константиновская Е.А. Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59–81.
- Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпащикова Т.Н. Рельеф поверхности Мохо и типы земной коры в северо-западной части Японского моря по гравиметрическим данным // Дальневосточные моря России. Т. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 48–52.
- Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. и др. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
- Мельников Н.Г., Голозубов, В.В., Клюев В.К. К вопросу о тектоническом районировании Сихотэ-Алия // Тез. докл. на конф. Дальневост. политех. ин-та. Владивосток: Изд-во ДВПИ, 1977. С. 31–32.
- Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Кайнозойские тектонические покровы и перспективы угленефтегазоносности Приморья // Геотектоника. 1990. № 3. С. 80–87.
- Никифоров В.М., Дмитриев И.В. Геоэлектрический разрез тектоносферы в зоне сочленения Япономорской впадины с материковым обрамлением // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 23, № 1. С. 3–14.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Темуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
- Петрищевский А.М. “Теневые” гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии // Геофизика. 2004. № 4. С. 48–54.
- Петрищевский А.М. Гравитационная неоднородность земной коры и верхней мантии Приамурья (пространственно-статистические модели) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 20–36.
- Петрищевский А.М., Злобин Т.К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона / Ученые записки Сахалинского государственного университета / Сб. науч. статей. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2004. С. 10–20. ( Вып. 4).
- Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43–59.
- Петрищевский А.М. Тектоническая интерпретация плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Камчатки // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 24, № 3. С. 53–61.
- Петрищевский А.М. Плотностная неоднородность литосферы юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кра-

- тона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 5. С. 566–583.
29. Петрищевский А.М. Вязкий слой на границе кора-мантия (Дальний Восток) // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
  30. Петрищевский А.М. Реологическая гравитационная модель тектоносферы Забайкалья // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 2. С. 248–255.
  31. Потапьев С.В. Авиасейсмические исследования земной коры. М.: Наука, 1977. 169 с.
  32. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья. Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона / Под ред. В.В. Онихимовского. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 43–53.
  33. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Вашилов Ю.Я. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса // Тихоокеан. геология. 1992. № 2. С. 66–78.
  34. Соколов А.Д. Аккреционная тектоника Корьяско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
  35. Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 31–36.
  36. Страхов В.Н. Некоторые примеры эквивалентности и слабостью единственности в плоской обратной задаче потенциала // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 5. С. 39–62.
  37. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г. и др. Результаты анализа данных GPS измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 39–49.
  38. Туезов И.К., Хе Гоци, Врублевский А.А. и др. Некоторые особенности строения северо-востока КНР и Дальнего Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 5–19.
  39. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование: М.: Наука, 1989. 165 с.
  40. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.
  41. Ханчук А.И., Петрищевский А.М. Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 5. С. 689–693.
  42. Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения Прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2004. 111 с.
  43. Alenicheva A.A., Sakhno V. G. The U–Pb Dating of Extrusive–Intrusive Complexes in Ore Districts in the Southern Part of the Eastern Sikhote-Alin Volcanic Belt (Russia) // Doklady Earth Sciences. 2008. V. 419, N 2. P. 217–221.
  44. Alenicheva A.A., Sakhno V.G., Saltykova T.E. U–Pb and Rb–Sr Dating of Granitoids from the Tatibin Group in the Plutonic Belt of Central Sikhote Alin // Doklady Earth Sciences. 2008. V. 420, N 4. P. 533–537.
  45. Malinovsky A.I., Golozubov V.V., Simanenkov V.P. The Kema Island-Arc Terrane, Eastern Sikhote Alin: Formation Settings and Geodynamics // Doklady Earth Sciences. 2006. V. 410, N 7. P. 1026–1029.
  46. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from Russian side // Earth Science (Chikyu Kagaku). 2001. V. 5, N 5. P. 275–291.
  47. Martynov Yu.A., Chashchin A.A., Simanenkov V.P., Martynov A.Yu. Maestrichtian–Danian Andesite Series of the Eastern Sikhote Alin: Mineralogy, Geochemistry, and Petrogenetic Aspects // Petrology. 2007. V. 15, N 3. P. 275–295.
  48. Simanenkov V.P., Filippov A.N., Chashchin A.A. Basalts of the Pantalassa Ocean in the Samarka Terrane, Central Sikhote Alin // Russian Journal of Pacific Geology. 2009. V. 3, N 3. P. 220–233.

*Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым*

**A.M. Petrishchevsky**

### **Rheological model of the South Sikhote-Alin Earth's crust (from gravity data)**

The rheological properties of the Earth's crust in the South Sikhote-Alin area were evaluated based on the analysis of the spatial density gradient distributions of spherical sources of gravity anomalies. These distributions are characterized by the existence of two highly rigid layers and two layers of lower viscosity. By solutions of the forward linear gravity problem the directly proportional relationship between the rigidity and density of the simulated media is confirmed. The lower crystalline layer of the Amur plate, whose roof gently slopes towards the Sea of Japan coast, and wedge-like slabs of oceanic crust beneath the Taukha and Kema terranes, thrust over the lower layer of continental crust, correspond to the rigid media. The subcrustal zone of partial melting in the base of the East-Sikhote-Alin volcanic belt, and accretionary complexes of the Samarka and Zhuravlevka terranes, involved later in the process of strike-slip deformations, correspond to the viscous media. The Late Paleozoic and Early Mesozoic geodynamics of the Sikhote-Alin Earth's crust is characterized by the collision interaction of the continental and oceanic rigid wedges, which resulted in directional accretion of terrigenous thick sequences of turbidite basins and island arcs to the Amur plate.

**Key words:** Earth's crust, viscosity, gravity modeling, Sikhote-Alin.

## МАССОВЫЕ ОЦЕНКИ СКАЛЯРНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОМЕНТОВ ОЧАГОВ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ЮГЕ О. САХАЛИН

*А.В. Коновалов, А.С. Сычев, В.Н. Соловьев*

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 16, г. Южно-Сахалинск, 693022,  
e-mail: konovalov@imgg.ru*

Поступила в редакцию 8 июня 2010 г.

Впервые определена частотная зависимость функции затухания сейсмических волн для южной части о. Сахалин по коде сейсмических волн от близких землетрясений, используя модель однократного рассеяния. Реализован алгоритм автоматизированного определения скалярных сейсмических моментов очагов слабых землетрясений. С его помощью выполнены массовые оценки сейсмических моментов на примере афтершоков Горнозаводского землетрясения 17 августа 2006 г. ( $M_w$  5.6) и событий Костромского роя землетрясений в мае-июне 2004 г., произошедших на Южном Сахалине. Динамические параметры очагов определены по спектрам  $SH$ -волн с поправкой на поглощение и геометрическое расхождение. Получено логлинейное соотношение, связывающее сейсмический момент с локальной магнитудой, которое хорошо согласуется с оценками, полученными в других регионах, и в определенном смысле не противоречит среднемировой зависимости.

**Ключевые слова:** сейсмические волны, сейсмический момент, слабые землетрясения, о. Сахалин.

### ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие южная часть о. Сахалин характеризовалась проявлениями сильных сейсмических событий с высокой афтершоковой активностью, подтверждающих привязанность современной сейсмичности к зонам активных тектонических нарушений. В частности, в зоне активного Апрельского разлома произошло Такойское землетрясение 2001 г. ( $M_w$  5.2) [6], в зоне активного Западно-Сахалинского разлома – Костромское 2004 г. ( $M_L$  4.8), Горнозаводское 2006 г. ( $M_w$  5.6) [9] и разрушительное Невельское 2007 г. ( $M_w$  6.2) [2] землетрясения. Два последних сейсмических события сопровождалась значительными макросейсмическими проявлениями – сила толчков в эпицентральных зонах землетрясений, расположенных в прибрежной зоне Южного Сахалина, достигала, соответственно, 6–7 и 8 баллов по шкале  $MSK-64$ .

Период усиления роевой сейсмической активности, начиная с 2001 г., благоприятно совпал с развертыванием локальной сети современных цифровых сейсмических станций и началом проведения на юге о. Сахалин непрерывных сейсмологических на-

блюдений. В настоящее время плотность локальной сети (рис. 1) позволяет идентифицировать и уверенно локализовывать землетрясения с  $M_L \geq 2.0$  на всей территории юга о. Сахалин. Однако при расчете динамических параметров очагов землетрясений, происходящих в прибрежных районах, в том числе и при определении фокальных механизмов с помощью традиционных подходов [3], использующих данные о полярностях первых смещений в объемных волнах, получаемые оценки и решения неустойчивы и характеризуются низкой достоверностью. Это связано как с дефицитом исходных данных, так и с большими “брешами” азимутального покрытия регистрирующей сетью, а также зачастую с низкими отношениями сигнал-шум в записях колебаний.

В последние годы в зарубежных изданиях появляются работы, посвященные оценке динамических параметров очагов и определению фокальных механизмов землетрясений в неоптимальных системах наблюдений [например, 25]. При этом отмечается совершенствование методик расчета, использующих количественные параметры волновой формы сейсмических колебаний, такие как величина амплитуды,

отношений амплитуд, а также спектры объемных волн. Для повышения достоверности результатов определений часто используются сочетания разных методов. Например, по данным о знаках первых вступлений и отношениям амплитуд  $P$ - и  $S$ -волн [22] более достоверно оценивается механизм очага, в том числе и слабых землетрясений. Эти методы менее чувствительны к качеству записей, но требуют исчерпывающих данных о региональной или локальной модели затухания, строения земной коры и т.д.

Во многих сейсмостатистических задачах величина энергии землетрясения оценивается в единицах сейсмического момента. Последний рассчитывается либо напрямую по записям, либо через корреляционные зависимости “магнитуда–момент”. Достоверное определение динамических параметров очагов землетрясений по цифровым записям, в частности скалярных сейсмических моментов, предваряется оценкой добротности среды, характеризующей затухание сейсмических волн.

В данной работе представлены результаты определения локальной модели затухания сейсмических волн для южной части о. Сахалин. Полученная частотно-зависимая функция поглощения среды использована в реализации автоматизированного алгоритма массовых оценок скалярного сейсмического момента по записям нескольких станций на примере слабых землетрясений, произошедших на юге о. Сахалин. Обосновано применение логлинейной зависимости, связывающей сейсмический момент и локальную магнитуду, для слабых и умеренных землетрясений Южного Сахалина.

#### АНАЛИЗИРУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В работе использовались инструментальные данные короткопериодных наблюдений в афтершоковых зонах Костромского 2004 г. ( $M_L$  4.8) и Горнозаводского 2006 г. ( $M_W$  5.6) землетрясений (рис. 1).

Оба события произошли на территории, прилегающей к южному сегменту Западно-Сахалинского разлома. Динамичность сейсмического режима зоны данного разлома объясняется, по всей видимости, интенсивными деформациями субширотного сжатия земной коры, сопровождаемыми правосторонним сдвигом. Характер деформирования подтверждается в основных чертах структурной геологией юга о. Сахалин [12] и данными спутникового мониторинга движений земной коры [13].

Костромское землетрясение произошло 30 мая 2004 г. в 2 час. 52 мин. всемирного времени у западного побережья, возле п. Костромское Холмского района. Магнитуда главного толчка составила  $M_L$  4.8.

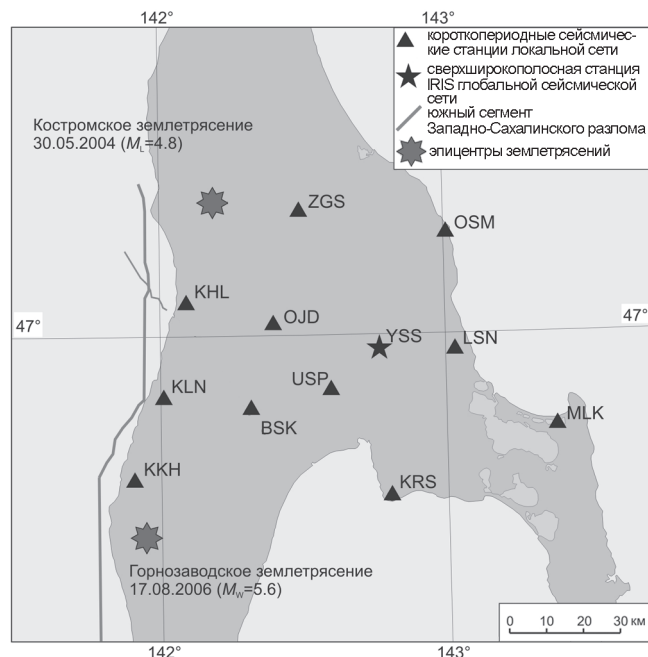


Рис. 1. Расположение сейсмических станций.

Названия станций на карте приведены в сокращенной форме: YSS – “Южно-Сахалинск”, OJD – “Ожидаево”, ZGS – “Загорское”, OSM – “м. Острый”, LSN – “Лесное”, MLK – “Мальково”, KRS – “Корсаков”, USP – “Успенское”, BSK – “Белые скалы”, KHL – “Холмск”, KLN – “Калинино”, KKH – “Колхозное”.

Событие сопровождалось роем землетрясений, магнитуда сильнейшего афтершока достигала  $M_L$  3.9. Общее количество зарегистрированных землетрясений составило более 100 событий.

Горнозаводское землетрясение произошло 18 августа 2006 г. в 2 час. 20 мин. всемирного времени. Эпицентр главного события располагался у западного побережья вблизи п. Горнозаводск Невельского района, на суше на глубине около  $h = 13$  км. Магнитуда самого сильного афтершока составила  $M_L$  4.5. Афтершоковый процесс продолжался до конца августа 2006 г. в виде слабых событий с магнитудами  $M = 2.0$ – $3.0$ , и прекратился достаточно быстро, что необычно для землетрясения столь значительной магнитуды. При этом эпицентры землетрясений смещались на северо-запад в сторону Татарского пролива, а значение глубины очага афтершоков достигало 20 км. Общее число событий в афтершоковой последовательности составило около 500 землетрясений.

Анализируемыми в работе данными послужили фрагменты записей слабых землетрясений, зарегистрированных локальной сетью цифровых сейсмических станций “Dat” и “Datamark” (Nakusan Corp., Япония), установленных на юге о. Сахалин (рис. 1). Каж-

дая станция оснащена трехкомпонентным короткопериодным сейсмоприемником “LE-3DLite” (Lennartz Electronic, Германия) (собственная частота около 1 Гц, полоса частот – до 80 Гц). Станции работали в режиме непрерывной регистрации с частотой дискретизации 100 отсчетов в секунду.

Первичная подготовка инструментальных данных, в частности, отбор записей землетрясений с удовлетворительным отношением сигнал-шум и эпицентральные расчеты были выполнены ведущим научным сотрудником лаборатории сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН Ким Ч.У., любезно предоставившим авторскому коллективу исходные данные и результаты обработки. Для данной работы также выполнялась дополнительная подготовка исходных данных: отбор записей землетрясений, зарегистрированных несколькими станциями, нарезка и сохранение файлов с фрагментами волновых форм, конвертирование файлов в формат ASCII, приемлемый для обработки. Основные критерии отбора сейсмических событий для анализа – уверенная регистрация землетрясения несколькими станциями и хорошее отношение сигнал-шум (более 3) в записях сейсмических колебаний. На основе данных первичной обработки и подготовленных файлов с фрагментами записей сейсмических колебаний была сформирована база входных данных для рабочего алгоритма.

В процессе подготовки входных данных использовались алгоритмы, написанные на языке программирования FORTRAN, а также пакеты программ XDatSegy и Datamark Assist, прилагаемые к сейсмологическому оборудованию.

Для оценки затухания сейсмических волн в среде были использованы отобранные записи афтершоков Горнозаводского землетрясения 2006 г. ( $M_w$  5.6).

Для оценок скалярных сейсмических моментов очагов слабых землетрясений были использованы цифровые записи афтершоков Горнозаводского землетрясения (17. 08. 2006,  $M_w$  5.6) и Костромского роя землетрясений (30. 05. 2004,  $M_L$  4.8), произошедших на юге о. Сахалин и уверенно зарегистрированных не менее чем тремя станциями. Всего было отобрано 87 событий с магнитудами  $M_L$  от 1.4 до 4.0.

#### МЕТОД РАСЧЕТА ЛОКАЛЬНОЙ МОДЕЛИ ЗАТУХАНИЯ

Оценка величины затухания сейсмических волн в среде в большинстве случаев выполняется при недостаточном уровне знаний о структуре и составе земной коры исследуемого района. В общем случае затухание в среде характеризуется двумя составляю-

щими – рассеянием колебаний на неоднородностях геологической среды и поглощением в среде, приводящим к переходу волновой энергии в тепловую:

$$Q^{-1} = Q_s^{-1} + Q_i^{-1}, \quad (1)$$

где  $Q^{-1}$  – общая добротность среды,  $Q_s^{-1}$  – характеристика рассеяния,  $Q_i^{-1}$  – характеристика поглощения сейсмических волн.

Существуют методы, позволяющие оценить добротность среды и использующие хвостовую часть волновой формы сейсмического события – коду волны. Формирование коды происходит в основном из однократно обратно рассеянных  $S$ -волн; существенный вклад могут вносить и рассеянные  $P$ -волны. Образование коды происходит также при обменных процессах на границах раздела в литосфере. Форма коды определяется реверберациями волн в горизонтальных слоях среды на трассе сейсмического луча, а также латеральными неоднородностями.

В основополагающей работе [17] была предложена упрощенная модель однократного рассеяния, согласно которой на больших временах (приблизительно в 1.6–2 раза превышающих время пробега  $S$ -волны), когда влиянием очагового процесса практически можно пренебречь, кода волны формируется за счет однократно обратно рассеянных (рефрагированных)  $S$ -волн, и ее уровень не зависит от расстояния до станции [28]. Впоследствии были разработаны более совершенные подходы, использующие численное моделирование рассеяния в 2-х и 3-х мерных изотропных и анизотропных средах [7, 10 и др.], модели с применением численного решения нестационарного уравнения переноса волновой энергии в пространстве [21, 24]. Данные методы позволяют учесть более реалистичную модель многократного рассеяния сейсмических волн.

Авторами были рассмотрены имеющиеся подходы и выбрана модель однократного рассеяния, как сравнительно просто реализуемая и позволяющая с достаточной степенью точности оценить добротность среды. Модель однократного рассеяния ранее успешно применялась для оценки величины поглощения в среде для различных регионов Земли [26, 29, 33], поэтому полученные результаты могут быть сопоставлены с аналогичными оценками для регионов Земли с похожими геологическими условиями.

Согласно модели однократного рассеяния [17], запись смещения в частотном диапазоне с центральной частотой пропускания  $f$  задается соотношением:

$$A(f, t) = \Omega(f) t^{-\alpha} \exp(-\pi f t / Q_c(f)), \quad (2)$$

где  $\alpha$  – характеристика геометрического расхождения (для объемных волн  $\alpha = 1$ ),  $t$  – время, отсчитываемое от времени в очаге,  $\Omega(f)$  – временная функция в источнике,  $Q_C(f)$  – добротность среды (по коде волны).

Логарифмированием (2) можно получить искомое выражение:

$$\ln[A(f, t)] = \ln \Omega(f) - \pi f t / Q_C(f). \quad (3)$$

Наклон графика в выражении (3), построенного во временной шкале, определяет значение добротности  $Q_C(f)$  для рассматриваемой частоты  $f$ .

Значения  $Q$  чувствительны к выбору параметров, таких как временное окно обработки, начальное время обработки, минимальный коэффициент корреляции и пропускная ширина фильтра. При сравнении результатов определений добротности для разных наблюдений необходимо, чтобы управляющие параметры алгоритма были известны, а в идеале – схожими. С учетом работ [18, 20, 21, 28 и др.], при обработке были выбраны параметры, аналогичные тем, что использовались в указанных работах.

#### МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКАЛЯРНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА В УСЛОВИЯХ ЛОКАЛЬНЫХ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Как правило, в случае телесеismicических или региональных наблюдений, оценка динамических параметров очага выполняется для сильных землетрясений, характеризующихся большими длинами излучаемых seismicических волн, а исходными данными служат записи поверхностных волн, для которых среда является в определенном смысле “прозрачной”. При этом влияние добротности среды на спектр регистрируемого сигнала пренебрежимо мало, и функция поглощения среды  $Q(f)$  традиционно считается частотно-независимой. Для слабых землетрясений отношение сигнал-шум в записях поверхностных волн часто оказывается неудовлетворительным, а точность оценки динамических параметров очага в большей степени зависит от расположения и типа регистрирующей аппаратуры. Поэтому в условиях локальных короткопериодных наблюдений методы определения скалярного seismicического момента  $M_0$  [8, 14, 16], использующие записи поверхностных волн, являются неэффективными. Для определения seismicического момента местных землетрясений используются записи объемных волн на основе короткопериодных наблюдений: seismicический момент  $M_0$  определяется по спектрам смещений  $P$ ,  $SV$  и  $SH$  волн.

Вместе с тем, в последнее время появляется все больше работ [10, 33 и др.], в которых отмечается, что величина  $Q(f)$  пропорциональна частоте  $f$  (или степени частоты) в области частот, больших 1 Гц. Учет этой зависимости особенно важен в случае слабых землетрясений, когда рабочий диапазон частот seismicических сигналов лежит в области от единиц до десятков Гц и функция добротности среды оказывает существенное влияние на спектральный состав seismicических сигналов. При этом используется спектральная модель Бруна [19], в рамках которой очаг тектонического землетрясения представляется в виде упрощенного случая длинного вертикального разлома с горизонтальным трендом подвижки, с постоянной величиной снимаемого напряжения на разрыве и без учета конечности скорости испарывания. Кроме того, данная модель не учитывает сложность геометрии разрыва, приводящую к обогащению спектра излучаемых волн в высокочастотном диапазоне. Но, несмотря на общую схематичность модели Бруна, она позволяет довольно точно оценить очаговые параметры: скалярный seismicический момент, сброшенное напряжение, площадь разрыва и т.д., с учетом поглощения seismicических волн в среде.

Рассмотрим общий случай амплитудного спектра смещений объемной seismicической волны  $U^{(i)}(f)$  на  $i$ -ой станции:

$$U^{(i)}(f) = G(f) \cdot H^{(i)}(f) \cdot R^{(i)}(f) \cdot S(f), \quad (4)$$

где  $G(f)$  – амплитудно-частотная характеристика (АЧХ) регистрирующего прибора,  $H^{(i)}(f)$  – отклик среды под станцией,  $R^{(i)}(f)$  – отклик трассы распространения seismicического луча,  $S(f)$  – спектральный эквивалент временной функции в очаге,  $f$  – частота.

Функция, учитывающая локальные грунтовые условия под пунктами наблюдения, имеет вид:

$$H^{(i)}(f) = \exp(-\pi \kappa^{(i)} f), \quad (5)$$

где  $\kappa^{(i)}$  – коэффициент поглощения под  $i$ -й станцией.

Функция отклика seismicической трассы имеет следующий вид:

$$R^{(i)}(f) = \frac{1}{r_i^\alpha} \exp\left\{-\frac{\pi f t_i^*}{Q(f)}\right\}, \quad (6)$$

где  $t_i^*$  – время пробега seismicической волны от очага до  $i$ -й seismicической станции,  $Q(f)$  – функция добротности среды,  $r_i$  – гипоцентральное расстояние от очага до пункта наблюдения,  $\alpha$  – коэффициент, определяющий геометрическое расхождение: для случая локальных наблюдений  $\alpha = 1$  при  $r \leq 100$ –150 км.

Спектральный эквивалент временной функции в очаге, согласно модели Бруна [19], имеет вид:

$$S(f) = \frac{M_0 \cdot R_{\text{эф}}}{4\pi\rho v^3} \frac{1}{1 + (f/f_0)^2}, \quad (7)$$

где  $M_0$  – сейсмический момент,  $R_{\text{эф}}$  – функция направленности очага излучения,  $\rho$  – плотность среды,  $v$  – скорость распространения сейсмических волн в очаге,  $f_0$  – угловая частота среза спектральной кривой.

Таким образом, с учетом всех вышеперечисленных поправок спектральная функция смещения имеет вид:

$$U^{(i)}(f) = \frac{M_0 \cdot R_{\text{эф}}}{4\pi\rho v^3 r_i} \exp\left\{-\frac{\pi f t_i^*}{Q(f)}\right\} \frac{\exp(-\pi\kappa^{(i)} f)}{1 + (f/f_0)^2}. \quad (8)$$

При  $f \rightarrow 0$  ( $f \ll f_0$ ) из выражения (8) следует:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v^3 r_i}{R_{\text{эф}}} \cdot U_0^{(i)} \cdot \left( \exp\left\{\frac{\pi f t_i^*}{Q(f)}\right\} \right) \Bigg|_{f \rightarrow 0} \cdot \left( \exp\left\{\pi\kappa^{(i)} f\right\} \right) \Bigg|_{f \rightarrow 0} \cdot \left( 1 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2 \right) \Bigg|_{f \rightarrow 0}, \quad (9)$$

где  $U_0^{(i)} = U^{(i)}(f) \Big|_{f \rightarrow 0}$  – низкочастотная часть спектра смещений.

Используемая на практике формула для оценки сейсмического момента  $M_0$ , когда добротностью среды можно пренебречь, имеет следующий вид:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v^3 r_i}{2R_{\text{эф}}} U_0, \quad (10)$$

где коэффициент  $S$  обусловлен эффектами отражения от свободной поверхности в точке приема сигнала.

Если принять функциональную зависимость добротности от частоты  $Q(f) = Q_0 f$ , то

$$\exp\left\{\frac{\pi f t_i^*}{Q(f)}\right\} \Bigg|_{f \rightarrow 0} = \exp\left\{\frac{\pi t_i^*}{Q_0}\right\}, \quad (11)$$

т.е. в оценках  $M_0$  не учтена зависимость от  $t^*$  и величины  $Q_0$ , что в некоторых случаях может приводить к систематической недооценке сейсмического момента в несколько раз.

Если принять время пробега  $S$ -волны от очага до станции  $t^* = 20$  с, добротность среды  $Q_0 = 60$ , то поправочный коэффициент за поглощение в среде

(11) составит приблизительно 3. Для параметра  $\kappa = 0.05$  поправка на затухание под станцией (5) на частоте  $f \sim 1$  Гц составит 1.16. Таким образом, в диапазоне оцененных параметров определяющей характеристикой затухания будет  $Q(f)$ . Поэтому в данной работе использовались спектры, исправленные только за  $Q(f)$ , а поправка на локальные грунтовые условия не учитывалась.

Оценка  $M_0$  осуществлялась по среднему уровню низкочастотной части спектра смещений  $U^{(i)}$ , исправленного за поглощение в интервале частот 0.5–2.0 Гц:

$$M_0^{(i)} = \frac{2\pi\rho v^3 r_i}{R_{\text{эф}}} \cdot \left\langle U^{(i)}(f) \cdot \exp\left\{\frac{\pi f t_i^*}{Q(f)}\right\} \right\rangle \Bigg|_{f \in [0.5, 2.0]} \quad (12)$$

где  $\langle \rangle$  – оператор усреднения,  $M_0^{(i)}$  – сейсмический момент, оцененный по  $i$ -ой станции (в данной формуле учтен коэффициент  $1/2$ ).

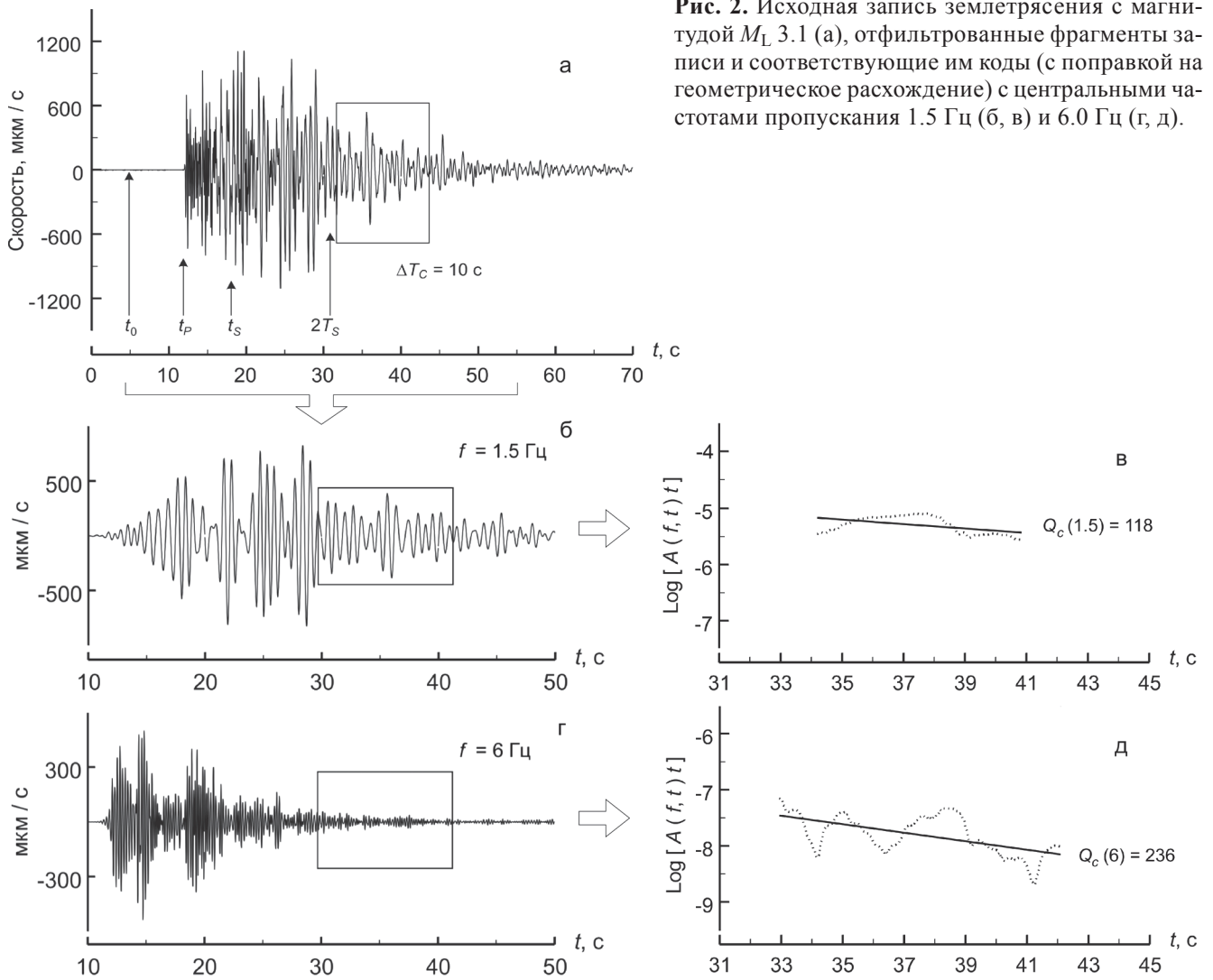
Ввиду того, что собственная частота сейсмоприемника “LE-3DLite” составляет 1 Гц, при расчетах учитывалась (АЧХ) прибора во всем рабочем интервале частот от 0.5 Гц, в том числе спад АЧХ на частотах ниже 1 Гц.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

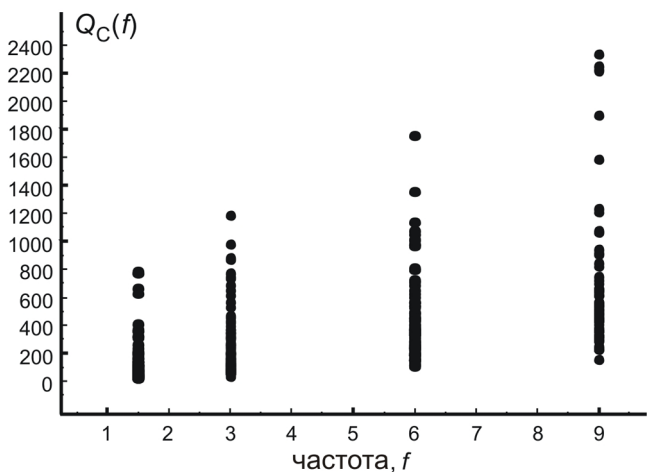
1. В расчетах затухания использовались вертикальные компоненты сейсмических записей. Для анализа коды сейсмических волн и дальнейших вычислений применялось временное окно  $\Delta T_c = 12$ –15 с, начало которого соответствует двойному значению времени пробега  $S$ -волны. Выбранное значение временного интервала обработки коды соответствует области рассеяния сейсмических волн с радиусом порядка 50 км (более точно следует говорить об эллипсоиде рассеяния) при среднем расстоянии от очагов до станций  $\approx 50$  км. В интервалах  $\Delta T_c$ , значительно превосходящих 15 с, отношение сигнал/шум меньше 2, что снижает значимость полученных результатов при обработке коды на больших временах. Записи фильтровались четырехполосным двусторонним фильтром Баттеруорта с центральными частотами пропускания 1.5, 3.0, 6.0, 9.0 Гц и шириной 1.0, 2.0, 4.0, 6.0 Гц, соответственно. Примеры исходной записи землетрясения с магнитудой  $M_L$  3.1, отфильтрованных сейсмограмм с центральными частотами пропускания 1.5 и 6.0 Гц, фрагментов записи и соответствующие им коды с поправкой на геометрическое расхождение приведены на рис. 2.

Далее выполнялись расчет добротности для каждой из центральных частот  $f$  (рис. 3) и определение вида частотно-зависимой функции  $Q_c(f)$ , согласно (3).





**Рис. 2.** Исходная запись землетрясения с магнитудой  $M_L$  3.1 (а), отфильтрованные фрагменты записи и соответствующие им коды (с поправкой на геометрическое расхождение) с центральными частотами пропускания 1.5 Гц (б, в) и 6.0 Гц (г, д).



**Рис. 3.** Значения  $Q_C$  для ощутимых толчков в серии афтершоков Горнозаводского землетрясения 2006 г., рассчитанные по цифровым записям сейсмических станций.

Из-за низкого значения сигнал/шум в записях слабых землетрясений полученные результаты имеют низкую значимость, не позволяют объективно оценить значение функции затухания на частотах больше 10 Гц. Фрагменты записей сильных событий с достаточно высоким значением сигнал/шум были обрезаны по амплитуде из-за близости регистрирующих станций к очагам событий и низкого динамического диапазона аппаратуры, и в обработке не использовались.

Усреднением по всем событиям была найдена функция добротности  $Q_C(f) \approx 60f$ . Полученная оценка  $Q_C(f)$  в области очаговой зоны афтершоков Горнозаводского землетрясения 2006 г. близка к оценкам функции поглощения для центральной Японии [33]. Далее данная функциональная зависимость использовалась в оценках скалярных сейсмических моментов слабых землетрясений, согласно выражению (12).

Поскольку нижняя граница частотного диапазона, для которого были получены оценки  $Q_c(f)$ , равна 1.5 Гц, при оценке среднего уровня низкочастотной части спектров смещений функция добротности была экстраполирована до частоты 0.5 Гц. В качестве обоснования такой экстраполяции необходимо отметить, что современные исследования затухания сейсмических волн выявляют существование трех диапазонов частот  $f < 0.01$ ,  $0.01-10.0$ ,  $f > 10.0$  Гц, в пределах которых для функции добротности среды  $Q_c = Q_0(f)^b$ , полученной в конкретном регионе Земли, параметр  $b$  сохраняет неизменное значение. Поскольку рабочий диапазон частот 0.5–10 Гц удален от границ переходов, составляющих приблизительно 0.01 Гц и 10 Гц, соответственно, используемая функция добротности в указанном диапазоне количественно характеризует один и тот же механизм затухания сейсмических волн. Заметим также, что нижняя граница диапазона частот, для которого оценивалась  $Q_c(f)$ , составляет  $1.5 \pm 0.5$  Гц. Можно обоснованно предположить, что в интервале 0.5–1.0 Гц вид функциональной зависимости добротности от частоты существенным образом не изменится.

Вопрос о применимости оценок  $Q_c(f)$  является дискуссионным, так как неясными остаются соотношения значений добротности среды, рассчитанных по кода-волнам и по спектрам объемных волн [21]. Сравнение ряда оценок добротности среды, полученных различными методами и для разных регионов Земли [23, 26, 27 и др.], показывает, что в большинстве случаев эти величины одного порядка. Однако для каждого конкретного случая с различной реологией среды, глубиной очага и т.д. традиционный выбор временного окна для анализа коды, начало которого соответствует приблизительно удвоенному времени пробега  $S$ -волны, может приводить к систематической погрешности в оценке  $Q_0$ .

2. В качестве этапа, предваряющего количественные оценки спектральных параметров, выполнялось приведение каждой трехкомпонентной записи к направлениям объемных волн  $P$ ,  $SV$  и  $SH$ , подходящих к пункту регистрации. В расчетах анализировались фрагменты записей  $SH$ -волн. Временное окно обработки на каждой волновой форме подбиралось таким образом, чтобы в окне содержалось несколько цугов волн, исключая “паразитные” эффекты обменного отражения на границах среды под станцией. Интервал временного окна контролировался параметром, определяемым отношением сигнал/шум, значение которого превосходило 3.0. В среднем ширина окна обработки для  $SH$ -волн с момента первого вступления составляла не менее 2 секунд.

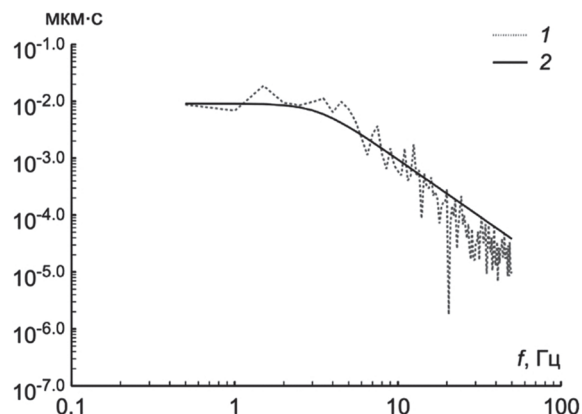


Рис. 4. Амплитудные спектры смещений.

1 – амплитудный спектр смещения наблюдаемой сейсмограммы в  $SH$ -волне для события с  $M_L$  1.8, исправленный за поглощение и амплитудно-частотную характеристику прибора, 2 – амплитудный спектр смещения в модели Бруна [18].

На рис. 4 изображены амплитудный спектр смещений в  $S$ -волне с поправкой на характеристику прибора и поглощение среды для события с магнитудой  $M_L$  1.8 и расстоянием до станции 15 км, а также теоретический спектр, рассчитанный для данного землетрясения, согласно модели Бруна. Из рис. 4 видно, что наблюдаемый и модельный (4) спектры практически совпадают в области частот от 1 до 10 Гц.

Используя в расчетах выражение (12) и учитывая вышеперечисленные поправки, по спектральным параметрам записей землетрясения оценивались значения сейсмического момента  $M_0$ , затем путем усреднения по всем записям данного события рассчитывалось итоговое значение скалярного сейсмического момента:

$$M_0 = \text{anti} \log \frac{1}{N} \sum_i \log M_0^{(i)}, \quad (13)$$

где  $N$  – количество наблюдений.

Расчеты выполнялись на основе подготовленной базы данных и волновых форм с использованием автоматизированного алгоритма расчета спектральных параметров, реализованного на языке программирования FORTRAN. Среднее значение направленности излучения в очаге  $R_{\theta_0}$  выбиралось равным 0.41 для  $SH$ -волн [1], плотность среды  $\rho = 2400$  кг/м<sup>3</sup>, скорость  $S$ -волн  $v_s = 3.0$  км/с, согласно данным ГСЗ [11].

Помимо сейсмического момента  $M_0$ , по цифровым записям оценивался радиус очага  $R$ . Во избежание трудностей, связанных с визуальным определением угловой частоты среза  $f_0$ , в работе был приме-

нен алгоритм Сноука [31] для расчета размера очага. Данный алгоритм использует значения низкочастотной части спектра смещений и интеграла квадрата спектра скоростей, что приводит к более слабой чувствительности полученных оценок размера очага от локальных грунтовых условий под рассматриваемыми сейсмическими станциями:

$$R = 2.34 v_s \left( \frac{\Omega_0^2}{4J} \right)^{1/3} \quad (14)$$

где  $J = \int \{A'(f) \exp[-\pi t f / Q(f)]\}^2 df$  – энергия, выделенная в сейсмические колебания,  $v_s$  – скорость распространения S-волны,  $A'(f)$  – спектр скорости смещения.

На рис. 5 показано распределение сейсмического момента  $M_0$  очагов Костромского роя землетрясений 2004 г. в зависимости от размера (радиуса) очага  $R$ . Линиями на рис. 5 изображены изолинии сброшенного напряжения  $\Delta\sigma$ , рассчитываемого по формуле для модели очага в виде круговой трещины [8]:

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16R^3}. \quad (15)$$

Из рис. 5 видно, что размер (радиус) очага не зависит от сейсмического момента, т.к. в расчетах не учитывалась поправка на локальные грунтовые условия под станцией, обуславливающая постоянство угловой частоты среза  $f_0$  и, как следствие, размера очага  $R$ .

Оценим среднюю величину  $\kappa$  и поправочный коэффициент для поглощения под станцией. Соотношение между размером (радиусом)  $R$  и корнер-частотой  $f_0$ , по Бруну [19], имеет вид:

$$R = \frac{0.37 \cdot v_s}{f_0}. \quad (16)$$

Из выражения (16) и рис. 5 следует, что для  $R \approx 100-200$  м значение  $f_0$  составляет приблизительно 7 Гц. Согласно определению корнер-частоты, как частоты, на которой уровень спектра смещений  $U(f)$  составляет 0.5 от уровня плоского участка  $U_0$  спектральной кривой, т.е.  $\exp(-\pi\kappa f_0) = 0.5$ , получим значение  $\kappa \approx 0.03$ .

3. Рассчитанные значения скалярных сейсмических моментов были использованы для построения корреляционной зависимости  $M_0$  от локальной магнитуды  $M_L$ . Полученная зависимость задается логлинейным соотношением:

$$\lg M_0 \pm 0.08 = 0.95 M_L + 10.18 \quad (17)$$

с 91 % корреляционным радиусом, где  $M_0$  дано в Н·м.

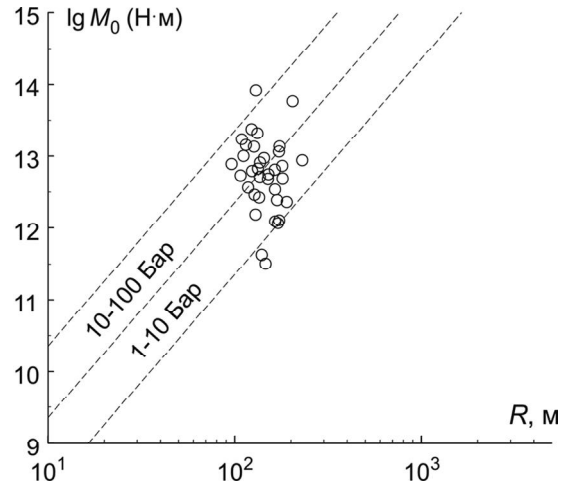


Рис. 5. Распределение сейсмического момента  $M_0$  в зависимости от размера очага  $R$  для Костромского роя землетрясений 2004 г.

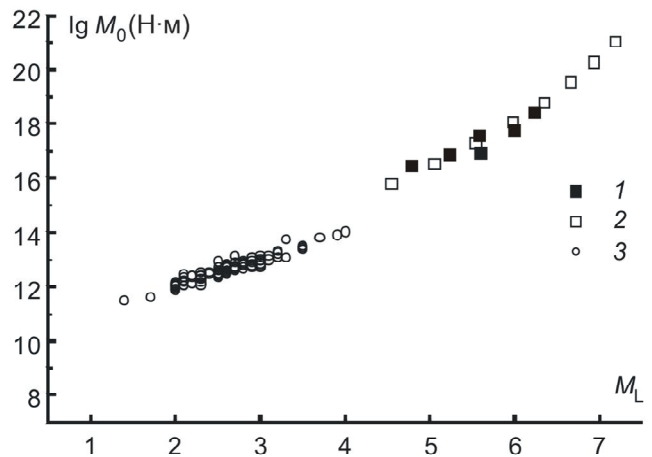


Рис. 6. Зависимость сейсмического момента  $M_0$  от локальной магнитуды  $M_L$ .

1 – значения  $M_0$  и  $M_L$  для ощутимых землетрясений Южного Сахалина 2001–2010 гг. из каталогов NEIC [34] и СФ ГС РАН, соответственно, 2 – среднемировая зависимость из работы [4], 3 – значения  $M_0$  и  $M_L$ , полученные в данной работе.

Из рис. 6 видно, что среднее соотношение между параметрами в рабочем диапазоне магнитуд ( $1.4 \leq M_L \leq 4.0$ ) в определенном смысле не противоречит средней зависимости по мировым данным [4], которая построена для диапазона магнитуд  $M_L > 4.5$ . Значение сейсмического момента для ощутимых землетрясений юга о. Сахалин с 2001 по 2010 г. взято из каталога NEIC [34]. Корреляционные зависимости  $M_0$  от локальной магнитуды  $M_L$ , полученные в работах зарубежных сейсмологов для других регионов Земли в рамках используемой методологии, характеризуются близкими значениями наклона аппрокси-

ризуются близкими значениями наклона аппроксимирующей прямой и свободного коэффициента: 1.12 и 10.46 для Центральной Италии [18], 0.99 и 11.10 для Северо-Западной Греции [29] и др.

Оценка локальной магнитуды сейсмических событий  $M_L$  выполнялась с использованием эмпирической номограммы, связывающей энергетический класс по Раутиан ( $K_p$ ) с магнитудой ( $M$ ):  $K_p = 4.0 + 1.8M$ . Номограмма разработана лабораторией сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН по результатам инструментальных наблюдений в очаговой зоне Нефтегорского землетрясения 1995 г. ( $M_w$  7.2) и рекомендуется для анализа только землетрясений о. Сахалин. Используемая характеристика магнитуды  $M$  является аналогом локальной магнитуды  $M_L$  [15]. Поэтому, полученная зависимость (17) приближенно описывает соотношение между  $M_0$  и  $M_L$ .

### ВЫВОДЫ

Полученная для Южного Сахалина функция добротности среды  $Q_c(f) \approx 60f$  сопоставима по величине с аналогичными оценками поглощения для центральной Японии [33]. Таким образом, оцененную функцию затухания можно применять для оценки не только локального поглощения в очаговой зоне Горнозаводского землетрясения 2006 г., но и для всей территории Южного Сахалина.

Описанные в работе алгоритмы [17, 20, 28] можно применять и для выявления эффекта анизотропии в затухании сейсмических волн за счет эффектов формирования рассеянных волн от разномасштабных неоднородностей. Это особенно важно для геологической среды о. Сахалин, пронизанного системой крупных меридионально ориентированных разломов.

Впервые для условий о. Сахалин реализован автоматизированный алгоритм определения скалярного сейсмического момента очага  $M_0$  и получены массовые оценки сейсмического момента для слабых землетрясений юга острова с использованием рассчитанной функции добротности среды по цифровым записям нескольких станций. Полученное логлинейное соотношение между сейсмическим моментом очага  $M_0$  и локальной магнитудой  $M_L$  в диапазоне магнитуд  $M_L = 1.4 \div 4.0$  в определенном смысле не противоречит средней зависимости по мировым данным [4] и близка к аналогичным корреляционным зависимостям для других регионов [18, 29].

Представленные методы и результаты определения скалярного сейсмического момента очага по цифровым записям нескольких сейсмических станций позволяют, в принципе, решить задачу определе-

ния тензора момента. Знание тензора сейсмического момента позволяет изучать динамику сейсмической активности в рамках детерминистских моделей взаимодействия разломов, использующих, например, понятия о течении горных масс или о передаче кулоновского взаимодействия [32].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. В 2-х т. / Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 880 с.
2. Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Ким Ч.У., Такахаша Х. Сейсмические деформации земной поверхности на о. Сахалин в результате Невельского землетрясения 02.08.2007,  $M_w$  6.2 // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 16–21.
3. Гоцадзе О.Д., Кейлис-Борок В.И., Кириллова И.В. и др. Исследование механизма очага землетрясения. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 148 с.
4. Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 55–63.
5. Коновалов А.В. Система алгоритмов для определения параметров слабых землетрясений по записям цифровых сейсмических станций на примере юга Сахалина: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 24 с.
6. Коновалов А.В., Иващенко А.И., Ким Ч.У., Сычев А.С. Структура и особенности сейсмического режима очаговой зоны Такойского землетрясения 1 сентября 2001 года ( $M_w$  5.2) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 93–101.
7. Копничев Ю.Ф. О роли многократного рассеяния в образовании хвостовой части сейсмограммы // Физика Земли. 1977. № 6. С. 41–48.
8. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
9. Левин Б.В., Ким Ч.У., Тихонов И.Н. Горнозаводское землетрясение 17(18) августа 2006 года на юге о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 102–108.
10. Лемзиков В.К. Поглощение и рассеяние поперечных сейсмических волн в литосфере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2007. № 3. С. 50–63.
11. Лившиц М.Х. Глубинное строение Сахалина по геофизическим данным // Геофиз. сб. Южно-Сахалинск, 1972. Вып. 24. № 2. С. 16–25.
12. Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Ч.У. Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестн. ДВО РАН. 2007. № 4. С. 64–71.
13. Прытков А.С. Современные движения земной коры Сахалино-Курильского региона и моделирование геодинамических процессов по данным GPS наблюдений: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. 22 с.
14. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М., 1976. С. 9–27.
15. Сафонов Д.А. Динамика сейсмичности Южного Сахалина на основе современных инструментальных и макросейсмических данных: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. 24 с.
16. Aki K. Earthquake mechanism // The upper mantle

- developments in geotectonics. Amsterdam etc.: Elsevier. 1972. V. 4. P. 423–446.
17. Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects // Journ. Geophys. Res. 1975. V. 80. P. 3322–3342.
  18. Bindi D., Spallarossa D., Augliera P., Cattaneo C. Source Parameters Estimated from the Aftershocks of the 1997 Umbria-Marche (Italy) Seismic Sequence // Bull. Seism. Soc. Am. 2001. V. 91, N 3. P. 448–455.
  19. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // Journ. Geophys. Res. 1970. V. 75, N 26. P. 4997–5009.
  20. Gao L.S., Lee L.C., Biswas N.N. et al. Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes // Bull. Seism. Soc. Am. 1983. V. 73. P. 377–389.
  21. Gusev A.A., Abubakirov I.R. Simulated envelopes of non-isotropically scattered waves as compared to observed ones: New evidence for fractal heterogeneity // Geoph. Journ. Int. 1996. V. 127. P. 49–60.
  22. Hardebeck J.L., Shearer P.M. Using *S/P* amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes // Bull. Seism. Soc. Am. 2003. V. 93, N 6. P. 2434–2444.
  23. Havskov J., Malone S., McClurg D., Crosson R. Coda Q for the state of Washington // Bull. Seism. Soc. Am. 1989. V. 79. P. 1024–1038.
  24. Hoshiya M., Sato H., Fehler M. Numerical basis of the separation of scattering and intrinsic absorption from full seismogram envelope – A Monte-Carlo simulation of multiple isotropic scattering // Pap. Meteorol. Geophys. (Bull. of Meteorol. Res. Inst.). 1991. V. 42. P. 65–91.
  25. Julian B.R., Foulger G.R. Earthquake mechanisms from linear-programming inversion of seismic-wave amplitude ratios // Bull. Seism. Soc. Am. 1996. V. 86. P. 972–980.
  26. Kumar N., Parvez I.A., Virk H.S. Estimation of coda wave attenuation for NW Himalayan region using local earthquakes // Phys. Earth and Planet. Inter. 2005. V. 151. P. 243–258.
  27. Malagnini L., Herrmann R., Koch K. Regional ground motion scaling in Central Europe // Bull. Seism. Soc. Am. 2000. V. 90. P. 1052–1061.
  28. Rautian T.G., Khalturin V.I. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum // Bull. Seism. Soc. Am. 1975. V. 68. P. 923–948.
  29. Roumelioti Z., Kiratzi A., Theodoulidis N., Papaioannou C. S-wave spectral analysis of the 1995 Kozani-Grevena (NW Greece) aftershock sequence // Journ. of Seism. 2002. V. 6. P. 219–236.
  30. Snoke J.A., Munsey J.W., Teague A.C., Bollinger G.A. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and *SV-P* amplitude ratio data // Earthquake Notes. 1984. V. 55, N 3. P. 15.
  31. Snoke J.A. Stable determination of (Brune) stress drop // Bull. Seis. Soc. Am. 1987. V. 77. P. 530–538.
  32. Stein R.S. The role of stress transfer in earthquake occurrence // Nature. 1999. V. 402. P. 605–609.
  33. Stork A.L., Ito H. Source parameters scaling for small earthquakes observed at the western Nagano 800-m-deep borehole, central Japan // Bull. Seism. Soc. Am. 2004. V. 94, N 5. P. 1781–1794.
  34. [http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic\\_rect.php](http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic_rect.php)

Рекомендована к печати Б.В. Левиным

*A.V. Konovalov, A.S. Sychov, V.N. Solovyev*

### Mass estimates of scalar seismic moments of slight earthquake foci on the south of Sakhalin Island

Frequency dependence of the function of seismic waves damping for the southern part of Sakhalin Island has been determined for the first time based on the coda of seismic waves from the near earthquakes using the model of single scattering. The algorithm of automated definition of scalar seismic moments of slight earthquake foci has been realized. Mass estimates of seismic moments have been obtained as exemplified by the aftershocks of the Aug. 17, 2006 Gornozavodsk earthquake ( $M_w$  5.6) and Kostromskoye earthquake swarm events of May–June 2004, which took place on South Sakhalin. The dynamic parameters of the foci have been determined based on the *SH*-wave spectra adjusted for absorption and geometrical discrepancy. The loglinear relation linking the seismic moment to the local magnitude has been established, which is in good agreement with the estimates obtained in other regions, and in a certain sense does not contradict the world average dependence.

**Key words:** seismic waves, seismic moment, small earthquakes, Sakhalin Island.

## ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ГЕНЕРАЦИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В НЕДРАХ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

*Н.Ф. Василенко, А.С. Прытков, С.М. Сапрыгин*

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 1<sup>Б</sup>, г. Южно-Сахалинск, 693022, e-mail: vnf@imgg.ru*

Поступила в редакцию 9 октября 2009 г.

Современная геодинамика о. Сахалин определяется конвергенцией Евразийской и Северо-Американской (Охотской) литосферных плит, что проявляется в высокой сейсмической активности острова. На Северном Сахалине граница плит может быть отождествлена с системой субмеридиональных разломов, входящих в состав Северо-Сахалинского глубинного разлома, и Верхне-Пильтунским разломом, вскрывшемся в результате Нефтегорского землетрясения 1995 г. В настоящей статье впервые показано, что стационарное движение Охотской плиты тормозится на этом разломе, формирует со временем складчатость нагнетания и аномалию в поле напряжений. Последняя снимается (через 400–1000 лет) при очередном сильном землетрясении путем сейсмического скольжения бортов Верхнепильтунского разлома. GPS наблюдения 2003–2006 гг. выявили свободное состояние зоны этого разлома с относительной скоростью смещения крыльев 5–6 мм/год.

**Ключевые слова:** горизонтальные движения и деформации земной поверхности, вязкоупругая модель, механизм генерации сильных землетрясений, Северный Сахалин.

### ВВЕДЕНИЕ

В мае 1995 г. произошло катастрофическое Нефтегорское землетрясение магнитуды  $M_{LN} = 7.2$  [4]. Его очагом являлся Верхне-Пильтунский правосторонний сдвиг, вскрытый землетрясением до глубины 15–20 км. На основе данных об абсолютном возрасте палеосейсмодислокаций и инструментальных скоростях современных движений земной коры оценена повторяемость сильной сейсмичности на этом разломе в интервале 400–1000 лет. Ниже обсуждаются геодезические и геолого-геофизические данные, раскрывающие механизм повторения такой сейсмичности.

### ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Для получения общей картины горизонтальных смещений и деформаций земной поверхности в период, предшествующий Нефтегорскому землетрясению, использованы данные геодезических работ, выполненных в эпицентральной зоне различными геодезическими организациями в 1941 и 1970 гг. [1]. Схема горизонтальных смещений пунктов (рис. 1) построена относительно фиксированного пункта 46. Ошибки векторов смещений составляют 10–15 см, поэтому значимые деформации земной поверхности

1941–1970 гг. могут рассматриваться в качестве предварающих Нефтегорское землетрясение.

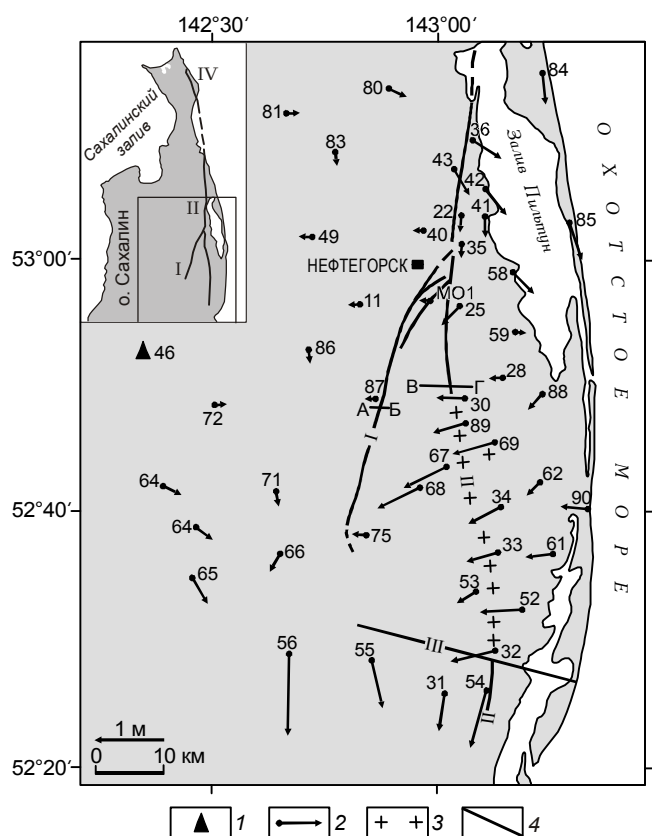
По характеру горизонтальных смещений на схеме выделяются три района. Восточнее Верхне-Пильтунского сдвига векторы горизонтальных движений фиксируют плавный поворот от юго-восточных и южных румбов до юго-западных и западных со средней скоростью ~1.5 см/год. Вблизи этого разлома скорость смещений резко падает (пункты 75, 87, М01) и становится сопоставимой с точностью наблюдений, позволяя утверждать, что разлом был заперт в период 1941–1970 гг.

Самые южные пункты 31, 54–56 смещаются в южном направлении со скоростью до 2–3 см/год. Западнее и северо-западнее Верхне-Пильтунского сдвига величины горизонтальных движений сравнимы с точностью их определения. Часть этих смещений можно связать с конкретными разломами: Эхабинско-Пильтунским сдвигом и Гаромайским разломом, разделяющим районы субширотных и южных движений. Последний является, скорее всего, сбросом – сейсморазведка картирует здесь поперечную флексуру, сложенную песчаными породами. Однако плавный поворот векторов от южных направлений в прогибе зал. Пильтун к субширотным смещениям западного направления требует иного объяснения.

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И  
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

Оказалось, что Верхне-Пильтунский разлом запирает не только движения 1941–1970 гг., но и складчатость в плиоценовых отложениях: в лежащем восточном крыле разлома закартированы характерные складки нагнетания (рис. 2). Они образуются в том случае, если горизонтальное сжатие ортогонально природному упору (разлому), что подчеркнуто векторами смещений (рис. 1).

Оценка механического состояния разлома (заперт он или свободен) впервые предложена Д. Теркоттом [8, 9]. В запертом разломе происходит накопление напряжений. Именно это было отмечено на площади Верхний Пильтун при производстве буровых работ [7]. Когда проходка скважины в лежащем крыле разлома затягивалась, то ее диаметр уменьшался вследствие бокового сжатия с последующим прихватом и даже потерей бурильного инструмента.



**Рис. 1.** Схема горизонтальных движений геодезических пунктов в 1941–1970 гг.

1 – фиксированный и 2 – подвижные пункты; 3 – зона диапиров; 4 – разломы: I – Верхне-Пильтунский, II – Эхабинско-Пильтунский, III – Гаромайский, IV – Лонгрийский. Разрезы: АБ – площади Верхний Пильтун, ВГ – площади Паромай.

На врезке прямоугольником выделен район исследований на севере о. Сахалин.

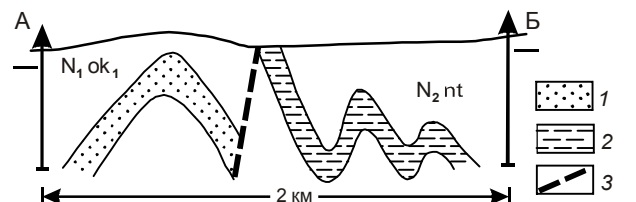
Один из авторов этой статьи работал в 1957–1958 гг. в партии структурного бурения на этой площади и присутствовал при ликвидации таких аварий. Наоборот, висячее крыло разлома находилось в условиях растяжения, ибо катастрофическое поглощение глинистого раствора при бурении ряда скважин вызывалось, скорее всего, открытыми трещинами.

Иная тектоническая аномалия обнаружена на площади Паромай, где глинистая толща  $N_1ok_1$  залегает в форме диапира (рис. 3). Подобное залегание глинистой толщи установлено и на других площадях, расположенных южнее вдоль Эхабинско-Пильтунского сдвига, где векторы горизонтальных движений ортогональны его простиранию (пункты 69, 67, 34, 52, 33, 32, рис. 1). Интересно отметить, что этот разлом не запирает субширотное перемещение упомянутых геодезических пунктов, ибо это движение происходит глубже, в толще отложений  $N_1ok_1$ .

Образование диапиров связывают с пластичными свойствами горных пород. По данным [3] фиксируется изменение состава верхнемиоценовых отложений Северного Сахалина по широте: преимущественно песчаные отложения (на западе о-ва) замещаются глинистыми, составляющими более 80 % объема толщи в районе зал. Пильтун. Западной границей глинистого типа отложений служит Эхабинско-Пильтунский разлом (рис. 1). Это указывает на возможную причину плавного поворота векторов горизонтальных движений – послойное скольжение горных масс в толще  $N_1ok_1$ . Такое скольжение реально, если глины в объеме толщи преобладают над песками.

Зона правосторонних сдвигов прослеживается в северной части о-ва на расстояние ~200 км. На севере продолжением Верхне-Пильтунского разлома является Эхабинско-Пильтунский, а на п-ве Шмидта – Лонгрийский правый сдвиг [6]. Последний отчетливо выражен в рельефе и характеризуется правосторонним горизонтальным смещением до 7 км.

Таким образом, горизонтальные деформации земной поверхности 1941–1970 гг. можно распространить на более широкий временной интервал, ибо



**Рис. 2.** Геологический разрез площади Верхний Пильтун по данным бурения.

1 – песчаники; 2 – глины; 3 – разлом.  $N_1ok_1$  – нижняя часть окобыкайской свиты позднемиоценового возраста;  $N_2nt$  – отложения нутовской свиты плиоценового возраста.

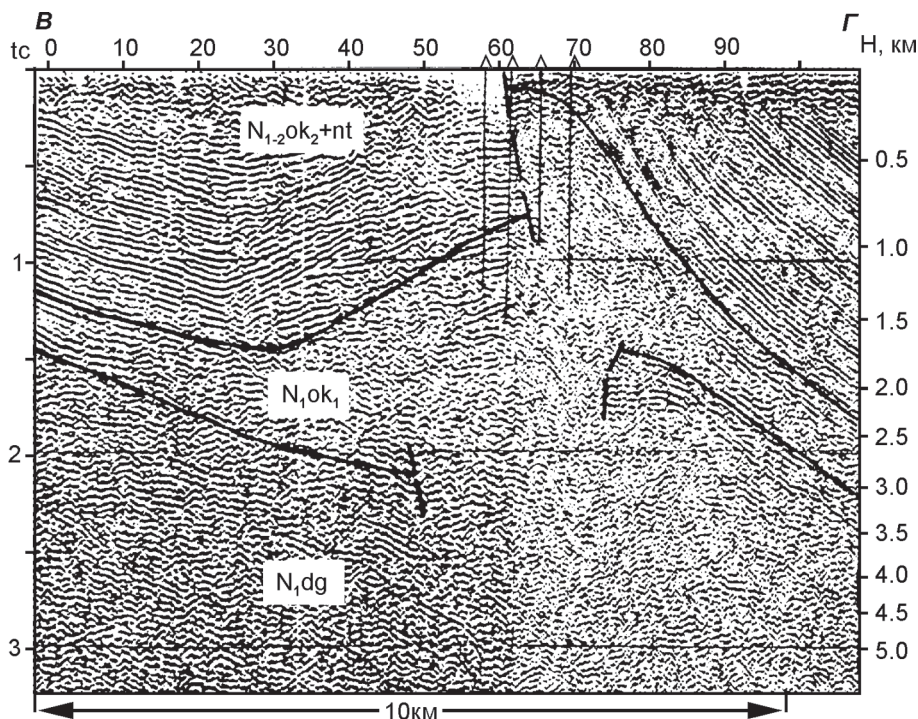


Рис. 3. Сейсмический разрез площади Паромай (по данным Охинской геологоразведочной экспедиции, 1982 г.).

$N_{1ok1}$  – нижняя часть окобыкайской свиты позднемиоценового возраста;  $N_{1dg}$  – отложения дагинской свиты среднемиоценового возраста;  $N_{1,2ok2+nt}$  – нерасчлененные отложения окобыкайской и нутовской свит.

горизонтальные движения восточнее Верхне-Пильтунского разлома (рис. 1) соответствуют характеру постплиоценовой складчатости (рис. 2, 3). Динамический процесс в ячейке, замкнутой Гаромайским и Верхне-Пильтунским разломами, поддерживается стационарным движением Охотской плиты (по различным источникам, со скоростью от 8 до 14 мм/год относительно Евразийской плиты). Когда тектонические усилия в лежачем крыле Верхне-Пильтунского разлома в очередной раз превысят прочность пород на сдвиг, произойдет сейсмическое проскальзывание бортов этого разлома.

Изложенное выше, а также сейсмический сброс напряжений через 400–1000 лет можно сформулировать более строго в рамках вязкоупругой модели, которую предложил В.А. Магницкий, полагая, что она определяет механическое состояние горных пород при тектонических деформациях [5].

Запишем модель вязкоупругого тела:

$$dl = dl_y + dl_n,$$

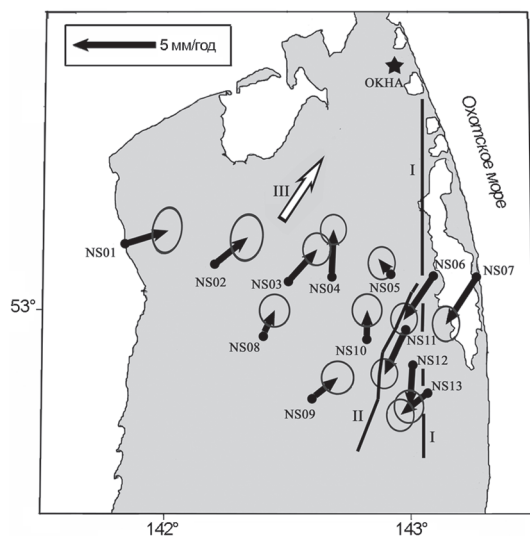
где  $dl$  – смещение, которое подведено к эпицентру Нефтегорского землетрясения за характерное время 700 лет (средняя повторяемость) со средней скоростью 11 мм/год ( $dl = 7.7$  м);  $dl_y$  – средняя величина сейсмического смещения бортов разлома в эпицентре землетрясения (3.8 м);  $dl_n$  – неупругая составляющая смещения, накопленная в лежачем крыле.

Эта модель объединяет 13-секундное вспарывание Верхне-Пильтунского разлома в результате землетрясения и его 700-летнюю подготовку со скоростью крипа, в течение которой разлом был заперт. В эпицентре землетрясения искомая модель характеризуется отношением смещений 3.8 м / 7.7 м. Неупругая составляющая ( $dl_n = 3.9$  м) не передается (в отличие от упругой) через зону Верхне-Пильтунского сдвига, а накапливается в его лежачем крыле, где увеличивает амплитуду приразломной складчатости (рис. 2) и создает аномалию в поле напряжений.

Таким образом, динамике недр Северного Сахалина свойственна как сейсмичность, так и ползучесть. Без инструментальных наблюдений за последней понять механизм подготовки сильного землетрясения не представляется возможным.

По данным GPS наблюдений, выполненных в 2003–2006 гг. на поперечном профиле Северного Сахалина и пунктах в окрестностях Верхне-Пильтунского разлома, выявлены горизонтальные деформации правостороннего сдвига со скоростью 5–6 мм/год (рис. 4). Верхне-Пильтунский разлом разграничивает различную направленность движений. Рис. 4, в понимании Д. Теркотта, иллюстрирует свободное состояние Верхне-Пильтунского разлома, а в тектоническом плане – схождение Евразийской и Охотской плит. Вектор III получен в результате буро-





**Рис. 4.** Схема скоростей горизонтальных деформаций земной поверхности Северного Сахалина за 2003–2006 гг. относительно фиксированного пункта ОКНА.

I – Эхабинско-Пильтунский и II – Верхне-Пильтунский разломы; III – направление смещения на Горельском сдвиге.

вых работ [2] и фиксирует правостороннее горизонтальное смещение крыльев Горельского сдвига величиной 3 км. Этот вектор является убедительным подтверждением GPS наблюдений (4 года), выявивших иную механику недр Северного Сахалина после Невтегорского землетрясения, чем отраженную на рис. 1.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геодезические измерения 1941–1970 гг. и 2003–2006 гг. впервые на Северном Сахалине выявили два механически различных состояния Верхне-Пильтунского межплитного сдвига – запертое и свободное, тем самым подтверждая плодотворность идей Д. Теркотта [8, 9]. Эти же наблюдения позволили проиллюстрировать приложение вязкоупругой модели В.А. Магницкого [5] для разломов Северного Са-

халина. Динамике недр этого района свойственна как сейсмичность, так и ползучесть. Понять механизм подготовки сильного землетрясения не представляется возможным без инструментальных наблюдений за деформациями земной поверхности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 08-05-00197-а и Президиума ДВО РАН, грант 10-III-B-08-225.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Василенко Н.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У. и др. Деформации земной поверхности в эпицентральной зоне Невтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. Т. 2. С. 39–57.
2. Гололобов Ю.Н., Харахинов В.В. Проявление горизонтальных движений на Северном Сахалине // Геология и разработка нефтяных месторождений Сахалина. М.: Недра, 1973. С. 67–74. (Тр. ВНИИ. Вып. 46).
3. Кононов В.Э., Тронов Ю.А., Аршев Е.Г., Черныш Н.И. О некоторых литолого-фациальных особенностях верхнемиоценовых отложений Северного Сахалина // Нефтегазовая геология и геофизика. 1970. № 1. С. 9–13.
4. Невтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г. // Информ.-аналит. бюл. ФССН; спец. вып. М., 1995. 236 с.
5. Магницкий В.А. Основы физики Земли. М.: Геодиздат, 1953. 290 с.
6. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры о. Сахалин // Геотектоника. 1982. № 4. С. 99–111.
7. Сапрыгин С.М. Было ли Невтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г. спровоцировано разработкой месторождений нефти и газа? // Невтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г.: Информ.-аналит. бюл. ФССН; спец. вып. М., 1995. С. 215–217.
8. Теркотт Д., Шуберт Д. Геодинамика. М.: Мир, 1985. Т. 2. 360 с.
9. Turcotte D.L. Stress accumulation and release on the San Andreas fault // Pure and Appl. Geophys. 1977. V. 115, N 1–2. P. 413–427.

Рекомендована к печати Б.В. Левиным

*N.F. Vasilenko, A.S. Prytkov, S.M. Saprygin*

#### Horizontal movements and generation of strong earthquakes in the North Sakhalin interiors

Recent geodynamics of Sakhalin Island is identified by the convergence of the Eurasian and North American (Sea of Okhotsk) lithosphere plates, which is manifested in high seismic activity of the island. In the North Sakhalin interiors the plate boundary may be identified with the North Sakhalin deep fault and the Upper-Piltun fault; the latter was breaking after the M 7.2 1995 Neftegorsk earthquake. This paper has shown for the first time that the stationary movement of the Sea of Okhotsk plate is retarded on this fault and forms with time folding of injection and anomaly in the stress field. This anomaly is removed during the next (in 400–1,000 yrs) strong earthquake by seismic sliding of the Upper-Piltun fault edges. 2003–2006 GPS observations revealed the free state of this fault zone with a relative shift rate of the walls of 5–6 mm/yr.

**Key words:** Earth's surface horizontal movements and deformations, viscoelastic model, mechanism of strong earthquakes generation, North Sakhalin Island.

**ГИПОТЕЗЫ ФОРМИРОВАНИЯ БУРЫХ СУГЛИНКОВ ПРИМОРЬЯ:  
РЕТРОСПЕКТИВА И НОВЫЙ ВЗГЛЯД (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)\***

**Т.Г. Рященко<sup>1</sup>, Н.Н. Ухова<sup>1</sup>, С.И. Штельмах<sup>1</sup>, Н.И. Беянина<sup>2</sup>, П.С. Беянин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова 128, г. Иркутск, 664033

<sup>2</sup>Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, ул. Радио 7, г. Владивосток, 690041,  
e-mail: nibelyanina@yandex.ru

Поступила в редакцию 10 декабря 2008 г.

Рассмотрены гипотезы формирования бурых суглинков Западного Приморья, широко распространенных в пределах межгорной Раздольненско-Ханкайской впадины и приуроченных к зоне холмисто-увалистого рельефа. Эти гипотезы были предложены в 70–80-х годах прошлого века. Накопление информации о породах лессовой формации на юге Восточной Сибири, получение новых аналитических данных о микроструктуре, минеральном, химическом и микроэлементном составе бурых суглинков и сравнительный анализ отложений позволили сформулировать более обоснованные представления относительно места бурых суглинков в сообществе лессовых пород.

**Ключевые слова:** бурые суглинки, лессы, четвертичные отложения, Западное Приморье, Раздольненско-Ханкайская впадина, Дальний Восток России.

**ВВЕДЕНИЕ**

“Лессовый покров территории России в общем виде достаточно изучен, но исследования будут продолжаться, поскольку еще остается много вопросов, в частности по территории Сибири и Дальнего Востока” [1]. Эти слова известного исследователя в области лессовой проблемы В.П. Ананьева весьма справедливы. Для Западной и Восточной Сибири к началу XXI века был накоплен большой объем данных геологического и инженерно-геологического характера по лессовым отложениям, о чем свидетельствуют опубликованные недавно монографии [9, 13], а территория Дальнего Востока до сих пор остается слабо изученной, хотя в 70–80-х годах прошлого века в научной печати развернулась дискуссия геологов-четвертичников относительно происхождения лессовых покровов этого региона, которые назывались авторами бурыми суглинками [2, 6, 7, 14, 23, 25].

Удачное стечение обстоятельств привело к созданию своеобразного “интеграционного проекта”, в рамках которого в распоряжении Аналитического центра Института земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН) оказались коллекционные образцы бурых суглинков, отобранные в 2005 г. из Лучегорского бурого

угольного карьера (северо-запад Приморья) В.В. Голубовым; а из карьера Угловского кирпичного завода – П.С. Беяниным (рис. 1). Определение и возрастной анализ спорово-пыльцевых комплексов выполнен научным сотрудником Тихоокеанского института географии Н.И. Беяниной.

Анализ опубликованных материалов и результаты лабораторных исследований образцов этих отложений, представленные в предлагаемой статье, отражают ретроспективу и новый взгляд относительно гипотезы формирования бурых суглинков.

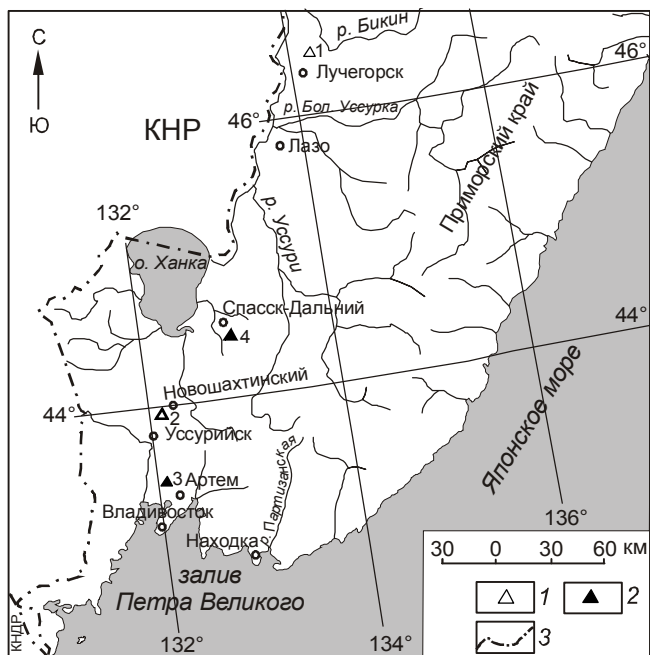
**ГИПОТЕЗЫ ФОРМИРОВАНИЯ БУРЫХ СУГЛИНКОВ ПРИМОРЬЯ (РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ ОБЗОР)**

Известно, что бурые суглинки относятся к наиболее распространенным в Приморье четвертичным отложениям. Они залегают на обширных пространствах межгорной Раздольненско-Ханкайской впадины и приурочены к зоне холмисто-увалистого рельефа, осложненного отдельными массивами мелкосопочника [14].

Существует несколько точек зрения относительно формирования бурых суглинков: одна из них предполагает их аллювиально-делювиальное происхождение, другая – озерное, третья – эоловое.

Предположение о том, что отложения являются элювием или делювием, было высказано еще в

\* Публикуется в дискуссионном порядке.



**Рис. 1.** Схема расположения изученных разрезов бурых суглинков.

1 – бурогольные разрезы: 1 – Лучегорский, 2 – Новошахтинский [25]; 2 – карьеры: 3 – Угловского кирпичного завода, 4 – Спасского цементного завода; 3 – государственная граница.

1956 г. А.И. Животовской [4], взгляды которой получили дальнейшее развитие в работах [6, 7]. Они рассматривали эти четвертичные образования как продукты полигенной аккумуляции при решающем участии делювиальных процессов, в меньшей степени – аллювиальных.

Другая гипотеза предполагает озерный генезис бурых суглинков, согласно которой аккумуляция осадков происходила в водоеме, который в раннем плейстоцене занимал обширные пространства Уссури-Ханкайской равнины [23]. Об озерном происхождении глинистых покровных отложений велись научные дискуссии не только в Приморье, но и в других регионах [22].

Концепция эолового происхождения бурых суглинков Приморья была предложена Г.С. Ганешиным [3] и Б.И. Павлюткиным [14, 25]. Они рассматривали эти отложения как продукт перигляциальной обстановки, но считали их своеобразными “влажными лессами”, которые формировались в холодные эпохи плейстоцена. Согласно воззрениям М.П. Лысенко [10, 11], структура “влажных” лессовых формаций отличается от классических лессов, формирование которых происходило в семиаридных, более суровых условиях перигляциальной зоны.

Следует заметить, что Б.И. Павлюткин выступает с критикой озерной и аллювиально-делювиальной

гипотез формирования исследуемого объекта. Он считает, что озерными бурые суглинки быть не могут, поскольку в составе этой толщи не удалось обнаружить хотя бы примерных аналогов донных осадков современного о. Ханка – песков, галечников пляжной фации, глинистых илов, кроме того, здесь отсутствует пестрая картина распределения фаций. Против аллювиально-делювиального происхождения отложений свидетельствует их покровное залегание на пологоувалистых междуречных пространствах и поверхности надпойменных террас в виде толщи мощностью до 10–40 м, удаленных на многие километры от ближайших потенциальных источников сноса [15].

Перечислим аргументы, которые приводит Б.И. Павлюткин для обоснования эолового происхождения “влажных” лессов Приморья, сопровождая их некоторыми комментариями.

Бурый цвет в суглинках не встречается вообще, это терминологическая неточность, считает Б.И. Павлюткин, типичная окраска – желтовато-серая, светло-коричневая, иногда палевая. Отметим, что наше описание воздушно-сухих образцов суглинков Лучегорского и Угловского карьеров подтверждает этот вывод, хотя следует заметить, что цвет отложений не является критерием их эолового генезиса. Часто при описании лессовых супесей и суглинков при природной влажности фиксируется их коричневый или буровато-коричневый цвет, однако при высушении образца цвет меняется и часто становится типичным палевым, что указывает на принадлежность отложений к сообществу лессовых пород.

Криогенные дислокации в виде дисгармоничных мелких складок, по классификации А.А. Величко, относятся к “мягкому”, атлантическому типу криотурбаций, поэтому их присутствие в бурых суглинках Приморья свидетельствует о значительной влажности климата во время накопления этих отложений. Правда, криотурбации также не относятся к признакам эолового генезиса рассматриваемого объекта.

Б.И. Павлюткин отмечает высокую глинистость бурых суглинков, что является признаком избыточного увлажнения при формировании лессовых отложений в отдельных зонах Земли в перигляциальные эпохи (образование почвенных горизонтов происходило при потеплении климата, влажность, возможно, увеличивалась). Это еще один признак, который подтверждает принадлежность бурых суглинков к “влажным” лессам, но не является критерием их эолового генезиса.

Минеральная ассоциация глинистой фракции (по данным Б.И. Павлюткина, исследовано 45 образцов) представлена гидрослюдой и смешанослойными минералами типа гидрослюда–сметит, в ряде

образцов обнаружен смектит (до 15 %), подчиненную роль играют каолинит и железистый хлорит. Суглинки слабо набухают, что подтверждает незначительное присутствие набухающих минералов (смектита). Установленная ассоциация характерна для отложений, формирование которых происходило в условиях холодной, умеренно влажной климатической обстановки [16]. Следовательно, этот признак снова подтверждает принадлежность бурых суглинков к “влажным” лессам, но к числу критериев их эолового генезиса не относится.

Надо сказать, что в настоящее время получены несколько иные данные о взаимосвязи глинистых минералов и климатических условий формирования отложений. Например, в Верхнем Приангарье (район Иркутска) лессовидные отложения, залегающие в виде покровов на второй–четвертой террасах Ангары ( $dQ_3^3$ ), содержат до 60–70 % смектита и сильно набухают (16–20 %), а те же образования в районе Братского водохранилища (Среднее Приангарье) – гидрослюда (40–58 %), каолинит (23–44 %) и хлорит (23–44 %) [20]. Отложения формировались в условиях холодного семиаридного климата перигляциальной зоны, поэтому, в соответствии с прежними представлениями (они приведены выше), везде должна преобладать гидрослюда. Но здесь ведущим фактором оказались не климатические условия формирования отложений, а геологические – тип формаций, которые играли роль источника песчано-пылеватого материала. Лессовидные толщи унаследовали глинистые минералы этих формаций: смектит связан с юрской угленосной (Иркутск), гидрослюда и каолинит – средне-верхнекембрийской красноцветной терригенной (район Братского водохранилища). Можно отметить, что все-таки признаком влажных зон в пределах перигляциальных территорий (к таким зонам относится Приморье) является присутствие в глинистой фракции наряду с гидрослюдой смешанослойных минералов типа гидрослюда–смектит.

Основным доказательством эоловой гипотезы формирования бурых суглинков оказались результаты сопоставления минерального состава тяжелых песчано-пылеватых фракций этих отложений и подстилающих пород – галечников и песков высоких надпойменных террас р. Раздольной в районе г. Уссурийска, песчано-галечных отложений нижнечетвертично-эоплейстоценовой аккумулятивной поверхности (водораздел между водосборными бассейнами Японского моря и оз. Ханка), песчаников и алевролитов миоцена (Ханкайская котловина). Установлено, что связь по тяжелым компонентам между суглинками и субстратом очень слабая. Некоторая унаследованность наблюдается только тогда, когда подстила-

ющие породы имеют миоцен-эоплейстоценовый возраст: ильменит, циркон, лейкоксен, эпидот преобладают и в суглинках, и в субстрате.

В суглинках, залегающих на аллювиальных галечниках надпойменных террас, состав тяжелых минералов остается прежним (ильменит, циркон, лейкоксен, эпидот), однако в субстрате отмечена иная ассоциация – эпидот, роговая обманка, ромбический пироксен.

Б.И. Павлюткин делает выводы: источником эоловой пыли служили не местные породы. В качестве одного из таких источников можно рассматривать шельф окраинных морей, который осушался в холодные эпохи плейстоцена; возможно, источником пылеватого материала могли служить обширные районы Центральной Азии. С этим выводом остается только согласиться.

Относительно возраста бурых суглинков известно следующее [14, 15, 25]. Бурые суглинки обычно бедны микрофоссилиями. Но достаточно содержательные спектры получены из серых, гумусированных суглинков, встречающихся в бурых суглинках в виде невыдержанных, разорванных криотурбациями прослоев. Так, на побережье Амурского залива из отложений бурых суглинков в карьере Угловского кирпичного завода (рис. 2) с глубины 2.2–3.0 м выделен палинокомплекс с пылью северобореальной таежной растительности. Среди хвойных отмечаются *Pinus*, *Abies*, *Pinus s/g Haploxylo*. В группе мелколиственных доминирует пыльца берез (*Betula* sect. *Nanae*, *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sp.). Травянистые растения представлены осоковыми, злаковыми и разнотравьем, споры – мхами *Sphagnum*. Аналогичные палиноспектры получены из бурых суглинков, покровно перекрывающих отложения нижнечетвертично-эоплейстоценового аллювия палео-Раздольной (буроугольный разрез Павловский), в районе г. Спасска (карьер Спасского цементного завода), в междуречье рр. Усури–Бол. Уссурка, Усури–Бикин (буроугольный карьер Лучегорский). Во всех случаях палиноспектры отражают холодные, умеренно-влажные климатические условия среднего–позднего неоплейстоцена.

Практически в Приморье наблюдается ситуация, аналогичная установленной в Приангарье (район г. Иркутска), где покровы лессовидных супесей и суглинков распространены в пределах придолинных склонов Ангары (там они залегают на юрских песчаниках) и на поверхности второй–пятой надпойменных террас. Возраст этих отложений – позднечетвертичный, генезис – делювиальный, при этом доказано участие эолового фактора при накоплении некоторых элементарных слоев толщи [18, 21].



**Рис. 2.** Обнажение толщи бурых суглинков (Угловской кирпичный завод).

Приведенный ретроспективный обзор материалов позволяет заключить, что озерными бурые суглинки, вероятнее всего, не являются. Их эоловый генезис подтверждают условия залегания (это покровы) и отсутствие сходства минеральной ассоциации тяжелой фракции с субстратом. Высокая глинистость и присутствие смешанослойных минералов (гидрослюда-сметит) являются признаками умеренно-влажной климатической обстановки формирования отложений в пределах перигляциальной зоны (это, по Б.И. Павлюткину, “влажные лессы”). Бурые суглинки слагают средне-верхнечетвертичную толщу, залегающую в виде покрова на полигенных поверхностях выравнивания, слаборасчлененных аккумулятивных поверхностях высоких надпойменных террас.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ БУРЫХ СУГЛИНКОВ

Аналитические исследования проводились по образцам, отобраным в Лучегорском и Угловском карьерах.

Описание бурых суглинков *Лучегорского бурогольного карьера* приводится по скв. 554 глубиной 34.5 м, пробуренной в процессе проведения геолого-разведочных работ под руководством В.Б. Сергеева.

0.0–0.4 м – почвенно-растительный слой.

0.4–0.6 м – суглинок светло-коричневый, тяжелый с оолитами гидроксидов железа и марганца.

Переход постепенный.

0.6–2.0 м – суглинок темно-бурый, тяжелый, с линзами темно-серого цвета (фрагменты ископаемых почв).

Переход постепенный 2.0–6.0 м.

6.0–11.0 м – суглинок светло-коричневый, тяжелый, с линзами суглинка серого, с оолитами гидроксидов Fe и Mn.

Переход постепенный.

11.0–13.3 м – суглинок коричнево-желтый, тяжелый, с линзами суглинка серого с редкой дресвой.

Следует заметить, что суглинки приведенного разреза к группе лессовых образований не отнесены, отмечены только их пылеватость и ожелезнение.

В Аналитическом центре ИЗК СО РАН выполнено описание представленных шести воздушно-сухих образцов – это суглинки серого или белесого цвета с недоразвитыми макропорами и суглинка лессовидного облика. Первые, возможно, являются погребенными почвами, однако отсутствие образцов с ненарушенной структурой не позволило провести микроморфологический анализ этих образований, кроме того, содержание в них гумуса изменялось в широких пределах (0.26–3.82 %), поэтому вопрос о погребенных почвенных горизонтах остается открытым. По всей вероятности, это те же лессовидные суглинки (Is), в ряде случаев гумусированные (Is\*).

Описаны следующие образцы:

**ЛУ1 – 6 м.** Суглинок серый с характерной скорлуповатой структурой; ломается с некоторым трудом, на изломе видны недоразвитые макропоры и белесые налеты (пятна пылеватого материала) (Is\*).

**ЛУ2 – 7 м.** Образец, аналогичный вышеописанному, но руками не ломается, разбивается только молотком (Is\*).

**ЛУ3 – 8 м.** Суглинок палево-белесого цвета, руками не ломается, разбивается молотком (ls\*).

**ЛУ4 – 11 м.** Суглинок желтый (“рыжий”), пылеватый (пачкает руки), имеет характерную крупно-скорлуповатую структуру, по плоскостям отдельностей – сильное ожелезнение; поверхность отдельностей – литая (агрегированная); образец ломается легко, видны мелкие включения угля (суглинок лессовидного облика – ls).

**ЛУ5 – 13 м.** Суглинок буровато-желтый, пылеватый, ломается легко, отмечаются вцементированные включения дресвы, ожелезнение; структура – характерная мелкокомковатая (суглинок лессовидного облика – ls).

**ЛУ6 – 14.0 м.** Суглинок желтовато-палевый, пылеватый, ломается легко, имеет крупно-скорлуповатую структуру; по плоскостям «скорлупок» (их поверхность литая – агрегированная) отмечаются темные пятна (суглинок лессовидного облика – ls).

#### *Разрез Угловского карьера:*

0.0–0.5 м – суглинок коричневатый-серый, тяжелый.

0.5–2.2 м – суглинок слоистый по цвету (коричневый и серый), слои смятые, переключенные (криогенная текстура).

2.2–3.0 м – суглинок бурый.

3.0–3.5 м – суглинок серый, гумусированный, тяжелый.

3.5–4.5 м – суглинок слоистый по цвету (от бурого до серого).

4.5–5.0 м – переслаивание суглинка серого и бурого.

5.0–5.5 м – суглинок серый гумусированный, однородный.

Описание трех воздушно-сухих образцов:

**ВЛ1 – 3 м.** Суглинок светло-серый, гумусированный, с прожилками ожелезнения, характеризуется скорлуповатой структурой; на изломе хорошо видны недоразвитые макропоры, поверхности излома образца (ломается он с некоторым усилием) и «скорлупок» – литые (агрегированные) (ls\*).

**ВЛ2 – 4 м.** Суглинок палевый, сильно пачкает руки (пылеватый); отмечается характерная скорлуповатая структура; ломается с небольшим усилием, поверхность излома образца изрезана макропорами (недоразвитыми и более крупными, до 1 мм), слегка жирная на ощупь (суглинок лессовидного облика – ls).

**ВЛ3 – 6 м.** Суглинок желтый (охристый), пачкает руки (пылеватый); на изломе отмечается равномерное ожелезнение, видны редкие макропоры; характерна та же скорлуповатая (брекчиевидная) структура (суглинок лессовидного облика – ls).

Таким образом, описанные образцы суглинка из Лучегорского угольного карьера (ЛУ4 – 11 м; ЛУ5 – 13 м; ЛУ8 – 14 м) и карьера Угловского кирпичного завода (ВЛ2 – 4 м; ВЛ3 – 6 м) имеют лессовидный облик, признаками которого являются желтая и палевая окраска, пылеватость и в различной степени выраженная макропористость.

Светло-серые суглинки (ЛУ1 – 6 м; ЛУ2 – 7 м; ЛУ3 – 8 м; ВЛ1 – 3 м) в воздушно-сухом состоянии ломаются с трудом, часто их нужно разбивать молот-

ком, что свидетельствует о высокой глинистости и агрегированности этих образований; на изломе образца хорошо видны недоразвитые макропоры.

Характерная особенность лессовидных (ls) и гумусированных (ls\*) суглинков – скорлуповатая структура и ожелезнение; в верхней части разреза (интервал 0.5–2.2 м) наблюдаются криогенные текстуры.

#### **МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНОГО ИЗУЧЕНИЯ КОЛЛЕКЦИОННЫХ ОБРАЗЦОВ**

*Микроструктура.* Изучались параметры микроструктуры суглинков по новому методу “структурных диаграмм”, разработанному в грунтоведческой группе Аналитического центра ИЗК СО РАН [19]. Он основан на результатах гранулометрического анализа, который выполняется пипеточным методом с двумя способами подготовки образца: агрегатной (взбалтывание в воде – разрушаются только водонестойчивые агрегаты) и дисперсной (кипячение с пиррофосфатом натрия – максимально разрушаются агрегаты, если они имеются в грунте). Затем рассчитываются коэффициенты микроагрегатности ( $K_{ма}$ ) по методике, предложенной А.К. Ларионовым [8]. Этот коэффициент представляет собой разность содержания глинистой (< 0.002 мм) фракции, определенного при гранулометрическом анализе с дисперсной и агрегатной подготовкой образца. Но если А.К. Ларионов предложил считать  $K_{ма}$  только для одной фракции (< 0.002 мм), то мы стали вести расчеты для всех шести: средне-крупнопесчаной (1.0–0.25 мм), тонко-мелкопесчаной (0.25–0.05), крупнопылевой (0.05–0.01), мелкопылевой (0.01–0.002), грубоглинистой (0.002–0.001) и тонкоглинистой (< 0.001). По разности содержания соответствующих фракций, определенного при дисперсной и агрегатной подготовке образца (получаем шесть коэффициентов микроагрегатности:  $K_{ма}^1 - K_{ма}^6$ ), можно оценить степень агрегированности грунта, определить количество и размеры агрегатов. Значения коэффициентов микроагрегатности с отрицательным знаком показывают количество агрегатов соответствующей размерности (содержание фракции уменьшается за счет разрушения этих агрегатов), с положительным – содержание фракции в составе агрегатов (при их разрушении частицы меньших размеров освободились и составили прибавку соответствующей фракции).

Кроме того, можно рассчитать для каждой фракции долю первичных (свободных) и захваченных в агрегаты (несвободных) частиц. Отношение свободных субъектов к общему количеству фракции (первичные частицы + те же частицы в составе агрегатов) представляет собой специальный показатель, который мы назвали коэффициентом свободы (F).

Участие различных частиц в строении агрегатов можно определить по степени снижения их коэффициента свободы: чем меньше коэффициент, тем больше этих частиц находится в агрегатах. В зависимости от количества агрегатов ( $A_i$ , %) определяется тип микроструктуры. Для выявления типа структурной модели грунта определяется сумма агрегатов и первичных частиц соответствующего размера ( $X_i = A_i + M_i$ ) и рассчитывается коэффициент элементарности, показывающий долю первичных частиц в общей сумме структурных элементов ( $G = M_i / [A_i + M_i]$ ). Тип структурной модели устанавливается по двум позициям: размеру преобладающих структурных элементов и коэффициенту элементарности.

Результаты определения гранулометрического состава (табл. 1), расчеты коэффициентов микроагрегатности (табл. 2) и параметров микроструктуры (табл. 3) суглинков позволили установить типы их микроструктуры и структурной модели (табл. 4). Индексы, используемые в указанных таблицах, являются стандартными в разработанном нами новом методе “структурных диаграмм”.

Тип микроструктуры определяется по количеству агрегатов в соответствии с классификационной таблицей. Оказалось, что все исследованные образцы имеют агрегированную и скелетно-агрегированную микроструктуру; среди агрегатов преобладают крупнопылеватые ( $A^3$ ). Агрегаты состоят преимущественно из тонкоглинистых ( $< 0.001$  мм) частиц, поскольку коэффициент свободы этих частиц ( $F^6$ ) оказался минимальным (0.5–12.0 %).

Полную свободу имеют крупнопылеватые фракции (они не входят в состав агрегатов и являются первичными), однако их содержание составляет всего 14.2–26.2 %, а пылеватость отложений, которая фиксируется при просмотре воздушно-сухих образцов, обеспечивается суммарным объемом пылеватых агрегатов и первичных частиц тех же размеров (по данным стандартной гранулометрии, он составляет 55.4–82.6 %). Мелкопылеватые фракции частично находятся в составе агрегатов, другая их часть – это свободные первичные субъекты, количество которых находится в пределах 15.7–32.4 %. Таким образом, “первичная пыль” (крупно- и мелкопылеватые фракции) в “бурых суглинках” составляет в среднем 43.8 % (36.8–55.9 %). Возможно, именно эти свободные компоненты имеют эоловое происхождение. Но откуда появились агрегаты? Вряд ли они были принесены ветром. Вероятнее всего предположить их происхождение на стадии диагенеза, когда в условиях повышенной влажности происходила коагуляция глинистых частиц, высокое содержание которых обеспечило делювиальные процессы, действующие,

**Таблица 1. Результаты гранулометрического анализа бурых суглинков.**

№ образца, глубина, м	Индекс	$M_{пс}^1$	$M_{пс}^2$	$M_{п}^1$	$M_{п}^2$	$M_{с}^1$	$M_{с}^2$
Лучегорский угольный карьер (разрез аналогичен скв. 508)							
ЛУ1, 6	ls*	4.0	31.7	44.7	15.7	0.7	3.2
		3.2	14.4	34.5	32.7	5.8	9.7
		2.5	9.5	22.4	24.7	10.9	30.0
ЛУ2, 7	ls*	4.0	17.5	52.8	20.1	1.9	3.7
		3.6	7.2	39.2	32.2	7.4	10.4
		1.6	1.3	24.3	27.6	2.1	43.3
ЛУ3, 8	ls*	5.2	20.0	49.1	22.6	2.3	1.0
		0.8	13.7	45.2	31.0	5.8	3.5
		0.4	10.1	14.2	28.2	17.6	29.5
ЛУ4, 11–12	ls	2.0	9.6	49.7	33.3	3.1	2.3
		1.5	5.9	39.8	34.3	11.0	7.5
		0.6	10.2	23.5	32.4	13.4	20.1
ЛУ5, 13	ls	5.6	27.5	46.9	18.3	0.9	0.8
		3.6	15.9	42.0	26.3	6.0	6.4
		2.5	10.2	26.5	27.6	10.9	22.3
ЛУ6, 14	ls	3.2	19.7	51.0	21.9	1.0	3.2
		1.0	4.6	42.0	40.6	4.0	7.8
		0.6	14.6	15.6	32.0	12.0	25.7
Карьер Угловского кирпичного завода							
ВЛ1, 3	ls*	Нет материала для анализа					
		4.8	10.4	36.9	35.8	3.3	8.8
ВЛ2, 4	ls	32.0	19.2	28.1	18.5	1.2	1.0
		31.3	6.4	27.4	28.0	3.0	3.9
		30.2	7.6	25.8	22.8	3.2	10.4
ВЛ3, 6	ls	6.0	11.4	51.8	28.9	1.7	0.2
		2.3	10.5	41.9	32.9	6.6	5.8
		0.5	10.0	19.9	28.8	6.7	34.1

*Примечание.* Здесь и в табл. 2–7: ls\* – лессовидные гумусированные отложения, ls – лессовидные отложения. Верхняя строка – результаты анализа с агрегатной подготовкой образца, средняя – то же с полудисперсной (стандартной), нижняя – то же с дисперсной; содержание фракций (%):  $M_{пс}^1$  – средне-крупнопесчаной (1–0.25 мм);  $M_{пс}^2$  – тонко-мелкопесчаной (0.25–0.05);  $M_{п}^1$  – крупнопылеватой (0.05–0.01);  $M_{п}^2$  – мелкопылеватой (0.01–0.002);  $M_{с}^1$  – грубоглинистой (0.001–0.002);  $M_{с}^2$  – тонкоглинистой ( $< 0.001$ ).

Таблица 2. Расчеты коэффициентов микроагрегатности бурых суглинков ( $K_{ма}$ ).

№ образца – глубина, м	Индекс	$K_{ма}^{1-2}$	$K_{ма}^{1-1}$	$K_{ма}^{2-2}$	$K_{ма}^{2-1}$	$K_{ма}^{3-2}$	$K_{ма}^{3-1}$
ЛУ1 – 6	ls*	-1.5	-22.2	-22.3	9.0	10.2	26.8
ЛУ2 – 7	ls*	-2.4	-16.2	-28.5	7.5	0.2	39.6
ЛУ3 – 8	ls*	-4.8	-9.9	-31.0	5.6	15.5	28.5
ЛУ4 – 11	ls	-1.4	0.6	-26.2	-0.9	10.3	17.8
ЛУ5 – 13	ls	-3.1	-17.3	-20.4	9.3	10.0	21.5
ЛУ6 – 14	ls	-2.6	-5.1	-35.4	10.1	11.0	22.0
ВЛ2 – 4	ls	-1.8	-11.6	-2.3	4.3	2.0	9.4
ВЛ3 – 6	ls	-5.5	-1.4	-31.9	-0.1	5.0	33.9

Примечание.  $K_{ма}$  – коэффициенты микроагрегатности (%), рассчитанные соответственно для  $M_c^2$ ,  $M_c^1$  ( $K_{ма}^{1-2}$ ,  $K_{ма}^{1-1}$ ),  $M_{п}^2$ ,  $M_{п}^1$  ( $K_{ма}^{2-2}$ ,  $K_{ма}^{2-1}$ ) и  $M_{пс}^2$ ,  $M_{пс}^1$  ( $K_{ма}^{3-2}$ ,  $K_{ма}^{3-1}$ ).

Таблица 3. Основные параметры микроструктуры бурых суглинков.

П, %	ЛУ1-6 ls*	ЛУ2-7 ls*	ЛУ3-8 ls*	ЛУ4-11 ls	ЛУ5-13 ls	ЛУ6-14 ls	ВЛ2-4 ls	ВЛ3-6 ls
A	46.0	47.1	45.7	28.5	40.8	43.1	15.7	38.9
A <sup>1</sup>	1.5	2.4	4.8	1.4	3.1	2.6	1.8	5.5
A <sup>2</sup>	22.2	16.2	9.9	-	17.3	5.1	11.6	1.4
A <sup>3</sup>	22.3	28.5	31.0	26.2	20.4	35.4	2.3	31.9
A <sup>4</sup>	-	-	-	0.9	-	-	-	0.1
A <sup>5</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-
M <sup>1</sup>	2.5	1.6	0.4	0.6	2.5	0.6	30.2	0.5
M <sup>2</sup>	9.5	1.3	10.1	9.6	10.2	14.6	7.6	10.0
M <sup>2-A</sup>	-	-	-	0.6	-	-	-	-
M <sup>3</sup>	22.4	24.3	14.2	23.5	26.5	15.6	25.8	19.9
M <sup>3-A</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-
M <sup>4</sup>	15.7	20.1	22.6	32.4	18.3	21.9	18.5	28.8
M <sup>4-A</sup>	9.0	7.5	5.6	-	9.3	10.1	4.3	-
M <sup>5</sup>	0.7	1.9	2.3	3.1	0.9	1.0	1.2	1.7
M <sup>5-A</sup>	10.2	0.2	15.3	10.3	10.0	11.0	2.0	5.0
M <sup>6</sup>	3.2	3.7	1.0	2.3	0.8	3.2	1.0	0.2
M <sup>6-A</sup>	26.8	39.6	28.5	17.8	21.5	22.5	9.4	33.9
M <sup>7</sup>	30.0	43.3	29.5	20.1	22.3	27.7	10.4	34.1
M <sup>8</sup>	40.9	45.4	47.1	33.5	33.2	37.7	13.8	40.8
M <sup>9</sup>	3.9	17.8	9.3	18.5	12.4	11.8	6.9	12.4
K <sub>гп</sub>	10.5	2.6	5.1	1.8	2.7	3.2	2.0	3.3
M <sup>11</sup>	67.2	71.4	76.2	74.1	68.3	82.6	55.4	74.8
M <sup>12</sup>	47.1	51.9	42.4	55.9	54.1	47.6	48.6	48.7
F <sup>1</sup>	100	100	100	100	100	100	100	100
F <sup>2</sup>	100	100	100	94	100	100	100	100
F <sup>3</sup>	100	100	100	100	100	100	100	100
F <sup>4</sup>	64	73	80	100	66	68	81	100
F <sup>5</sup>	6	90	13	23	8	8	38	25
F <sup>6</sup>	11	9	3	11	4	12	10	0.5

Примечание. Здесь и в табл. 4, 5: П – параметры микроструктуры (%): А – общее количество агрегатов, в том числе А<sup>1-5</sup> – 1–0.25 мм; 0.25–0.05; 0.05–0.01; 0.01–0.002; 0.002–0.001; М<sup>1-5</sup> – количество первичных частиц тех же размеров, М<sup>6</sup> – количество первичных частиц < 0.001 мм; М<sup>2-A</sup> – М<sup>6-A</sup> – количество частиц 1–0.25 мм; 0.25–0.05; 0.05–0.01; 0.01–0.002; 0.002–0.001; < 0.001 в составе агрегатов; М<sup>7</sup> – реальное общее количество (первичных и в составе агрегатов) частиц < 0.001 мм; М<sup>8</sup> – реальное общее количество (первичных и в составе агрегатов) частиц < 0.002 мм (нижняя строка в табл. 1); М<sup>9</sup> – общее количество частиц < 0.002 мм по стандартной гранулометрии (средняя строка в табл. 1); К<sub>гп</sub> – коэффициент глинистости (М<sup>8</sup> / М<sup>9</sup>); М<sup>11</sup> – общее количество крупно- и мелкопылеватых частиц (0.05–0.002 мм) по стандартной гранулометрии (средняя строка в табл. 1); М<sup>12</sup> – общее количество (первичных и в составе агрегатов) крупно- и мелкопылеватых частиц (0.05–0.002 мм) (нижняя строка в табл. 1); F<sup>1-6</sup> – коэффициенты свободы, рассчитанные для фракций 1–0.25 мм; 0.25–0.05; 0.05–0.01; 0.01–0.002; 0.002–0.001; < 0.001.



Таблица 4. Типы микроструктуры и структурной модели бурых суглинков.

№ образца-глубина, м	A (%)	Тип микро-структуры	Тип структурной модели грунта	M <sup>7</sup>	F <sup>6</sup>	M <sup>8</sup>
ЛУ1 – 6 Is*	46.0	аг	X <sup>3</sup> 44.7 G <sup>3</sup> 50 крупнопылеватая, смешанная	30.0	11	40.9
ЛУ2 – 7 Is*	47.1	аг	X <sup>3</sup> 52.8 G <sup>3</sup> 46 крупнопылеватая, смешанная	43.3	9	45.4
ЛУ3 – 8 Is*	45.7	аг	X <sup>3</sup> 45.2 G <sup>3</sup> 31 крупнопылеватая, смешанная	29.5	3	47.1
ЛУ4 – 11 Is	28.5	ск-аг	X <sup>3</sup> 49.7 G <sup>3</sup> 47 крупнопылеватая, смешанная	20.1	11	33.5
ЛУ5 – 13 Is	40.8	аг	X <sup>3</sup> 46.9 G <sup>3</sup> 57 крупнопылеватая, смешанная	22.3	4	33.2
ЛУ5 – 14 Is	43.1	аг	X <sup>3</sup> 51.0 G <sup>3</sup> 31 крупнопылеватая, смешанная	27.7	12	37.7
ВЛ2 – 4 Is	15.7	аг-ск	X <sup>1</sup> 32.0 G <sup>1</sup> 94 средне-крупнопесчаная элементарная	10.4	10	13.8
ВЛ3 – 6 Is	38.9	ск-аг	X <sup>3</sup> 51.8 G <sup>3</sup> 36 крупнопылеватая, смешанная	34.1	0.5	40.8

*Примечание.* Тип микроструктуры (здесь и в табл. 5): аг – агрегированная, ск-аг – скелетно-агрегированная, аг-ск – агрегированно-скелетная. X<sup>3</sup>, X<sup>1</sup> – содержание (%) преобладающих структурных элементов (первичные частицы + агрегаты) определенного размера. G<sup>1</sup>, G<sup>3</sup> – коэффициенты элементарности, показывающие долю (%) первичных частиц в общей сумме структурных элементов, соответственно для средне-крупнопесчаной и крупнопылевой типов структурной модели.

наряду с золовыми, на стадии седиментогенеза; в постдиагенетическую стадию увеличению глинистости и агрегированности осадка могли способствовать процессы почвообразования. Возможно, в формировании агрегатов принимали участие и криогенные процессы перигляциальной зоны (видимо, многолетней мерзлоты здесь не было, но имело место сезонное промерзание – оттаивание грунтов).

Установлено, что содержание глинистой фракции (< 0.002 мм) в бурых суглинках очень высокое (33.2–47.1 %), при этом резко преобладают тонкоглинистые частицы (< 0.001 мм). Но эти фракции в основной своей массе находятся в составе агрегатов, поэтому, по данным стандартного гранулометрического анализа (см. среднюю строку в табл. 1), содержание глинистого материала в отложениях оказывается меньше в 2–11 раз. Следовательно, стандартная гранулометрия отражает только формальную картину соотношения фракций и не дает информации о микроструктуре грунта.

Следует заметить, что при разделении фракций использовалась грунтоведческая классификация [12], согласно которой выделяются крупно-среднепесчаные, тонко-мелкопесчаные, крупнопылеватые, мелкопылеватые, грубоглинистые (0.002–0.001 мм) и тонкоглинистые (< 0.001 мм) частицы. На этой классификации основаны данные гранулометрического анализа отложений (дисперсных грунтов) и расчеты параметров микроструктуры по новому, нами разра-

ботанному методу структурных диаграмм, поэтому не выделялись илы “А” и “В”. Картина микростроения показана с помощью расчетов параметров микроструктуры – установлены типы микроструктуры и структурной модели отложений. Агрегаты в бурых суглинках состоят из тонкоглинистых фракций, о чем говорит низкий коэффициент свободы этих фракций.

Структурная модель грунта (бурых суглинков), за исключением одного образца, является крупнопылевой смешанной (табл. 4), при этом отмечается высокое реальное содержание глинистой составляющей, которая занимает “пассивное” положение, поскольку мобилизована в агрегаты преимущественно крупнопылевой размерности.

Параметры микроструктуры бурых суглинков Западного Приморья (средние значения по восьми образцам – табл. 3) мы сопоставили с аналогичными данными, полученными при обобщении материалов по лессовым отложениям Приангарья, Забайкалья и Северо-Западного Китая [24]. Оказалось, что бурые суглинки заняли свою “особую нишу” в сообществе лессовых отложений – общее количество агрегатов значительно выше, поэтому тип микроструктуры – агрегированный и скелетно-агрегированный; среди агрегатов преобладают крупнопылеватые (их среднее содержание 24.8 %, в то время как в отложениях других регионов только 4–8 %); отмечается высокое реальное содержание тонкоглинистой фракции (27.1 %) при очень низком значении ее коэффициен-

**Таблица 5. Сравнительная характеристика параметров микроструктуры лессовых отложений Приангарья (I), Забайкалья (II), Северо-Западного Китая (III) и Приморья (IV).**

Регион	A	Тип микроструктуры	A <sup>1</sup>	A <sup>2</sup>	A <sup>3</sup>	M <sup>8</sup>	M <sup>7</sup>	F <sup>6</sup>	Тип структурной модели
I	22.0	аг-ск	1.2	13.0	7.0	15.2	10.1	21	X <sup>3</sup> 49 G <sup>3</sup> 85
II	22.7	аг-ск	4.8	12.0	6.0	18.7	13.0	22	X <sup>2</sup> 54 G <sup>2</sup> 76
III	21.4	аг-ск	0.4	14.8	3.7	13.5	10.8	21	X <sup>3</sup> 45 G <sup>3</sup> 92
IV	38.2	аг, ск-аг	2.9	10.4	24.8	30.6	27.3	8	X <sup>3</sup> 49 G <sup>3</sup> 43

*Примечание.* A – общее содержание агрегатов (%); A<sup>1</sup>, A<sup>2</sup>, A<sup>3</sup> – содержание средне-крупнопесчаных (1–0.25 мм), тонко-мелкопесчаных (0.25 – 0.05), крупнопылеватых (0.05 – 0.01) агрегатов (%); M<sup>7</sup> – реальное общее количество (первичных и в составе агрегатов) частиц < 0.001 мм; M<sup>8</sup> – реальное общее количество (первичных и в составе агрегатов) частиц < 0.002 мм (%); F<sup>6</sup> – коэффициент свободы фракции < 0.001 мм.

та свободы (8 %); структурная модель – крупнопылеватая, однако коэффициент элементарности оказывается значительно ниже (43 %) по сравнению с другими объектами сравнения (76–92 %) (табл. 5).

По поводу “особой ниши”, которую занимают бурые суглинки, хотелось бы сказать следующее. При изучении коллекционных образцов методика Рухина нами не использовалась, однако достаточно широкий спектр аналитических исследований позволил сделать выводы, изложенные в статье. Часть этих выводов, естественно, носит дискуссионный характер и не претендует на глобальные обобщения, тем не менее, они отражают “новый взгляд” относительно гипотез формирования бурых суглинков Приморья.

Установленные особенности микроструктуры и высказанные выше предположения позволяют предложить следующую “комбинированную” гипотезу относительно формирования бурых суглинков Западного Приморья: “первичная пыль” – продукт эолового привноса материала на стадии седиментогенеза; реальная высокая глинистость – продукт делювиальных процессов стадии седиментогенеза (возможно, эоловый фактор носил периодический характер либо действовал совместно с делювиальным плоскостным сносом) и почвообразовательных процессов эпигенетического характера; высокая агрегированность – продукт коагуляции первичных глинистых частиц в условиях повышенной влажности перигляциала и, возможно, процессов сезонного промерзания–оттаивания грунта, которые происходили на стадии диагенеза и в период постдиагенетических преобразований породы.

С выводом Б.И. Павлюткина [14, 25], что бурые суглинки Западного Приморья и Приамурья можно считать “влажными” эквивалентами лессов Китая нельзя согласиться по следующим причинам.

Во-первых, внешний облик лессов Китая, особенно свиты малань, совершенно иной – они имеют

типичный палевый цвет, высокие пылеватость и карбонатность, хорошо выражена макропористость.

Во-вторых, по мощности (430 м) и количеству горизонтов погребенных почв (17–20) лессы Китая не сопоставимы с бурыми суглинками.

В-третьих, лессы Китая представлены тремя разновозрастными свитами (снизу вверх): учин (vQ<sub>1</sub> – 200 м), лиши (vQ<sub>2</sub> – 200 м), малань (vQ<sub>3</sub> – 30 м), в то время как бурые суглинки принадлежат двум возрастным комплексам – средне-верхнечетвертичному.

Мы склонны считать бурые суглинки Западного Приморья “влажным эквивалентом” лессовидных отложений юга Восточной Сибири (Приангарье, Забайкалье), о чем свидетельствуют их условия залегания, возраст и литологические особенности. Высокая агрегированность, по нашему мнению, как раз и связана с условиями повышенной влажности климата перигляциальной зоны Приморья в холодные фазы среднего–позднего неоплейстоцена; на юге Восточной Сибири в эти периоды господствовал холодный и сухой – семиаридный – климат.

В работе Б.И. Павлюткина имеется еще одно замечание. Он пишет, что у бурых суглинков отсутствуют такие характерные для лессов признаки, как высокая пористость, просадочность и карбонатность. Почему? А потому, что они являются “влажными” эквивалентами лесса, в которых пористость и просадочность выражены слабо, а карбонаты кальция выщелачиваются [10].

По нашему мнению, вероятнее всего, низкая пористость (высокая плотность) и отсутствие (возможно, не во всех случаях) просадочности связаны с современными климатическими условиями Приморья, которые характеризуются высокой гумидностью (муссонный климат). Для Верхнего Приангарья (район Иркутска), которое относится к современной умеренно гумидной зоне, просадочность в лессовидных отложениях разнородна (дополнительно влияет присутствие смектита, который вызывает набухание и

препятствует просадочности в условиях того или иного давления). В то же время лессовидные отложения Забайкалья и Монголии, которые находятся в зоне недостаточного увлажнения, в большинстве случаев являются просадочными.

Нужно также заметить, что именно для лессовидных отложений (но не лессов) как раз и характерна разнородность в проявлении лессовых признаков – пылеватости, макропористости, карбонатности, плотности и просадочности. Следовательно, можно предположить, что суглинки Приморья – “влажный” эквивалент лессовидных отложений юга Восточной Сибири, но не эоловых лессов Китая.

*Глинистые минералы.* Минеральный состав тонкоглинистой фракции (табл. 6) полностью совпал с таковым, приведенным в работе Б.И. Павлюткина [14, 25], и является признаком принадлежности отложений к “влажному” эквиваленту, но не лессов Китая, а лессовидных суглинков юга Восточной Сибири. Во всех образцах отмечается несовершенная (нарушенная) структура смектита, каолинита и хлорита и присутствие смешанослойных минералов. Кроме того, в некоторых образцах обнаружены вермикулит и гидробиотит (последний представляет собой смешанослойный минерал биотит–вермикулит). Однотипность минеральных ассоциаций глинистой фракции бурых суглинков можно рассматривать как признак делювиального способа накопления первичного глинистого материала и действия почвообразовательных процессов.

*Водорастворимые соли, карбонаты и аморфные оксиды.* Эти компоненты определялись по результатам химического анализа водных, солянокислых и щелочных вытяжек бурых суглинков (табл. 7).

Содержание водорастворимых солей в среднем составляет 0.427 % (0.267–0.550), тип засоления – карбонатно-сульфатный, реакция среды – кислая; содержание катионов натрия и калия в 4–10 раз больше по сравнению с катионами кальция и магния.

Общее содержание карбонатов находится в пределах 4.57–10.83 % при среднем значении 8.88 %, при этом фиксируется преобладание  $\text{FeCO}_3$  – в среднем 5.48 % (кальциевые и магниевые соли в сумме составляют только 3.21 %).

Бурые суглинки отличаются повышенным содержанием аморфных полуторных оксидов (в среднем 4.15 %) и подвижных форм оксида алюминия (1.91 %), которые выполняют роль компонентов, обеспечивающих структурные связи как внутри агрегатов, так и между ними и первичными частицами.

Кислая среда, пониженное содержание кальциевых карбонатов и обогащение отложений аморфными оксидами алюминия и железа – признаки повышенной увлажненности условий формирования осадков на стадии седиментогенеза (имели место процессы выщелачивания и оглеения).

*Гумус, емкость катионного обмена и седиментационный объем.* Эти показатели определялись по стандартным методикам, изложенным в методическом пособии по инженерно-геологическому изучению

**Таблица 6. Минеральный состав фракции < 0.001 мм бурых суглинков (по данным фазового рентгеноструктурного анализа).**

№ образца – глубина, м	Минеральный состав фракции < 0.001 мм
ЛУ1 – 6 ls*	Гидролюда с разбухающими смектитовыми пакетами, каолинит, структурно несовершенный смектит, смешанослойный минерал гидролюда–смектит; возможны следы вермикулита и серпентина.
ЛУ2 – 7 ls*	Смешанослойный минерал гидролюда–смектит, каолинит, смектит; структура всех глинистых минералов разрушена.
ЛУ4 – 11 ls	Гидролюда с разбухающими смектитовыми пакетами, каолинит, структурно несовершенный смектит, вермикулит (структурно несовершенный)
ЛУ5 – 13 ls	Гидролюда с разбухающими смектитовыми пакетами, каолинит, структурно несовершенный смектит, вермикулит (структурно несовершенный); возможен смешанослойный минерал.
ЛУ6 – 14 ls	Гидролюда с разбухающими смектитовыми пакетами, каолинит, структурно несовершенный смектит, вермикулит (структурно несовершенный); возможен гидробиотит.
ВЛ2 – 4 ls	Гидролюда с разбухающими смектитовыми пакетами, каолинит, структурно несовершенный смектит, хлорит с разрушенной структурой, смешанослойный минерал гидролюда–смектит
ВЛ3 – 6 ls	Гидролюда с разбухающими смектитовыми пакетами, каолинит, структурно несовершенный смектит, смешанослойный минерал гидролюда–смектит и, возможно, хлорит–смектит.

*Примечание.* Инженер-аналитик Т.С. Филева, дифрактометр ДРОН – 3.0, излучение – Cu, Ka, Ni-фильтр, V = 25 kV, I = 20 mA.

горных пород [12]. Результаты определения указанных компонентов показали следующее. Во-первых, содержание гумуса в исследованных образцах бурых суглинков изменяется в широких пределах. Во-вторых, большинство образцов характеризуются высокой физико-химической активностью (емкость катионного обмена 68–157 мг-экв на 100 г вещества), что связано с повышенной глинистостью (реальное содержание фракции < 0.002 мм более 30–40 %). В-третьих, седиментационный объем оказался > 3.3 см<sup>3</sup> (за исключением одного образца), что является признаком структурной связности и потенциальной склонности суглинков к проявлению пльвинных свойств.

*Породообразующие оксиды и микроэлементы.* Содержание некоторых породообразующих оксидов (TiO<sub>2</sub>, MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> общ., CaO) и микроэлементов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Ba, Sr, Zr) в бурых суглинках Приморья (9 образцов) определялось методом РФА [17]. Было выполнено сопоставление полученных данных с результатами изучения отложений Забайкалья (район п. Могойтуй) и Приангарья (район г. Иркутска).

При сравнении породообразующих оксидов четко фиксируется резкое снижение содержания CaO в бурых суглинках, что еще раз доказывает существование влажных условий на стадии седиментогенеза. Концентрация железа, титана и марганца оказалась почти одинаковой для отложений Западного Приморья и Приангарья (это, видимо, региональная

особенность), в Забайкалье отмечается некоторое снижение содержаний указанных компонентов.

При сравнении концентраций микроэлементов фиксируется удивительное совпадение по барию и цирконию, которые являются преобладающими среди остальных элементов. Различия отмечаются для цинка, свинца (их больше в бурых суглинках Приморья) и стронция (его концентрация в бурых суглинках меньше). Элементы группы железа (V, Cr, Co, Ni) в меньшем количестве обнаружены в отложениях Забайкалья; концентрации меди и мышьяка – одинаковы для всех трех регионов.

По всей вероятности, барий и цирконий – стабильно ведущие микроэлементы в лессовидных отложениях как “сухой холодной перигляциальной зоны” юга Восточной Сибири (Приангарье, Забайкалье), так и “влажной более мягкой перигляциальной зоны” Приморья. Нужно заметить, что по данным кластерного анализа, выполненного для лессовидных суглинков Забайкалья (п. Могойтуй), установлено самостоятельное положение циркония. Мы предполагаем, что, возможно, отсутствие связи циркония с другими элементами объясняется его золовым происхождением (принесен из других источников). По аналогии можно предположить такую же природу этого элемента и для бурых суглинков Приморья, тем более что выше уже шла речь об участии этих процессов при формировании осадков на стадии седиментогенеза.

На заключительном этапе исследований научным сотрудником Аналитического центра Н.Н. Ухо-

**Таблица 7. Результаты химического анализа водной вытяжки бурых суглинков (%).**

№ образца – глубина, м	S <sub>вр</sub>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Ca <sup>++</sup> + Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	Тип засоления	pH
ЛУ1 – 6 ls*	0.550	0.068	0.013	0.319	0.016	0.168	к-с	6.2
ЛУ2 – 7 ls*	0.344	0.088	0.018	0.162	0.016	0.104	к-с	6.2
ЛУ3 – 8 ls*	0.366	0.058	0.013	0.200	0.016	0.108	к-с	6.4
ЛУ4 – 11 ls	0.267	0.078	0.016	0.118	0.016	0.078	к-с	6.2
ЛУ5 – 13 ls	0.398	0.048	0.013	0.228	0.016	0.117	к-с	6.6
ЛУ6 – 14 ls	0.605	0.048	0.015	0.366	0.016	0.184	к-с	6.2
ВЛ1 – 3 ls*	0.485	0.078	0.012	0.270	0.016	0.148	к-с	6.4
ВЛ2 – 4 ls	0.331	0.098	0.014	0.168	0.016	0.084	к-с	6.2
ВЛ3 – 6 ls	0.503	0.068	0.017	0.282	0.016	0.154	к-с	6.2

*Примечание.* S<sub>вр</sub> – общее содержание водорастворимых солей; к-с – карбонатно-сульфатный.

вой методом силикатного анализа определялся валовой химический состав пяти образцов лессовидных отложений коллекции и рассчитывались геохимические коэффициенты, которые позволяют оценить степень химической зрелости отложений и особенности климатической обстановки их формирования.

Чем больше коэффициент зрелости ( $K_z$ ) и меньше основной (ВА), тем выше степень химической зрелости породы; увеличение значений CIA, CIW и уменьшение ICV свидетельствуют о более влажных климатических условиях формирования отложений [5].

При сравнении геохимических коэффициентов лессовидных отложений Приангарья (использованы обобщенные значения по региональным материалам Т.Г. Рященко [18]) и бурых суглинков Западного Приморья (средние значения по пяти образцам) установлены их различия, которые подтвердили нашу гипотезу о том, что бурые суглинки являются “влажным аналогом (эквивалентом)” верхнечетвертичных лессовидных отложений юга Восточной Сибири. Для лессовидных отложений Западного Приморья основной коэффициент (ВА) снижается в два раза, коэффициент зрелости – увеличивается, возрастают значения CIA, CIW и снижается ICV. Следовательно, бурые суглинки характеризуются повышенной химической зрелостью, что связано с более мягкими (влажными) условиями их формирования в пределах перигляциальной зоны.

### ВЫВОДЫ

1. На основе ретроспективного обзора ранее предложенных гипотез формирования “бурых суглинков” (лессовидных отложений) Западного Приморья и анализа этих материалов сделан вывод о том, что наиболее вероятна гипотеза Б.И. Павлюткина [14, 25]: отложения имеют эоловое происхождение, их образование происходило в условиях умеренно влажного климата перигляциальной зоны, при этом толща является средне-верхнечетвертичной. В то же время, лессовидные отложения Западного Приморья и Приамурья не являются “влажным эквивалентом” лессов Китая, поскольку по визуальным литологическим признакам, мощности, количеству погребенных почвенных горизонтов и возрастной принадлежности лессы Китая не сопоставимы с ними.

2. Условия залегания бурых суглинков Западного Приморья аналогичны условиям залегания лессовидных отложений Верхнего Приангарья (юг Восточной Сибири), генезис которых является “комбинированным”. На фоне преобладающих делювиаль-

ных процессов, за счет которых происходит транспортировка и аккумуляция осадков, периодически действовал эоловый фактор, приводивший к формированию в толще отдельных элементарных слоев песчано-пылеватого материала.

3. Комплексные аналитические исследования образцов бурых суглинков Западного Приморья проводились с использованием нового метода “структурных диаграмм”, результаты которого показали, что отложения по характеру параметров микроструктуры занимают особую “нишу” в сообществе лессовых образований Приангарья, Забайкалья и Северо-Западного Китая. Можно предположить, что первичная пылеватость связана с периодами эолового привноса материала, реальная высокая глинистость – продукт делювиальных и почвообразовательных процессов, высокая агрегированность – продукт коагуляции первичных тонкоглинистых частиц в условиях повышенной увлажненности.

4. Состав глинистых минералов, пониженное содержание карбонатов кальция ( $\text{CaCO}_3$ ) и общее обеднение породы оксидами кальция ( $\text{CaO}$ ), кислая реакция среды, обогащение бурых суглинков аморфными оксидами алюминия и железа – признаки, свидетельствующие о влажных условиях, при которых формировались эти отложения.

5. Установлено совпадение концентраций бария и циркония для лессовидных отложений Западного Приморья, Забайкалья и Верхнего Приангарья, где они являются преобладающими среди микроэлементов. Можно предположить эоловое происхождение циркония в бурых суглинках, поскольку данные кластерного анализа, выполненного по материалам Забайкалья, показали самостоятельное положение этого элемента, не имеющего связей с другими компонентами микроэлементного состава.

6. Результаты определения валового химического состава бурых суглинков, расчеты геохимических коэффициентов и сравнение последних с данными по Приангарью явились подтверждением гипотезы, что бурые суглинки Западного Приморья – “влажный эквивалент” лессовидных отложений юга Восточной Сибири, но не лессов Китая.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Считаем своим приятным долгом выразить благодарность д.г.-м.н. В.В. Голозубову за предоставленные образцы пород, д.г.-м.н. Б.И. Павлюткину за критические замечания, а также сотрудникам Аналитического центра Института земной коры СО РАН Т.Ф. Даниловой, Т.С. Филевой и М.В. Даниловой, которые выполнили основной объем лабораторных работ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ананьев В.П. Лессовый покров России: Учеб. пособие. М.: Юриспруденция, 2004. 112 с.
2. Болиховский В.Ф. Ископаемые почвы и генезис покровных “бурых суглинков” Южного Приморья // Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей. Владивосток, 1978. С. 76–80.
3. Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. СПб., 1957. Т. 4. 134 с.
4. Животовская А.И. О “бурых” глинах Южного Приморья и третично-четвертичной границе // Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер. СПб., 1956. Вып. 1. С. 74–88.
5. Интерпретация геохимических данных / Е.В. Складаров, Д.П. Гладкочуб и др. М.: Интермет Инженеринг, 2001. 288 с.
6. Короткий А.М., Никонова Р.И. и др. Условия формирования “бурых” суглинков и глин Приморья // Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972. С. 57–62.
7. Короткий А.М., Михайлов М.А. и др. Литология и геохимия современных озерных отложений гумидной зоны. М.: Наука, 1979. 124 с.
8. Ларионов А.К. Методы исследования структуры грунтов. М.: Недра, 1971. 200 с.
9. Лессовый покров Земли и его свойства / В.Т. Трофимов, С.Д. Балыкова и др. М.: Изд-во МГУ, 2001. 464 с.
10. Лысенко М. П. Лессовые породы. М.: Недра, 1978. 206 с.
11. Лысенко М.П. Сравнительная оценка структурных особенностей ожелезненных пород в контурах микрорельефа и вмещающих лессовых разрезов (на примере междуречья Днестр–Барабой) / Препринт. Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1980. № 9. С. 34–36.
12. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород / Под ред. Е.М. Сергеева и др. М.: Изд-во МГУ, 1968. Т. 2. 369 с.
13. Опорные инженерно-геологические разрезы лессовых пород Северной Евразии / В.Т. Трофимов, С.Д. Балыкова и др. М.: КДУ, 2008. 608 с.
14. Павлюткин Б.И. Происхождение и возраст “бурых суглинков” Приморья // Плейстоценовое оледенение Востока Азии. Магадан, 1984. С. 193–202.
15. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Белянина Н.И. Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С. 92–99.
16. Ратеев М.А. О соотношении аллотигенного и аутигенного глинообразования в различных типах литогенеза // Литология и полез. ископаемые. 1964. № 2. С. 39–62.
17. Ревенко А.Г. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ природных материалов. Новосибирск: Наука, СИФ, 1994. 264 с.
18. Рященко Т.Г., Акулова В.В. Грунты юга Восточной Сибири и Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. 156 с.
19. Рященко Т.Г., Акулова В.В., Соколов В.Н. и др. Анализ микроструктуры лессов из района Северного лессового плато Китая // Геоэкология. 2000. № 3. С. 234–240.
20. Рященко Т.Г., Ухова Н.Н. и др. Количественная оценка многообразия глинистых минералов в дисперсных грунтах // Многообразие грунтов: морфология, причины, следствия. М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 71–72.
21. Рященко Т.Г., Ухова Н.Н. и др. Комбинированная модель формирования субэдральных лессовых отложений Приангарья (новые данные по опорному разрезу “Новоразводная”) // Изв. вузов Сибири. Серия наук о Земле. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. Вып. 9–10. С. 129–131.
22. Рященко Т.Г. Применение грунтоведческих критериев при расчленении литологических разрезов // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. С. 59–64.
23. Сохин В.К. Происхождение «бурых» глин Приморья и Приамурья // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 63–67.
24. Хмелевская И.М., Рященко Т.Г. Микроструктура иркутских, забайкальских, монгольских и китайских лессовых грунтов // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003. С. 293–298.
25. Pavlutkin B.I. Brown loams of Primorye – The Product of Atmogenic sedimentation // Program abstracts. Conference of Human Dimensions and Natural Processes in Environmental Change. May, 2001. Institute of Earth, CAS, Xian, China. P. 18.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

*T.G. Ryashenko, N.N. Ukhova, S.I. Stel'makh, N.I. Belyanina, P.S. Belyanin*

### Hypotheses of brown loam formation in Primorye: retrospective and a new view (Russian Far East)

The hypotheses of formation of brown loams in Primorye, which are widespread within the Razdolnoye-Khanka depression, are under consideration. These hypotheses were proposed in the 70-80s of the last century. Information on the loess-type rock formation of the adjacent region of the southern part of Eastern Siberia was accumulated. New analytical data on microstructure, mineral, chemical and microelement composition of brown loams were obtained from collection samples and a comparative analysis of sediments allowed us to formulate other suggestions regarding the place of brown loams in the community of loess-type rocks.

**Key words:** brown loams, loess, Quaternary sediments, West Primorye, Razdolnoye-Khanka depression, Russian Far East.

ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И  
ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ БАЛЕЙСКОГО  
ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

*А.И. Серезжников*

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017, e-mail: serezhnikova@paleo.ru*

Поступила в редакцию 20 апреля 2009 г.

Балей – эпитермальное жильное золото-кварцевое месторождение, залегающее в осадочной толще нижнего мела. Его геология и гидрогеология подробно изучены. На основе этих исследований реконструированы палеогидрогеологические условия рудообразования, чему особенно способствовала сохранность первоначальной геологической и гидрогеологической структуры: грабеноподобной впадины, вмещающей бассейн подземных вод. Рудное поле формировалось в процессе деятельности в раннем мелу высокотемпературной гидротермальной системы. Рудоносные растворы образовались в результате взаимодействия глубинных флюидов с породами и местными подземными водами. На глубине ~ 600 м растворы вскипали. Из дегазированной жидкой фазы отлагалось золото.

**Ключевые слова:** эпитермальное золото-кварцевое месторождение, палеогидрогеологическая реконструкция, вскипание растворов, Балей, Забайкалье.

**ВВЕДЕНИЕ**

Балейское (Балейско-Тасеевское) рудное поле находится в Восточном Забайкалье в долине р. Унды между хребтами Борщовочным (на севере) и Петровским (на юге). Месторождение Балей известно с 1921 г., разведывалось с 1928 г., эксплуатация началась в 1929 г. [14]. В дальнейшем было открыто Тасеевское месторождение. Вместе с Балеем оно образует единое Балейско-Тасеевское рудное поле. За все годы эксплуатации здесь добыто около 250 т золота, а оставшиеся его запасы оцениваются в 85 т [18].

Балей – месторождение жильное золото-серебряное с очень малым количеством сульфидов; среди нерудных минералов в жилах преобладает халцедоновидный кварц. Балей относится к эпитермальным месторождениям. Однако основная масса месторождений этого типа расположена в вулканических областях и залегают в магматических или вулканогенно-осадочных породах. Для таких месторождений построены схемы или модели формирования, в основе которых лежит связь с магматическими проявлениями. Они также сопоставляются с действующими в настоящее время высокотемпературными гидротермальными системами, причем в ряде случаев и рудные месторождения, и действующие гидротермальные

системы относятся к единым геологическим (вулканотектоническим) структурам [23, 28, 38 и др.]. Балей на этом фоне выглядит обособленно: несмотря на отчетливо эпитермальный характер оруденения и изменений пород, он залегают в осадочной толще и не ассоциирует с какими-либо близкими по возрасту магматическими образованиями. По крайней мере, они не проявлены на поверхности и не вскрыты скважинами.

Балей изучали многие геологи. Результаты их исследований наиболее полно обобщены в работе [2]. Среди рассматриваемых в ней вопросов генезиса следует подчеркнуть два вывода: 1) для рудного поля вероятно не тесная, а лишь “отдаленная” связь с магматизмом, 2) важным фактором рудообразования является интенсивная, в том числе конседиментационная тектоника. В настоящей работе, в отличие от предыдущих исследований, принципиально новыми направлениями являются: 1) реконструкция гидрогеологических (палеогидрогеологических) условий эпохи рудообразования и 2) сравнение Балея с рудными месторождениями и современными гидротермальными системами вулканических и невулканических областей. Оба направления должны способствовать более глубокому пониманию процессов, приведших к формированию рудного поля.

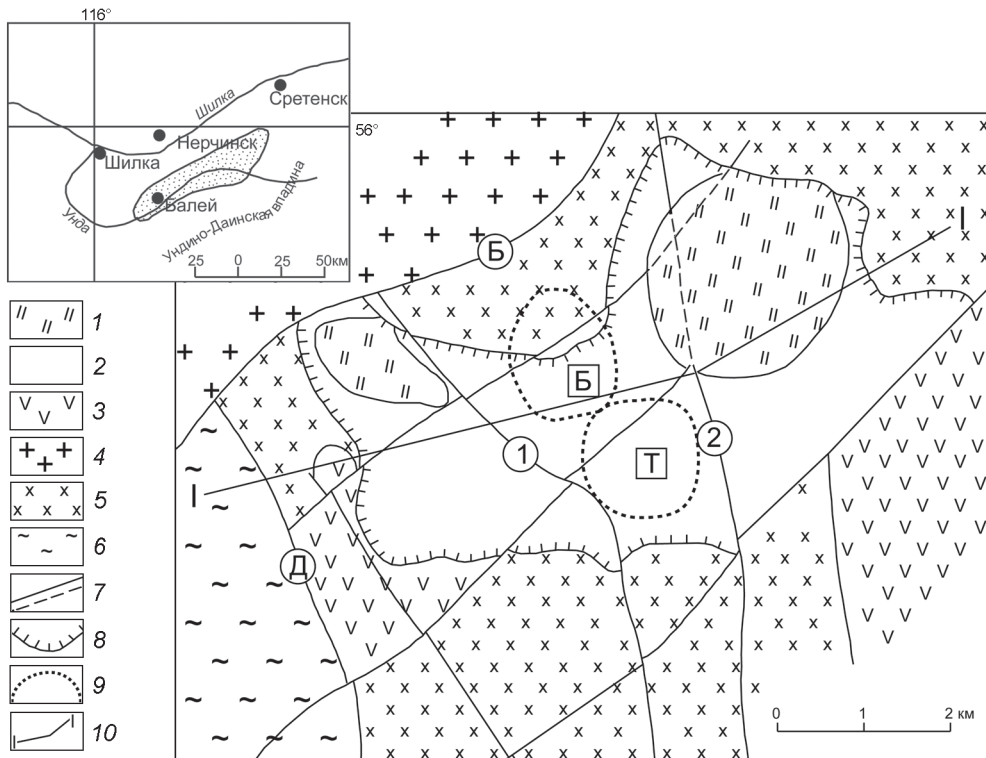


Рис. 1. Схема геологического строения Балейской впадины [2, 11, 20].

1–2 – чехол впадины (1 – каменная свита, 2 – новотроицкая и балейская серии); 3–6 – фундамент и борта впадины (3 – шадоронская серия ( $J_3$ ), 4 – борщовочный интрузивный комплекс ( $J_2?$ ), 5 – ундинский интрузивный комплекс ( $\gamma\delta C$ ), 6 – кристаллические сланцы и др. метаморфические породы ( $PR_2$ ); 7 – разломы (пунктир – под более молодыми образованиями), буквами и цифрами в кружках показаны региональные (буквы) и крупные (цифры) разломы: Д – Дутурульский, Б – Борщовочный, 1 и 2 – разломы, разграничивающие блоки, 1 – Западный и Центральный, 2 – Центральный и Восточный; 8 – границы чехла впадины (по разломам не показаны); 9 – максимумы золотого оруденения – проекции на поверхность, буквы в квадратах: Б – Балей, Т – Тасеевское месторождение; 10 – линия разреза (см. рис. 2 и 4).

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ**

Геология Балея изучена подробно [2, 5, 11, 13, 19 и др.]. Рудное поле тяготеет к одноименной впадине (рис. 1). Последняя имеет тектоническое происхождение и поэтому во многих работах ее называют грабеном или грабен-синклиналью [19, 20 и др.]. Основание впадины – ее фундамент и борта сложены гранитоидами ундинского комплекса (карбон), которые местами перекрыты вулканогенно-осадочными породами шадоронской свиты (верхняя юра). На небольшом удалении от западной границы на поверхность выходят кристаллические сланцы позднего протерозоя. К северу от впадины развит гигантский массив среднеюрских (?) борщовочных гранитов. В частях массива ундинских гранитоидов, перекрытых верхнеюрскими вулканогенными или нижнемеловыми осадочными породами, развита кора выветривания, ее мощность местами достигает нескольких десятков метров [5]. Эта кора явно дорудная, т.к. золотоносные

кварцевые жилы включают обломки гипергенно измененных гранитов. Породы шадоронской свиты развиты не повсеместно. В фундаменте рудного поля основной их объем эродирован.

Балейская впадина заполнена осадочной толщей (рис. 2). По скважинам ее мощность достигает 1200 м. Расчленение осадочной толщи впервые было сделано С.Г. Мирчинк [13] (табл.). Основной объем пород толщи отнесен к нижнему мелу. Выделены свиты, разделенные перерывами и несогласиями. Нижняя – тергенская свита – конгломератовая. На ней с размывом залегают озерные и пролювиальные песчаники, конгломераты и дресвяники балейской свиты, поверхность которой размыта и перекрывается песчаниками новотроицкой свиты. Тергенская свита фаунистически не охарактеризована, однако к востоку от Балея имеются подобные отложения, содержащие фауну валанжина–баррема [13]. В отложениях балейской и новотроицкой свит установлена фауна готерива–баррема [5]. На охарактеризованных



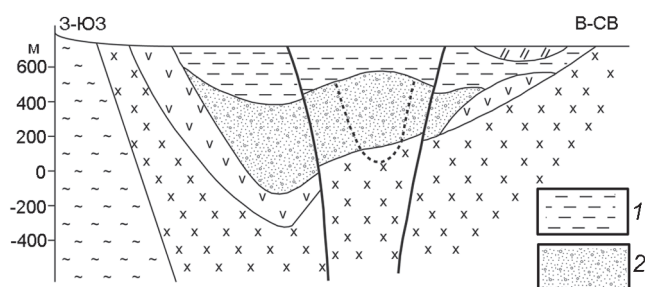


Рис. 2. Разрез по линии I – I к рис. 1.

1 – новотроицкая серия, 2 – балейская серия. Остальные условные обозначения те же, что и на рис 1.

фауной нижнемеловых отложений с размывом залегают конгломераты каменной свиты [13].

В более поздних работах [11 и др.] предложена другая схема, несколько изменился возраст отдельных свит (табл.). Верхняя часть разреза балейской серии – кокуйская и тасеевская свиты – распространена по всей впадине и имеет общую мощность до 400 м. Эти образования залегают и на тергенской свите, и непосредственно на породах фундамента, т.е. отчетливо несогласно. Они представлены преимущественно серыми аргиллитами, которые переслаиваются с алевролитами, песчаниками и конгломератами. Эта часть разреза вмещает основной объем золотоносных кварцевых жил и прожилков рудного поля.

Новотроицкая серия представлена переслаивающимися светло-серыми алевролитами, песчаниками и темно-серыми аргиллитами, осадочными брекчиями и вулканомиктовыми конгломератами. Их суммарная мощность до ~ 400 м. Серия считается надрудной. Новотроицкая серия залегают на более древних образованиях с несогласием [5].

Балейская впадина, уже начиная с ранних работ [15 и др.], разграничивалась на три блока: Западный, Центральный и Восточный, которые разделены поперечными по отношению к региональным разломам и разломными зонами. На рис. 1 границы блоков даны по книге [2], в некоторых других работах [15 и др.] они проводятся несколько иначе. Для Западного блока характерно значительное погружение фундамента – до отметки -300 м. Он сложен ундинскими гранитоидами (карбон) и верхнеюрскими вулканогенно-осадочными породами. Перекрывающая их нижнемеловая осадочная толща здесь имеет максимальную мощность до 1200 м, а разрезы свит наиболее полные. Породами балейской серии здесь сложена пологая синклиналь, ее ось имеет северо-западную ориентировку и погружается в том же направлении. С этой же синклиной совпадает мульда, сложенная породами новотроицкой серии.

Таблица. Стратиграфические схемы осадочной толщи Балейской впадины.

С.Г. Мирчинк [13]		В.Д. Любалин и др. [11]		
свита	возраст	серия	свита	возраст
каменная	Р–N	тайнинская	каменная	K <sub>1</sub>
новотроицкая	K <sub>1</sub> (готерив-баррем)	новотроицкая	кибиревская	K <sub>1</sub>
балейская			отмаховская	
		балейская	тасеевская	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>
			кокуйская	
тергенская	K <sub>1</sub> (валанжин-баррем)		тергенская	

На площади Центрального блока фундамент впадины сложен исключительно ундинскими гранитоидами. Выше залегают все свиты балейской серии. Ими сложена пологая антиклиналь субмеридиональной ориентировки. Ее ось ундурирует к центральной части блока. С погруженной частью антиклинали совпадает впадина, сложенная породами новотроицкой серии. На площади Центрального блока, преимущественно в породах балейской серии, сосредоточены наиболее значительные зоны трещиноватости. Основное оруденение также сосредоточено в этом блоке.

Для Восточного блока характерны гетерогенность основания (гранитоиды и вулканогенно-осадочная толща) и небольшая мощность отложений чехла, причем основной их объем здесь составляют породы новотроицкой серии и каменной свиты. В целом, это моноклиналь с падением слоев на запад, к Центральному блоку.

Наиболее молодые отложения – конгломераты каменной свиты – образуют на площади впадины две обособленные мульды (рис. 1). Здесь не отмечено ни разрывных нарушений, ни зон смятия [11].

В период рудообразования осадочный чехол впадины, сложенный породами балейской серии, был благоприятной средой для циркуляции гидротермальных растворов. Об этом свидетельствуют установленные [19, 20] малая прочность, высокая пористость, значительная проницаемость и анизотропность этих образований, особенно в верхней части их разреза (кокуйская и тасеевская свиты). Собственно здесь и сосредоточено золотое оруденение, тесно связанное с гидротермальными изменениями вмещающих пород. Формированию благоприятной для рудообразования структуры способствовал период опускания дна впадины, которое компенсировалось изгибами пластов осадочных пород и образованием разрывных нарушений типа межпластовых зон про-

скальзывания, сколовых нарушений и трещин [20]. Установлено общее возрастание пористости и проницаемости пород вверх по разрезу чехла впадины. Подчеркнута высокая пористость и проницаемость, малая прочность слабо сцементированных пород надрудной толщи [19, 20]. Последнее можно объяснить тем, что надрудная толща в основном своем объеме отложилась к началу гидротермального рудного процесса. Породы ее внизу изменены, а вверху сохранили первичные физические свойства.

Конгломераты каменской свиты содержат древние россыпи золота.

### ОРУДЕНЕНИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Балейское рудное поле по морфологии рудных тел относится к жильным и штокверковым образованиям. Жилы сопровождаются зонами мелкопрожилковой и вкрапленной минерализации. Мощности и протяженность золотоносных кварцевых жил варьируют, соответственно, от 3–4 и до десятков–сотен м.

Своеобразие жильного оруденения – господство тонкозернистых халцедоновидных разновидностей кварца в сочетании с халцедоном, присутствие карбонатов, ничтожная роль сернистых соединений металлов, среди которых преобладают пирит и марказит. Развита адуляр-кварцевая минерализация [5].

Золотое оруденение размещается в слоистых осадочных отложениях впадины, а также локально в ундинских гранитоидах, преимущественно в Центральном блоке. Развита кварц-золоторудные жилы с полосчатыми, брекчиевидными и друзовыми структурами. Золото распределено неравномерно, основные его скопления тяготеют к верхним частям месторождения. По структурам среди рудных тел выделяются: штокверки в гранитоидах и системы пологих согласных жил, сопровождаемых мелкими секущими жилами (Балей), и крутопадающие жильные зоны, прослеживающиеся от фундамента до границы балейской и новотроицкой серий (Тасеевское месторождение) [20].

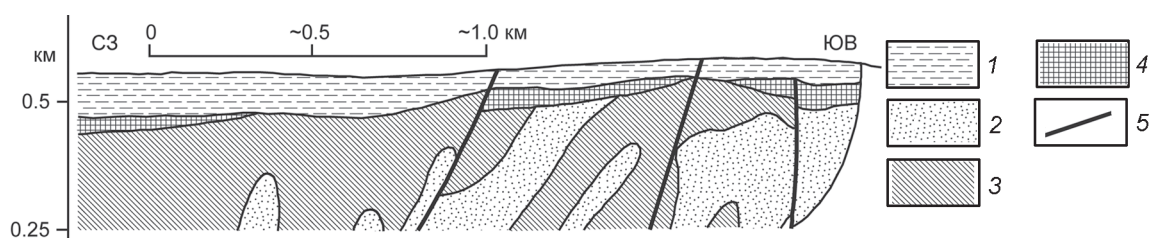
Гидротермальным изменениям подвержены породы чехла, фундамента и обрамления впадины [2, 5 и др.] Из образований чехла изменены и вмещают оруденение породы балейской серии. Нижняя граница изменений залегает глубже поверхности фундамента и скважинами не вскрыта. В то же время установлено, что основной объем изменений приходится на породы чехла впадины. Общий фон изменений составляют в разной степени аргиллизированные породы. Они содержат гидрослюда и каолинит. В эти породы заключены тела кварцитов и кварцитовидных существенно кварцевых пород, а также породы с адуляром и кварцевые жилы, в том числе золотоносные.

Максимум изменений приходится на Центральный блок. Здесь сосредоточены все крупные тела кварцитов – кварцитовидных пород и промышленное оруденение. В Западном блоке развиты преимущественно аргиллизированные породы. В Восточном блоке изменения весьма ограничены, а оруденелых пород нет.

На Балее, в отличие от многих других эпитеpmальных месторождений, можно определить верхнюю границу окolorудных изменений и золотого оруденения. Она проходит по пологим телам метасоматических существенно кварцевых пород, которые чаще всего называют кремневидными кварцами (рис. 3). Их изучали В.Г. Хомич и С.В. Чеглоков [30, 31] и др. На южной – тасеевской – части рудного поля эти пологие тела погружаются на глубину параллельно верхней границе оруденения, образуя над жильными зонами своего рода “кварцевые шляпы”, на севере – на самом Балее – они частично эродированы. Стратиграфически “шляпы” залегают вдоль границы двух серий – балейской и новотроицкой [2].

Для зоны кремневидных кварцев характерны пористость, насыщенность землистыми массами пирита, марказита и антимонита, присутствие обеленных каолинитовых масс [31]. Описаны также полосчатые монокварцевые образования, обычно с большим количеством пустот; полосчатость параллельна слоям осадочных пород. Кремневидные кварцы – образования надрудные [31]. Золотоносными жилами они не пересекаются, причем не достигая “слоя” кремневидных кварцев, рудные тела выклиниваются или становятся непромышленными. Выше “слоя”, в нижней части разреза новотроицкой серии, в мелко- и среднегалечных конгломератах (отмаховская свита) установлена сульфидная минерализация – пирит, марказит, антимонит и др. [30]. Выше по разрезу новотроицкой серии встречены горизонты осадочных пород, содержащих обломки кремневидных кварцев [7] (очевидно, результат эрозии части “шляп”).

В.Г. Хомич и С.В. Чеглоков [31] считают, что мелко-среднегалечные конгломераты в основании новотроицкой серии (отмаховская свита) отложились немного раньше рудного процесса и были первоначально слабо диагенезированы. Они служили экраном для рудообразующих растворов, поскольку не были способны к трещинным деформациям. По их мнению, “дорудное перекрытие трещин, по которым перемещались гидротермальные растворы, представлялось чрезвычайно важным условием, определившим формирование в Балее золотого оруденения близповерхностного типа”. Образование вдоль этой границы экрана тел кремневидных кварцев и вышележащих аргиллизированных пород с сульфидами было связано с изменением состояния гидро-



**Рис. 3.** Зональность гидротермально измененных пород. Фрагмент разреза с СЗ на ЮВ в границах Центрального блока [2].

1 – надрудная толща, 2 – интенсивно измененные аргиллизированные, кварц-каолинитовые и другие породы; содержат многочисленные кварцевые жилы, а также зоны околожильного окварцевания, 3 – большие объемы слабоизмененных пород (с кварцем, гидрослюдой, хлоритом), 4 – “кварцевые шляпы” – кремневидные кварцы, 5 – разрывные нарушения.

термальных растворов, которые здесь (вблизи поверхности) либо вскипали, либо смешивались с неглубоко залегающими водами [31]. В итоге, кремневидные кварцы определили верхнюю границу балейского золотого оруденения. Природа этой границы более подробно будет рассмотрена в дальнейшем.

### ГИДРОГЕОЛОГИЯ

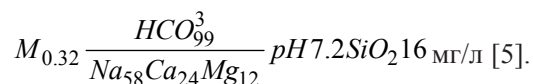
Балейская впадина морфологически и по гидрогеологической структуре мало чем отличается от множества других мезозойско-кайнозойских впадин Забайкалья [12, 25]. В них превышение водоразделов над дном долины обычно определяется в 200–500 м, а над фундаментом – 1–2 км. Со впадинами совпадают артезианские бассейны. Их водное питание осуществляется из внешнего обрамления, по площади более обширного, чем сами впадины. Напор вод иногда достаточно большой, а дебит скважин достигает десятков л/сек. Воды бассейнов пресные, гидрокарбонатные, с глубиной наблюдается повышение минерализации до 0.3–1.0 г/л. В ряде впадин встречаются месторождения минеральных углекислых вод.

Подземные воды Балейской впадины и рудного поля изучали В.П. Новик-Качан ([15] и в книге [5]), а также Г.И. Хнырев [29]. Они выделяют воды аллювиальных отложений и залегающие глубже – под водоупором – воды коренных пород. Последние образуют единый комплекс подземных, преимущественно трещинных вод песчано-конгломератовых и гранитоидных пород. Эти воды напорные. В долине р. Унды их уровень превышает дневную поверхность на 1.0–4.0 м. Это происходит из-за того, что область питания подземных вод – относительно высокогорные хребты. В границах общего горизонта (комплекса) воды распределены неравномерно: их циркуляция происходит преимущественно по разломам и сопровождающим зонам дробления и трещиноватости. Практически везде с глубиной водообильность резко падает. Это можно объяснить тем, что, как отмечалось

ранее, плотностные (коллекторские) свойства отложений вверх по разрезу осадочной толщи улучшаются.

По химическому составу в границах комплекса вод коренных пород выделяется два недостаточно резко разграниченных их типа: 1) относительно слабо минерализованные, трещинные подземные и 2) минеральные углекислые. Первый тип распространен повсеместно, но главным образом в западной и восточной частях впадины. Второй тип сопровождается рудную минерализацию, т.е. развит преимущественно в Центральном блоке.

Воды первого типа – преимущественно гидрокарбонатные, существенно натриевые. Их минерализация составляет 0.3–0.7 г/л, температура – до 4° С [29]. В качестве примера можно привести состав вод одной из скважин Восточного блока:



С глубиной натриевость вод нарастает до 92 % экв., нарастает и минерализация, появляются воды с высокими содержаниями свободной углекислоты [29]. Имеются и элементы горизонтальной зональности: на севере – в ундинских гранитоидах развиты сульфатные (SO<sub>4</sub>-Na) воды с минерализацией до 1.7 г/л (вероятно, рудные тела штокверка здесь содержат много сульфидов) [7, разрез с. 126/127].

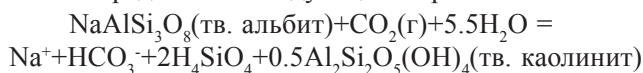
Воды второго типа – минеральные углекислые. Кроме двух отмеченных авторов, их также изучала А.П. Карасева [9]. Состав этих вод также гидрокарбонатный, существенно натриевый, минерализация значительна. Воды вскрыты скважинами и горными выработками. Разгрузка в большинстве случаев контролируется кварцевыми жилами и секущими их разломами. Наиболее минерализованные воды встречаются на Балейском руднике. Здесь на глубине 316 м из кварцевой жилы в конгломератах разгружаются воды HCO<sub>3</sub>-Na состава с минерализацией ~ 16.5 г/л.

А.П. Карасевой [9] показано, что в целом на Балее с глубиной повышается содержание  $\text{CO}_2$ , растут минерализация и температура. При этом она отмечает, что возрастание величины газонасыщенности вод с глубиной указывает на глубинное происхождение углекислоты. Содержания  $\text{SiO}_2$  невелики – 4–7 мг/л [5].

В центральной части рудного поля по мере вскрытия более глубоких горизонтов, наряду с уменьшением обводненности, все больше появляется выходов сухих газовых струй. Они, как и выходы минерализованных вод, наблюдаются по жильным телам и на их продолжении. Основным компонентом газовых струй является  $\text{CO}_2$ . В подчиненном количестве представлены  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2$  + редкие газы.

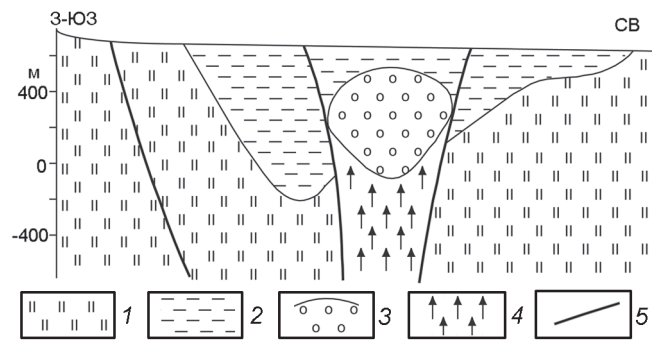
На Балее глубинный поток углекислого газа внедряется в горизонт пресных трещинных подземных вод, где взаимодействует с водами и вмещающими породами. В единой водонапорной системе образуется скопление – месторождение минеральных углекислых вод (рис. 4). Как и основной поток глубинных газов, оно заключено в Центральном блоке. Границы месторождения строго определить невозможно: в его контуре (рис. 4), наряду с минеральными, есть и слабо минерализованные воды.

Углекислые воды Балее в основной своей массе обладают достаточно специфическим химическим составом. Они гидрокарбонатные натриевые, тогда как общий фон минеральных углекислых вод Забайкалья составляют гидрокарбонатные кальциевые воды [5, 12]. Специфику состава вод Балее следует объяснять влиянием вмещающих пород. Здесь в Центральном блоке развиты обширные тела гидротермально измененных пород. В их составе преобладают минералы группы каолинита – гидрослюд. Они бедны натрием, поэтому можно предположить, что содовая составляющая вод образуется за счет пород с альбитизированным плагиоклазом, окружающих зоны аргиллизации. Схему растворения альбита можно представить следующим образом:



В результате этой реакции образуется раствор  $\text{HCO}_3^-$ -Na состава, содержащий кремнезем, а в твердой фазе – каолинит. Вследствие данного процесса зоны (тела) аргиллизации должны расширяться. Это можно подтвердить минералогическими данными: Н.В. Петровская и др. [5] отмечали длительность процессов отложения и переотложения каолинита, гидрослюдов, которые продолжались и при гипергенных преобразованиях руд.

В заключение отметим геологическую природу скопления минеральных углекислых вод. В.П. Новик-Качан [16] пришел к выводу о том, что на Балее



**Рис. 4.** Гидрогеологическая схема (разрез по линии I–I, рис. 1) Балейской впадины.

1 – преимущественно слабообводненные породы фундамента впадины, 2 – подземные трещинно-пластовые воды чехла впадины, 3 – скопления (месторождение) углекислых минеральных вод (верхняя граница примерно совпадает с кровлей балейской серии), 4 – потоки  $\text{CO}_2$  в фундаменте впадины, 5 – разломы.

“...мы наблюдаем непосредственную связь формирования... состава вод [углекислых] с рудным процессом и гидротермальной деятельностью”. Однако эту связь, очевидно, надо трактовать лишь как последовательность событий возможно единого процесса – вначале гидротермального, а затем – вплоть до настоящего времени – низкотемпературного, связанного с продвижением по разломным зонам, в т.ч. рудоносным, потоков глубинной углекислоты.

#### СРАВНЕНИЕ БАЛЕЯ С ДРУГИМИ ЭПИТЕРМАЛЬНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ

Основная масса эпитеермальных золоторудных месторождений сосредоточена в разных по возрасту, но преимущественно молодых вулканических областях. В составе этих месторождений выделены два основных типа: кислотно-сульфатный и адуляр-серпичитовый [37] или, соответственно, высокосульфидный (ВС) и низкосульфидный (НС) [10]. Первый тип считается результатом деятельности высокотемпературных, обогащенных серой кислых гидротерм, а второй – образован менее нагретыми, бедными серой околонеитральными-слабощелочными Cl-Na гидротермальными растворами [37].

На территории Балее не выявлено каких-либо магматических образований, близких по возрасту к золотому оруденению, однако это месторождение типично эпитеермальное. По своим характеристикам Балей близок к НС-типу: для его рудных жил характерна ассоциация кварца и адуляра, руды и околорудные породы бедны серосодержащими минералами, процессы окварцевания пород масштабны, вне зон с

оруденением широко развиты слабо измененные породы, которые можно отнести к пропилитам.

Вне областей с близким по возрасту к оруденению магматизмом есть и другие, похожие на Балей золоторудные месторождения. В качестве примера можно привести малоглубинные (shallow-level) жильные месторождения Западной Австралии Вилуна и Ракетрак [36]. Они находятся на площади архейского кратона Йилгарн, где имеются древние сверхкрупные золоторудные месторождения континента – мезо-гипотермальные.\*

Без отчетливой связи с магматизмом имеются не только эпитепральные месторождения, но и действующие в настоящее время высокотемпературные гидротермальные системы. В качестве примера можно привести расположенный на территории Китая протяженный Гималайский невулканический геотермический пояс [42]. Наиболее изученная гидротермальная система этого пояса – Янгбайин в 90 км от Лхасы. Она совпадает с грабеноподобной впадиной. Ее чехол представлен четвертичными осадками, фундамент сложен гранитами. На базе Янгбайин действует геотермальная электростанция. Теплоноситель – пароводяная смесь со средней температурой 150–160° С. Она обогащена  $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $Cl$  [42].

Гораздо больше данных имеется для другой невулканической геотермальной провинции, находящейся на юге Малой Азии – в Турции (Зап. Анатолия). Здесь на фоне многих термальных источников выделяется геотермальное поле Кизилдере [40]. Эта территория сложена осадочными и метаморфическими породами, какие-либо молодые магматические проявления отсутствуют. Скважины, пробуренные на Кизилдере (глубина до 1200 м), вскрыли флюид с температурой 198–212° С. На базе этих скважин действует геотермальная электростанция. Состав жидкой фазы флюида (после сепарации) –  $HCO_3$ – $SO_4$ – $Cl$ – $Na$ , минерализация ~ 3–4 г/л, рН 6.0.

При региональном изучении современного геотермического режима земной коры уже давно было отмечено совпадение зон аномальных тепловых потоков с орогеническими поясами [43]. Причиной деятельности гидротермальных систем здесь является тектоническая (геодинамическая) напряженность. Она сопровождается, а возможно, даже и вызывается приближенными к поверхности тепловыми аномалиями, которые, очевидно, поддерживаются не только кондуктивно, но и конвективно потоками глубинных флюидов. Внедрение таких аномалий в верхние зоны земной коры не всегда приводит к образованию магм,

в том числе рудоносных. Однако сами флюиды по разным причинам, например в результате взаимодействия на пути своего продвижения с вмещающими породами, могут стать рудоносными. В прошлом за счет подобных флюидов вне вулканических зон могли формироваться такие месторождения, как Балей.

Следует отметить, что и в самих молодых вулканических областях современные высокотемпературные гидротермальные системы в общем случае не обнаруживают генетической связи с очагами магматизма и далеко не всегда ассоциируют пространственно с какими-либо магматическими телами. В.В. Аверьев [1] на основе наблюдений над современными гидротермами и путем геотермических расчетов пришел к выводу, что надо “весьма критически относиться к представлениям о ведущей роли магматических тел в гидротермальном процессе... Формирование термоаномалий обусловлено восходящим потоком горячего флюида, генерация которого ... является следствием самостоятельного глубинного процесса”.

#### ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

##### Гидрогеологические системы: современная и древняя (рудообразующая)

Рестаурации палеогидрогеологических условий рудообразования в большой мере способствовала сохранность прежней структуры Балей, как геологической, так и гидрогеологической. Большинство исследователей региона считают, что впадины между Борщовичным и Петровским хребтами были отрицательными формами рельефа в течение всей мезозойской истории Забайкалья, а междепрессийные участки представляли собой положительные формы – области сноса. На месте Балейской впадины в мезозое-кайнозое, в том числе в период формирования Балейского рудного поля, существовал осадочный бассейн, ограниченный по разломам горными массивами. При этом, со впадиной – осадочным бассейном – совпала водонапорная гидрогеологическая система, в принципе, та же самая, что и современная. Разломы, ограничивающие депрессию – долгоживущие. То же можно сказать и о поперечной разломной зоне, охватывающей в виде серии разломов Центральный блок месторождения. Зона возникла в ранние этапы формирования Балей. По ней же происходили син- и пострудные движения, а в настоящее время с больших глубин движутся струи углекислого газа, благодаря чему образуются углекислые воды.

Происхождение Балей (и всего рудного поля) следует связывать с более ранней, чем современная, гидрогеологической системой – гидротермальной

\*Малоглубинные месторождения здесь, вероятно, связаны с этапом тектонической активизации кратона.

(рис. 5). Она действовала в готериве–барреме. Тогда по рассматривавшейся поперечной разломной зоне с глубин продвигались не холодная углекислота, как сейчас, а нагретые флюиды сложного состава. На относительно небольшой глубине, вероятно, перед поступлением в чехол впадины, они начинали смешиваться с местными метеогенными подземными водами и становились гидротермальными рудообразующими растворами.

Верхнюю границу развития глубинных флюидов – это, очевидно, был надкритический флюид – можно ориентировочно оценить по  $p_{\text{крит}} \text{H}_2\text{O}$ , что соответствует 225.65 атм. С учетом вероятной большой водообильности это глубина  $\sim 2.25$  км. Гипотетически источником флюида была интенсивная тепловая аномалия, сходная по геотермическим параметрам с магматическим очагом. Глубина ее залегания показана по аналогии с предполагаемым очагом магмы под Мутновскими гидротермами на Камчатке.

Исходя из приводившихся ранее данных по распространности гидротермально измененных пород, можно прийти к выводу, что рудообразующая система была заключена преимущественно в породах чехла впадины. В чехол поступали большие массы метеогенных вод, поэтому тепловая аномалия здесь “расплывалась” (рис. 5).

В принципе, так же устроены и современные (действующие) гидротермальные системы: для них характерно увеличение вверх по разрезу плотности пород и нарастание масс циркулирующих в породах подземных вод или пара.

Наиболее нагретая часть гидротермальной системы совпадала с современным Центральным блоком – к нему приурочены скопления тел кварцитов и кварцитовидных пород, а также максимум золотого оруденения. Здесь на глубинах были сосредоточены разрывы, по которым в гидрогеологическую систему поступали потоки горячих флюидов (рис. 5).

В Западном блоке из-за большой мощности рыхлых отложений происходило растекание гидротермальных растворов, их разбавление подземными водами и охлаждение. В результате процессы изменения пород и рудообразования здесь хотя и охватывали большие объемы пород, но не были такими интенсивными, как в Центральном блоке. Восточный блок в период рудообразования был приподнят, эродировался и был частью области питания подземных вод.

#### Физико-химические условия гидротермальной деятельности

Геотермическую обстановку деятельности Балеической гидротермальной системы можно оценить по результатам изучения газовой-жидких включений в

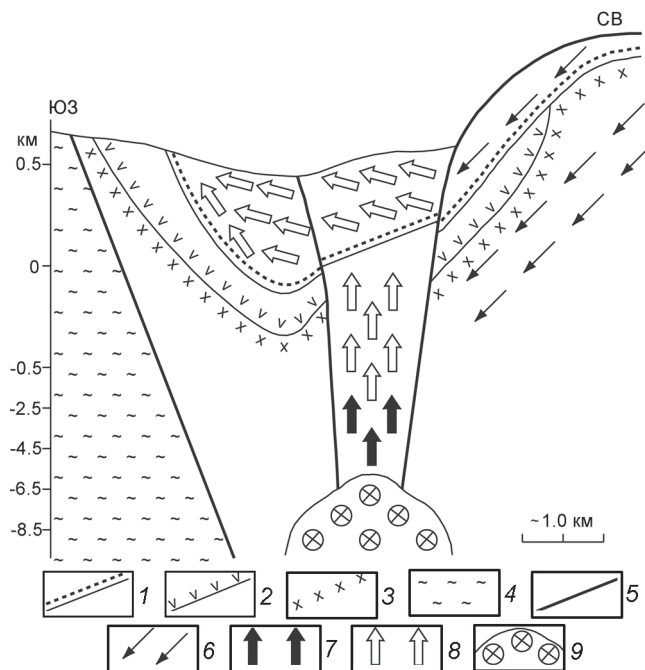


Рис. 5. Схема действия Балеической гидротермальной системы.

1 – балеическая серия и ее подошва; 2 – шадоронская серия и ее подошва; 3 – кровля ундинских гранитоидов; 4 – кристаллические сланцы; 5 – разломы; 6–8 – пути движения: 6 – местных подземных вод, 7 – глубинных флюидов, 8 – гидротермальных растворов; 9 – глубинная тепловая аномалия.

гидротермальных минералах, а также по изотопно-геохимическим данным. Температура отложения гидротермальных минералов, главным образом кварца, в меньшей мере кальцита, наиболее подробно исследовалась Ю.В. Ляховым [2]. Установленный диапазон температуры гомогенизации – от 310 до 100° С и ниже. Для кремневидных кварцев пластообразных тел была получена температура 270–220° С. Глубже, в жильном кварце, содержащем основной объем золотого оруденения, гомогенизация газовой-жидких включений охватывает преимущественно интервал температур 260–200° С с максимумом – 310° С.

Н.М. Заири и С.Г. Кряжевым [8] дана оценка температур отложения кварца на основе изотопного состава его кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Особое внимание было обращено на кварцы, содержащие большие количества золота. Для них получен интервал температур – 290–240° С, причем наиболее богатые руды содержат кварц с температурой отложения  $260 \pm 20^\circ \text{C}$ .

Результаты изучения включений и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о большом диапазоне колебаний температур минералообразования – от 350 до 100° С. Практически все эти данные приходится на наиболее продуктивный Центральный блок рудного поля. Трудно представить, чтобы по-

добные большие и распределенные достаточно беспорядочно перепады температур могли существовать в таком относительно ограниченном объеме пород одновременно. На современных гидротермальных системах получены другие данные: для них характерно “луковичное” распределение изотерм с максимумом в центральной части системы (вплоть до 300° С) и постепенное понижение температуры к окраинам системы [27]. Поэтому можно предположить, что Балейская гидротермальная система первоначально прогревалась, вплоть до максимальных параметров, а затем неравномерно охлаждалась.

Само жильное золото кварцевое рудообразование, по совокупности имеющихся определений, охватывает интервал температур 260–200° С, причем наиболее вероятны значения, тяготеющие к верхней границе интервала.

При образовании гидротермальных минералов величины давления ограничивались интервалом 165–45 бар [24]. Если бы это была существенно водная система с постепенным увеличением давления вниз по разрезу, то ее глубинность можно было бы оценить величиной до 1650 м. Возможны и несколько большие глубины из-за насыщенности растворов газами. В целом, полученные данные определяют примерные глубины циркуляции гидротермальных растворов – вплоть до 1650 м (несколько глубже основания чехла впадины). В то же время следует учитывать, что гидротермальная система была водонапорной и в значительной мере экранировалась. Поэтому высокое давление могло осуществляться у нее на небольшой глубине под экраном. Причина водонапорности системы, как и в настоящее время, – питание водами горной области, окружающей впадину. Следует отметить, что и в современных действующих гидротермальных системах пластовое давление флюида определяется пластовым давлением всей гидрогеологической структуры, которая вмещает эту систему [3].

С применением криоскопического метода показано, что минерализация гидротермальных растворов Балей отвечает 0.5–63.0 г/л [24]. Это обычный интервал минерализации рудообразующих растворов, устанавливаемый для эпипермальных месторождений, а значения, тяготеющие к нижней границе интервала, характерны для многих современных высокотемпературных гидротерм.

#### **Сравнение с действующими высокотемпературными гидротермальными системами**

Существование вне вулканических областей значительных по своей мощности геотермальных месторождений типа рассмотренных ранее Кизилдере и

Янгбайин позволило предположить, что в таких же геологических условиях могли бы развиваться и рудообразующие гидротермальные системы. Однако известные здесь современные гидротермы слабо изучены, поэтому, оценивая гидрогеологические условия, в которых формировался Балей, надо ориентироваться на хорошо изученные действующие гидротермальные системы молодых вулканических областей. Они сходны с эпипермальными золоторудными месторождениями по характеру гидротермальных изменений (можно найти аналоги ВС и НС-типов), а для целого ряда проявлений доказана золото-серебряная металлогеническая специализация.

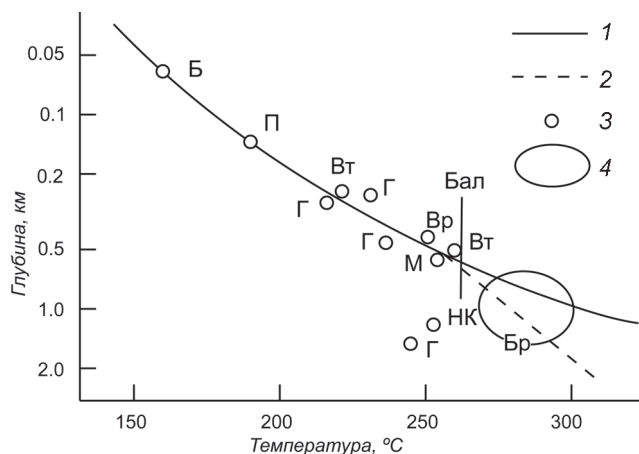
Специфическим термодинамическим свойством высокотемпературных гидротерм являются фазовые переходы  $H_2O$ . Обычно на глубине они имеют теплоноситель в виде жидкости, насыщенной газами. По мере приближения к поверхности жидкость из-за падения давления может вскипать. Термы, вскипающие на поверхности или в непосредственной близости от нее, представлены гейзерами и высокотемпературными источниками. Те и другие отлагают гейзериты: воды обогащены  $SiO_2$  и из-за резкого охлаждения выпадают большие массы кремнезема. Термы, вскипающие на глубине и разгружающиеся в виде пара (и газов), из-за конденсации пара и смешения с грунтовыми водами образуют сольфатарные – парящие сернистые с углекислотой и аммонием – струи, отлагающие цветные глины с сульфидами и др. Термы первой группы можно назвать гейзерными, а второй – сольфатарными [23, 33] (на Камчатке из гейзерных терм разведаны Паужетские и Большебанские, а из сольфатарных – Мутновские и Нижнекошелевские). В целом имеется единое множество гидротерм, для которых глубина вскипания зависит от температуры (рис. 6).

Балейская рудообразующая гидротермальная система в период своей наибольшей тепловой активности была близка к системам сольфатарного типа. Ее можно сравнить с Мутновской на Камчатке\*. Эта система (месторождение парогидротерм) характеризуется следующими свойствами [21, 22, 33]. Естественные выходы находятся на абс. отм. ~ 1 км.

Скважинами на глубине вскрыты Cl-Na воды, насыщенные газами ( $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $NH_3$ ); они находятся на границе жидкость-пар. На уровне ~ 0.5 км раство-

---

\*Использование характеристик гидротерм молодых вулканических областей не означает какие-либо генетические аналогии. Речь идет о термодинамических свойствах системы, в частности, о глубинах вскипания растворов и конденсации пара в соответствии с РТ-условиями разреза и вне зависимости от природы источника тепла.



**Рис. 6.** Зависимость между температурой и давлением некоторых разведанных высокотемпературных гидротермальных систем [23] и глубина зоны вскипания Балейской системы.

1 — кривая точек кипения чистой воды при гидростатическом давлении, 2 — то же при 4.4 %  $\text{CO}_2$ , 3 — интервалы термометров и замеры по скважинам (системы: Б — Большебанная, П — Паужетка, Г — Гейзерс, Вр — Вайракей, НК — Нижнекошелевская, М — Мутновская, Вт — Вайотапу), 4 — система Бродлендс — поле максимальных температур и отвечающих им глубин по 17 скважинам). Бал. — линия наиболее вероятной температуры зоны вскипания гидротермальных растворов на Балее.

ры вскипают. Образуется зона пара. Затем, уже вблизи поверхности происходит частичная конденсация пара. Образуются сольфатарные поля с паровыми струями, кипящими котлами и горячими источниками. Отлагаются пестрые сольфатарные глины, сульфиды, самородная сера, опал. Глубокие зоны разреза выделены [21 и др.] гипотетически. Предполагается, что до абсолютной отметки  $\sim -2.5$  км развиты те же Cl-Na воды — гидротермальные растворы. Они образуются из глубинных флюидов и подземных вод метеорного происхождения. Глубже зоны Cl-Na растворов под Мутновскими термами, вероятно, развита зона флюида с надкритической температурой  $\text{H}_2\text{O}$ . Она может быть прослежена до вероятного уровня кровли магматического очага. Верхняя граница залегания зоны флюида, т.е. критической точки воды —  $374.15^\circ\text{C}$  — определена по диаграмме Г.Дж. Банвелла [6]. Глубина вероятного залегания магматического очага (отметка  $\sim -6.5$  км) определена экстраполяцией данных, полученных для флюида, на обычную для плутона температуру  $\sim 750^\circ\text{C}$  [22]. Исходя из представлений В.В. Аверьева [1], это не обязательно магма, а область формирования глубинного флюида.

Сопоставляя Балей с сольфатарными термами, важно учитывать, что сольфатарные-гейзерные термы часто золотоносны. Это особенно отчетливо иллюстрируют результаты изучения гидротерм Новой Зеландии [34, 35, 39, 41]. То же относится и к Паужетке (Камчатка) [17, 26]. Основная причина рудоотложения — вскипание гидротерм (парообразование) на поверхности или вблизи нее.

люстрируют результаты изучения гидротерм Новой Зеландии [34, 35, 39, 41]. То же относится и к Паужетке (Камчатка) [17, 26]. Основная причина рудоотложения — вскипание гидротерм (парообразование) на поверхности или вблизи нее.

### Палеогидрогеологический разрез Балейской рудообразующей системы

Сравнение с современными гидротермами позволяет составить палеогидрогеологический разрез Балейской рудообразующей системы и определить ее глубинность. Геологической основой является разрез, составленный В.Г. Хомичем и др. [32] (рис. 7). На нем залегающие в отмаховской свите кремневидные кварцы и ассоциирующие с ними, согласно залегающие пористые кварцевые метасоматиты, а также кварц-каолиновые и аргиллизированные образования отнесены к комплексу “предрудных метасоматитов”. Считается [32], что этот комплекс образовался ранее золотоносных кварцевых жил и был барьером — экраном — для рудообразующих растворов. Сравнение с действующими гидротермальными системами позволяет интерпретировать интервал разреза с кремневидными кварцами иначе. Можно говорить о примерной синхронности комплекса “предрудных” метасоматитов и золотоносных кварцевых жил. Как уже отмечалось, при движении гидротермальных растворов к поверхности на определенной глубине достигается соотношение между температурой и давлением, отвечающее отделению от раствора паро-газовой фазы, т.е. их вскипанию. Глубину этой границы можно определить по графику рис. 6. Балей на уровне зоны вскипания характеризуется температурой  $\sim 260^\circ\text{C}$  (она наиболее вероятна для кварцево-жильного комплекса, прослеживающегося по вертикали вплоть до горизонта кремневидных кварцев). Этой температуре отвечает величина гидростатического давления на глубине  $\sim 600$  м. Она может корректироваться геологическими условиями. На Балее оптимальные условия для вскипания растворов создавались на границе балейской и новотроицкой серий из-за контрастности их литологии. В относительно рыхлых конгломератах (галечниках) основания последней (к началу рудообразования отложилась только отмаховская свита) падало давление, в результате чего растворы вскипали (рис. 7). Жидкость оставалась на месте, а паро-газовая фаза продвигалась к поверхности. Из-за нейтрализации и охлаждения растворов на границе литологических комплексов, отлагался слой кремнезема (вначале это был гель).

К отметке  $\sim 600$  м на рис. 7 привязаны другие части геологического разреза, вплоть до кровли шадоронской свиты (серии) и эродированной поверх-



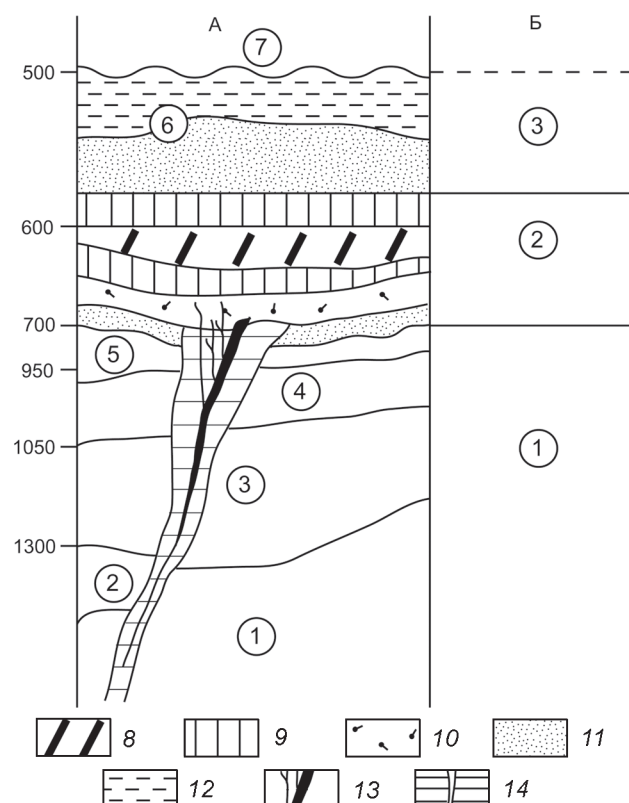
ности древних гранитоидов. В результате определена глубина залегания литолого-стратиграфических единиц на период интенсивной гидротермальной деятельности. Исключение составляет самая верхняя часть разреза. На рис. 7 она охарактеризована до глубины 500 м от палеоповерхности. Залегавшая выше этой отметки верхняя часть отмаховской свиты после процессов гидротермального рудообразования была эродирована, а затем на ее месте отложилась кибиревская свита.

На гидрогеологическом разрезе рис. 7 показано, что граница на палеоглубине ~ 600 м стала разделом золотоносных гидротермальных растворов и отделившегося от них пара, насыщенного газами, по-видимому, существенно сернистыми. Встречаясь выше этого раздела с неглубоко залегающими подземными и грунтовыми водами, пар и газы образовывали кислые сернистые растворы; из них отлагались пирит, антимонит, реальгар, аурипигмент.

Раздел – зона вскипания – был экраном, проницаемым для пара и газов и не проницаемым для жидкости. Зона жидкости – это были золотоносные растворы – распространялась под экраном на глубину ~ 1300 м (и более?). Поднимавшиеся к поверхности гидротермальные растворы, по мере приближения к экрану, из-за его полупроницаемости, дегазировались. Это должно было стать причиной нарушения химического равновесия в системе потока гидротерм и привести к разрушению комплексов, транспортирующих золото и, в результате, к его отложению. В целом, золотоносность твердой фазы (пород) по мере приближения к экрану нарастала.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе обобщены результаты многочисленных исследований геологии и гидрогеологии БалеЙского рудного поля и на этой основе реконструированы палеогидрогеологические условия эпохи рудообразования. Этому способствовала сохранность первоначальной структуры Балея – геологической и гидрогеологической: в нижнем мелу здесь была близкая к современной грабеноподобная впадина, вмещающая артезианский бассейн. Рудное поле образовалось в результате деятельности высокотемпературной гидротермальной системы. Гидротермальные растворы представляли собой результат взаимодействия глубинных флюидов с породами и местными низкоминерализованными подземными водами. Можно предположить, что источником золота является глубокая часть геологического разреза. Ее выходы на поверхность в соседних структурах Забайкалья содержат многочисленные месторождения и проявления золота (обычно с другими металлами).



**Рис. 7.** Сравнение геологического и гидрогеологического (палеогидрогеологического) разрезов БалеЙской рудообразующей системы.

А – геологический разрез, по [30], схематизировано. 1–7 – литолого-стратиграфические единицы (цифры в кружках): 1 – ундинские гранитоиды; 2 – шадоронская серия (свита); 3–5 – балеЙская серия (3 – тергенская свита, 4 – кокуЙская свита, 5 – тасеевская свита); 6–7 – новотроицкая серия (6 – отмаховская свита, 7 – кибиревская свита); 8–14 – гидротермально измененные породы и оруденение (8–11 – комплекс предрудных метасоматитов (развит в основании отмаховской свиты): 8 – кремневидные кварцы, 9 – пористые кварцевые метасоматиты, вверху – с сульфидами, 10 – кварц-каолинитовые образования, 11 – аргиллизация, вверху также пиритизация); 12 – слабоизмененные породы с антимонитом, реальгаром и аурипигментом (в верхах отмаховской свиты); 13 – золото-халцедон-кварцевые рудные жилы; 14 – изменения около рудных жил – окварцевание, карбонатизация и др. Слева показаны предполагаемые глубины отдельных частей разреза (в метрах) для периода интенсивной гидротермальной деятельности с подземным вскипанием растворов.

Б – гидрогеологический (палеогидрогеологический) разрез. 1 – насыщенные газами золотоносные гидротермальные растворы, состав Cl-Na (?), содержат большие массы кремнезема; 2 – зона вскипания растворов; 3 – зона пара, газов и сернистых растворов.

Зона вскипания растворов – это часть геологического разреза с кремневидными кварцами. Глубже зоны вскипания были развиты растворы, транспортирующие и отлагающие золото, а выше – отделившиеся от воды пар и газы, преимущественно серни-

тые. Смешиваясь с подземными и грунтовыми водами, они формировали кислые растворы, из которых отложились сульфиды. Зона вскипания представляла экран, не проницаемый для жидкости, но проницаемый для газов. Его глубина составляла ~ 600 м.

Формирование рудообразующей системы, а, следовательно, и происхождение Балей, коррелируется со спецификой мезозой-кайнозойской геологической истории Забайкалья. В этот период развивалась система впадин и хребтов, разграниченных протяженными долгоживущими разломами. Движения по разломам вплоть до раннего мела сопровождались проявлениями вулканизма и глубинного магматизма, но в самом раннем мелу было преимущественно только одно осадконакопление. Многие исследователи все эти движения по разломам считают этапом активизации (реювенации), происшедшей после геосинклинального развития региона. При рассмотрении происхождения впадин Забайкалья развивается представление о том, что это континентальные рифты [4]. Они формировались в условиях геодинамической напряженности. На малой глубине она проявилась, главным образом, в форме разломной тектоники, а на большой – в виде внедрявшихся в земную кору “мантийных диапиров” [4]. Из-за этого могли формироваться тепловые аномалии, поддерживаемые кондуктивно и потоками глубинных флюидов.

Возрастной диапазон деятельности рудообразующей системы ограничен отрезком времени с событиями: окончание отложения балейской серии – небольшой перерыв в осадконакоплении – отложение основания новотроицкой серии (отмаховской свиты). Обе серии – балейская и новотроицкая – одновозрастны. В рамках изотопной геохронологии это интервал 134–124 млн лет и отрезок времени продолжительностью ~10 млн лет. Этап гидротермальной рудообразующей деятельности, по-видимому, охватывал очень малую часть этого отрезка, т.к. главным процессом была седиментация. Эти данные можно сравнить с выводом В.А. Коваленкера [10 и др.] об ограниченности процессов формирования золоторудных эпitherмальных месторождений во времени.

Разломы, участвовавшие в формировании впадины и рудного поля, не утратили связь с глубинами Земли. По ним в настоящее время поднимаются потоки углекислого газа, формируются углекислые воды.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Труды II Всесоюз. совещ. “Современный вулканизм”. Т. 1. М.: Наука, 1966. С. 118–128.
2. Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса) М., 1984. 270 с.
3. Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологическая и гидротермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976. С. 5–22.
4. Булнаев К.Б. Формирование впадин “забайкальского” типа // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 1. С. 18–30.
5. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье) / Н.В. Петровская, П.С. Бернштейн и др. 1961. М., 98 с. (Тр. Ин-та ЦНИГРИ. Вып. 45. Ч. 1.)
6. Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. 174 с.
7. Гидрогеология СССР. Т. XXI. Читинская область. М.: Недра, 1969. 443 с.
8. Заири Н.М., Кряжев С.Г. Использование изотопно-геохимических данных при исследовании кварцевых жил близ-поверхностных золото-серебряных месторождений // XVI симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова. М., 2001. С. 80–81.
9. Карасева А.П. Новые данные об углекислых источниках Восточного Забайкалья // Геология и геофизика. 1963. № 5. С. 68–78.
10. Коваленкер В.А. Рудообразующие системы эпitherмальных золото-серебряных месторождений: концепции, реальность, модели // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М., 2004. С. 160–183.
11. Любалин В.Д., Симонов Ю.И., Хомич В.Г., Чеглоков С.В. Основные черты геологического строения Балейского грабена // Сов. геология. 1970. № 5. С. 31–45.
12. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Т. 1. Гидрогеология минеральных вод и их народно-хозяйственное значение / Ред. В.Г. Ткачук, Н.И. Толстихин. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961.
13. Мирчинк С.Г. Стратиграфия и условия накопления осадков мелового возраста в Балейской депрессии (Восточное Забайкалье). М., 1958. С. 3–28. (Тр. ин-та ЦНИГРИ. Вып. 25. Кн. 2.)
14. Музылев С.А., Тихомиров Н.И. Геология и тектоника Балейского месторождения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1944. № 1. С. 66–74.
15. Новик-Качан В.П. Условия формирования углекислых содовых вод Балейского рудного месторождения // Сов. геология. 1958. № 3. С. 124–129.
16. Новик-Качан В.П. К вопросу о формировании углекислых вод Балейского золоторудного поля // Геология и геофизика. 1966. № 4. С. 157–160.
17. Пампура В.Д. Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1985. 152 с.
18. Сайтов Ю.Г., Харитонов Ю.Ф., Шевчук Г.А. Минерально-сырьевая база Читинской области. Перспективы освоения и развития // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2002. № 4. С. 21–33.
19. Сафонов Ю.Г. Роль локальных структурных факторов в формировании Балейских золоторудных месторождений // Локальное прогнозирование в рудных районах Востока

- СССР. М.: Наука, 1972. С. 120–135.
20. Сафонов Ю.Г., Максимов С.С., Хомич В.Г. Структуры месторождений и физико-механические свойства пород Балейского рудного поля // Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. С. 211–222.
  21. Сержников А.И., Селецкий Ю.Б., Миначева Л.И., Пятницкий Н.В. Геохимическая характеристика подземных вод и пара Мутновского геотермального месторождения на юге Камчатки // Геология руд. месторождений. 1986. № 2. С. 110–114.
  22. Сержников А.И., Селецкий Ю.Б., Миначева Л.И. Геохимия и процессы формирования Мутновского геотермального месторождения на Камчатке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 8. С. 109–123.
  23. Сержников А.И. Геологические соотношения в вулканических областях между действующими гидротермальными системами и гидротермальными рудными месторождениями // Геология руд. месторождений. 1989. № 6. С. 51–64.
  24. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Прокофьев В.Ю. Условия образования золотометалльных систем Забайкальской части Монголо-Охотского пояса // Геологические и минералогические корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии. Чита, 2001. С. 100–103.
  25. Степанов В.М. Гидрогеологические структуры Забайкалья. М.: Недра, 1980. 176 с.
  26. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
  27. Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213–298.
  28. Уайт Д. Термальные источники и эпитеермальные рудные месторождения // Проблемы рудных месторождений. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 91–144.
  29. Хнырев Г.И. Подземные воды Балейского рудного поля // Труды Второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Вып. II. Иркутск, 1959. С. 127–134.
  30. Хомич В.Г., Чеглоков С.В. О возможной глубине формирования эпитеермального золотого оруденения (Балейское рудное поле) // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. I. Чита, ЗОГО СССР, 1966. С. 89–91.
  31. Хомич В.Г., Чеглоков С.В. О верхней границе оруденения близповерхностных месторождений золота (Балейское рудное поле) // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. II. Чита. 1966. С. 76–86.
  32. Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатьянов И.И. Типизация золото-серебряного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 288 с.
  33. Шпак А.А., Мелькановицкий И.М., Сержников А.И. Методы изучения и оценки геотермальных ресурсов. М.: Недра, 1992. С. 142–251.
  34. Brown K.L. Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand // Econ. Geol. 1986. V. 81. P. 979–983.
  35. Ewers G.R., Keas R.R. Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal fields, New Zealand // Econ. Geol. 1977. V. 72. P. 1337–1354.
  36. Hagemann S.G., Gebre-Mariam M., Groves D.I. Surface-water influx in shallow-level Archean lode-gold deposits in Western Australia // Geology. 1994. V. 22. P. 1067–1070.
  37. Heald P., Foley N., Hayba D. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits // Econ. Geol. 1987. V. 82. P. 1–26.
  38. Henley R.W., Ellis A.J. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review // Earth-Science Rev. 1983. V. 19. P. 1–50.
  39. Krupp R.E., Seward T.M. The Rotokawa geothermal system, New Zealand: an active epithermal gold-depositing environment // Econ. Geol. 1987. V. 82. P. 1109–1129.
  40. Simsek S., Vildirim, Güldör. Development and environmental effects of the Kizildere geothermal power project, Turkey // Geothermics. 2005. V. 34, N 2. P. 234–251.
  41. Weissberg B.G. Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters // Econ. Geol. 1969. V. 64. P. 95–108.
  42. Wu Fangzhi, Tong Wei et al. First decade of geothermal development in Yangbajain field, China // Geothermics. 1986. V. 15. P. 633–638.
  43. Wunderlich H.G. Geothermal resources and present orogenic activity // Special Issue. UN symposium on geothermal resources. Pisa, 1970. V. 2, Part 2. P. 1226–1230.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

### *A.I. Serezhnikov*

#### **Geological and hydrogeological characteristics and paleohydrogeological reconstructions of the Baley gold ore field (Transbaikal region)**

Baley is an epithermal lode gold-quartz deposit hosted in sedimentary Lower Cretaceous rocks. Its geology and hydrogeology have been investigated in detail. Based on these investigations, the paleohydrogeological conditions of the deposit formation are reconstructed. It was particularly conditioned by preservation of the original geological and hydrogeological structure - a graben-like depression with a basin of groundwater. The ore field was forming as a result of activity of the Early Cretaceous high-temperature hydrothermal system. The ore-bearing solutions resulted from interaction of deep fluids with rocks and local groundwater. At a depth of ~ 600 m the solutions boiled. Gold deposited from the degassed liquid phase.

**Key words:** epithermal gold-quartz deposit, paleohydrogeological reconstruction, boiling of solutions, Baley, Transbaikal region.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ В МЕЗОЗОЕ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

*В.Ю. Забродин*

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

Поступила в редакцию 15 февраля 2010 г.

Для северо-западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы построены палеогеографические схемы (поздний триас, ранняя, средняя, поздняя юра, мел). Реконструкция палеогеографической обстановки требует уточнения современных схем тектонического районирования, их следует учитывать при реконструкции позднеюрско-меловых событий на конвергентной границе плит вдоль восточной окраины Евразии.

**Ключевые слова:** палеогеография, триас, юра, мел, Сихотэ-Алинская складчатая система.

### ВВЕДЕНИЕ

Мезозойские (в диапазоне верхний триас–нижний мел) морские образования, распространенные в северо-западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы от р. Лев. Буряя на северо-западе до р. Амур на юго-востоке (рис. 1), при тектоническом районировании на геодинамической основе на одной из последних схем относят к разным террейнам – Баджальскому (фрагмент юрской аккреционной призмы) и Журавлевско-Амурскому (фрагмент приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна) [3]. На последней схеме традиционного геологоструктурного районирования эта территория отнесена к Западно-Сихотэ-Алинской (Приамурская подзона) и Баджало-Горинской (Амгунская и Бокторская подзоны) структурно-формационным зонам [21]. Анализ обоснованности этих схем, а также решение задачи реконструкции позднеюрско-меловых событий на конвергентной границе плит вдоль восточной окраины Евразии требуют проведения хотя бы схематизированных палеогеографических исследований, в частности, реконструкции положения границы “континент – океан” для разных временных интервалов мезозоя. Без такого анализа невозможно описать и взаимодействие между Центрально-Азиатским и Тихоокеанским подвижными поясами [17].

Известно [2], что палеогеографические реконструкции для территорий со сложным геологическим строением (покровно-складчатые системы) сопряже-

ны с трудно преодолимыми препятствиями, в первую очередь – с необходимостью предварительного проведения палинспастических построений. Последние и для сравнительно просто дислоцированных районов далеко не однозначны. Для рассматриваемого района дополнительной трудностью является плохая оснащенность территории и скудость органических остатков, что при близкой литологии существенно затрудняет корреляцию стратонов. Геологическим исследованиям всегда была присуща неразрешимая методологическая проблема – неоднозначность восприятия натуральных наблюдений разными исследователями и принципиальная неоднозначность интерпретации (построение моделей – геологических карт) даже на стадии первичной обработки полевых материалов. При картографировании рассматриваемой территории последняя трудность проявилась в полной мере. Последние по времени региональные полевые исследования здесь проведены в конце 80-х – конце 90-х гг. прошлого века, подготовка к изданию листов Государственных геологических карт Российской Федерации велась в начале нынешнего века [5–12]. Результаты полевых работ и анализ полевых материалов предшественников привели к трем вариантам трактовки геологического строения северной части Сихотэ-Алинской складчатой системы, два из которых были реализованы в комплексах листов Государственных геологических карт РФ масштабов 1:200 000 (2-е изд.) и 1:1 000 000 (3-е поколение). Основные расхождения касались масшта-

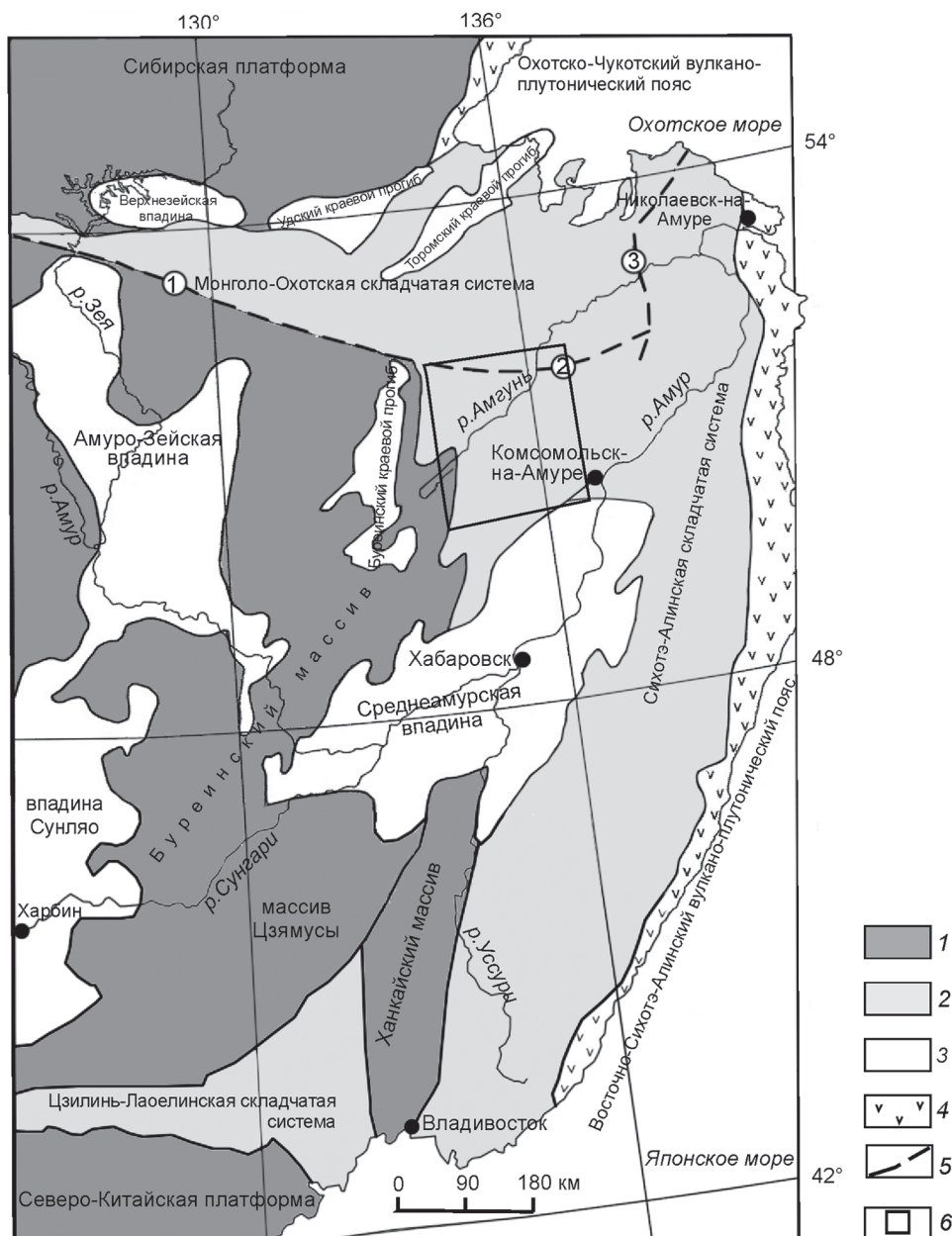


Рис. 1. Положение рассматриваемого района в общей структуре Востока Азии (по [16], с изменениями).

1 – докембрийские платформы и массивы; 2 – складчатые системы; 3 – орогенные прогибы и впадины; 4 – вулканоплутонические пояса; 5 – дизъюнктивы, разделяющие Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алинскую складчатые системы (1 – Южно-Тукурингрский, 2 – Пауканский, 3 – Лимурчанский глубинные разломы); 6 – рассматриваемая территория.

бов распространения микститов, в частности, олистостромовых комплексов, в наличии которых после работ Е.К. Шевелева [23] никто не сомневался. Ни один из предложенных вариантов не выглядит убедительнее других, поэтому ниже в основном используются карты масштаба 1:200 000 [5–11; 13]. Возможно, микститы в районе развиты даже шире, чем это отражено на изданных картах (хотя и не столь широко, как представляется Е.К. Шевелеву); эта точка зрения отражена на рис. 2.

### СОСТАВ МЕЗОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Ниже рассматриваются морские образования верхнего триаса (нория и рэта)–нижнего мела и континентальные образования апта–верхнего мела (рис. 2).

*Норийские отложения* различаются по составу и отнесены к двум стратонам. На северо-западе территории (бассейны рр. Лев. Бурея, Амгунь и ее притоков, район оз. Эворон) выделяется мерекская свита. В стратотипе (р. Мерек) нижняя часть ее сложе-

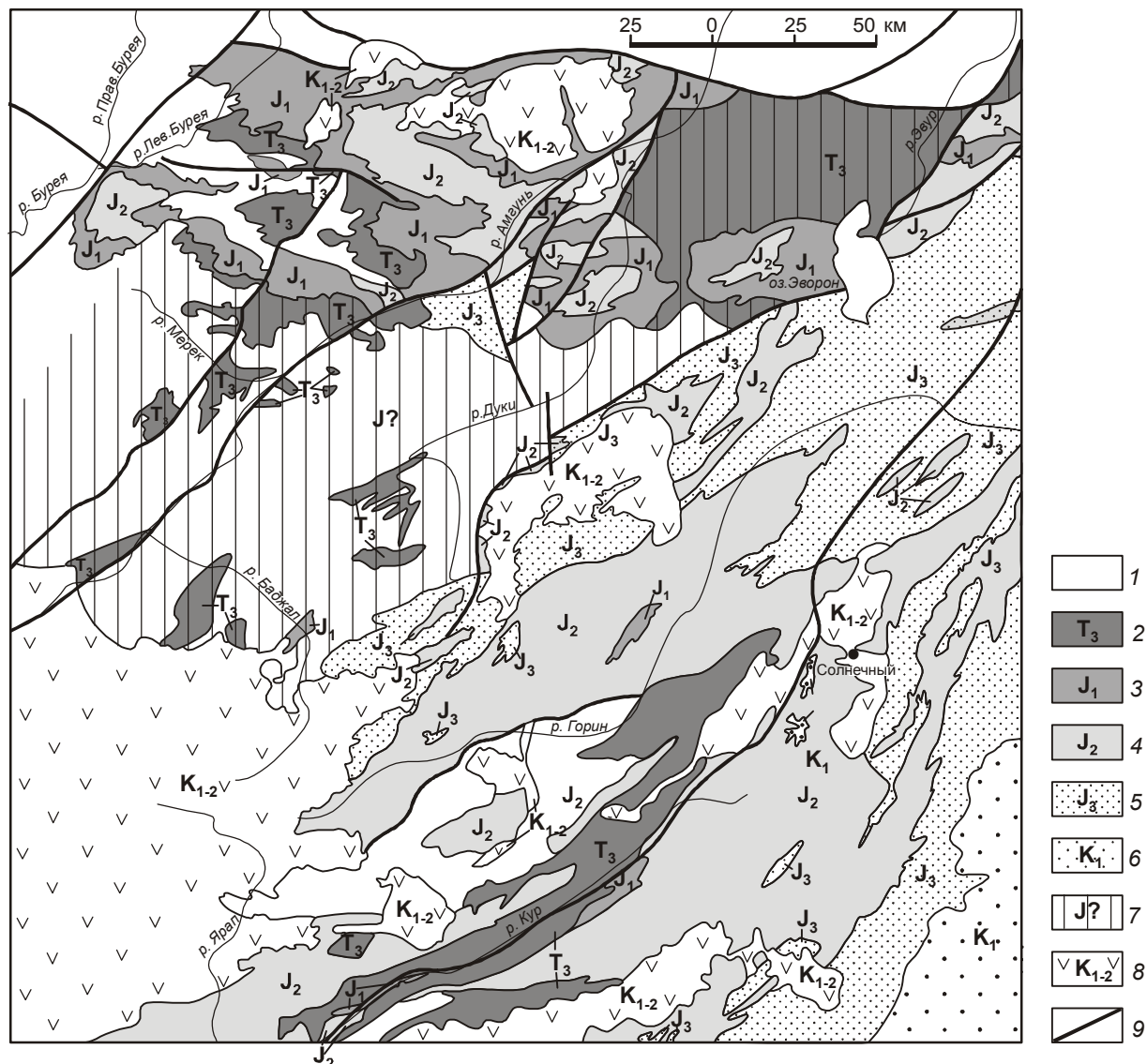


Рис. 2. Схема распространения мезозойских образований в Бурей-Амурском междуречье.

1 – доверхнетриасовые образования; 2 – верхний триас; 3 – нижняя юра; 4 – средняя юра; 5 – верхняя юра; 6 – нижний мел (берриас–валанжин); 7 – область предположительного распространения юрских (?) олистостромовых комплексов, не отраженная на современных геологических картах; 8 – вулканиты апта–верхнего мела; 9 – дизъюнктивы.

на слюдястыми полимиктовыми (иногда туфогенными) песчаниками с незначительным количеством алевролитов и переменной, иногда доминирующей долей псефитов (конгломераты, брекчии, конглобрекчии, гравелиты). Как исключение присутствуют маломощные пласты силицифицированных туфов. В верхней части преобладают слюдястые алевролиты при подчиненной роли песчаников (с которыми иногда слагают маломощные пачки переслаивания флишевого облика); изредка встречаются пласты силицифицированных туфов и туффитов. В обломочном материале псефитов присутствуют различные граниты, диорит-порфириты, туфы дацитов и риолитов,

риолиты, различные сланцы, альбит-кварцевые метасоматиты, песчаники, филлиты, известняки – породы, характерные как для подстилающих палеозойских образований Сихотэ-Алинской складчатой системы, так и для Буреинского массива и зоны Пауканского глубинного разлома. В валунах известняков базального горизонта свиты иногда встречаются остатки девонской и каменноугольной фауны [5]. Мощность свиты оценивается в 1400 м. А.И. Буханченко [5] полагал, что триасу принадлежат лишь небольшие по размерам аллохтонные тела преимущественно псаммитового и псефитового состава с остатками норийской фауны, а все остальные отложе-

ния этой площади – ниже- и среднеюрские. Однако позднее А.Ф. Васькин с соавторами [12] пришли к выводу, что собранных А.И. Буханченко материалов недостаточно для пересмотра ранее существовавших представлений.

В бассейне р. Кур и междуречье Кур – Горин выделена курская толща [9, 10]. В составе ее ведущая роль принадлежит гетерокластическим тектоно-гравитационным микститам (олистостромовые комплексы и пачки) и турбидитам – в большинстве случаев флишу. В незначительных количествах присутствуют кремнистые, туфогенно-кремнистые породы и базальты, причем автохтонный характер залегания их тел почти всегда вызывает сомнения. Аллохтонный материал микститов представлен олистолитами, олистоплаками, иногда тектоническими пластинами донорийских пород, фрагментами слоев кремнистых пород и песчаников. Матрикс алевропелитовый или псаммоалевритовый с неясно выраженной слоистостью. Максимальная мощность толщи оценивается в 1900 м. Судя по многочисленным находкам фауны, мерекская свита и курская толща датируются средним–поздним норием и являются точными возрастными аналогами [9–11, 20].

*Рэтские образования* распространены очень ограниченно, большей частью вместе с геттангскими, и почти всегда в аллохтонном залегании в микститах. В автохтонном залегании рэтско-геттангские (верхобиранджинская толща) отложения встречаются только на левобережье р. Кур, где они слагают единый разрез с подстилающими норийскими и перекрывающимися нижеюрскими отложениями (до 90-х гг. прошлого века все они включались в единый стратон). По составу – кремнистые, туфогенно-кремнистые, глинисто-кремнистые породы, базальты с линзами известняков, песчаники, алевролиты – рассматриваемые образования соответствуют фациям глубоководным и подводных гор. Мощность их до 470 м, возраст определяется по находкам конодонтов и радиолярий.

*Нижняя юра.* На севере территории нижеюрские образования, несогласно перекрывающие мерекскую свиту, распространены с последней примерно в одних и тех же местах. Они либо разделялись на 2 толщи [13], либо объединялись в денкуканскую толщу [12]. Основной объем их (70–80 %) принадлежит разнозернистым (в низах разреза чаще средне- и крупнозернистым, иногда гравелистым, в верхах – мелкозернистым) полимиктовым и кварц-полевошпатовым песчаникам, характерной особенностью которых является постоянное присутствие дресвы алевролитов. В основании разреза залегает горизонт псефитов (гравелиты, гравелито- и конглобрекчии,

брекчии), состав обломочного материала которых близок к аналогичным породам мерекской свиты, но включает также типичные для последней слюдяные песчаники. В бассейне р. Серегекта, в междуречье Эгогна–Эбкан, на левобережье р. Лев. Буря в состав рассматриваемых отложений включены алевролиты и ассоциирующие с ними кремнистые и кремнисто-глинистые породы, яшмы, базальты, линзы известняков. Автохтонный характер залегания этих пород в разрезе нижней юры или же вообще отнесение их к этому возрастному уровню вызывает очень большие сомнения. Вероятнее всего, это – фрагменты разреза палеозоя\*. Отмечается, что базальты в геохимическом отношении сходны с аналогичными породами карбона (крестовая свита), распространенными севернее, в зоне Пауканского глубинного разлома [5]. Редкие находки радиолярий позволяют датировать нижеюрские образования севера территории в диапазоне плинсбахтоар. Мощность их оценивается в 800–1500 м.

В южной части района нижеюрские отложения, слагающие единичные, небольшие по площади выходы, выделены в качестве джапталанской толщи [6–10]. Состав отложений довольно пестрый, доминируют в разрезе полимиктовые разнозернистые песчаники, псефиты (конгломераты, гравелиты, брекчии), гетерокластические тектоно-гравитационные микститы; алевролиты присутствуют в резко подчиненных количествах. Отмечены тела базальтов с прослоями кремнистых и туфогенно-кремнистых пород, перекрывающие горизонты микститов. В бассейне верхнего течения р. Горин в Верхнеэльгинском аллохтоне песчаники толщи содержат до 10 % углефицированного растительного детрита. Мощность толщи оценивается более чем в 1450 м. Возраст ее (синемюр–тоар) определяется по находкам остатков отапирий, криноидей и радиолярий.

*Средняя юра.* На севере района (от р. Буря до оз. Эворон) отложения среднего отдела выделены в ольгакскую толщу [12]. Типичными для нее являются турбидиты (флиш), в которых в качестве верхнего компонента ритма нередко выступают кремнисто-глинистые сланцы; последние иногда слагают пачки тонкого (мощность слоев до 30 см) переслаивания с зелеными сланцами. В разных частях разреза, преимущественно в его нижней части, распространены микститы, пласты и линзы (?) кремнистых пород, ба-

---

\*При подготовке к изданию листа М-53-III Госгеолкарты РФ [15] были просмотрены первичные материалы геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных под руководством Ю.Ф. Сидорова (1981, 1985 гг.) и Е.А. Тинькова (1985 г.). Часть образований, отнесенных этими исполнителями к юре, было сочтено возможным отнести к перми.

зальтов, конглобрекчий и гравелитобрекчий. Для вулканогенно-кремнистых образований справедливо замечание, сделанное выше для нижнеюрских, о возможном более древнем их возрасте. Мощность толщи достигает 1850 м. Возраст ее обоснован редкими находками радиолярий в кремнистых, кремнисто-глинистых породах, редко в алевролитах.

Среднеюрские образования юго-восточной части района традиционно разделяются на хурбинскую и ульбинскую свиты. Первая согласно перекрывает джапталанскую толщу; ведущую роль в составе ее играют гетерокластические тектоно-гравитационные микститы и турбидиты. Микститы слагают как мощные (до 700 м) олистостромовые горизонты, сменяющие по простиранию турбидиты, так и слои и линзы в основании флишевых ритмов. В микститах кластический материал с диапазоном размерности от сантиметров до километров (по остаткам фауны датируемый палеозоем, триасом, нижней юрой) погружен в бесструктурный глинистый, алевритовый, туфоалевритовый или песчано-алевритовый матрикс, зачастую тектонизированный. Для турбидитов характерно грубое переслаивание пород. Отмечается постоянное присутствие в них вулканогенного материала; песчаники свиты нередко известковистые, наряду с преобладающими граувакками встречаются аркозовые разновидности. Мощность свиты оценивается в 1800–1900 м. В разрезе свиты нередко остатки двустворок, преимущественно митилоцерамов, раковины которых образуют «банки» в терригенных отложениях. По этим остаткам, а также радиоляриям, свита датируется первой половиной средней юры (не исключен позднеюрский возраст нижней части).

Ульбинская свита в целом имеет такой же состав, что и хурбинская, но турбидиты (песчано-алевритовый флиш, гораздо более тонкий, чем в хурбинской свите) преобладают, а микститы играют подчиненную роль. Песчаники имеют граувакковый состав; среди песчаников и алевролитов нередко туфогенные разновидности. Встречаются пласты туфогенно-кремнистых, глинисто-кремнистых и кремнистых пород; в них, а также в алевролитах и матриксе микститов встречены остатки радиолярий бата-келовея. Мощность свиты достигает 1800 м.

*Верхняя юра.* На севере района (правобережье р. Амгунь) небольшой выход верхнеюрских отложений выделен в качестве угучанской толщи [12], сложенной переслаивающимися между собой алевролитами и кварц-полевошпатовыми песчаниками с пластами кремнисто-глинистых, кремнистых пород и кремнистых туффитов в верхней части, общей мощностью до 900 м. Встречаются маломощные непротяженные тела базальтов, условия залегания которых не

установлены. По радиоляриям, собранным в алевролитах, возраст толщи определен как позднеюрский.

В юго-восточной половине района верхнеюрские отложения разделены на силинскую и падалинскую свиты. И та, и другая сложены в основном турбидитами (песчано-алевритовый, реже трехкомпонентный терригенный флиш, более грубый в силинской свите) и микститами, роль которых более существенна в силинской свите; в основаниях флишевых ритмов иногда отмечаются брекции и гравелиты. Силинская свита залегает на ульбинской в большинстве разрезов согласно, однако на востоке в основании ее фиксируются местные перерывы и несогласия, а на западе территории (западнее р. Дуки) она непосредственно налегает на пермские образования без видимого углового несогласия. Кластический материал микститов представлен кремнистыми породами, базальтами и известняками с микрофауной триаса и нижней юры, матрикс чаще псаммоалевритовый. Среди песчаников встречаются как аркозовые, так и граувакковые разновидности; часты туфогенные породы – от туфопесчаников до силифицированных туфов и туффитов. По всему разрезу верхней юры породы содержат – иногда в значительных количествах – углефицированный растительный детрит и (редко) определяемые отпечатки растений; в песчаниках падалинской свиты встречены даже слойки каменного угля. Мощность силинской свиты около 1500 м, падалинской – 1600 м. Возраст силинской свиты по находкам остатков макро- и микрофауны определен как оксфорд-киммериджский. Падалинская свита считается титонской [11, 12, 20, 22].

*Нижний мел (берриас–валанжин).* На крайнем юго-востоке территории (левобережье р. Амур, район г. Комсомольск-на-Амуре) распространены отложения, объединяемые в комсомольскую серию (горинская, пионерская и пиванская свиты). Однако в последние годы исследования, проведенные Г.Л. Кирилловой, В.И. Анойкиным, С.В. Зябровым совместно с японскими коллегами [1, 24], подтверждают высказанные ранее (В.В. Кулаков, А.Л. Вокучев, 1970 г.) предположения о непрерывном разрезе позднеюрско-валанжинских преимущественно турбидитовых образований, с отдельными горизонтами псефитов и микститов. В.Я. Асманов с сотрудниками (1985 г.), проводившие в Комсомольском оловорудном районе детальные геологические съемки, к горинской свите отнес грубые псефиты юго-западнее п. Солнечный и на севере Мяо-Чанского вулканического прогиба, непосредственно перекрывающие верхнеюрские силинскую и падалинскую свиты. В соответствии с этим, предлагается [1] выделять 3 толщи, из которых средняя имеет ти-



тон-берриасский возраст. Этой толщей на рассматриваемой территории завершается разрез морских образований мезозоя. Мощность комсомольской серии в районе достигает 2300 м.

*Апт–верхний мел.* Готерив-барремские образования в районе отсутствуют. Апт-альбские образования представлены тремя формациями. На западе рассматриваемой территории в основании комплекса наземных вулканитов распространена угленосная верхняя моласса (урмийская свита) мощностью до 700 м, представленная песчаниками (в подавляющем большинстве случаев аркозовыми) и алевролитами, нередко ритмично переслаивающимися, с переменными количествами конгломератов и гравелитов и прослоями каменного угля. Обломочный материал псефитов сложен гранитоидами и гнейсами и происходит, по-видимому, с Буреинского массива. В существующих стратиграфических схемах возраст свиты ограничен аптом [20], однако, скорее всего, формирование ее захватывало и ранний альб [9]. В центральной части района (правобережье р. Кур в ее верхнем течении) распространена очень характерная даянская вулcano-плутоническая ассоциация. В ее составе присутствуют образования покровных (щелочные базальты, мощность не более 250 м), субвулканических и жерловых (ультраосновные фойдиты, щелочные базальты, трахиты, пикриты) и плутонических (щелочные габбро, монзониты, щелочные сиениты, щелочные сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры) фаций. Радиологические датировки пород соответствуют апту–альбу [9, 10]. На востоке района в основании Мяо-Чанского вулканического прогиба выделена верхняя моласса (ветвистая толща), представленная преимущественно косо-слоистыми песчаниками и псефитами. Возраст отложений, не содержащих органических остатков, из общегеологических соображений принят альбским [8].

Со второй половины альба формируются вулканогенные толщи, состав которых варьирует от андезитов до риолитов, представленные покровными, субвулканическими и жерловыми фациями. Широко распространены разнообразные интрузивные массивы формации «пестрых гранитных батолитов». В конце позднего мела массовое распространение получил дайковый курунский комплекс пестрого состава (от лимбургитов до лейкогранит-порфиров) [6, 7].

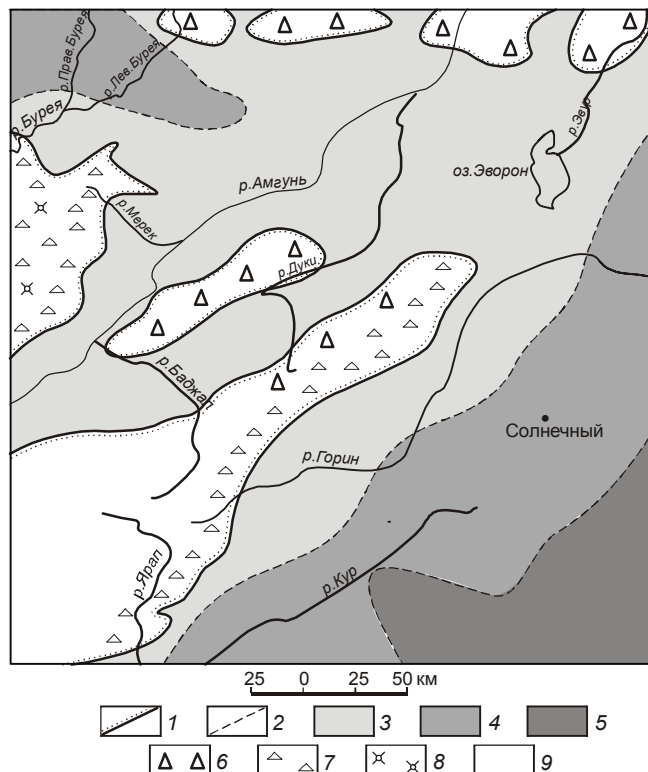
#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

При построении палеогеографических схем использовалась стандартная методика [2]. Главной задачей настоящего этапа исследований являлась реконструкция положения береговой линии. При всей прилизительности выполненных построений они

позволяют получить качественные представления о распределении суши и моря в районе, а в совокупности с выполненными ранее палеогеографическими построениями для смежной с запада территории (Урмийский и Буреинский краевые прогибы) – и оценить масштабы трансгрессий и регрессий для более обширного региона, захватывающего восточную окраину Буреинского массива (рис. 1) [14, 15]. Ранее [6–11, 13] не раз отмечалось, что цифры, характеризующие мощности стратонив в условиях сложно построенных складчатых сооружений Дальнего Востока, сильно завышены. Поэтому невозможно сколько-нибудь надежно определить объем снеженного с суши материала, а это, в свою очередь, не позволяет оценить высоту гор на суше. Можно лишь, с определенной уверенностью, говорить о степени расчлененности рельефа. Обстановку накопления флишевых осадков и микститов для Большого Кавказа достаточно убедительно реконструировал М.Г. Леонов [18, 19], привлекая материалы по современному осадконакоплению Черного моря. Ниже используются и эти результаты.

*Поздний триас.* Около половины территории, видимо, занимал шельф Буреинского континента (располагавшегося западнее) и примыкающих к нему островов (рис. 3). Морские глубины возрастали в северо-западном и юго-восточном направлениях, причем крутизна континентального склона была значительна и на левобережье р. Кур уже фиксируются отложения глубоководных фаций. В зоне Пауканского глубинного разлома располагался либо крупный остров, либо, скорее, вытянутая в широтном направлении цепочка островов, откуда в бассейн осадконакопления поступал обломочный материал, в том числе с остатками палеозойской фауны. Вулканический материал в осадки, видимо, поставляли вулканы, располагавшиеся на окраине континента [15]. Резко расчлененный горный рельеф восстанавливается для островов, на остальной суше, скорее всего, горы были сглаженными. К концу поздне триасовой эпохи море уходит с большей части территории, вдаваясь в сушу крупным заливом в районе верховьев р. Кур.

*Ранняя юра.* Поздне триасовая регрессия моря, продолжавшаяся в геттанге, в плинсбахке сменяется трансгрессией, постепенно расширявшейся во второй половине раннеюрской эпохи и на западе, видимо, захватившей половину Буреинского краевого прогиба в его современных границах [14]. В это время центральную и восточную части района ненадолго занимает суша, на западе, видимо, соединявшаяся с Буреинским континентом (рис. 4). На севере по-прежнему существовал архипелаг крупных островов (возможно, вулканических, поставлявших туфовый

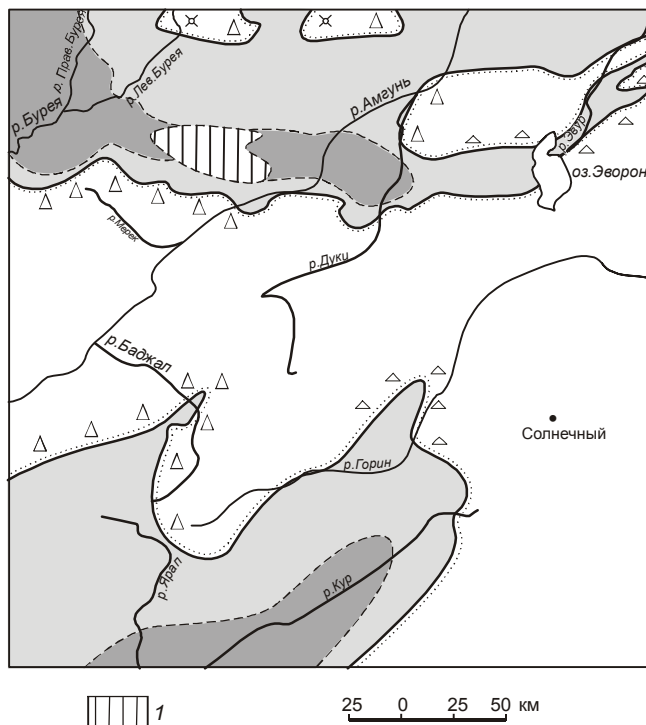


**Рис. 3.** Палеогеографическая схема позднего триаса.

1 – береговая линия, 2 – фациальные границы, 3 – шельф и прибрежно-морская зона, 4 – континентальный склон и его подножие, 5 – глубоководная котловина, 6 – резко расчлененные горы, 7 – слабо расчлененные горы, 8 – вулканы, 9 – суша.

материал в осадки), отделявший северную часть Сихотэ-Алинского бассейна от Ульбанского. Северный материковый шельф реконструируется как очень узкий; на границе его с материковым склоном, вероятно, существовало поднятие (частично или полностью подводное), сложенное вулканогенно-осадочными формациями позднего палеозоя. По-видимому, аналогичное поднятие существовало и на юго-западе территории, однако восстановить положение его затруднительно, т.к. доверхнетриасовые образования здесь находятся, скорее всего, в аллохтонном залегании. Рельеф большей части раннеюрской суши был резко расчлененным, хотя участками можно реконструировать и сплаженные горы.

*Средняя юра.* Среднеюрская трансгрессия в мезозое была максимальной, на западе выходя за пределы современных границ Буреинского массива [14, 15]. На северо-западе, в бассейне р. Буреи и в междуречье Бурея–Амгунь, вырисовываются низменные полуострова – выступы Буреинского континента (рис. 5). На юге, в долине р. Кур, возник архипелаг гористых островов, которые вместе с окружающим шельфом к кон-



**Рис. 4.** Палеогеографическая схема ранней юры.

1 – поднятие (возможно, подводное) на границе шельфа и континентального склона. Остальные обозначения – те же, что и на рис. 3.

цу эпохи образовали полуостров. В целом шельф занимал небольшую часть морского бассейна, более большую часть занимал континентальный склон, на юго-востоке сменяющийся глубоководной котловиной. На границах шельфа с континентальным склоном, возможно, существовали поднятия, аналогичные существующим сейчас в Черном море [18, 19], сложенные досреднеюрскими образованиями.

*Поздняя юра.* Позднеюрская эпоха – период постепенной полной кратонизации района. Уже с конца батского века море постепенно отступает с территории Буреинского краевого прогиба [15], а в начале поздней юры материк, видимо, занимает около 2/3 территории (рис. 6). Юго-восточная окраина материка реконструируется как невысокое плоскогорье, расчлененное реками с дельтами, выдающимися в море и продолжающимися на шельфе и континентальном склоне. На заболоченных поверхностях дельт местами шел процесс углеобразования. Неясны условия, в которых образовался небольшой выход верхнеюрских отложений, близких к глубоководным, в современной структуре представляющий собой тектонический блок. Возможно, они были шарьированы в раннем мелу (?) с юго-во-

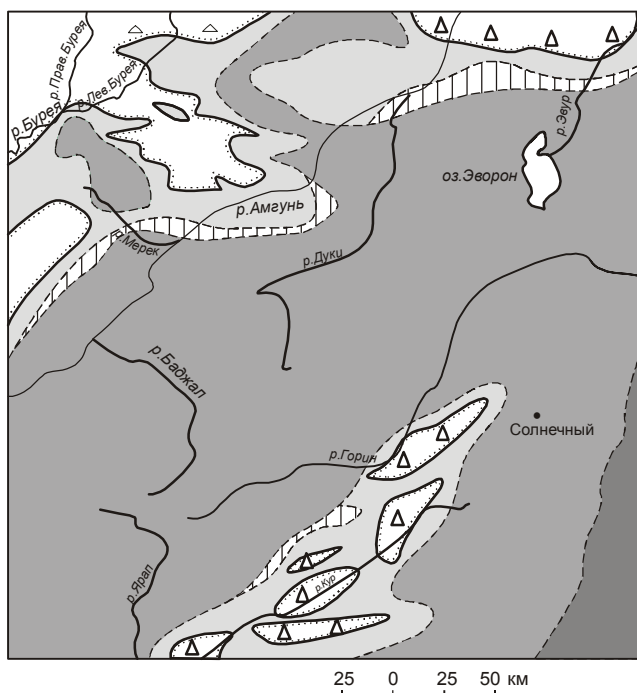


Рис. 5. Палеогеографическая схема средней юры.

Условные обозначения – те же, что и на рис. 3, 4.

стока, где соответствующие образования достаточно широко распространены [1, 16, 24].

*Беррис–валанжин.* К началу мелового периода практически вся рассматриваемая территория превратилась в сушу, хотя, видимо, небольшие остаточные бассейны и сохранялись вплоть до конца раннего мела. Достоверно морские обстановки реконструируются лишь для крайнего юго-востока территории (рис. 7). Для остальной части района какие-либо свидетельства геологических событий как этого времени, так и готеривского и барремского веков отсутствуют, и делать какие-либо обоснованные реконструкции рельефа для этого времени нет оснований. Возможно, впрочем, что грубообломочные отложения в районе хр. Мяо-Чан, условно датированные берриасом–валанжином, трассируют долину палеореки.

*Апт–поздний мел.* С апта район попадает в область развития Восточно-Азиатского континентального рифтогенеза (рис. 8). Последний начинается с заложения разномасштабных грабенов северо-восточного и меридионального, редко широтного простирания, заполнявшихся континентальной угленосной молассой. Исключение представляют небольшие грабены хр. Даяны (правобережье верхнего течения р. Горин), где происходило образование формаций щелочных базальтоидов, прервавшееся уже в альбе [9, 10, 12]. В то же время западнее района – на Буре-

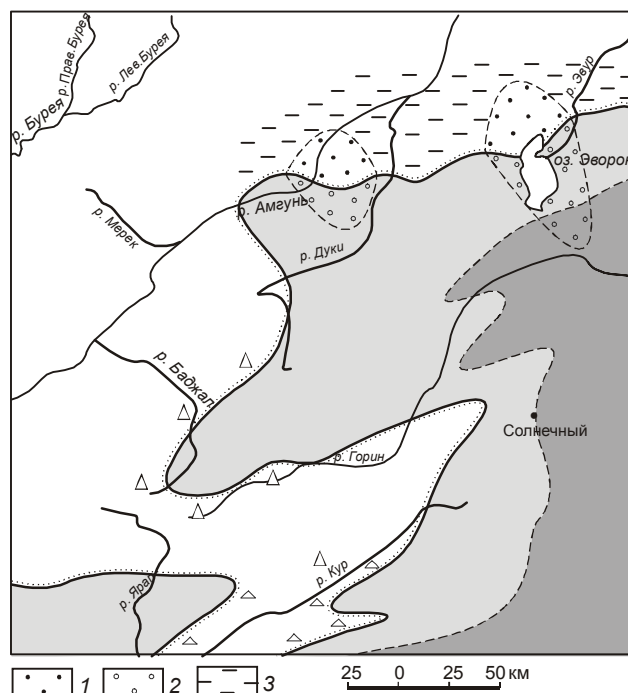


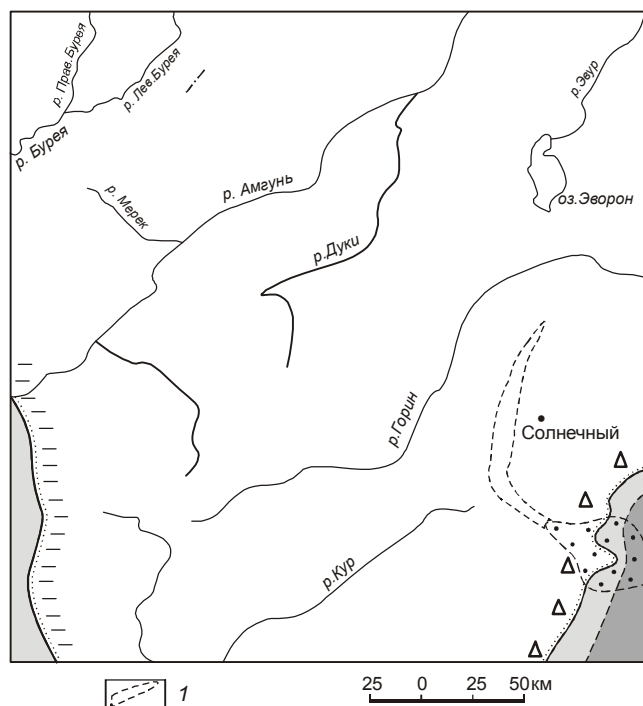
Рис. 6. Палеогеографическая схема поздней юры.

1 – дельты, 2 – их продолжение на шельфе и континентальном склоне, 3 – равнина, частично заболоченная. Остальные обозначения – те же, что и на рис. 3.

инском массиве в Кындальской впадине – известны морские отложения альба [15], хотя где-либо поблизости их аналоги отсутствуют. Очень кратковременная морская трансгрессия, похоже, осуществлялась с юга. Со второй половины альба до конца мелового периода район представляет собой вулканическое нагорье, где на склонах вулканов и в вулканических депрессиях накапливались эффузивные формации (от андезитов до риолитов) с незначительными по объему лимническими формациями.

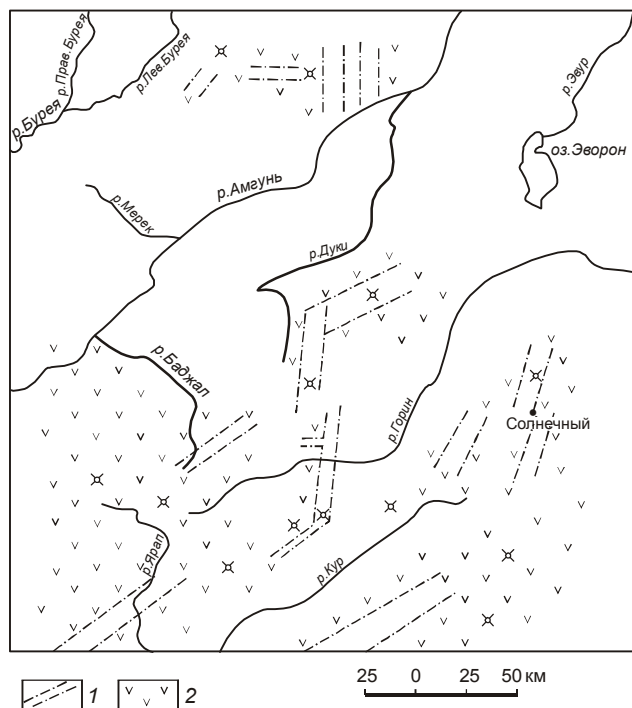
#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеогеографические реконструкции для северного Сихотэ-Алиня были бы гораздо более существенными для палеотектонических построений, если бы охватывали большие территории. К сожалению, важные в этом отношении районы, примыкающие к рассмотренной территории с востока (бассейн нижнего течения р. Горюн и его левых притоков) в региональном отношении не исследовались с 60-х гг. прошлого века. Результаты биостратиграфических и литологических работ [1, 23, 24], использованные в настоящей работе, не могут быть распространены на сколько-нибудь значительные территории без опасения вызвать долгие и малопродуктивные дискуссии. Именно этими соображениями пришлось руководствоваться при определении границ района исследования.



**Рис. 7.** Палеогеографическая схема берриаса–валанжина.

1 – предполагаемая палеодолина реки. Остальные обозначения – те же, что и на рис. 3, 6.



**Рис. 8.** Палеогеографическая схема маастрихта.

1 – грабены; 2 – вулканические прогибы и впадины. Остальные обозначения – те же, что и на рис. 3.

Недостаточная дробность имеющихся стратиграфических схем (невозможность расчленения отложений с точностью до яруса) обусловили как отмеченную в начале работы схематичность построений, так и кажущееся отсутствие унаследованности в развитии территории в конце триаса–раннем мелу. Это определяется тем, что палеогеографические схемы пришлось строить для эпох, причем для столь больших временных интервалов приходилось использовать некие усредненные литологические характеристики отложений.

Приведенные в работе материалы показывают, что представления о Баджалском и Журавлевско-Амурском террейнах, в частности, о положении и характере их границы на левобережье Амура, требуют уточнения. Сейчас эта граница проводится на юго-востоке рассмотренной территории по контакту между юрскими и меловыми отложениями. Из изложенного ясно, что в этом районе такой границы нет. Баджалский террейн если и может выделяться, то только для доверхнетриасовых образований, более поздние мезозойские образования едины для всего северного Сихотэ-Алиня.

Палеогеографический анализ, в частности, показывающий смену морских обстановок континентальными, дает дополнительные данные о возрасте складкообразовательных процессов. Изложенные в работе соображения подтверждают существующие представления о начале эпохи складкообразования в северном Сихотэ-Алине в поздней юре и завершении ее в середине раннего мела (готерив–баррем). При реконструкции позднеюрско-меловых событий на конвергентной границе плит вдоль восточной окраины Евразии необходимо также иметь в виду, что с апта (а, возможно, и с поздней юры [16]) и до конца кайнозоя рассмотренная территория практически все время располагалась в обширной области континентального рифтогенеза. При этом кайнозойские грабены наследуют простирания (но не конкретные местоположения!) меловых [4] – в течение более 100 млн лет район располагается в области господствующего растяжения, а поле напряжений сохраняло и пространственную (относительно оси вращения Земли) ориентировку, и направления главных напряжений.

Выражаю искреннюю признательность В.Н. Зелепугину, Г.Л. Кирилловой и Г.В. Роганову за обсуждение статьи и конструктивные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00174).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аношкин В.И., Кириллова Г.Л., Эйхвальд Л.П. Новые представления о составе, строении и возрасте нижеамурского

- фрагмента позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 60–78.
2. Верзилин Н.Н. Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 247 с.
  3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. В 2-х кн. / Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
  4. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000: Объясн. зап. / Л.И. Красный, А.С. Вольский, Пэн Юньбяо и др. СПб-Благовещенск-Харбин: МПР РФ; Мингео и минресурсов КНР, 1999. 135 с.
  5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. 2-ое изд. Комсомольская серия. Лист М-53-IV / А.И. Буханченко, В.Б. Григорьев, А.П. Иванов, Б.И. Романов. СПб: Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ (в печати).
  6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. 2-ое изд. Серия Комсомольская. Лист М-53-Х (верховье р. Дуки) / В.Ю. Забродин, В.Б. Григорьев, Н.А. Кременецкая и др. СПб: Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ, 2001.
  7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. 2-ое изд. Серия Комсомольская. Лист М-53-IX / В.Ю. Забродин, В.Б. Григорьев, Н.А. Кременецкая и др. СПб: Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ, 2002.
  8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. 2-ое изд. Серия Комсомольская. Лист М-53-XI / В.Ю. Забродин, В.Б. Григорьев, Н.А. Кременецкая и др. СПб: Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ, 2002.
  9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. 2-ое изд. Серия Комсомольская. Лист М-53-XV (р. Ярап) / В.Ю. Забродин, В.Б. Григорьев, Н.А. Кременецкая и др. СПб: Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ, 2004.
  10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. 2-ое изд. Серия Комсомольская. Лист М-53-XVI / В.Ю. Забродин, В.Б. Григорьев, Н.А. Кременецкая и др. СПб: Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ (в печати).
  11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. 2-ое изд. Серия Комсомольская. Лист М-53-XVII / В.Ю. Забродин, В.Б. Григорьев, Н.А. Кременецкая и др., СПб.: Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ (в печати).
  12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск / А.Ф. Васькин, В.А. Дымович, А.Ф. Атрашенко и др. СПб.: Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ, 2009.
  13. Забродин В.Ю., Турбин М.Т. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Серия Хинганно-Буреинская. Лист М-53-III (Ср. Иппата). М.: Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ, 2000.
  14. Забродин В.Ю. Палеогеография Буреинского краевого прогиба в юрском периоде // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 77–87.
  15. Забродин В.Ю. Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой // Бюл. МОИП, Отд. геол. 2010. № 2. С. 11–22.
  16. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–68.
  17. Красный Л.И. О взаимодействии Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Тихоокеан. геология. 1999. № 5. С. 3–8.
  18. Леонов М.Г. Флиш и морфоструктура некоторых палеобассейнов Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 215–230.
  19. Леонов М.Г. Тектоногравитационные микститы центрального сегмента Южного склона Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 231–250.
  20. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с.
  21. Роганов Г.В., Васькин А.Ф. Схема геолого-структурного районирования Приамурья, западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей. 1:3 000 000. Хабаровск: Дальгеофизика, 2008.
  22. Сей И.И., Окунева Т.М., Зонова Т.Д. и др. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России. СПб: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.
  23. Шевелев Е.К., Кузьмин С.П. Новые данные по стратиграфии Баджальской зоны (Сев. Сихотэ-Алинь) // Новые данные по био-стратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 72–80.
  24. Kirillova G.L., Natal'in B.A., Zyabrev S.V. et al. Upper Jurassic-Cretaceous Deposits of East Asian Continental Margin along the Amur River: Field Excursion Guidebook. Khabarovsk: FEB RAS, 2002. 72 p.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

*V. Yu. Zabrodin*

### **Paleogeography of the north-western part of the Sikhote-Alin fold system in the Mesozoic (Far East)**

Paleogeographic schemes (Late Triassic, Early, Middle and Late Jurassic, and Cretaceous) have been constructed for the north-western part of the Sikhote-Alin fold system. The reconstruction of the paleogeographic setting requires specification of contemporary schemes of tectonic zoning; they should be taken into account when reconstructing Late Jurassic-Cretaceous events at the plates convergence boundary along the eastern margin of Eurasia.

**Key words:** paleogeography, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Sikhote-Alin fold system

## ЮБИЛЕИ

### РОМАНОВСКИЙ НИКОЛАЙ ПЕТРОВИЧ (к 80-летию со дня рождения)

22 июня 2011 г. исполняется 80 лет со дня рождения и 55 лет производственной и научной деятельности известного геолога и крупного ученого, заслуженного деятеля науки РФ, доктора геолого-минералогических наук, профессора Николая Петровича Романовского.

Коренной дальневосточник (место рождения – остров Путятин), после окончания в 1954 г. Дальневосточного политехнического института Николай Петрович проводит поисковые и разведочные работы в Тернейском районе и других районах Приморья.

В 1964–1965 гг. в качестве главного инженера-консультанта курирует и участвует в поисках и разведке месторождений олова во Вьетнаме, за что был награжден медалью “Дружба” республики Вьетнам. Во Вьетнаме он составляет карту оловяносности Северного Вьетнама.

В 1966–1975 гг. работает в г. Хабаровске в качестве главного геолога Геофизической экспедиции Дальневосточного геологического управления. Производственную деятельность он сочетает с научными исследованиями по петрофизике рудоносных интрузивных пород Приамурья. В 1974 г. защищает кандидатскую диссертацию во ВСЕГЕИ г. Ленинграда.

В 1974 г. Николай Петрович был приглашен в Институт тектоники и геофизики и в том же году был назначен заместителем директора института по науке. С 1993 по 2003 гг. Н.П. Романовский – директор ИТиГ ДВО РАН. Несмотря на большую административную загруженность, Николай Петрович активно занимается научной деятельностью. За это время им опубликовано более 200 научных работ, в том числе 11 монографий. Им создано и развито новое научное направление – петрофизика рудно-магматических систем, написана и защищена докторская диссертация по этой проблеме, создан справочник вместе с коллегами по физическим свойствам горных пород Дальнего Востока России. В 1999 г. издана его монография “Тихоокеанский сегмент Земли. Глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы”.

Н.П. Романовский участвует в международных проектах и совместных публикациях с китайскими и японскими учеными. При его участии составлена тектоническая карта м-ба 1:1 500 000 области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов совместно с Шеньянским институтом геологии и минеральных ресурсов на английском языке и объяснительная записка к ней на русском и английском языках. Николай Петрович избран почетным профессором этого института.

Большое внимание Н.П. Романовский уделяет подготовке высококвалифицированных научных кадров. Под его руководством защищено 4 докторских и 3 кандидатских диссертации. Много лет он был председателем Ученого совета по защите докторских и кандидатских диссертаций и сейчас является заместителем председателя совета. Он член редколлегии журнала “Тихоокеанская геология”.

Научная и научно-организационная деятельность Н.П. Романовского отмечена правительственными наградами: орденом Трудового Красного Знамени, орденом Почета, почетным званием Заслуженного деятеля науки РФ и др. В конкурсе 2006 г. на соискание премии “Выдающиеся ученые Дальнего Востока” Николаю Петровичу присуждена первая премия имени Ю.А. Косыгина в области геологии.

В настоящее время Н.П. Романовский сосредоточен на научной работе в новом научном направлении – связь крупных месторождений с магматизмом и глубинным строением и их прогнозирование на примере Восточной Азии.

Друзья, коллеги по работе, редколлегия журнала сердечно поздравляют Николая Петровича с юбилейной датой и желают ему крепкого здоровья и больших успехов в научной работе.

*Редколлегия*



## ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

### ЛЕВ ИСААКОВИЧ КРАСНЫЙ

(к 100-летию со дня рождения)

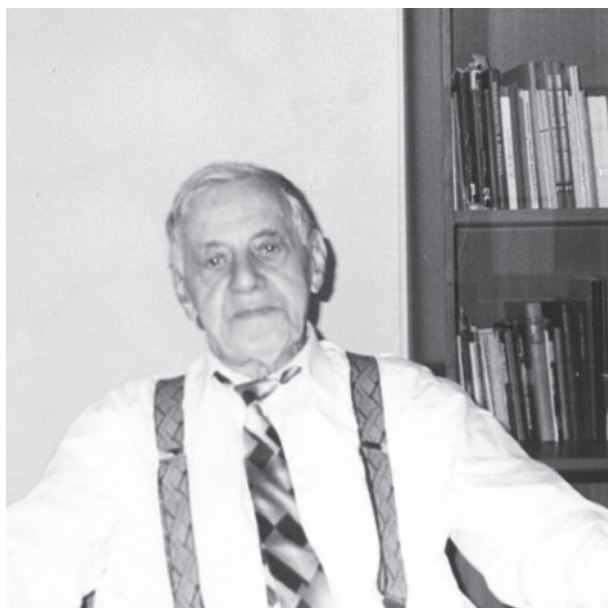
Члену-корреспонденту Российской Академии наук, главному научному сотруднику ВСЕГЕИ Льву Исааковичу Красному 4 апреля 2011 г. исполнилось бы 100 лет, 70 из которых он посвятил геологии. Широкую известность и высокий авторитет в России и за рубежом принесли ему исследования в области региональной геологии, минерагении и тектоники нашей страны, ее восточных районов, Тихого океана и его обрамления, Мира в целом, а также разработка фундаментальных проблем теоретической тектоники.

Родился Л.И. Красный в 1911 году в Санкт-Петербурге в семье учителя. В последующие годы с этим городом связаны многие страницы его жизни: учеба в Ленинградском Горном институте и в аспирантуре ВСЕГЕИ, героическая оборона Ленинграда во время Великой Отечественной войны, многолетняя работа во ВСЕГЕИ.

Путь в геологию начинался для Льва Исааковича на Дальнем Востоке: в 1936 г. после окончания института он был направлен на работу в Дальневосточное геологическое управление. Вся многолетняя научная и практическая деятельность Л.И. Красного была тесно связана с этим регионом. Разработка Л.И. Красным научной основы укрепления и расширения минерально-сырьевой базы Дальнего Востока была отмечена присуждением ему вместе с другими геологами в 1964 г. Ленинской премии.

В процессе работы над целым рядом важнейших проблем геологии Востока нашей страны Л.И. Красный, собрав вокруг себя большой коллектив геологов ВСЕГЕИ, других научно-исследовательских институтов и производственных организаций, стал признанным научным руководителем и создателем школы региональных геологов-дальневосточников. Под его редакцией выходят из печати крупные обобщения: Геологическая (1958 г.) и Тектоническая (1959 г.) карты Хабаровского края и Амурской области м-ба 1:1 500 000, Геологическая (1964 г.) и Структурно-формационная (1969 г.) карты северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1:1 500 000, коллективная монография “Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса” (1966 г.). Важное значение придавал он в разные годы созданию надежной палеонтолого-стратиграфической базы Дальнего Востока. В 1956, 1965, 1978 и 1990 гг. он возглавлял оргкомитеты I, II, III и IV Дальневосточных стратиграфических совещаний, существенно повлиявших на повышение уровня геологосъемочных работ. По инициативе Л.И. Красного в Хабаровске в период его работы в ДВИМСе (1970–1974 гг.) был организован Дальневосточный филиал НРС ВСЕГЕИ (ныне региональный экспертный совет НРС МПР России) и региональная межведомственная стратиграфическая комиссия.

Большое место в жизни и научной биографии Л.И. Красного занимали проблемы, связанные со строительством БАМа. В 1975–1990 гг. он являлся Председателем созданного при ВСЕГЕИ Совета по координации научно-исследовательских и тематических геологических и геофизических работ в районе Байкало-Амурской железнодорожной магистрали Мингео СССР (Совет КНИР БАМ), который объединил усилия более 50 организаций, принимавших участие в изучении геологического строения, выявлении закономерностей размещения полезных ископаемых, гидрогеологии и инженерно-геологической обстановки региона. Концентрация научного потенциала отрасли позволила в короткий срок провести комплексный минерагенический анализ, прогнозную и геолого-экономическую оценку минерально-сырьевых ресурсов региона БАМ с целью дальнейшего развития существующих и создания новых территориально-производственных комплексов. В рамках этой работы составлена и издана единая серия тематических сборников, а также геологических, прогнозно-минерагенических, геолого-экономических, гео-



физических и других обобщающих карт разных масштабов (от 1:500 000 до 1:1 500 000). Проведенные исследования завершились выходом в свет в 1988 г. двухтомной монографии “Геология зоны БАМ” и “Атласа карт геологического содержания зоны БАМ” (15 карт м-ба 1:3 000 000 – 1:5 000 000), за создание которой коллектив авторов во главе с Л.И. Красным был удостоен в 1991 г. Государственной премии России. В настоящее время интерес к БАМу возрос, магистраль модернизируется, электрифицируется, наращивает мощности и огромные деяния, организованные и доведенные до конца Л.И. Красным, будут несомненно востребованы и оценены потомками по достоинству уже на новом витке истории. В 1990–1996 гг. под редакцией Л.И. Красного и Пэн Юньбяо совместно российскими и китайскими геологами была составлена “Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий м-ба 1:2 500 000”, позволившая с новых позиций подойти к анализу региональной геологии и минерагении Востока России с учетом новейших данных по сопредельным территориям Китая, Монголии и Кореи. Эта карта и объяснительная записка к ней были представлены на XXX сессии МГК в Пекине в августе 1996 г.

Наряду с региональными исследованиями Л.И. Красный во главе большого коллектива ученых из различных организаций в течение многих лет проводил изучение проблем, связанных с геологией Тихого океана и его обрамления, геологией, тектоникой и минерагенией нашей страны в целом. В 70-х годах выходят подготовленные под его редакцией и при его участии четырехтомная монография “Геология Северо-Восточной Азии” (1972–1973 гг.), двухтомная монография “Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана” (1978 г.), серия карт Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1:10 000 000 (1970–1978 гг.): геологическая, гравиметрическая, сейсмичности, нефтегазоносности и угленосности и др. В 1994–1995 гг. по приглашению Геологической службы Канады и Бедфордского института океанографии Л.И. Красный активно участвует в работе по составлению “Карты магнитных аномалий и тектонических элементов Северо-Восточной Евразии” м-ба 1:1 000 000. В конце 80-х годов были подготовлены под редакцией Л.И. Красного и изданы крупные обобщающие работы: том 8 “Восток СССР” (1984 г.) и том 10 “Геологическое строение СССР” кн. I (1988 г.) десятитомника “Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых СССР”. Но уже с 1995 г. начинается новый этап обобщения и анализа геологического строения и минерагении страны: на основе разработанной по инициативе и под руководством Л.И. Красного программы большой коллектив геологов-региональчиков ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеологии, СНИИГГиМСа и других организаций занимается составлением 6-томной монографии “Геология и полезные ископаемые России”, в которой использованы новейшие или ранее недоступные материалы и применены новые методические подходы к анализу геологической информации, в частности, событийный метод.

Труды Л.И. Красного существенно обогатили тектоническую науку. Еще в 1962 г. он впервые обратился к вопросам тектонической систематики и терминологии, и спустя 10 лет вышло в свет первое, а в 1977 г. – второе издание книги “Проблемы тектонической систематики”, вызвавшей большой интерес широкого круга геологов. В этом труде особо подчеркивалось значение подвижных поясов, областей и систем негеосинклинального ряда, а также пограничных структур, важных для концентрации различных по генезису полезных ископаемых.

В середине 60-х годов Лев Исаакович на основе материалов по Восточной Азии выдвинул концепцию блоковой делимости литосферы Земли, различные аспекты которой получили живой отклик в нашей стране и за рубежом. В дальнейшем им было установлено, что наиболее глубоко закономерности распределения глубинных неоднородностей раскрываются при анализе геологического строения всей планеты. Это нашло отражение в книге “Глобальная система геоблоков” (1984 г.), в которой была обоснована схема геоблокового строения Земли и особо подчеркнуто значение межгеоблоковых систем. Последующее углубленное развитие геоблоковой концепции привело Л.И. Красного к выработке представлений об ангулярных структурах – клинораздвигах и граничных углах (1987, 1995 гг.), магматогенных георазделах (1989 г.) и магматических “линиях” (1990 г.), сформулированных в ряде публикаций вплоть до последних лет. В 1990 г. опубликованы и первые результаты проведенного Л.И. Красным анализа минерагенических аспектов геоблоковой концепции для территории бывшего СССР и Тихоокеанского суперрегиона. Огромный резонанс вызвал также изданный в 1990 г. глубокий философский доклад Л.И. Красного о проблемах тектоники на рубеже веков, представленный на научных чтениях им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), в котором рассматриваются исторические закономерности развития тектоники на пути к созданию будущей гармоничной модели нашей планеты. В 1995 г. в этом же ключе им подготовлена к опубликованию статья “Корифеи в тектонике XX века – Ганс Штилле и Николай Шатский”, в которой рассматриваются доминантные идеи этих тектонистов и их роль в современной тектонике. Эта статья вошла в сборник докладов, зачитанных на “Тектонических средах” – регулярно проводимых Л.И. Красным семинарах-дискуссиях, возрождающих традицию живого и свободного обсуждения актуальных научных проблем.

В 1997 г. в докладе “Основные черты геологии и минерагении Мира”, зачитанном в Санкт-Петербургском научном центре РАН в связи со 150-летием со дня рождения А.П. Карпинского, Л.И. Красный, развивая известный тезис Александра Петровича “Геологу нужна вся Земля...”, впервые в сжатом виде, на современной геолого-структурной основе, показал принципиально важные глобальные закономерности размещения важнейших полезных ископаемых и предложил приступить к составлению “Геолого-минерагенической карты Мира” масштаба 1:15 000 000.



И в рекордно короткий срок, всего через 3 года эта уникальная карта, подготовленная большим коллективом геологов ВСЕГЕИ, ВИЭИМСа, ВНИГРИ, ВНИИОкеангеологии под руководством Л.И. Красного и на основе его авторской концепции о геоблоковой делимости литосферы, демонстрировалась на XXXI сессии МГК в г. Рио-де-Жанейро (август 2000 г.). Уровень обобщения материалов в этой работе, где в четырех томах объяснительной записки дается геолого-минерагеническая и геолого-экономическая характеристика отдельных, в т. ч. мультиминерагенных геоблоков, позволяет без преувеличения считать ее и апофеозом, и началом принципиально нового цикла исследований в этом направлении. В последние годы (в публикациях 1998–2000 гг.), развивая геоблоковую концепцию, Л.И. Красный обогатил ее разработками глубинных моделей тектогенеза.

Л.И. Красный в 2004 г. выступает с инициативой, которую горячо поддержала геологическая общественность, об установке в Санкт-Петербурге памятника великому ученому-геологу, трижды избранному Президентом Академии наук А.П. Карпинскому, в этом же году он участвует в XXXII сессии МГК (во Флоренции, Италия), где выступает с докладом “Глубинные (фидерные) структуры и связанная с ними минерагения”. В 2005 г. публикуется составленный им сборник “Памяти выдающихся ученых-геологов Санкт-Петербурга”, в котором, кроме воспоминаний “Глядя на портреты” (о 14 выдающихся ученых ВСЕГЕИ), приведены также его собственные оригинальные доклады на организованных им же научных чтениях, посвященных А.П. Карпинскому, А.Д. Щеглову, И.С. Грамбергу, М.А. Садовскому.

Дальнейшее развитие получили и исследования по истории геологической науки, из которых следует выделить работу “Эволюция тектонических идей от середины XIX столетия до современности” (2003 г.).

Одним из первых Л.И. Красный обратился к “живой минерагении” в работе “Современная геодинамика и проблемы возобновляемости минеральных ресурсов” (2004 г.). Введенное им в научный оборот понятие “репетоминерагения” позволило наметить новый этап в эволюции тектоно-геодинамических событий, дающий возможность оптимистически оценивать минерагенический потенциал отдельных видов минерального сырья.

Продолжая дальневосточную тематику, Л.И. Красный работал в эти годы в качестве научного редактора над монографией “Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий”, изданной в 2004 г. Нельзя также не отметить два фундаментальных издания, работа над которыми продолжалась последние годы под руководством Л.И. Красного: 6-томник “Геология и полезные ископаемые России” и Энциклопедический словарь-справочник “Планета Земля”. Эти уникальные, богато иллюстрированные издания не имеют аналогов в России и за рубежом.

Лев Исаакович Красный был активным участником всех форумов, посвященных геологии Востока России, Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Пропагандируя достижения российской геологической науки, он входил в состав Национального комитета Тихоокеанской научной ассоциации, участвовал в Международных геологических конгрессах в Индии (1964 г.), Чехословакии (1968 г.), Канаде (1972 г.), Австралии (1976 г.), СССР (Москва, 1984 г.), Китае (1996 г.), Бразилии (2000 г.), Италии (2004 г.), на Тихоокеанских научных конгрессах в Японии (1967 г.), на Гавайских островах (1974 г.), в СССР (Хабаровск, 1979 г.). Л.И. Красный вел большую научно-общественную работу, являлся членом Межведомственного тектонического комитета и Межведомственного стратиграфического комитета, членом редколлегии журнала “Отечественная геология”, членом ученых советов ВСЕГЕИ и ВНИИОкеангеологии.

Заслуги Л.И. Красного перед Родиной отмечены многими боевыми и трудовыми наградами, среди которых ордена Отечественной войны, ордена “Почета”, “Дружбы народов”, медали.

Среди его учеников немало докторов и кандидатов наук, руководителей производства.

Л.И. Красный всегда был на переднем крае геологической науки. Исключительное чувство нового помогло ему безошибочно находить важнейшие проблемы, требующие решения. Его научные труды отличаются актуальностью и нередко опережают аналогичные разработки за рубежом. Новаторство, инициатива, неукротимая энергия, высочайшая эрудиция – вот качества, снискавшие ему всеобщее уважение и авторитет научного лидера, внесшего большой вклад в развитие отечественной геологии.

В 2008 г. Л.И. Красный ушел из жизни, но память о нем сохранится в его многочисленных трудах и наших сердцах.

---

---

Научные редакторы Войнова И.П., Калун В.Б., Пересторонин А.Н.  
Корректор Пескова Л.Д.

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

Изд. лиц. ИД № 05497 от 01.08.2001 г. Подписано к печати 14.02.2011 г.  
Формат 60×88/8. Печать офсетная. Усл.п.л. 15. Усл.-изд.л. 14,6  
Тираж 200 экз. Заказ 3.

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

Индекс 70985

---

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 2011. Т. 30, № 3