

**Том 26, номер 2**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Март-Апрель 2007**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



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

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ю.Ф. Малышев, В.Я. Подгорный, Б.Ф. Шевченко, Н.П. Романовский, В.Б. Каплун, П.Ю. Горнов.</i> Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты .....	3
<i>А.А. Щетников.</i> Проблемы морфотектогенеза озерных котловин (на примере Байкальской рифтовой зоны) .....	18
<i>Р.А. Кемкина.</i> Блеклые руды Прасоловского вулканогенного Au-Ag месторождения (о. Кунашир, Дальний Восток России) .....	30
<i>Л.Ф. Симаненко.</i> О формах нахождения примесей в галените Партизанского скарново-полиметаллического месторождения (Приморье) .....	45
<i>А.Ю. Антонов.</i> Геохимия и петрология мезозойско-кайнозойских магматических образований южного обрамления Алданского щита. Проблемы геодинамики .....	56
<i>О.П. Смекалин, А.В. Читизубов, В.С. Имаев, В.М. Бесстраинов, А.И. Мельников.</i> Палеосейсмогеологические исследования зоны Кичерского разлома (Северное Прибайкалье) .....	82
<i>А.В. Коновалов, А.И. Иващенко, Ким Чун Ун, А.С. Сычев.</i> Структура и особенности сейсмического режима очаговой зоны Такойского землетрясения 1 сентября 2001 г. ( $M_w$ 5.2) .....	93
<i>Б.В. Левин, Ким Чун Ун, И.Н. Тихонов.</i> Горнозаводское землетрясение 17(18) августа 2006 г. на юге о-ва Сахалин .....	102
 <b>Памятные даты</b>	
К 90-летию со дня рождения Игоря Ипполитовича Берсенева .....	109

## CONTENTS

<i>Yu.F. Malyshev, V.Ya. Podgorny, B.F. Shevchenko, N.P. Romanovsky, V.B. Kaplun, P.Yu. Gornov.</i> Deep structure of the bounding zone structures of the Amur lithospheric plate .....	3
<i>A.A. Shchetnikov.</i> Morphotectogenesis of lacustrine basins of the Baikal rift zone .....	18
<i>R.A. Kemkina.</i> Fahlores of the Prasolovka volcanogenic Au-Ag deposit (Kunashir Island, Russian Far East) .....	30
<i>L.F. Simanenko.</i> Forms of occurrence of admixtures in galena of the Partizansky base-metal skarn deposit (Primorye) .....	45
<i>A.Yu. Antonov.</i> Geochemistry and petrology of Mesozoic-Cenozoic magmatic formations of the Aldan shield southern framing. The problems of geodynamics .....	56
<i>O.P. Smekalin, A.V. Chipizubov, V.S. Imaev, V.M. Besstrashnov, A.I. Melnikov.</i> Paleoseismogeological investigations of the Kichera fault zone (the first trenching of the northern Pribaikalye) .....	82
<i>A.V. Konovalov, A.I. Ivashchenko, Kim Jung Woon, A.S. Sychev.</i> The structure and features of seismic regime of the Takoe earthquake focus zone, September 1, 2001 (MW 5.2) .....	92
<i>B.V. Levin, Kim Jung Woon., I.N. Tikhonov.</i> The August 17(18), 2006, Gornozavodsk earthquake on Southern Sakhalin .....	102
 <b>Memorial dates</b>	
90th birth anniversary of Igor I. Bersenev .....	109

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СТРУКТУР ОГРАНИЧЕНИЯ АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ

**Ю.Ф. Малышев, В.Я. Подгорный, Б.Ф. Шевченко, Н.П. Романовский,  
В.Б. Каплун, П.Ю. Горнов**

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*  
Поступила в редакцию 1 августа 2006 г.

Изучено глубинное строение структур ограничения Амурской плиты. Построены сейсмогравитационные (плотностные) и геоэлектрические разрезы литосферы, пересекающие выделенные по геологическим данным и сейсмичности границы плиты, и трехмерная модель литосферы Амурской плиты. Модель имеет близкое к кольцевому строение с погруженной на 50 км внутренней частью и приподнятым обрамлением. Обрамление литосферной структуры представлено орогенными поясами (Монголо-Охотским, Селенга-Становым, Забайкальским, Сихотэ-Алинским) и окраинами Сибирской и Северо-Китайской платформ. Границы плиты характеризуются моделями мантийного диапиризма с преимущественно двусторонним наклонным падением ограничений поясов обрамления.

**Ключевые слова:** литосферная плита, границы плиты, трехмерная модель литосферы, глубинные разрезы, Восток Азии.

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение современных границ литосферных плит и их внутреннего строения показало их неоднородность и сложную структурно-вещественную устроенность. Это касается не только уточнения основных характеристик литосферных плит (их жесткости и неделимости), а также их границ и признаков, по которым они выделяются. Нередко границы плит представлены полосами, состоящими из микроплит и блоков, образующих пояса торшения и дробления земной коры и литосферы. Такие особенности в структуре литосферы характерны для Восточной Азии [5, 6, 17, 30].

Границы литосферных плит определяются по геологическим данным и сейсмичности, при этом преимущественно по эпицентрам очагов землетрясений, которые в большинстве случаев относятся к верхнекоровым. Этот способ выделения литосферных плит, по сути, является двухмерным.

В то же время, литосферная плита, по определению, – трехмерный объект, и, следовательно, дополнительный прирост знаний о глубинном строении Земли может быть получен только при учете этого фактора. При реализации данного подхода существуют определенные трудности, так как земная кора и поверхность Мохо – понятия сейсмические и опре-

деляются прямыми сейсмическими методами, а литосфера – понятие реологическое, и граница с астеносферой или глубина до подошвы литосферы обычно устанавливаются косвенными методами (геотермическими, геоэлектрическими, сейсмическими). Соответственно, неоднородность внутреннего строения литосферной плиты и особенно рельефа ее подошвы по разным данным может различаться. Следовательно, перед проведением исследования по глубинному строению структур ограничений литосферных плит нам необходимо было произвести ряд процедур. Во-первых, выполнить построение карты мощности литосферного слоя в пределах занимаемого Амурской плитой и ее окружением (Восток России, Восточный Китай, Монголия) пространства. Это обусловлено тем, что Амурская плита в геологической литературе выделяется в разных границах и фигурирует под разными названиями: плита [11], субплита [37], микроплита [5], блок [6]. Причем, по мнению Л.П. Зоненшайна [11], делимость литосферы, в том числе литосферной плиты, на этом не заканчивается. Перечисленные элементы и далее могут быть разделены на серию блоков, поясов. Во-вторых, необходимо было провести сбор и анализ других геолого-геофизических материалов для построения разрезов литосферы. В-третьих, следовало осуществить



необходимые расчеты и выполнить плотностное моделирование разрезов литосферы.

В связи с изложенным представляется целесообразным рассмотреть глубинное строение структур ограничения Амурской плиты и структуру литосферы внутри нее. При этом надо учесть, что геофизические поля в отличие от сейсмичности, хотя и отражают современную глубинную структуру, но наряду с ее современными особенностями фиксируют законсервированные и трансформированные в ней элементы прошлого.

#### ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ, МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Большинство выделенных границ Амурской плиты пересечены комплексными геофизическими профилями большой протяженности – геотрансектами и региональными сейсмическими и геоэлектрическими (МТЗ) профилями. Многие сопровождаются гравиметрическими и магнитными съемками масштаба 1:200 000 и крупнее. Такие пересечения имеются и внутри Амурской плиты. Все перечисленные материалы были использованы для построения плотностных и геоэлектрических моделей литосферы. Рельеф подошвы литосферы получен по геотермическим, геоэлектрическим расчетам и расчетам по поверхностным сейсмическим волнам. Схема расположения геотрансектов и региональных профилей приведена на рис. 1.

Плотностные разрезы литосферы созданы на основе методик сейсмогравитационного моделирования, разработанных в лаборатории региональной геофизики и петрофизики Института тектоники и геофизики ДВО РАН – методики стандартного моделирования [2] и методики послойного плотностного моделирования [24]. Первая исходит из положения, что земная кора в регионе обладает некоторой постоянной средней плотностью, отклонения от которой являются индикатором аномальных неоднородностей. Они оцениваются изменением величины вертикального градиента плотности в двухслойной модели земной коры и верхней части литосферной мантии. Вторая адаптирована к сложной среде и позволяет вычислять распределение плотности по латерали в каждом слое. Моделирование выполнено в однослойной, двухслойной и многослойной литосфере и верхней части астеносферы.

Для решения поставленной задачи применялась главным образом методика послойного моделирования литосферы. Использование остальных материалов осуществлялось по опубликованным данным преимущественно авторов статьи в виде текстовых описаний.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сначала рассмотрим глубинные разрезы литосферы, пересекающие границы Амурской плиты, определенные по распределению сейсмичности и геологическим данным. Ими могут быть глубинные сейсмогенные разломы и транзитные зоны. Для удобства описания изучим последовательно глубинные разрезы (модели) северной, южной, западной и восточной структур ограничения.

##### Северная граница Амурской плиты

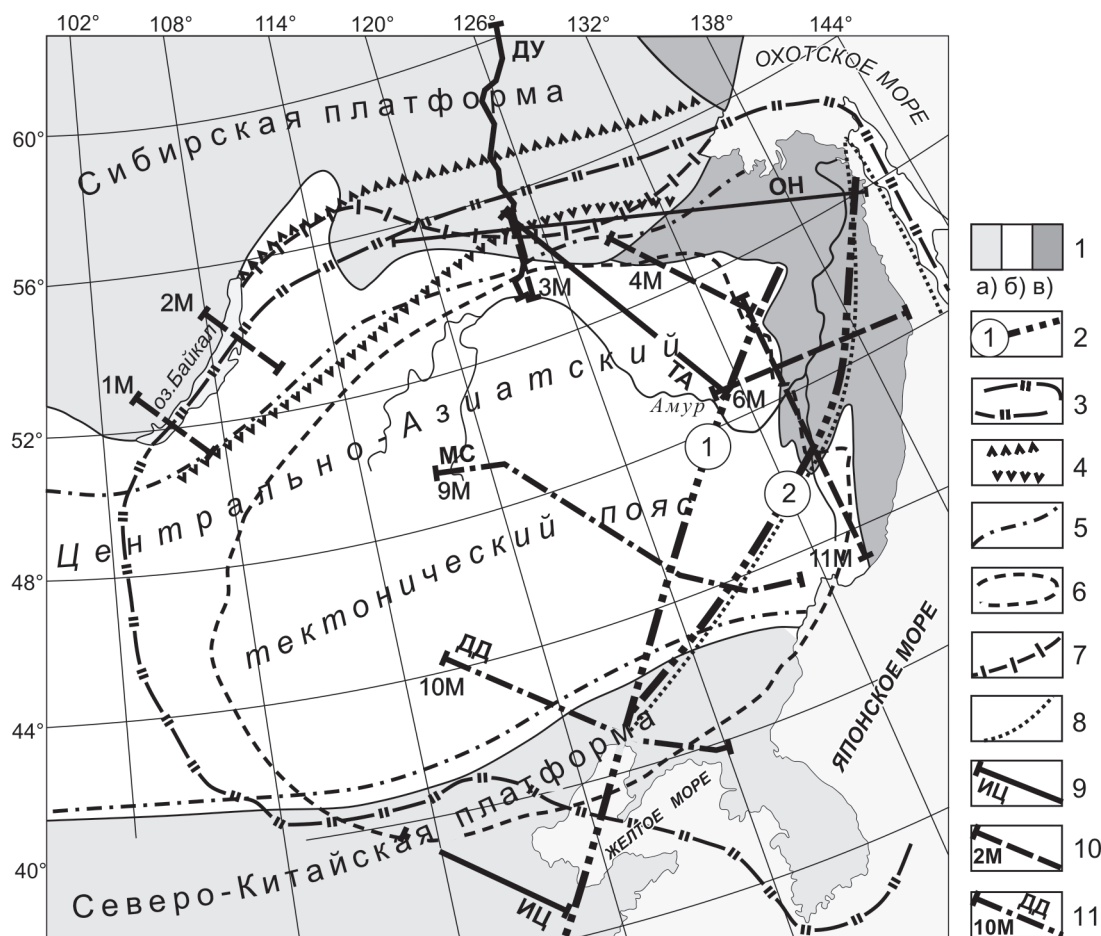
Северо-западная часть северной границы Амурской плиты проведена [11] по Байкальскому рифту, а далее на восток по Байкало-Становому сейсмическому поясу, который представлен Олекмо-Становой сейсмической зоной, протягивающейся вдоль Станового глубинного разлома (5 на рис. 2а) древнего заложения до Удской губы. Обстановка растяжения в Байкальском рифте сменяется обстановкой сжатия и сдвига-сжатия в Олекмо-Становой зоне, при этом в западной части зоны распространены левые сдвиги, а в восточной – правые [14].

Характер распределения эпицентров землетрясений Байкало-Станового сейсмического пояса изменяется от полосового до рассеянного, причем к востоку рассеянность эпицентров усиливается.

В.С. Имаев с соавторами [14] представляют область взаимодействия Евразийской и Амурской плит в виде полосы буферных сейсмогенных структур, северная граница которой соответствует Олекмо-Становой зоне, а южная проходит вдоль Монголо-Охотского разлома левосдвиговой природы, включая Тукурингра-Джагдинскую сейсмогенную зону. Внутри буферной зоны ими выделены два блока: Забайкальский и Становой. Забайкальский блок смещается на юго-восток, а Становой испытывает вращение при общем движении Амурской плиты в северо-восточном направлении.

Л.М. Парфенов с соавторами [22] в качестве северной границы Амурской плиты принимают Монголо-Охотский разлом. Ю.Г. Гатинский и Д.В. Рундквист [5, 6] в своих работах не обсуждают положение северной границы Амурской плиты, названной ими Амурским блоком. Но они определяют южную границу выделенной ими Северо-Евразийской плиты, которая в регионе проходит по северному краю ареала эпицентров очагов землетрясений Алдано-Станового щита.

Для изучения структуры литосферы области северной границы Амурской плиты построены плотностные разрезы по сейсмическим профилям: Джалинда–Улу, Тында–Амурзет, мыс Невельского–



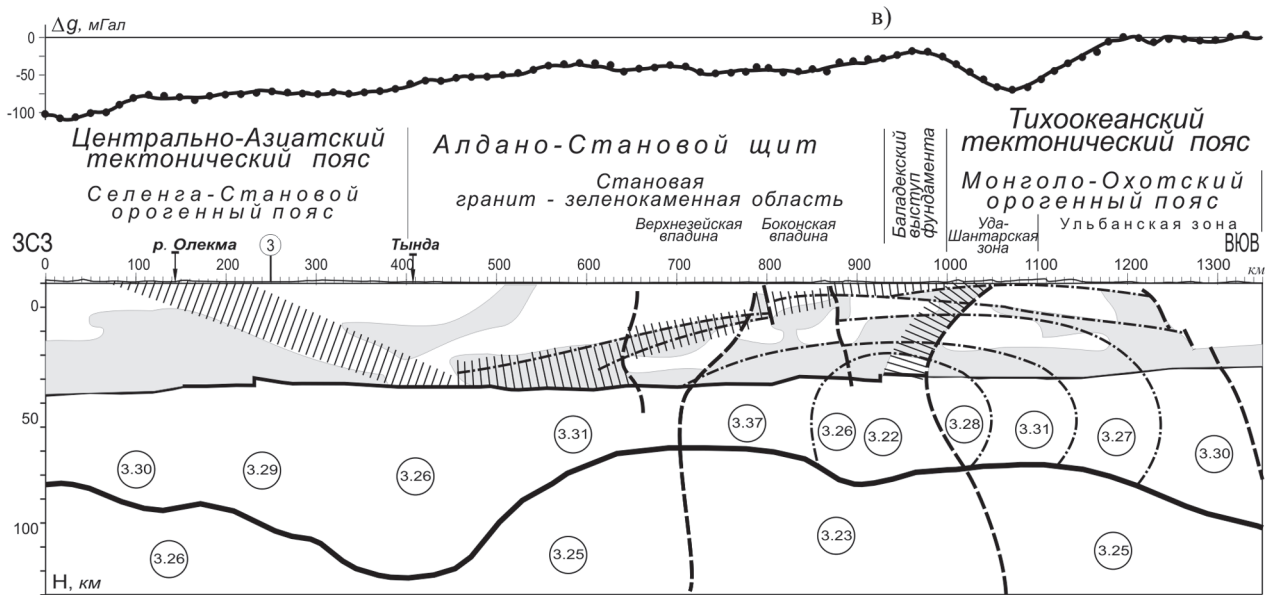
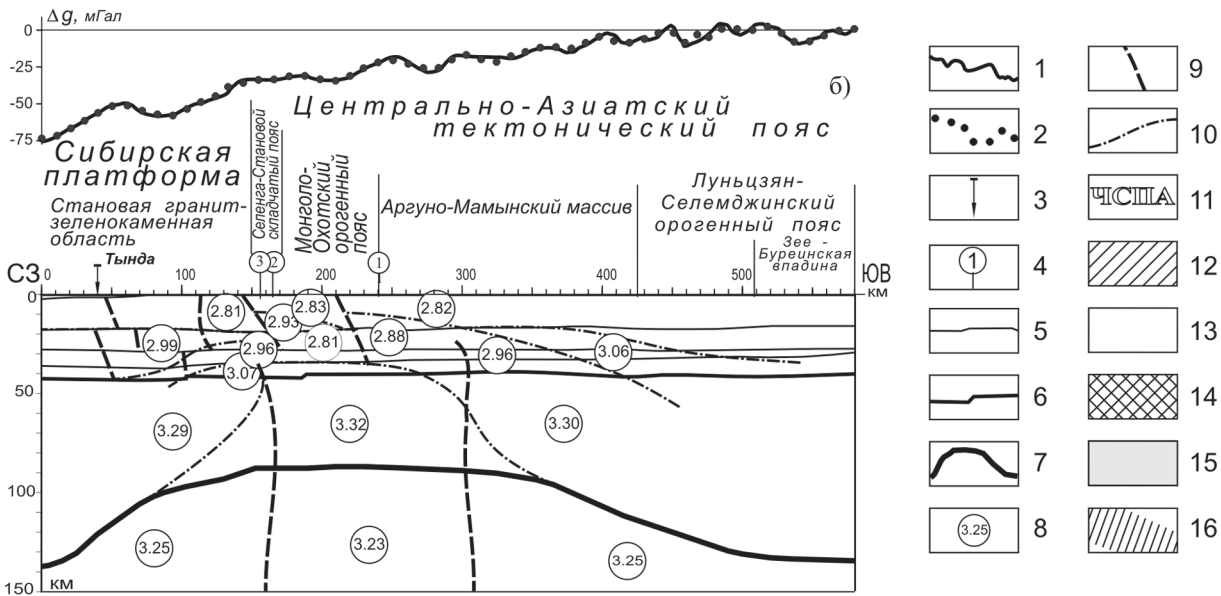
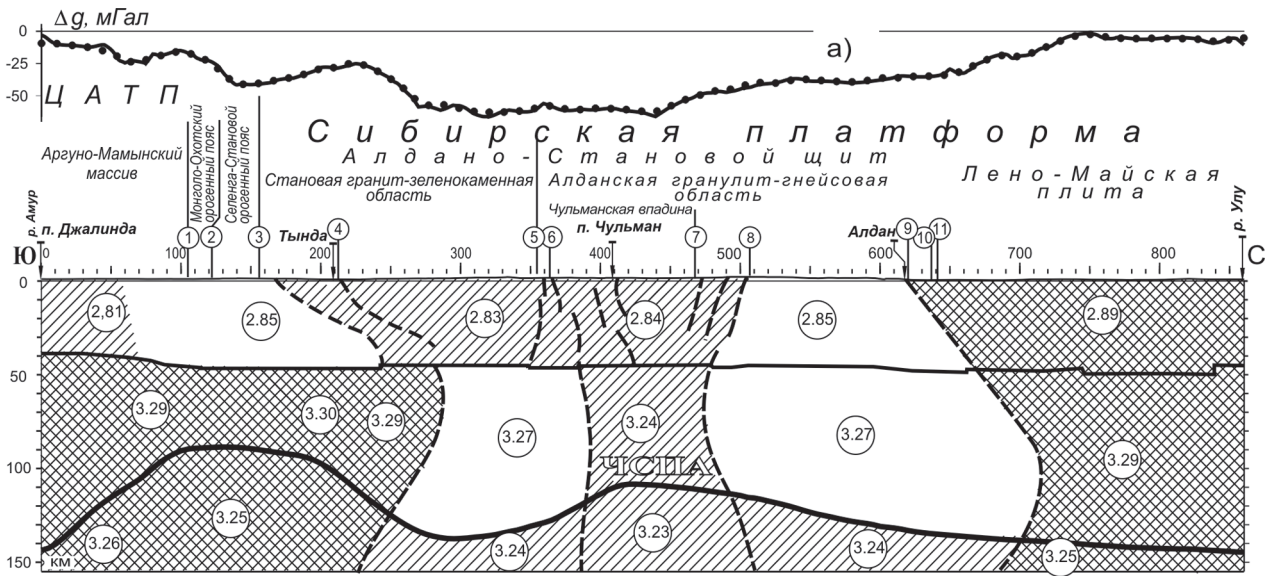
**Рис. 1.** Границы Амурской литосферной плиты по опубликованным данным и расположение геофизических профилей.

1 – по А.А. Сорокину [28], а) докембрийские платформы: Сибирская, Северо-Китайская, (б-в) тектонические пояса: б) Центрально-Азиатский, в) Тихоокеанский; 2 – разломы системы Тан-Лу: 1) – Итун-Иланьский, 2) – Дун-Ми; (3–8) – границы Амурской литосферной плиты: 3 – по Л.П. Зоненшайну и Л.А. Савостину [11], 4 – по В.С. Имаеву с соавторами [14], 5 – по Л.П. Парфенову с соавторами [22], 6 – по Chen Debing, Fun Yujie, Zhao Hongwu [33], 7 – по подъему кровли астеносферы [18]; 8 – граница Японо-Корейской микроплиты (блока) [5, 6]; (9–11) – линии профилей (геотравверсов), по которым выполнено геофизическое моделирование: 9 – гравитационное (прописным буквам соответствуют названия профилей: ДУ – Джалинда–Улу, ТА – Тында–Амурзет, ОН – р. Олекма–мыс Невельского (восточная часть геотравверса мыс Невельского–Тында–Рубцовск), ИЦ – Инсянь–Цзыбо, МС – Маньжурия–Суйфэнхэ, ДД – Дун Учжимцин–Дунгоу); 10 – геоэлектрическое (цифра с буквой – название профиля: 1М, 2М, 3М, 4М, 6М, 11М, 9М и 10М), 11 – гравитационные и геоэлектрические.

Рубцовск и пять геоэлектрических разрезов по данным МТЗ [15, 32].

Плотностной разрез на профиле МОВЗ Джалинда–Улу [4, 26] пересекает все перечисленные выше варианты положения северной границы Амурской плиты (рис. 2а). На севере профиля фиксируется предположительно Северо-Алданский сквозьлитосферный глубинный разлом (10 на рис. 2а), который в земной коре имеет четкое падение на север, а в литосферной мантии наклонен к югу. Какому именно на поверхности разлому

этот геофизический разлом отвечает, сказать трудно, так как здесь помимо Северо-Алданского картируется узел пересечения глубинных разломов разного направления, в том числе рудоносных. Этот разлом примерно отвечает положению южной границы Северо-Евразийской плиты. Более точная геологическая привязка – граница Алдано-Станового щита и Лено-Майской плиты Сибирской платформы. Ей соответствует контрастная смена плотности в литосферной мантии щита и платформы.



Становой глубинный разлом (5 на рис. 2а) в плотностном разрезе литосферы представлен серией мелких коровых разломов. Соседний с ним Южно-Якутский глубинный разлом (6 на рис. 2а) осложнен надвигами в верхней части земной коры южного борта Чульманской впадины, но в низах коры, в литосферной мантии и в астеносфере он соответствует южному ограничению Чульманской сквозьлитосферной плотностной аномалии пониженной плотности. Слабая выраженность древнего Станового глубинного разлома в структуре литосферы и, наоборот, наличие сквозьлитосферных аномалий под Чульманской впадиной ставят под сомнение приписываемую ему активную роль в современной геодинамике литосферы региона. Буферная сейсмогенная структура [14] также слабо выражена в разрезе литосферы. Можно отметить, что она располагается между двумя поднятиями кровли астеносферы, над которыми наблюдается очень сложная структурная и геодинамическая обстановка в земной коре (зоны растяжения, сжатия, плотностные инверсии, сдвиги, надвиги) [23, рис. 5].

Джелтулакский глубинный разлом (3 на рис. 2), ограничивающий Алдано-Становой щит с юго-запада, имеет отчетливо выраженное падение под щит в земной коре. Он так же, как и Северо-Алданский разлом, в литосферной мантии испытывает изгиб. Наклон названных разломов нами связывается со смещением литосферной мантии на север на 50 км относительно земной коры и объясняется субдукцией Монголо-Охотского орогенного пояса под щит в мезозое [26].

Профиль ГСЗ-МОВЗ Тынды–Амурзет [10] пересекает Монголо-Охотский орогенный пояс, Северо-Тукурингский и Южно-Тукурингский (Монголо-Охотский) глубинные разломы (рис. 2б). На этом профиле Южно-Тукурингский разлом (1 на рис. 2б) проявлен более четко, чем на профиле Джалинда–Улу. Он наклонен на юг под Аргуно-Мамынский мас-

сив и прослеживается как в земной коре, так и в литосферной мантии. Разлому, и в целом Монголо-Охотскому орогенному поясу, отвечает ярко выраженная купольная структура. Она характеризуется подъемом кровли астеносферы и пониженной в ней плотностью по сравнению с плотностью астеносферы в крыльях поднятия. В литосферной мантии над астеносферным куполом плотность более высокая, чем в его обрамлении. В земной коре также наблюдается купольная структура, конформная астеносферному поднятию, но структура ее сложная мелкоблочковая, а плотность в целом пониженная.

Полученные результаты плотностного моделирования по профилю Тынды–Амурзет сопоставлены с альтернативными тектоническими моделями Монголо-Охотского орогенного пояса: мезозойской субдукции под Алдано-Становой щит [21], раннепермской субдукции под Аргуно-Мамынский массив [28], позднекаменноугольной двусторонней субдукции под обе структуры [39]. Нам кажется, что приведенное описание плотностной купольной структуры свидетельствует в пользу проявления мантийного диапиризма и плюм-тектоники на северной окраине Амурской плиты. Следует отметить еще одну особенность в структуре земной коры Монголо-Охотского пояса. Сейсмические разрезы земной коры на профилях МОВЗ Толбузино–Кировский и Черняево–Зея–Уркан [29] свидетельствуют о наличии надвигов как на Алдано-Становой щит, так и на Аргуно-Мамынский массив.

Профиль ГСЗ-МОВЗ мыс Невельского–Тынды–Рубцовск [29] пересекает под острым углом Монголо-Охотский орогенный пояс, южную окраину Алдано-Станового щита и Селенга-Становой орогенный пояс каледонид. Такому положению профиля соответствует протяженный подъем кровли астеносферы, охватывающий Монголо-Охотский пояс и цепочку мезозойско-кайнозойских впадин (Верхне-

**Рис. 2.** Гравитационные (плотностные) модели литосферы по профилям: а) Джалинда–Улу, б) Тынды–Амурзет, в) р. Олекма–мыс Невельского.

1 – измеренные аномалии силы тяжести в редукции Буге,  $mGal$ ; 2 – вычисленный гравитационный эффект от модели,  $mGal$ ; 3 – местоположения на линии разреза населенных пунктов и рек; 4 – разломы по геологическим данным, цифрам в кружках соответствуют названия: 1 – Южно-Тукурингский, 2 – Северо-Тукурингский, 3 – Джелтулакский, 4 – Тындинский, 5 – Становой, 6 – Южно-Якутский, 7 – Хатыминский, 8 – Малонимырский, 9 – Русский, 10 – Северо-Алданский, 11 – Якокитский; 5 – сейсмические границы в земной коре; 6 – рельеф подошвы земной коры (сейсмическая граница Мохо); 7 – подошва литосферы; 8 – вычисленные и усредненные значения плотности,  $g/cm^3$ ; 9 – тектонические нарушения, выделенные по результатам моделирования; 10 – поверхности плотностных куполообразных структур; 11 – ЧСПА – Чульманская сквозьлитосферная плотностная аномалия; (12–14) – распределение плотности в литосфере относительно средней величины в толще: 12 – пониженная, 13 – средняя (нормальная), 14 – повышенная; 15 – участки земной коры с аномально повышенными значениями плотности; 16 – зоны плотностных неоднородностей в земной коре. ЦАТП – Центрально-Азиатский тектонический пояс.

зейскую, Боконскую), расположенных на окраине щита (рис. 2в). Эпицентр поднятия кровли астеносферы совпадает с эпицентром купольной структуры в земной коре, конформной астеносферному поднятию. На дневной поверхности он приходится на Баладекский выступ ультрабазитов. На разрезе выделяются три наклонные зоны плотностных неоднородностей в земной коре: одна погружается под щит с юго-восточного края на северо-запад, другая – ей навстречу от Селенга-Станового орогенного пояса, третья – на северо-запад под Баладекский выступ.

По данным МТЗ [15, 32], область сочленения структур юга Алдано-Станового щита с Монголо-Охотским орогенным поясом и структурами Центрально-Азиатского тектонического пояса характеризуется гетерогенным строением литосферы. Наиболее сложный геоэлектрический разрез наблюдается под Монголо-Охотским орогенным поясом, где происходит подъем кровли проводящих слоев верхней мантии и нарушение сплошности слоев. На геоэлектрических разрезах видно, что основную роль в строении региона играют разломы Джелтулакский, Южно- и Северо-Туруингрский (1 и 2 на рис. 2б), которые отчетливо контролируют границы между основными тектоническими структурами. Джелтулакский разлом и его продолжение на восток – Северо-Туруингрский разлом – являются границей между Алдано-Становым щитом и примыкающими к нему с юга складчатыми образованиями, что видно также по характеру изменения геоэлектрических разрезов: на щите геоэлектрический разрез имеет более простое строение, за исключением полосы осадочных бассейнов (Верхне-Зейский, Боконский) мезозойско-кайнозойского возраста. Область, прилегающая к Джелтулакскому разлому, рассекает земную кору в виде направленного вниз клина пониженного сопротивления по отношению к окружающим его структурам. При движении с запада на восток происходит изменение электрического сопротивления основных разломов от низкого к более высокому, что, вероятно, свидетельствует о смене тектонических напряжений в этом направлении. Это находит подтверждение в расчетах механизмов очагов землетрясений [14] и результатах МОВЗ [29]. По данным МОВЗ, здесь происходят косые срывы литосферных блоков. Сопоставление геоэлектрических разрезов МТЗ и сейсмических МОВЗ показывает их хорошее соответствие друг другу.

Северо-западная граница Амурской плиты, по данным МТЗ, прослежена лишь в районе оз. Байкал (рис. 1). Она отмечается резкой вертикальной неоднородностью геоэлектрического разреза с уменьшением мощности литосферы, появлением коровых

проводников и наличием клиновидного проводящего тела в верхней части земной коры в области сочленения двух плит.

Таким образом, из просмотра глубинных разрезов литосферы предпочтение в качестве северной границы отдается Монголо-Охотскому поясу с некоторыми уточнениями. На юге Сибирской платформы протягивается пояс приподнятой кровли астеносферы от Байкальского рифта на восток вдоль Джелтулакского разлома. Далее он проходит по южной окраине Алдано-Станового щита вдоль полосы мезозойско-кайнозойских впадин (Верхне-Зейская, Боконская) к Токинской впадине и на северо-восток к Охотоморской литосферной плите. Пояс включает, помимо Байкальского рифта, Монголо-Охотский орогенный пояс, южную и юго-восточную окраины Алдано-Станового щита. Северная граница этого пояса может быть предметом рассмотрения в качестве глубинной границы Амурской литосферной плиты. Подъем кровли астеносферы установлен также внутри Евразийской плиты, в частности, в полосе южно-якутских впадин. Об этом свидетельствует глубинный разрез через Чульманскую впадину [26].

### Южная граница Амурской плиты

Эта граница Амурской плиты, по Л.П. Зоненшайну, Л.Н. Савостину [11], проходит с запада на восток по северному борту осадочного бассейна Ордос (микроплиты), на северном окончании грабенов Шаньси она поворачивает на юго-восток внутрь Северо-Китайской платформы, пересекает Бохайский залив и условно проводится до южного окончания Японских островов (рис. 1).

Ма Синъюань и У Данин [38] выделяют сейсмогенный левый сдвиг северо-западного простирания на Бохайско-Шаньсийском отрезке этой границы плиты, контролирующей систему грабенов поздне-третично-четвертичного возраста. Этот разлом показан также на карте современной динамики литосферы [37] в качестве северной границы Северо-Китайской литосферной субплиты и южной – Амурской субплиты.

Другой распространенный вариант границы между Амурской и Китайской литосферными плитами проходит по северному краю Северо-Китайской платформы и отвечает разломам Внутренне-Монгольской оси [22, 33, 40]. Чжай Юшэн с соавторами [40] считают, что эта граница характеризуется развитием различных типов континентальных окраин: конвергентной, дивергентной и трансформной.

Своеобразно выражена эта граница плиты в распределении сейсмичности. Она отделяет слабо сейсмичную Амурскую плиту от высокосейсмичной

Северо-Китайской платформы, смещаясь параллельно ей внутрь платформы. Это может быть одним из признаков надвиговых взаимоотношений на северной границе платформы с ее складчатым обрамлением [16].

Существует третий вариант южной границы Амурской плиты, принципиально отличающийся от двух первых [35]. Согласно ему, южной границей Амурской плиты является Циньлин-Дабэшаньский орогенный пояс. Основанием для этого послужило геодинамическое единство литосферной плиты в таких границах. Но этому противоречит резкое различие структуры литосферы и распределения сейсмичности на Северо-Китайской платформе и Амурской плите.

Нами построены плотностные разрезы литосферы и астеносферы по геотрансекту Дун Учжимцин–Дунгоу [23, 34] и сейсмическому профилю Инсянь–Цзыбо. Первый из них под углом в юго-восточном направлении пересекает палеозойские орогенные пояса северного обрамления Северо-Китайской платформы, Яньшаньский и Ляодунский блоки этой платформы. На этом профиле выполнены сейсмические (ГСЗ) и геоэлектрические (МТЗ) измерения, магнитные и гравиметрические съемки в полосе 100 км. Профиль ГСЗ Инсянь–Цзыбо расположен внутри платформы и Северо-Китайской литосферной субплиты. Он проходит в юго-восточном направлении через рифтовую систему грабенов Шаньси, рифтовую систему Хэхуайского блока Северо-Китайского осадочного бассейна.

Плотностной разрез земной коры на профиле Дун–Дунгоу дифференцирован (рис. 3а). Наблюдается падение наклонных зон повышенной плотности как под платформу, так и под складчатое обрамление, которое сопровождается надвигами на каледонский орогенный пояс. Четко выделяется поднятие кровли астеносферы, соответствующее Шарамурэнской (Ондор-Сумской) зоне одноименного каледонского пояса. В этой зоне распространены глаукофановые сланцы и офиолиты, выделена субдукционная зона северо-западного падения [36] на склоне поднятия в земной коре. Это поднятие транслируется с подошвы литосферы. Подъем кровли астеносферы прослеживается в виде вертикальной зоны пониженной плотности в литосферной мантии и нижней коре. В средней и верхней коре эта зона венчается купольной структурой повышенной плотности, конформной поднятию кровли астеносферы, очерченной разломами: с северо-запада – литосферным, с юго-востока – сквозьлитосферным Шарамурэнским (13 на рис. 3а).

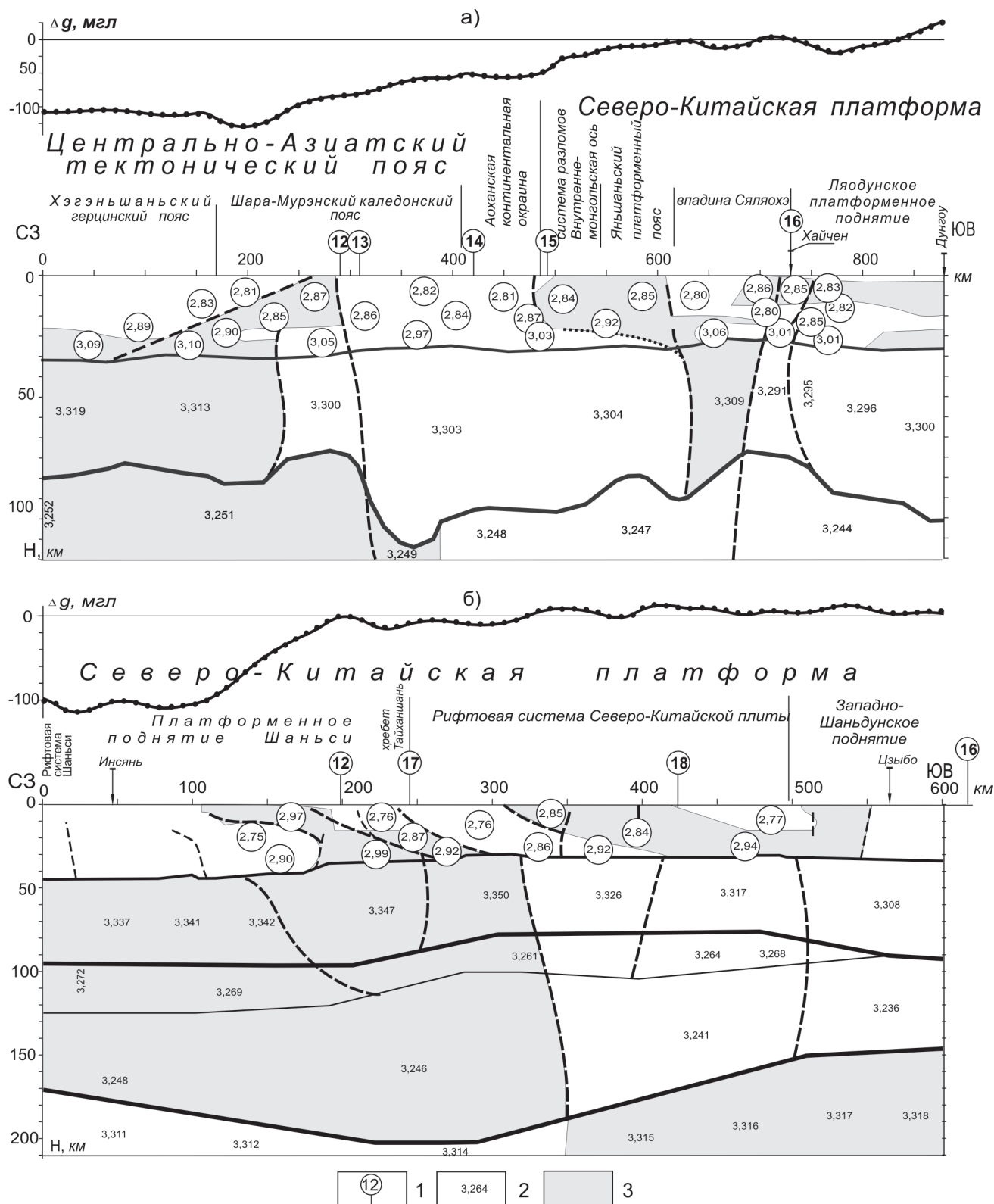
Другой подъем кровли астеносферы наблюдается под впадиной Сяляохэ и эпицентром крупного Хайченского землетрясения в борту этой впадины. Два сопряженных блока повышенной на северо-западе и пониженной на юго-востоке плотности в литосферной мантии размещаются выше поднятия кровли астеносферы под, соответственно, впадиной Сяляохэ и очагом Хайченского землетрясения. В верхней части земной коры можно заметить слабо выраженную купольную структуру с падением юго-восточного низкоплотного крыла под Ляодунское поднятие платформы.

Следует обратить внимание на распределение плотности в слоях литосферы и верхней части астеносферы профиля Дун–Дунгоу. В однослойной литосфере наблюдается увеличение плотности в сторону океана и полная сходимости измеренной гравитационной кривой и рассчитанного гравитационного эффекта [25]. В литосферной мантии картина обратная, уменьшение плотности в юго-восточном направлении. В земной коре распределение плотности четко не выражено, а рассчитанный гравитационный эффект земной коры ниже положения наблюдаемой кривой, но конформен ей по характеру [25, рис. 2]. В астеносфере плотность уменьшается в сторону океана.

По данным МТЗ, на трансекте Дун–Дунгоу отрезок северной границы Северо-Китайской платформы отмечается неоднородным строением [34]. Он отвечает кайнозойской впадине Сяляохэ и Хайченскому землетрясению. Плотностной разрез литосферы этого отрезка профиля описан выше. Здесь наблюдается уменьшение мощности литосферы до 90 км, появление области пониженного электрического сопротивления верхней мантии и проводящего слоя в подошве земной коры, наличие зон вертикальных неоднородностей. Далее на юго-восток геоэлектрический разрез становится более однородным. При движении с северо-запада на юго-восток отмечается увеличение электрического сопротивления литосферы.

Большинство границ в земной коре на плотностном разрезе литосферы и астеносферы профиля Инсянь–Цзыбо (рис. 3б) имеют юго-восточное падение в сторону океана, включая Тайханскую гравитационную ступень хребта Тайханшань, но к востоку от нее эта закономерность сглаживается с переходом на вертикальные границы. В литосферной мантии этот район отмечается блоком повышенной плотности, над западным краем которого фиксируется гравитационная ступень. Кровля астеносферы под рифтовой системой Северо-Китайской плиты приподнята. Изменение плотности в литосферной мантии в сторону ее уменьшения происходит как к востоку, так и к западу от глубинного мантийного разлома Чанчжи-





**Рис. 3.** Гравитационные (плотностные) модели литосферы по профилям: а) Дун Учжимцин-Дунгоу, б) Инсянь-Цзыбо.

1 – разломы, цифрам в кружках соответствуют названия: 12 – Чанчжи-Нэньцзын, 13 – Шара-Мурэнский, 14 – Бэйянь-Даань, 15 – Внутренне-Монгольская ось, 16 – Тан-Лу, 17 – Чжосянь-Шицзючжуань, 18 – Ляохэ-Ланькао; 2 – значения вычисленных плотностей, г/см<sup>3</sup>, 3 – плотности, выше относительно средних значений в каждом слое. Другие обозначения см. на рис. 2

Нэньцзян (12 на рис. 3а и 3б). Уменьшение плотности в астеносфере в сторону океана наблюдается по всему профилю от западного края до восточного. В подастеносферной мантии уменьшение плотности обратное – с востока на запад. Еще более четкая тенденция изменения величины плотности в сторону океана наблюдается к востоку от разлома Чанчжи-Нэньцзян: земная кора – увеличение, литосферная мантия – уменьшение, верхний слой астеносферы – увеличение, нижний слой астеносферы – уменьшение, подастеносферная мантия – увеличение. Такое чередование изменения плотности в сторону океана по слоям на профилях Дун–Дунгоу и Инсянь–Цзыбо может быть связано с изостатическим уравниванием региона. С другой стороны, возможно влияние Тихоокеанской плиты на распределение плотности в литосфере и астеносфере.

Исходя из изложенного, южную границу Амурской плиты предпочтительно проводить вдоль северного края Северо-Китайской платформы с учетом надвигов преимущественно кристаллических толщ платформы на складчатое обрамление.

#### **Западная граница Амурской плиты**

Эта граница плиты большинством исследователей устанавливается по меридианам  $102^{\circ}$ – $105^{\circ}$  в.д. На карте сейсмичности Китая и сопредельных стран здесь проходит Север-Южный сейсмический пояс [16]. Помимо этого на той же карте и на тех же меридианах наблюдается смена областей резко повышенной к западу и слабой к востоку сейсмичности. Обстановка похожа на распределение сейсмичности в Северо-Китайской субплите, только более контрастная.

В.И. Драгунов [7] протягивал вдоль  $105^{\circ}$  в.д. Трансазиатский линеймент по ряду геолого-географических признаков, который пересекает Китай, Монголию и Сибирь России. Академик Чень Гоа [31] выделил здесь гигантский тектоно-металлогенический пояс, который разделил территорию к западу и востоку от пояса по возрасту рудной минерализации. Структурные и металлогенические характеристики этой границы рассмотрены в работе [7].

Ма Синъюань [37] показал разную геодинамическую природу сейсмического пояса по его простиранию: в Китае – область сжатия, в Монголии – правый сдвиг.

Глубинный аспект рассматриваемой границы изучал Ю.А. Зорин [12], который построил карту мощности литосферы этого района по поверхностным сейсмическим волнам. На ней четко отмечается субмеридиональная литосферная ступень на меридиане  $103^{\circ}$  в.д. между  $44^{\circ}$  и  $52^{\circ}$  с.ш.

Дополнительно к данным о литосферной ступени обратим внимание на пояс пониженных значений мощности литосферы, рассмотренный выше при описании северной границы Амурской плиты, протягивающийся на юг от Байкальского рифта (рис. 5). Он обрамляет литосферную ступень с запада в полосе  $103^{\circ}$ – $100^{\circ}$  в.д. По изменению мощности литосферы с запада на восток можно предполагать крутое погружение литосферных масс под Амурскую плиту, представленных соседствующими блоками литосферы: Хангайским, Южно-Гобийским, Бейшанским [6].

К сожалению, сейсмические профили, которые пересекали бы западную границу Амурской плиты, отсутствуют. Единственный Центральный Северо-Монгольский геотрансект проходит вдоль меридиана  $100^{\circ}$  в.д., но этот разрез не выходит по глубине за рамки земной коры, и на нем показаны главным образом верхнекоровые плотностные неоднородности, не несущие информации о характере сочленения плит [13].

#### **Восточная граница Амурской плиты**

Вопрос восточной границы Амурской плиты дискуссионен. Л.П. Зоненшайн и А.Н. Савостин [11], Л. М. Парфенов с соавторами [22] принимают в качестве нее Сахалинский сейсмический пояс. Т.К. Злобин [9] отмечает ступенчатый характер границы при движении с юго-западного окончания острова к северо-восточному и наклонное положение разломов, контролирующих сейсмичность. Косое положение границы между Амурской и Охотоморской плитами по отношению к о. Сахалину обуславливает размещение Северного Сахалина в Амурской плите, а Южного – в Охотской.

Другой вариант восточной границы Амурской плиты связан с системой разломов Тан-Лу.

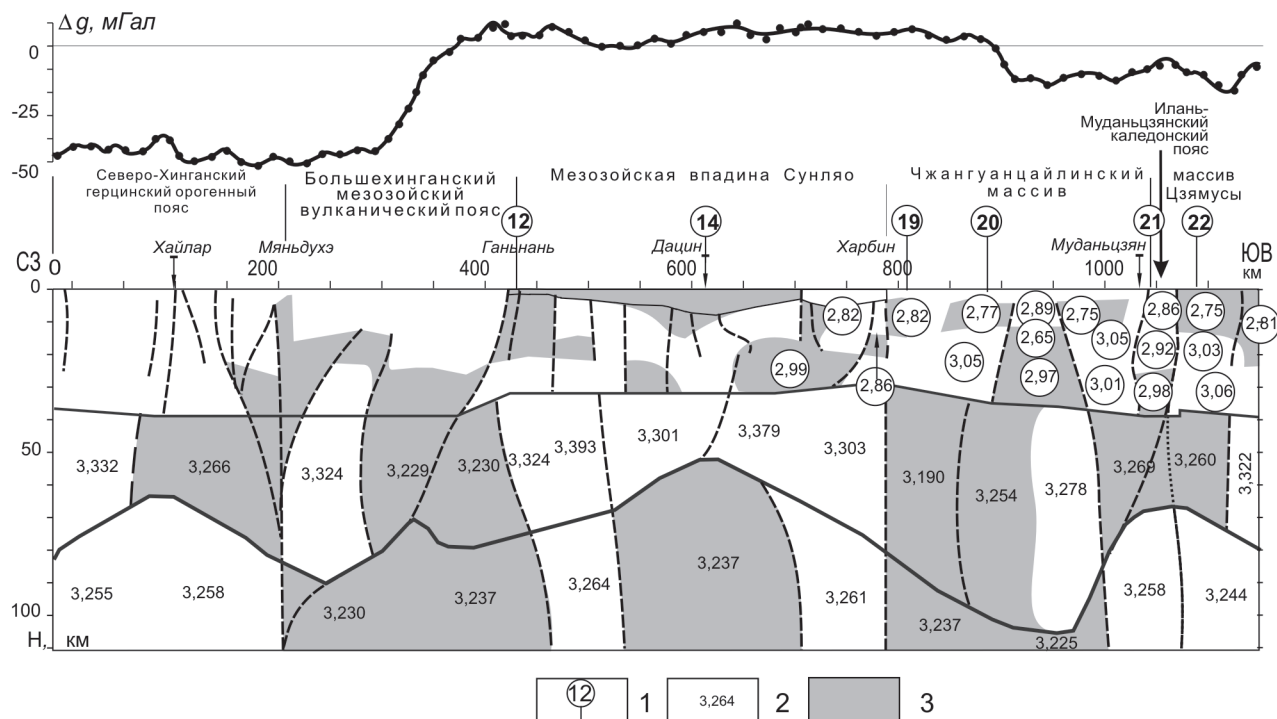
В.С. Имаев с соавторами [14] в качестве этой границы принимают Итун-Иланьскую ветвь разломов Тан-Лу (20, рис. 4), считая ее крупнейшей правосдвиговой системой в регионе. Следует отметить, что кайнозойские сдвиги Тан-Лу малоамплитудны по сравнению с действительно крупнейшей левосдвиговой системой этих разломов в мезозое.

Примерно там же проводят границу между Амурским и Японо-Корейским блоками Ю.Г. Гатинский с соавторами [5, 6].

Ма Синъюань [37] разделяет Амурскую субплиту на два блока: Сунляо-Хинганский и Чанбайский. Он проводит границу между ними по Итун-Иланьскому разлому.

Построенные нами плотностные разрезы литосферы не выходят за пределы континента. У нас нет достаточных данных, чтобы изучать первый вариант





**Рис. 4.** Гравитационные (плотностные) модели литосферы по профилю Маньжурия–Суйфэнхэ.

1 – разломы, цифрам в кружках соответствуют названия: 12 – Чанчжи-Нэньцзян, 14 – Бэйянь-Даань, 19 – Чанчуньский, 20 – Итун-Иланьский, 21 – Муданьцзянский, 22 – Дун-Ми; 2 – значения вычисленных плотностей,  $\text{г/см}^3$ , 3 – плотности ниже относительно средних значений в каждом слое. Другие обозначения см. на рис. 2

границы. Поэтому мы ограничимся рассмотрением разрезов литосферы, пересекающих систему разломов Тан-Лу.

Профиль Маньжурия–Суйфэнхэ пересекает в восточной своей части серию разломов северо-восточного простирания системы Тан-Лу: Чанчуньский, Итун-Иланьский и Дун-Ми (19, 20, 23, рис. 4). По результатам гравитационного моделирования все разломы имеют сквозьлитосферный характер. Наиболее четко выделяется субвертикальный Чанчуньский разлом, который ограничивает с запада Чжангуанцайлинский массив. Итун-Иланьский разлом, расположенный восточнее, в земной коре разделяет геологические образования повышенной и пониженной плотности и имеет крутое северо-западное падение. В литосферной мантии эти разломы ограничивают с запада и востока неоднородность anomalно пониженной плотности ( $3,19 \text{ г/см}^3$ ). Возможно, этот блок anomalно литосферной мантии являлся структурно неустойчивым и имеет признаки мантийного диапиризма. Здесь наблюдается сокращение мощности до 30 км вдоль Чанчуньского разлома и повышенная плотность земной коры над низкоплотным блоком литосферной мантии. На моделируемом профиле

разлом Дун-Ми пространственно сближен с пересечением меридионального Муданьцзянского разлома, который ограничивает Чжангуанцайлинский массив с востока. Вдоль Муданьцзянского разлома расположен реликт геологических образований Илань-Муданьцзянского каледонского орогенного пояса. В области сочленения этих структур находится купол астеносферы. Западная часть купола сложена anomalно плотными, а восточная – anomalно низкоплотными породами мантийного вещества. В земной коре разломы достаточно хорошо прослеживаются до ее подошвы и имеют крутопадающий характер. В литосферной мантии Муданьцзянский разлом явного продолжения не имеет, а корреляция разлома Дун-Ми неоднозначна. Наиболее вероятным представляется его выполаживание в западном (в северо-западном) направлении, сопряжение с западным склоном купола астеносферы и далее погружение в нее вдоль границы максимального контраста плотности. Менее вероятным является прослеживание этого разлома по вертикали с выходом на вершину купола астеносферы и продолжением вдоль его высокоплотной неоднородности. Среди разломов системы Тан-Лу, предполагающихся в пределах единого литосферного

блока, разлом Дун-Ми является предпочтительным в качестве границы Амурской плиты.

Разлом Дун-Ми по всему простираению насыщен выходами кайнозойских базальтов, а на территории России он продолжается Алчанской вулканической зоной. Б.А. Натальин и С.Н. Алексеенко [19] наращивают к северу Дун-Ми-Алчанский разлом Амурской сутурой.

Продолжение Итун-Иланьского разлома на российской территории точно не определено. В.В. Николаев [20] предлагает таковым считать Курский разлом.

Восточное ограничение Амурской плиты методом МТЗ изучено лишь в зонах разломов Тан-Лу: Итун-Иланьской и Дун-Ми-Алчанской. На геоэлектрических разрезах эти разломы характеризуются по-разному. Итун-Иланьский разлом выделяется в геоэлектрическом разрезе мощной вертикальной неоднородностью повышенного сопротивления, охватывающей земную кору и часть литосферной мантии, а разлом Дун-Ми-Алчанский – наоборот, хорошо развитой зоной низкого сопротивления, секущей литосферу, наклоненной под Амурскую плиту.

Таким образом, восточная граница Амурской плиты наиболее сложна. Намечаются два варианта ее положения: Сахалинский сейсмический пояс с продолжением на Японские острова и система разломов Тан-Лу. Нам представляется возможность совмещения этих двух вариантов следующим образом. Наиболее четко прослеживается граница, которая с юга по разлому Тан-Лу от Циньлин-Дабэшаньского орогенного пояса протягивается до разлома Дун-Ми, далее по нему, Алчанскому разлому и Амурской сутуре примерно к мысу Невельского. На всем протяжении эта граница уточняется по карте мощности литосферы. Далее она продолжается на Сахалин, где, учитывая данные Т.К. Злобина, отсекает Северный Сахалин, включая его в контуры Амурской плиты. В этом случае необходимо присутствие Японо-Корейского литосферного блока, выделенного Ю.Г. Гатинским и Д.В. Рундквистом [5], западная граница которого уточнена нами по геофизическим расчетам.

### **Структура литосферы Амурской плиты**

Суммируя проведенные исследования глубинного строения структур ограничения Амурской плиты, выделенных априорно по литературным данным по распределению сейсмичности и геологическим соображениям, можно уточнить расположение этих границ по их выраженности в глубинных, главным образом плотностных, разрезах литосферы. Тем не менее, учитывая, что эти границы вряд ли представляют собой линии, а скорее всего являются поясами достаточно сложного глубинно-

го строения, целесообразно рассмотреть глубинную структуру Амурской плиты в целом.

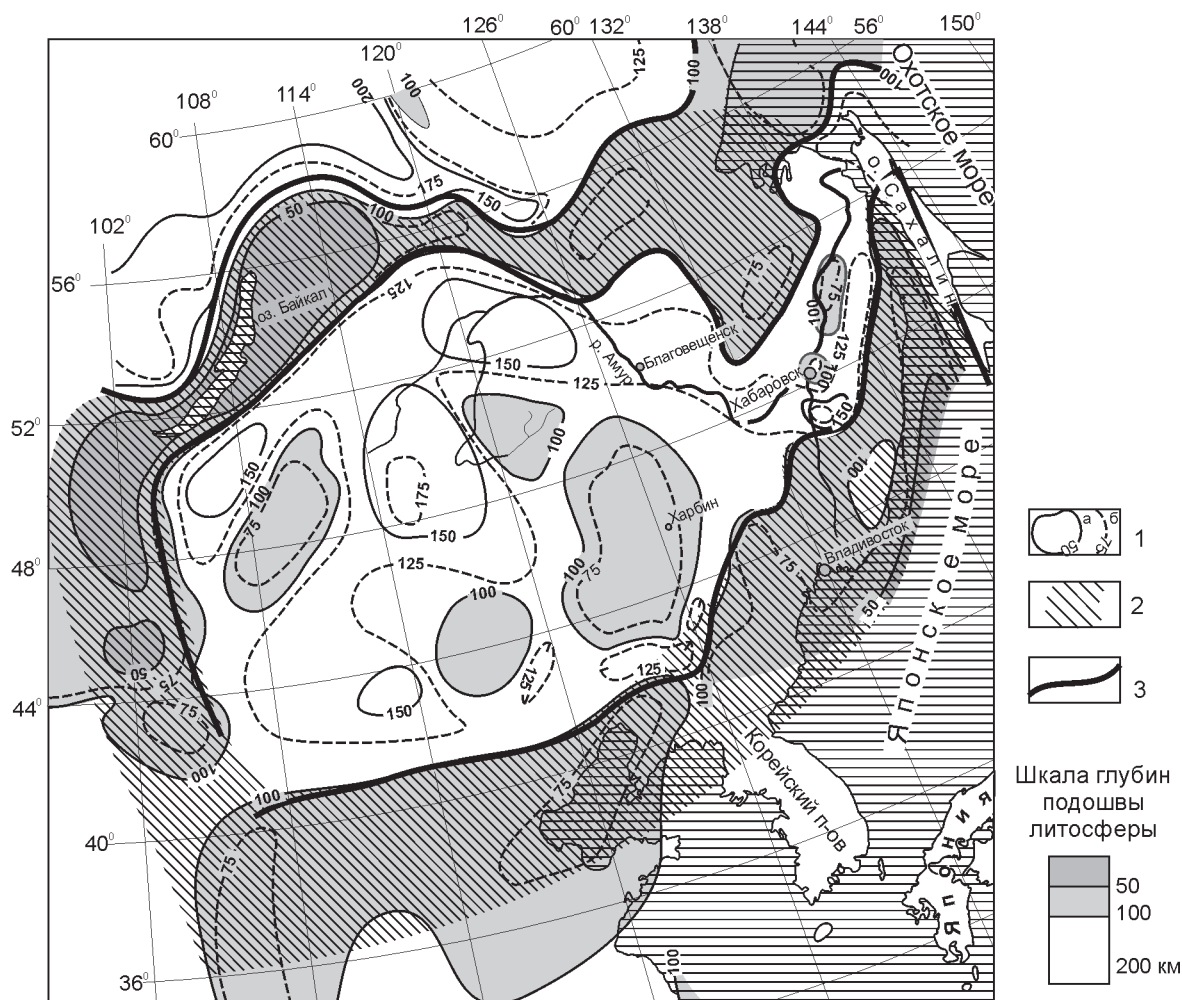
Изучение структуры литосферы Амурской плиты основывалось на ее уточненных по глубинным разрезам границах и составленной нами карты мощности литосферы. В результате была построена трехмерная модель литосферы Амурской плиты, на которой в плане показано распределение участков с мощностью литосферы менее 100 км, обозначенных на рис. 5 темными оттенками, и более 100 км – светлыми. Третья координата представлена в цифровой форме в виде изолиний мощности литосферы или глубины до ее подошвы (рис. 5).

На схеме четко видно, что эта структура обрамлена поясом поднятий кровли астеносферы (сокращенной мощности литосферы), оконтуривающим внутреннюю структуру плиты преимущественно утолщенной литосферы. Наиболее протяженный пояс этих поднятий прослежен вдоль западной и северной границ плиты. На юге он сменяется блоком Северо-Китайской платформы, а на востоке – Японо-Корейским блоком литосферы. Полосу редуцированной литосферы мы рассматриваем в качестве границы Амурской плиты. Внутренний блок утолщенной литосферы большинство исследователей [5, 6, 32, 33, 36, 37] относят к собственно Амурской плите (микроплите, субплите, блоку).

Амурская плита характеризуется слабой сейсмичностью, а пограничный пояс ее обрамления (граница плиты) – высокой. Обрамление литосферной плиты в тектоническом отношении представлено орогенными поясами различного возраста – от каледонского (Забайкальский, Селенга-Становой) до герцинско-мезозойского (Монголо-Охотский) и позднемелового (Сихотэ-Алинский) – и, частично, активными окраинами Сибирской и Северо-Китайской платформ.

Наиболее четко на глубинных разрезах и в структуре рельефа подошвы литосферы прослежена внутренняя граница полосы обрамления. Внешняя ее граница обозначена на севере, северо-западе и западе. На юге и востоке из-за отсутствия кондиционных сейсмических профилей ГСЗ эта граница определена с меньшей точностью и требует доизучения с привлечением дополнительно информации, в том числе по рельефу подошвы литосферы.

Форма Амурской плиты, включая ее обрамление, близка кольцевой. На северо-востоке и, возможно, юго-западе предполагаемое кольцо разорвано. Внутренняя структура плиты неоднородна. На севере и западе протягивается сопряженный с поясом поднятий пояс погруженных до 150 км участков литос-



**Рис. 5.** Трехмерная модель литосферы Амурской плиты.

1 – изолинии мощности литосферы: а) – основные, б) – промежуточные; 2 – полоса редуцированной литосферы обрамления Амурской плиты – граница плиты; 3 – установленные по результатам геофизического моделирования ограничения пограничной полосы.

феры. Интересно отметить, что почти на всем протяжении он совпадает с бассейном р. Амур от верховьев до устья, где происходит разрыв кольца обрамления. Южная часть внутренней структуры плиты имеет блоковое строение, где наряду с погруженными участками литосферы наблюдаются приподнятые ее блоки. Наиболее крупное поднятие кровли астеносферы отвечает осадочному бассейну Сунляо, характеризующемуся мантийным диапиризмом с поступлением мантийных пород как минимум в среднюю часть земной коры [25].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования глубинного строения структур ограничения Амурской плиты позволили нам уточнить расположение этих границ по их выраженности в объемной структуре литосферы (рис. 5).

По классическому определению литосферных плит, которое присутствует в понятии тектоники литосферных плит [3], их границы явным образом устанавливаются по сейсмическим поясам. Параметр мощности плиты присутствует в неявном виде. При выделении основных современных тектонических плит на глобальном уровне различий среди исследователей практически не существует ([www.iris.edu/seismin/imgs/plates.gif](http://www.iris.edu/seismin/imgs/plates.gif)). Плиты, 13 объектов, в данном случае выделяются по сейсмическим поясам, параметр глубины не привлекается. Подобная делимость хорошо соответствует еще одному современному геодинамическому признаку – горизонтальным перемещениям земной поверхности, которые установлены в результате экспериментальных наблюдений за станциями VLBI и GPS в системе ITRF-97 (<http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>). На этом уровне

Амурская плита по заданным признакам не проявляется. При использовании иных каталогов по распределению землетрясений, если принимать во внимание не только линейную сейсмическую активность, но и плотность распределения сейсмических событий по площади, Амурская плита начинает просматриваться в виде обособленного пространственного объекта [1]. Здесь уже отчетливо видно, что площадь, занимаемая Амурской плитой, с севера ограничена сложно построенной линейной зоной сейсмичности. Восточная граница представлена линейным сейсмическим поясом, протягивающимся от острова Хонсю до северной границы острова Сахалин. При рассмотрении площадного распределения сейсмичности видно, что пространство, принадлежащее Амурской плите, менее сейсмично, чем территории, прилегающие к ней с запада и юга. При более детальных глубинных исследованиях литосферы и анализе плотности землетрясений с магнитудой  $\geq 4$  нам удалось локализовать площадь, занимаемую Амурской плитой.

Особенностью Амурской плиты, по нашим построениям, является хорошо выраженная общая структура, несмотря на ее тектоническую гетерогенность. В ее состав входят фрагменты орогенных поясов различного возраста, начиная от раннепалеозойского (Забайкальского) на западе и до поздне мелового Сихотэ-Алинского на востоке. Глубинные структурные особенности плиты отражаются как в строении структур ограничения, так и в своеобразном строении ее внутренней части.

Сравнение построенной нами литосферной структуры Амурской плиты с геологическими и тектоническими картами региона обнаруживает черты как сходства, так и различия. Относительное совпадение наблюдается в контурах обрамления литосферной структуры. К ним относятся орогенные пояса: Сихотэ-Алинский, Монголо-Охотский, Селенга-Становой, Забайкальский; частично Северо-Китайская платформа и Становая гранит-зеленокаменная область.

Противоположная ситуация устанавливается для внутренней части литосферной структуры. Следует отметить, что в геофизических полях тектонические элементы внутренней части структуры не всегда фиксируются. Так, Большехинганский вулканический пояс не картируется в магнитном поле в отличие от Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского. В то же время, все указанные вулканические пояса отмечаются гравитационными ступенями. Докембрийские массивы (микроконтиненты) не полностью картируются в геофизических полях, особенно это характерно для гравитационного поля.

Локальными литосферными поднятиями (сокращение мощности литосферного слоя) в пределах внутренней части литосферной структуры выделяются лишь мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны: Сунляо и фрагментарно Среднеамурский. Крупное поднятие кровли астеносферы, которое наблюдается в осадочном бассейне Сунляо и пересекается профилем Манчжурия–Суйфэньхэ, скорее всего, связано с процессами мантийного диапиризма [25].

Проявления новейшей геодинамической активности находят отражение в структурных элементах литосферы. В северо-западной области глубинного обрамления Амурской плиты расположена современная зона растяжения земной коры. Это собственно Байкальский рифт и его продолжение на северо-восток в виде кайнозойских осадочных впадин. Несмотря на единую геодинамическую характеристику рифтовой системы, перманентное растяжение, ее глубинная характеристика не столь однородна. Если озеро Байкал расположено в области сокращенной мощности литосферы (50 км), то Верхнеангарская, Муйско-Куандинская, Верхнечарская и частично Верхнетоккинская впадины расположены в зоне максимального градиента изменения мощности литосферы, обрамляющего полосу поднятий с северо-запада. Современные разломные системы, вдоль которых формируется гидрографическая сеть, порой соответствуют глубинным структурным элементам литосферы. Бассейн р. Амур на всем протяжении от верховьев до устья реки совпадает с погруженным литосферным поясом, расположенным во внутренней части литосферной структуры.

Структурные особенности глубинных границ Амурской плиты проявляются и в вещественных характеристиках. Сопоставление литосферной структуры Амурской плиты с известным ареалом мезозойско-кайнозойских гранитоидов [27] свидетельствует об их структурном подобии. При этом контуры западного, южного и западной части северного ограниченного ареала соответствуют границам внутренней структуры литосферной модели, а восточного звена гранитоидного ареала – восточной границе контура обрамления модели. На уровне поверхности Мохо такое подобие структур отсутствует. При дальнейшем анализе общее структурное подобие по иным, геохронологическим признакам становится более сложным. Структура ареала мезозойско-кайнозойских гранитоидов распадается на ряд фрагментов. Северо-западный фрагмент сложен триас-юрскими гранитоидными комплексами, а противоположный ему юго-восточный фрагмент – мел-палеогеновыми. С учетом имеющегося омоложения в юго-вос-

точном направлении гранитоидного магматизма (поздний мел, палеоген) можно сделать вывод о том, что после закрытия в поздней юре Монголо-Охотского океана [22] происходило неодновременное становление будущих структурных ограничений современной Амурской плиты. Соответствие крупного астеносферного поднятия Байкальской рифтовой системе в северо-западном обрамлении и подобное соответствие на юго-восточном обрамлении – здесь расположена позднемиоценовая зона спрединга Японского моря, свидетельствует, по нашему мнению, об окончательном формировании морфологии литосферного слоя изучаемого региона не ранее этого времени.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наши исследования позволили рассмотреть глубинную структуру границ обрамления современной Амурской литосферной плиты, выявить морфологические особенности подошвы литосферного слоя, получить ряд модельных значений геофизических параметров вдоль построенных глубинных профилей. Основные выводы проведенного исследования следующие:

1. Построена трехмерная модель литосферы Амурской плиты, которая имеет близкое к кольцевому строение с погруженной более чем на 50 км внутренней частью и приподнятым на такую же величину кольцевым обрамлением.

2. Обрамление литосферной структуры представлено орогенными поясами (Монголо-Охотским, Селенга-Становым, Забайкальским, Сихотэ-Алинским) и окраинами Сибирской и Северо-Китайской платформ.

3. Построены глубинные разрезы пересечения границ Амурской плиты, которые характеризуются моделями мантийного диапиризма с преимущественно двусторонним наклонным падением их ограничений, что отвечает структуре обрамления литосферной плиты. К признакам мантийного диапиризма мы относим подъем кровли астеносферы и пониженную плотность в ней, наличие плотных блоков в земной коре либо в литосферной мантии. Но характер распределения последних может быть разным [23, 25, 26].

Работа выполнена в рамках проекта ДВО РАН 06-ОНЗ-110.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Хаин В.Е. (отв. редакторы). Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000. М., 2000. 193 с.
2. Борукаев Ч.Б. Справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск, 1997. 36 с.
3. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 143 с.
4. Булин Н.К., Афанасьева Н.А. и др. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1972. № 10. С. 134–140
5. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. №1. С. 3–20.
6. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С. Блоковые структуры и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS // Геотектоника. 2005. №5. С. 3–19
7. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Черкасов С.В. Геораздел 102–103° востока Азии: структурные и металлогенические признаки // Материалы 38 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 127–130.
8. Драгунов В.И. Транссибирский, Трансазиатский, Кольско-Монголо-Алтайский линейменты и некоторые вопросы минерации // Материалы геологических явлений. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. С. 55–57.
9. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002. 97 с.
10. Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ-ГСЗ // Региональная геология и металлогения. 2000. №10. С. 94–97.
11. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
12. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р. и др. Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 143–154.
13. Зорин Ю.К., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Центральный Сибирско-Монгольский трансект // Геотектоника. 1993. № 2. С. 3–19.
14. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 55–61.
15. Каплун В.Б. Геоэлектрическое строение Верхнеамурского района по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 25, № 4. С. 33–57.
16. Карта сейсмичности Китая и сопредельных стран. 1:6 000 000. Пекин: Изд-во Сейсмология, 1987 (на кит. яз.)
17. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Науч. мир, 2004. 612 с.
18. Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Подгорный В.Я. и др. Глубинное строение структур ограничения литосферных плит Восточной Азии // Тектоника, глубинное строение и минерация Востока Азии. V Косыгинские чтения. Хабаровск. Изд-во ИТиГ ДВО РАН. 2006. С. 97–100.
19. Натальин Б.А., Алексеев С.Н. Тектоника фундамента Среднеамурской впадины. Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1999. 57 с.

20. Николаев В.В. Тан-Лу-Курский разлом – структура фундамента и сейсмичность // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Материалы международного совещания. Хабаровск, 1992. С. 81.
21. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология, 1999. Т. 10, №5. С. 24–43.
22. 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.
23. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Послойное моделирование литосферы (на примере геотраверса Дун Учжуцзинь – Дунгоу) // Тихоокеан. геология. 1988. Т. 17, № 4. С. 93–106.
24. Подгорный В.Я. Методика послойного определения плотности // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 103–108.
25. Подгорный В.Я. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере геотраверса Манчжурия – Суйфэньхэ) // Строение и эволюция Востока Азии: II Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. С. 175–197.
26. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностное строение литосферы Алдано-Станового щита // Геофизический журнал. 2006. Т. 28, № 1. С. 68–81.
27. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 190 с.
28. Сорокин А.А. Геодинамическая эволюция восточного сегмента Монголо-Охотского орогенного пояса: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. СПб, 2005. 48 с.
29. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:1 500 000. Владивосток – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2005. С. 264.
30. Хаин В.Е. Глобальная геодинамика на пороге нового века // Геотектоника. 2002. № 4. С. 3–15.
31. Чень Гоода. Гигантский тектоно-металлогенический Китайско-Монгольский пояс меридионального простираения в Восточной Азии // Резюме статей IV Советско-Китайского симпозиума. Пекин. 1990. С. 1–2.
32. Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Глубинное строение и кинематика области сочленения Евразийской и Амурской плит (Монголо-Охотское звено) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 16–25.
33. Chen Debing, Fan Yujie, Zhao Hongwu. Analysis of the genesis of Mesozoic volcanic formations in the northeast China and adjacent area // Geology and Resources. 2001. V. 10, N 2. P. 65–70.
34. Global geoscience transect 13. Dong Ujimqin to Donggou (compilers: Lu Zaoxun, Xia Huaikuan). Beijing. Seismological press. 1992.
35. Heki K., Miyazaki S., Takahashi H. et al. The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia // Journal of Geophysical Research. 1999. V. 104, N 12. P. 29.147–29.155.
36. Lin Ge, Wong Yanghua, Fen Guo et al. Geodynamic modeling of crustal deformation of the North China block: a preliminary study // Journal of Geophysics and Engineering, 2004. N 1. P. 63–69.
37. Ma Xingyuan (chief compiler). Lithospheric dynamics map of China and adjacent seas. Scale 1:4 000 000. Beijing: Geol. Publish. House. 1987.
38. Ma Xingyan, Wu Daning. Cenozoic extensional tectonics in China // Tectonophysics. 1987. V. 133, N 3/4. P. 243–256.
39. Sengor A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press. P. 486–640.
40. Zhai Yusheng, Deng Jun, Tang Zhongli et al. Metallogenic systems on the paleocontinental margin of the North China craton // Acta Geologica Sinica. 2004. V. 78, N 2. P. 592–603.

*Рекомендована к печати*

*С.М. Родионовым*

***Yu.F. Malyshev, V.Ya. Podgorny, B.F. Shevchenko, N.P. Romanovsky, V.B. Kaplun, P.Yu. Gornov***

### **Deep structure of the bounding zone structures of the Amur lithospheric plate**

The deep structure of the bounding zone structures of the Amur plate has been studied. Seismogravity (density) and geoelectrical sections of the lithosphere have been constructed which cross the geologically and seismically distinguished plate boundaries, and the three-dimensional model of the Amur plate lithosphere has also been produced. The model has a structure close to the ring one with a relatively subsided for 50 km and a more inner part, and uplifted framing. The framing of the lithospheric structure is represented by the orogenic belts (Mongol-Okhotsk, Selenga-Stanovoy, Transbaikal, and Sikhote-Alin) and margins of the Siberian and North China platforms. The plate boundaries are characterized by models of mantle diapirism with mainly a two-sided oblique dip of the bounding zone structures of the framing belts.

***Key words: lithospheric plate, plate boundaries, three-dimensional model of the lithosphere, deep sections.***

**ПРОБЛЕМЫ МОРФОТЕКТОГЕНЕЗА ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН  
(НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ)**

*А.А. Щетников*

*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

Поступила в редакцию 20 июня 2006 г.

Рассматриваются механизмы формирования и особенности развития тектонически обусловленных озерных котловин Байкальской рифтовой зоны, многочисленных и морфогенетически разнообразных. Предлагается их региональная классификация и характеризуются репрезентативные представители всех разновидностей озерных котловин.

**Ключевые слова:** тектогенные озерные котловины, морфотектоника, Байкальская рифтовая зона.

**ВВЕДЕНИЕ**

Озерные котловины – характерный элемент структуры рельефа Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Особое место здесь принадлежит, безусловно, Байкалу и Хубсугулу. Эти уникальные озера-гиганты, и прежде всего первое, своей многогранной привлекательностью почти полностью поглощают внимание исследователей, оставляя в своеобразной тени другие природные объекты, расположенные в некотором удалении от них, и, в первую очередь, многочисленные озерные котловины меньших размеров, обладающие большим морфогенетическим разнообразием (рис. 1). Знания об особенностях устройства и функционирования этих образований (а среди них озера, достигающие размеров более 100 км<sup>2</sup>) весьма невелики. Сравнительно хорошо изучены собственно Байкал с Хубсугулом, а также озерные морфосистемы, расположенные вокруг них и большей частью непосредственно с ним связанные [23, 32 и др.].

В составе озер рассматриваемой территории особо выделяются водоемы, ванны которых обусловлены и/или контролируются тектоническими движениями. Их численность измеряется сотнями, и они составляют основу лимнических ландшафтов региона, в т.ч. и в значительном удалении от Байкала и Хубсугула. Котловины этих водоемов имеют разнообразные механизмы формирования, структурную позицию, морфологию и черты развития.

Н.А. Флоренсов в 1968 г. в статье [36] о некоторых особенностях тектонически обусловленных

озерных депрессий юга Сибири и Монголии впервые обратился к проблеме морфотектогенеза озерных ванн этой обширной территории на примере нескольких крупных водоемов. В последующие годы эта тема не развивалась ни самим Н. А. Флоренсовым, ни другими исследователями, которые по-прежнему концентрировали свое внимание на двух крупнейших лимнических морфосистемах региона и на озерах, расположенных вблизи них.

Между тем известно, что изучение особенностей формирования и развития тектогенных озерных котловин БРЗ способствует выяснению характера взаимоотношений в целом рельефообразующих новейших тектонических движений в условиях растяжения приповерхностных частей литосферы и гидролитодинамического потока вещества, компенсирующего эти нарушения. Озерные котловины, обладая в этом плане высокой степенью информативности, являются ключевыми объектами.

Нами предпринята попытка рассмотреть все разнообразие механизмов образования тектогенных озерных котловин БРЗ, систематизировать их и охарактеризовать репрезентативных представителей всех разновидностей. Представляется, что это будет весьма полезно и для других регионов с широким распространением озер, в частности, для Нижнего Приамурья.

**КЛАССИФИКАЦИЯ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН**

Среди множества генетических классификаций озерных ванн мало детальных, где бы нашло отра-



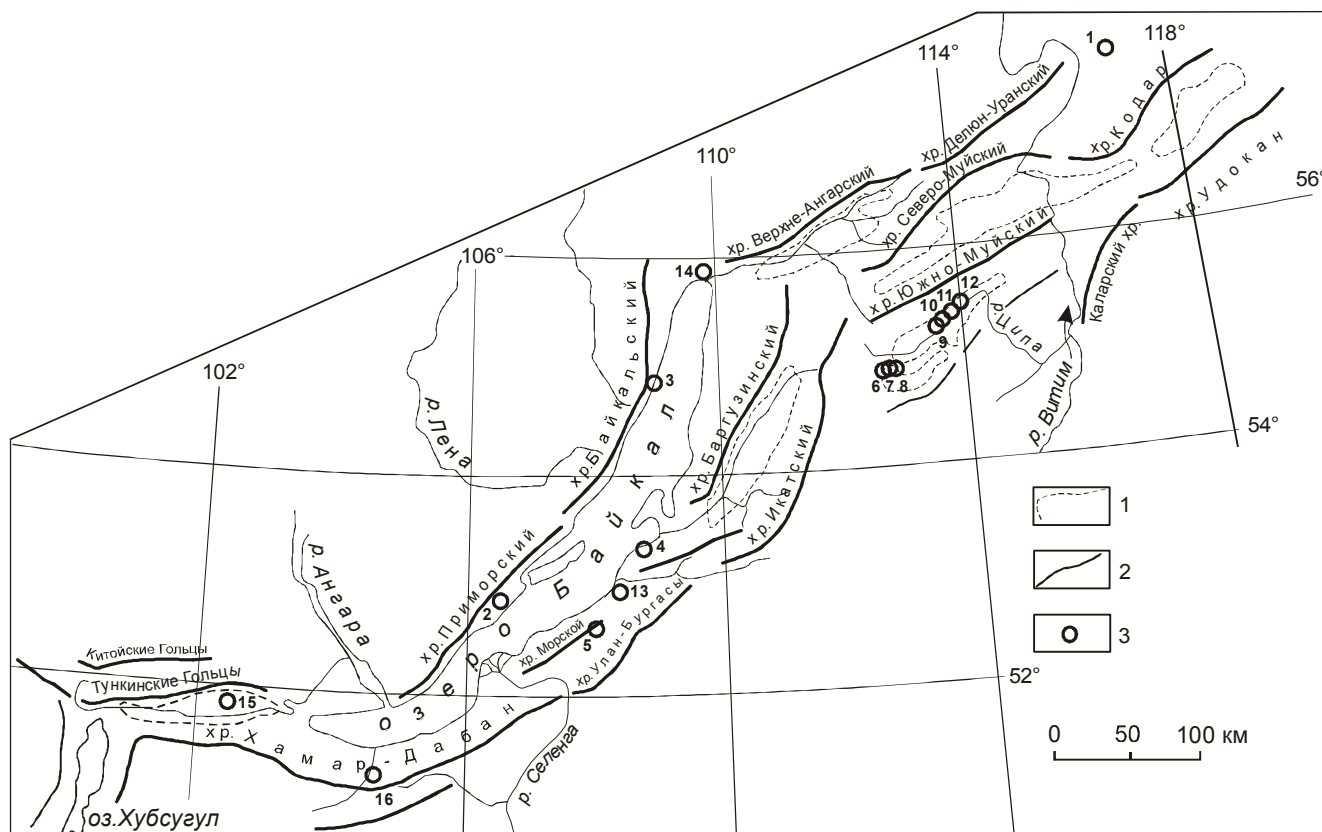


Рис. 1. Карта-схема расположения озерных котловин.

1 – контуры днищ суходольных рифтовых впадин, 2 – осевые части крупнейших хребтов, 3 – места расположения озер. Озера: 1 – Ничатка, 2 – Намиш-Нур, 3 – Утренней Зари, 4 – Духовое, 5 – Колок, 6 – Капылюши (Орон), 7 – Капылюшкан, 8 – Окунево, 9 – Баунт, 10 – Филинское, 11 – Третьяковское, 12 – Бусони, 13 – Котокель, 14 – Кичерское, 15 – Койморы, 16 – Соболиное.

жение все видовое разнообразие этих форм рельефа. Одна из таких классификаций, включающая 123 названия озерных котловин различного происхождения, была в свое время предложена Ю.П. Пармузиным [22]. Мы принимаем за основу таксономическую систему именно этого исследователя, долгое время плодотворно работавшего в Прибайкалье и хорошо знакомого с озерным морфолитогеозом региона. Однако со времени составления данной классификации был накоплен фактический материал, позволивший нам несколько расширить перечень представленных в ней генетических озерных форм.

Вслед за Ю.П. Пармузиным, который в своей схеме справедливо учитывал лишь главную причинность начальной формы, мы не выделяем отдельно гетерогенные разновидности озерных котловин.

Итак, опираясь на вышеупомянутую таксономическую систему, образованную четырьмя иерархическими ступенями (класс→тип→род→вид), пред-

лагаемая нами классификация тектонического типа эндогенных озерных котловин Байкальской рифтовой зоны имеет следующие родовые и видовые подразделения:

1. рифтовые,
2. грабенные
  - 2.1. в долинах-грабенах,
  - 2.2. в малых грабенах поверхностей выравнивания,
  - 2.3. в микрограбенах подошв сбросовых уступов,
  - 2.4. в тылу горстовых плотин (горстово-плотинные),
3. озера-ингрессии (ингрессирующие в остаточные низкогорья краевых тектонических ступеней и выступов фундамента впадин),
4. озеровидные расширения речных русел,
5. обвальнo-плотинные (созданные в результате сейсмогравитационных обвалов и оползней-обвалов).



## МОРФОТЕКТОНИКА

**Рифтовые озерные котловины (1)** – Байкальская и Хубсугульская. Отметим некоторые дискуссионные и нерешенные проблемы в изучении этих озер-гигантов, имеющие важнейшее и принципиальное значение.

Среди современных пресноводных бассейнов Земли Байкал прошел если не самую, то одну из наиболее длительных эволюций, летопись которой хранится в многокилометровой толще его отложений. Очевидно, что на разных этапах развития котловина озера имела различный морфологический облик. На протяжении почти всего третичного времени, в “раннебайкальскую” [11], медленную стадию рифтогенеза, на его месте существовала серия связанных озерных водоемов, на каком-то этапе развития, возможно, подобных тем, что сейчас наблюдаются в Ципикан-Баунтовской секции рифтовой зоны. Эти озера, увеличиваясь в размерах, постепенно сливались в единый водоем. В собственно рифтовое озеро Байкал преобразовалось в плиоцене, с началом “новобайкальской”, интенсивной стадии рифтогенеза, и в настоящее время продолжает активно расти. Увеличение размеров его котловины, во-первых, регистрируется высокоточными инструментальными наблюдениями. Средняя скорость удаления Амурской плиты от Сибирской платформы и, соответственно, раскрытия Байкальского рифтового трога в его центральной части за более чем 10-летний период GPS-измерений (с 1994 г.) составляет 4–6 мм ежегодно [2]. Во-вторых, об этом свидетельствуют особенности морфотектоники бортов рифта. Северо-западный борт контролируется высокоранговыми разломами с разнообразными и хорошо выраженными в рельефе элементами сбросовых структур [31], а береговой зоне противоположного борта свойственны интенсивные, иногда катастрофические погружения крупных тектонических блоков с образованием больших заливов, в т.ч. и в историческое время – залив Провал, возникший во время 10-балльного землетрясения 1862 г., когда под воду ушло более 180 км<sup>2</sup> поверхности дельты р.Селенги. Дифференцированно проседают и блоки коренного ложа ванны Байкала [27]. Причем разрастание котловины озера существенно превосходит по объему аккумулирующиеся в ней отложения, ее прирост только за период 1862–2001 гг. составил 2,7 млрд м<sup>3</sup> [1].

Проведение в 1990-х годах крупного международного проекта “Байкал-бурение” позволило значительно уточнить и детализировать представления об озере, и прежде всего его эволюции [8], а также закрепило традиционное мнение о древнем (не ме-

нее 5 млн лет) возрасте Байкала как глубоководного водоема. В середине 70-х годов прошлого столетия во мнениях ученых возникла тенденция к его омоложению: с 20–25 млн лет возраст озера уменьшался до 2–1 млн лет [6] и даже десятков тысяч лет [5, 17]. И сейчас еще некоторые исследователи поддерживают гипотезу крайней молодости Байкала [13 и др.].

Хубсугул в современном своем облике, видимо, сформировался сравнительно недавно. Исследователи осадочного выполнения его впадины предположили [34], что в доголоценовое время озеро было много меньших размеров, бессточным и сравнительно мелководным, его глубина не превышала 50 м. А водной массой более чем 200-метровой мощности его котловина наполнилась в послеледниковье, т.е. геологически мгновенно. Об этом говорит и отсутствие выработанных участков в береговой зоне Хубсугула и в целом ее повсеместная морфологическая молодость.

Неопределенным пока остается точное время заложения байкальских впадин. Бурением вскрыта лишь верхняя часть толщи их осадочного выполнения. Наиболее глубокая скважина (2100 м), не достигшая фундамента, была заложена на дельте р.Селенги [24]. Максимальная же мощность осадочного чехла в Байкальском рифте, определяемая геофизическими методами, оценивается в 7.5 км [41].

На протяжении длительного времени считалось, что возраст Байкальской депрессии составляет порядка 35 млн лет. Н.А. Логачев в последние годы склонился к мнению о раннепалеоценовом времени ее заложении [2], и сейчас эта точка зрения поддерживается большинством специалистов. Некоторые исследователи предполагают продолжительность байкальского рифтогенеза более чем в 250 млн лет [29].

Другая проблема, вокруг которой уже несколько десятилетий ведется активная полемика, заключается в неоднозначности представлений в общем о причине байкальского рифтогенеза, механизме его формирования. Как известно, на этот счет существуют два взаимоисключающих мнения. В последние годы все большее число исследователей стало приходить к компромиссному решению, объясняя данное явление обоюдными, дополняющими друг друга влияниями и Индо-Азиатской коллизии, и местных мантийных процессов.

Еще один спорный вопрос связан с предполагаемым повышением в плейстоцене уровня воды Байкала, сопровождаемого его ингрессией в сопряженные с озером впадины и вверх по долине р. Селенги. Эта гипотеза, начиная с И.Д. Черского [39], уже бо-

лее века активно отстаивается многими исследователями [18, 19, 21, и др.]. В качестве главных доводов в пользу такого предположения приводится широкое распространение мощных (до первых сотен метров) толщ однородных верхнеплейстоценовых песков, т.н. песчаной свиты [11], в окружающих Байкал суходольных впадинах и по долине р. Селенги, а также наличие на отдельных участках берегов Байкала высоких (до 150 м) террас.

Между тем, в этой песчаной формации повсеместно распространена русловая косая слоистость. Песчаная толща насыщена остеологическим материалом сухопутных млекопитающих и раковинами заселяющих временные и/или мелководные водоемы моллюсков [40]. Хорошо прослеживается фациальная связь с предгорными грубообломочными отложениями конусов выноса [12]. Можно предположить, что озерные пески палеоводоемов были переработаны флювиальными процессами, однако в них отсутствуют не только включения каких-либо ископаемых остатков эндемичных форм байкальской фауны, которые, в свою очередь, в изобилии обнаруживаются в неогеновых отложениях, к примеру, Тункинского рифта [16], но и не встречаются обитатели крупных водоемов в целом. Широкий круг исследователей, вслед за Н.А. Логачевым [12], считают, что формирование песчаной свиты связано с флювиогляциальными процессами. Недавно появились публикации, авторы которых предлагают гипотезу тектонического происхождения прибайкальских песков [25].

В отношении террас необходимо отметить следующее: мнение В.В. Ламакина [9, 10] о том, что высокие террасы на Байкале являются локальными и связаны с дифференцированными воздыманиями тектонических блоков на бортах рифта, является наиболее обоснованным и поддерживается большинством специалистов.

**Грабенные озерные котловины (2).** Это наиболее представительное по видовому составу родовое подразделение лимнических морфосистем рифтовой зоны. Водоемы данной группы занимают днища тектонических понижений рельефа в виде грабенов различных морфокинематических типов.

Самая многочисленная их разновидность – *озера в долинах-грабенах (2.1)*. Обратив внимание на характерные морфологические особенности ванн этих водоемов и их отношение к докайнозойскому геологическому субстрату, Н.А. Флоренсов [37] предложил именовать их озерами байкальского типа. Они уместаются в сравнительно узких и удлиненных впадинах, отношения средней и максимальной глубины к длинной оси таких озер составляют 1:500 и более.

Их береговые линии, идущие, как правило, по коренному геологическому субстрату, характеризуются наличием резких плановых изгибов, обусловленных активной сбросовой тектоникой. В рифтовой зоне все ванны водоемов этой подгруппы прошли стадию ледникового моделирования. Причем во многих случаях новейший тектонический контроль бортов рассматриваемых структур, особенно крупнейших из них, столь значителен, что характерная ледниковая (троговая) морфология долин на участках расположения озер за голоценовое время сведена на нет или существенно видоизменена. А факт наличия этапа гляциального морфолитогенеза в эволюции котловин таких озер определяется лишь по широко распространенным в их днищах моренным образованиям. Эту же ситуацию можно наблюдать и в котловине известного Телецкого озера [35] на границе Горного Алтая и Западного Саяна, и в многочисленных озерных долинах-трещинах плато Путорана [7].

Типичный образец озер в долинах-грабенах Байкальской рифтовой зоны – оз. Ничатка ( $S=44 \text{ км}^2$ , глубина до 100 м, длина 28 км при максимальной ширине 2700 м), расположенное в северных отрогах хр. Кодар на границе с Сибирской платформой. В морфотектоническом отношении хр. Кодар – наклонный на север горст, образующий плечо-противоподнятия Чарского рифта, в которое вовлечена окраина платформы. Озеро занимает днище крупного блока-раздела, оформленного системой сближенных разломов северо-восточного направления, секущих ничатский массив докембрийских гранитоидов, и почти целиком расположено в пределах единого структурно-вещественного комплекса (рис. 2).

Основные структурные и морфологические особенности впадины оз. Ничатка охарактеризованы в работе [4], где особо подчеркивается влияние сбросовой тектоники в развитии бортов его котловины, приводятся многочисленные примеры ее активного проявления, например, комплексы промежуточных тектонических ступеней с хорошо морфологически выраженными, почти не затронутыми денудацией системами «уступ-микрограбен» в их основаниях. В целом борта впадины почти повсеместно контролируются живыми разломами, определяющими характерную ступенчатую морфологию береговых склонов, которые часто срываются в озеро высокими и крутыми, почти вертикальными скалистыми уступами.

В средней части котловины, где она несколько расширяется, у северного и южного окончаний озера, а также на широких уплощенных водоразделах здесь распространены комплексы моренных образований. Ледниковые отложения вокруг озера можно наблю-

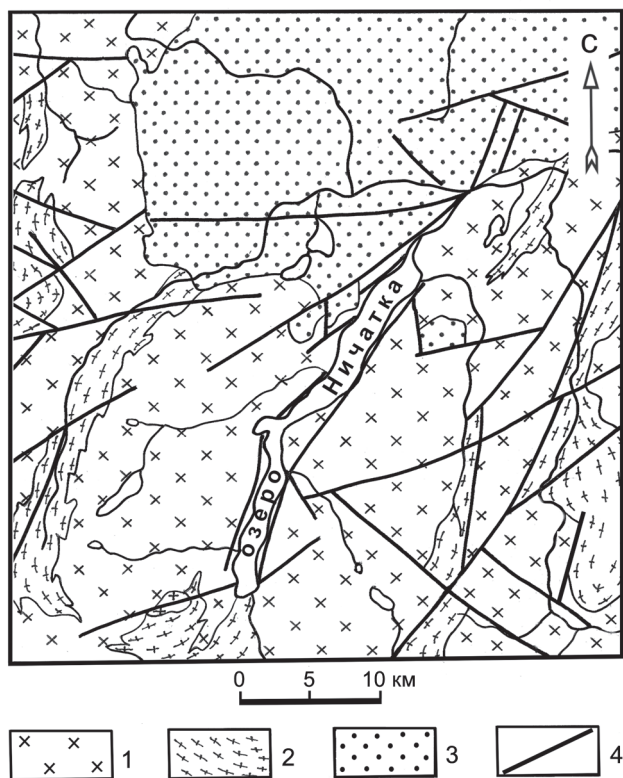


Рис. 2. Геологическая схема района расположения оз. Ничатка (по [20]).

Докембрийские гранитоиды (1) и метаморфические породы (2) фундамента окраины Сибирской платформы и ее чехол, представленный рифейскими доломитами (3). 4 – основные разломы.

дать повсеместно. Однако сама долина приобретает форму трога только в значительном удалении от водоема выше по течению впадающей в него р.Эльгер.

Следующая разновидность рассматриваемой группы водоемов – *озера в малых грабенах поверхностей выравнивания (2.2)*. Реликты мел-палеогенового пенепплена встречаются в вершинном поясе рельефа практически всех положительных морфоструктур Байкальской рифтовой зоны, а для ее юго-восточного крыла, представленного цепью сводовых поднятий, – это вообще характерная черта морфологических ландшафтов.

Фрагменты доорогенного уровня планации лучшим образом сохранились на острове Ольхон и в Приольхонье, входящих в состав Среднебайкальской междувпадинной перемычки.

В морфоструктурном отношении центральным элементом Приольхонья является плоскогорная краевая тектоническая ступень, заключенная между Приморской и Приольхонской ветвями Обручевского сбросо-сдвига, который оформляет северо-западный

борт Байкальского рифта. Зоны этих разломов представлены в рельефе в виде резко очерченных, высоких и крутых тектонических уступов. Эрозионная деятельность почти не затронула Приольхонье – участок аридного ландшафта Внутренней Азии, “вложенный” в сибирскую тайгу. Здесь выпадает менее 200 мм осадков – следствие барьерного эффекта Приморского хребта, а зона одноименного разлома поглощает существенную часть и без того скудного поверхностного водного стока с борта рифта. В этом районе древний денудационный уровень на раннепалеозойском геологическом субстрате, практически лишенный рыхлых отложений, моделируется преимущественно разрывными тектоническими дислокациями.

Характерной особенностью новейшей структуры Приольхонской краевой ступени является то обстоятельство, что составляющие ее поверхности малые грабены и горсты образуют линейные эшелонированные системы. Причем грабены, согласно [26], приурочены к двум типам молодых разрывных образований: 1) линейным разломам СВ простирания, унаследованным от раннепалеозойских структур, и 2) “pull-apart” структурам ССВ простирания, связанным с поздними левосдвиговыми дислокациями времени формирования Байкальского рифта. Днища многих малых грабенов здесь заняты бессточными, несколько удлиненной или изометричной формы и большей частью солеными (гуджирными) озерами. Это неглубокие или пересыхающие водоемы, крупнейшее из которых – оз. Намиш-Нур – имеет площадь менее 1 км<sup>2</sup> – следствие аридности местного климата.

Озера в малых грабенах на поверхности выравнивания можно наблюдать на хамар-дабанских сарамах, продольной секции Ниловского отрога в Тункинском рифте и многих других уголках Прибайкалья.

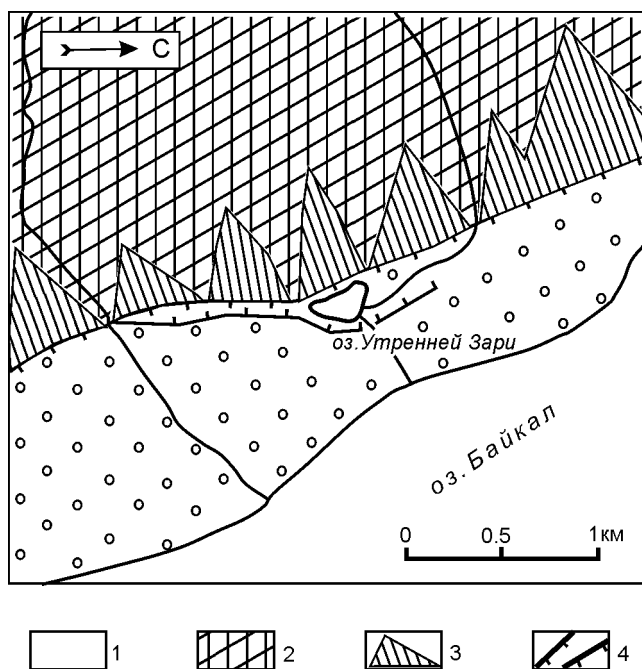
*Озера в микрограбенах подошв сбросовых уступов (2.3.)* – кратковременные и достаточно редкие образования. В основаниях сбросовых тектонических уступов, ограничивающих рифтовые впадины БРЗ, обычны следы проявления молодых дизъюнктивных перемещений – крутые эскарпы, подрезающие основания базальных фасет и сопровождающие их микрограбены и рвы над раскрывающимися зонами молодых сместителей. Как правило, ширина таких микрограбенов не превышает 10 м, но на побережье бухты Малая Коса на Байкале в подошве Обручевского сброса, опирающегося на пологонаклонный предгорный откос, микрограбен резко расширяется, глубина его достигает 4–5 м, и здесь располагается

озеро (рис. 3), получившее название Утренней Зари [32]. Восточный и западный берега его ограничены уступами бортов микрограбена.

**Озера в тылу горстовых плотин (2.4.).** На значительном протяжении вдоль восточной береговой зоны Байкала располагаются низкогорные горстовые массивы. Например, береговой массив с относительными высотами 400–450 м между устьями рек Баргузин и Максимиха при средней ширине 2.0–2.5 км протягивается вдоль озера на 32 км. Южнее узкие береговые горсты занимают побережье между устьями рек Турки и Кики. Такие же образования распространены и на восточном побережье Северного Байкала (массив мыса Понгонье и др.). В тылу этих массивов протягивается прерывистая цепь малых грабенов, образующих вместе с горстами береговые тектонопары [33]. Днища депрессий заняты многочисленными озерами, прижимающимися к основаниям склонов горстов. Самое крупное из таких водоемов, площадью 6 км<sup>2</sup>, – Духовое, располагается в 2 км от восточного берега Байкала у мыса Билютинского. Уровень озера имеет отметку 514 м. Оно соединяется с Байкалом посредством р. Духовой с типично antecedентной узкой долиной, разрезающей массив берегового

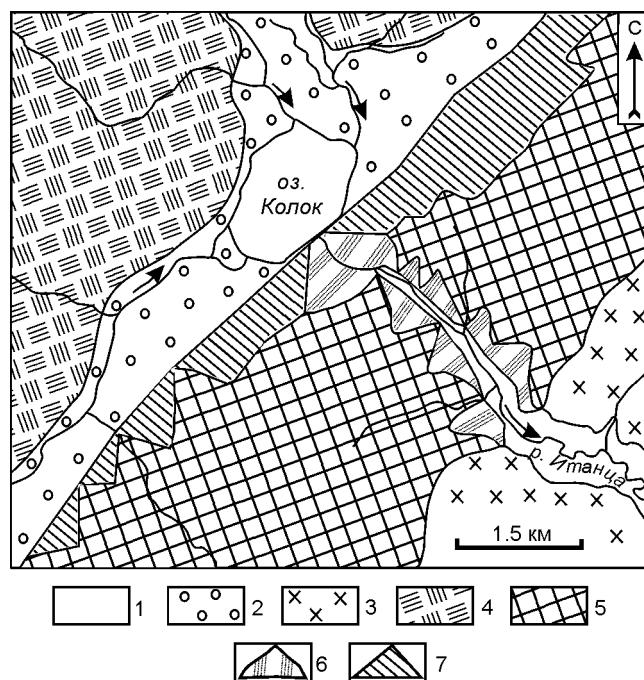
горста. Сквозная долина практически лишена поймы и надпойменных террас. Русло реки, осложненное многочисленными каскадами, имеет крутой уклон (60 м на 2 км протяженности водотока), спрямленный плановый рисунок. Все это указывает на интенсивное воздымание горста, являющегося плотиной для водоема.

Другой пример водоемов данной разновидности – Колок (рис. 4), в центральной части Морского хребта, служащий истоком р. Итанцы (правый приток Селенги). Это озеро размером 1.0×1.5 км, с отметкой уровня 579 м и глубиной до 7 м располагается в пониженной части продольного узкого понижения в виде одностороннего грабена, отделяющего центральную часть поднятия Морского хребта от наклонных низкогорных и частично педиментированных ступеней его юго-восточного склона. Тектонический уступ на юго-восточном борту этого грабена служит плотиной для озера, прорезанной узкой долиной истока Итанцы. Уступ этот сбросовый и составлен крутыми треугольными или трапециевидными базальными фасетами. Озеро Колок располагается в гидрографическом узле и аккумулирует сток с обширной площади Морского хребта. В настоящее время



**Рис. 3.** Геоморфологическая схема района оз. Утренней Зари.

1 – предгорный откос, 2 – среднегорье наклонного горста Байкальского хребта, 3 – базальные фасеты тектонического уступа, 4 – крутые эскарпы подновленных сместителей.



**Рис. 4.** Геоморфологическая схема района расположения оз. Колок.

1 – днища речных долин, 2 – днище грабена, 3 – педиментированное низкогорье, 4 – слабодисшированное среднегорье, 5 – эрозионное низкогорье наклонного горста, 6 – фасеты тектонического уступа, 7 – крутые склоны бортов antecedентной долины.

мя уровень озера поднят на 2 м в результате строительства небольшой плотины.

**Озера-ингрессии (3).** Размеры этих водоемов в регионе самые разнообразные – от первых км<sup>2</sup> до 110 км<sup>2</sup>. Среди них – крупнейшие из нерифтовых озер – Баунт, Котокель, Орон, Капылюшкан и др., и все они характеризуются приуроченностью к низкогорным массивам распадающихся краевых тектонических ступеней и внутривпадинных выступов фундамента. Водоемы заполняют входящие углы впадин в это их горное обрамление и оставляют в стороне низкие аккумулятивные равнины внутренних полей рифтовых долин с максимальными погружениями фундамента. Важнейшая особенность котловин этих водоемов, благодаря которой они и получили свое родовое название, заключается в их четко выраженной ингрессионной геодинамике. Береговые зоны водоемов со стороны аккумулятивных равнин повсеместно несут следы отступления. В то же время, со стороны поднятий они морфологически юны – и в крупных чертах, и в мелких деталях берега повторяют топографию субаэрального рельефа, заливами здесь являются затопленные устья долин, а мысами – водоразделы, древние береговые уровни отсутствуют. Развитие котловин этих водоемов сопряжено с перестройкой речной сети, выраженной в скатывании речных русел в сторону озер и окружающих их денудационных низкогорий.

Озера-ингрессии играют своеобразную пионерную роль в расширении межгорных рифтовых впадин за счет выступов фундамента в них и краевых ступеней горных поднятий, своей водной массой они компенсируют интенсивные погружения тектонических блоков, вовлеченных в процесс впадинообразования. Данная ситуация свидетельствует о парадоксальном явлении: эти положительные элементы рифтогенных структур (блоки выступов фундамента и краевых ступеней) испытывают новейшие погружения с большей интенсивностью, чем окружающие их участки низких аккумулятивных равнин впадин с мощными толщами кайнозойского осадочного заполнения, что позволяет говорить об озерах рассматриваемой группы как об индикаторах тектонических инверсий.

Данные лимнические морфосистемы широко распространены во впадинах Байкальской рифтовой зоны, и прежде всего в ее Ципикан-Баунтовской секции (рис. 5). Это один из самых озерных участков рифтовой зоны – общая площадь водного зеркала водоемов здесь составляет около 15 % от площади днищ впадин [3]. Основную часть лимнических ландшафтов здесь составляют озера-ингрессии –

Капылюши (Орон), Капылюшкан, Окунево, Баунт, Филинское, Третьяковское, Бусони и др. Интересно озеро Капылюши, почти полностью вложенное в тыловую часть краевой тектонической ступени и не имеющее прямой гидрологической связи с р. Ципиканом – магистральной рекой одноименной впадины. Урез воды в озере, площадь которого составляет 61.5 км<sup>2</sup>, а глубина достигает 13 м, на 6 м ниже такового у р. Ципикана на ближайшем (менее 5 км) к нему расстоянии, причем тальвег реки здесь не образует резких перегибов и водоток свободно мандрирует по предельно плоскому заболоченному днищу депрессии.

Наиболее известное озеро этой группы расположено на восточном берегу средней части Байкала – это Котокель (рис. 6) площадью 60 км<sup>2</sup> и глубиной до 15 м. Оно вложено в прибрежные низкогорья, между тем вдоль выводной протоки Коточик на северо-восток от озера располагается низкая равнина, где мощности среднеплейстоцен-голоценовых отложений, залегающих на древней коре выветривания, превышают 100 м. Аккумулятивная равнина подходит к озеру и с юго-запада. Береговая линия озера имеет сложную конфигурацию, обусловленную чередованием открытых бухт и заливов различных размеров, существованием полуостровов и острова. Контурные береговой линии озера в целом довольно точно повторяют топографию рельефа окружающего низкогорья. Все это создает впечатление недавнего формирования водоема.

Следующей и самой многочисленной разновидностью тектогенных озерных котловин Байкальской рифтовой зоны являются **озеро-видные расширения речных русел (4).**

Их размеры редко превышают первые км<sup>2</sup>. Крупнейшее озеро этой разновидности – Кичерское, расположенное на Кичера-Верхнеангарской дельте, имеет площадь 13 км<sup>2</sup>. Образование данных водоемов обусловлено дефицитом твердого стока в областях интенсивных молодых и современных тектонических погружений локальных участков днищ “суходольных” впадин. Неполная компенсация таких тектонических деформаций рыхлыми отложениями приводит к расплыванию водотоков и формированию озерных участков русла, где течение слабо проявляется, распространению многоозерий.

В Байкальской рифтовой зоне такие водоемы характерны для центральной части Тункинской впадины одноименного рифта [40], Кичера-Верхнеангарской дельты Байкальской впадины [32], южной части Баргузинской рифтовой долины, для Терехольской и Дархатской впадин юго-западного фланга рифтовой зоны.

Рис. 5. Карта-схема Ципикан-Баунтовской системы впадин.

1–2 – днища кайнозойских (1) и мезозойских (2) впадин, 3 – горное обрамление впадин, 4 – остаточные низкогорья краевых тектонических ступеней и выступы фундамента рифтовых впадин.

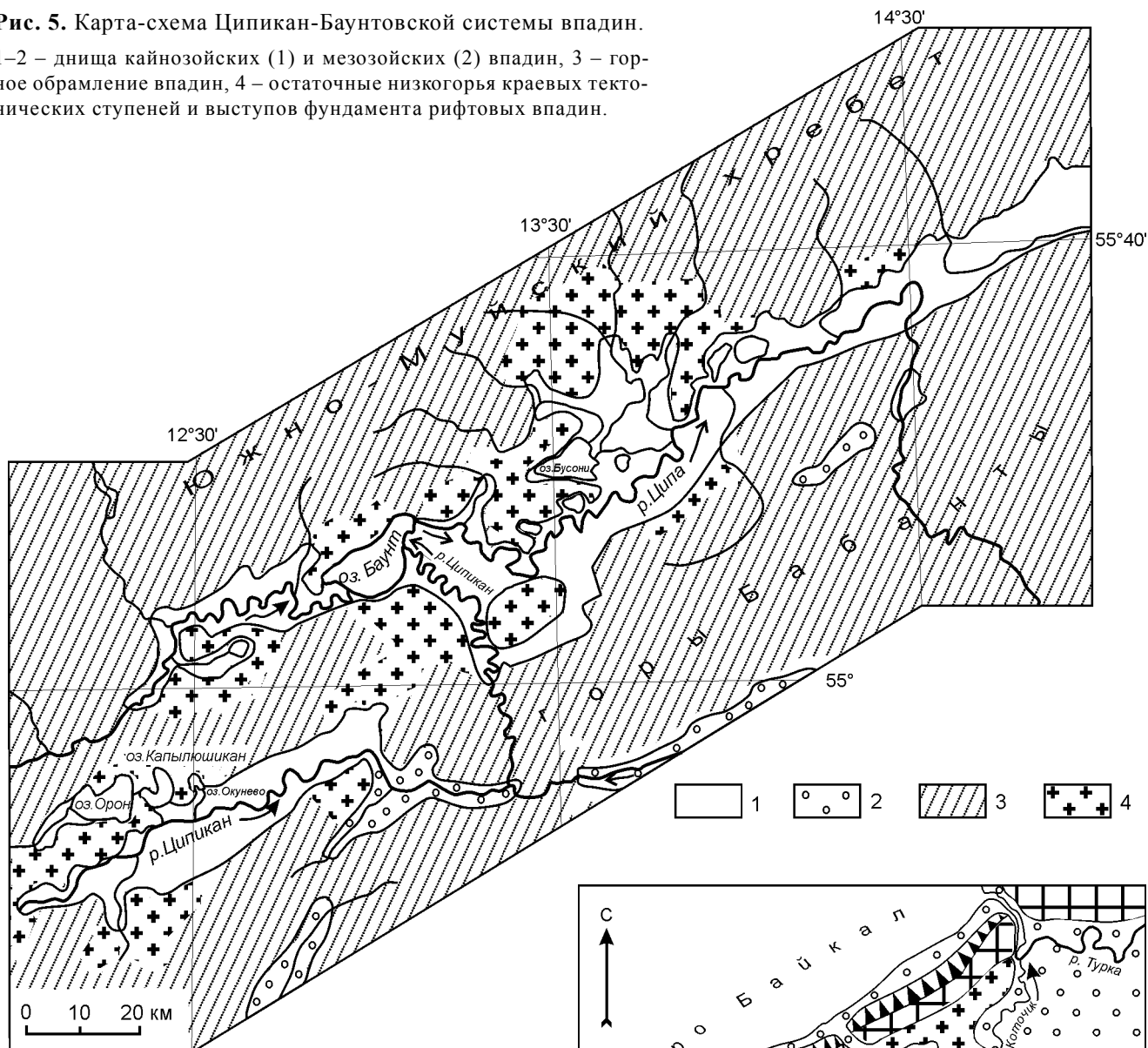
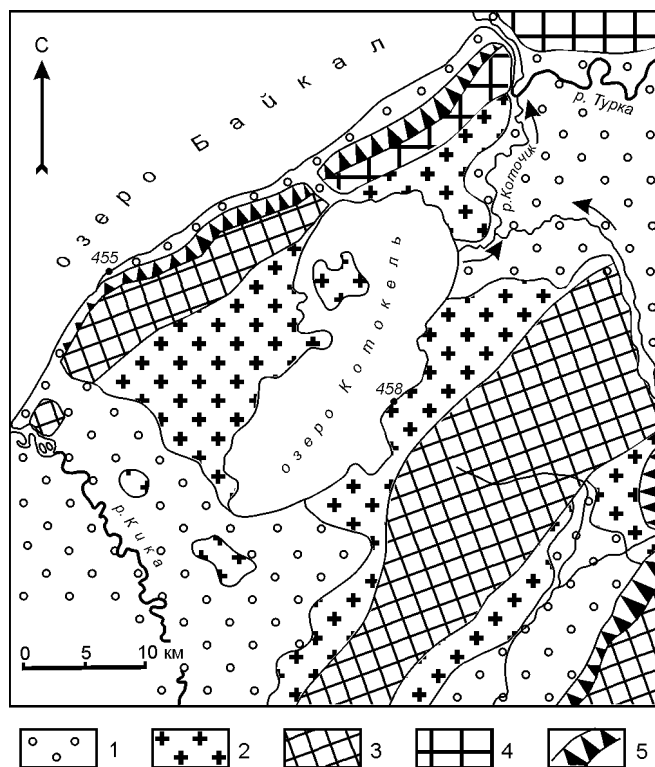


Рис. 6. Геоморфологическая схема района оз. Котокель.

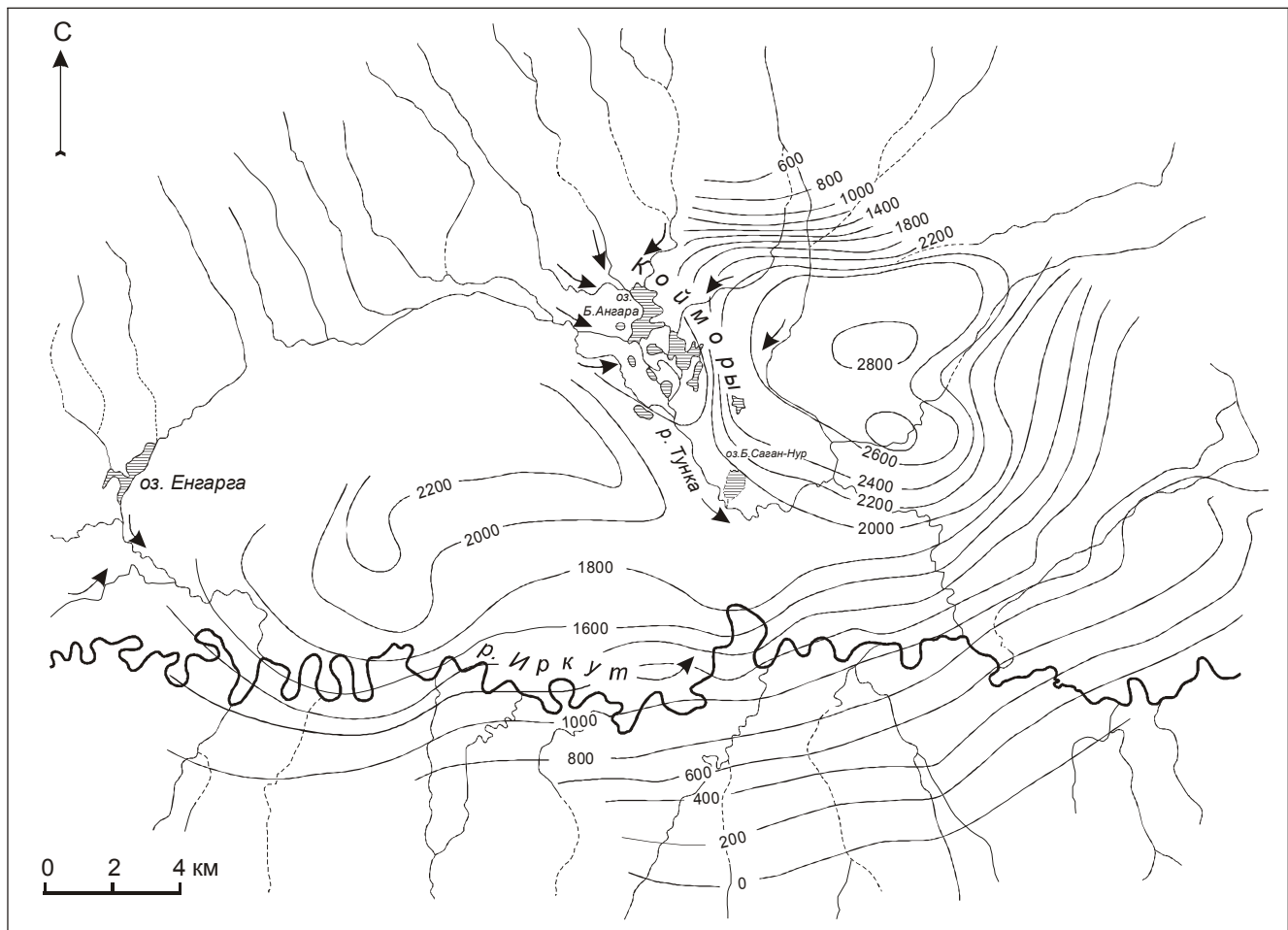
1 – аккумулятивные равнины днищ впадин; 2 – остаточные низкогорья тектонических ступеней; 3–4 – низкогорные горстовые массивы, в т.ч. береговые горсты (4); 5 – тектонические уступы.



В качестве примера рассмотрим многоозерье в Тункинской впадине. Существенным элементом морфологических ландшафтов ее днища являются низкие озерно-болотные равнины в бассейнах рек Тунки и Енгарги, крупнейших левых притоков Иркутта. Они расположены в северной половине впадины, соответствуя “байкальской” морфологической асимметрии рифтовых долин юга Восточной Сибири, и особенно распространены в средней части бассейна Тунки (Койморское многоозерье), где ассоциируются с общим центростремительным рисунком водотоков и местным гидрографическим узлом (рис. 7) – это область стремительных новейших опусканий [31, 36]. Об интенсивности последних можно судить по тому, что в селе Тунка, расположенном на окраине озерно-болотной предельно низкой и плоской равнины (фактически на пойме), остатки хозяйственных построек были в начале XX века обнаружены под более чем 12-метровой толщей наносов [14].

Озера в Койморском многоозерье представлены двумя разновидностями: большие озеровидные расширения речных русел (например, оз. Б. Ангара) и их сателлиты – отшнурованные наносами от основных водотоков озера (оз. Б. Саган-Нур). Все они имеют низкие берега, песчаное дно, небольшую, в первые метры, глубину и весьма причудливые очертания, повторяющие малейшие неровности предельно плоского рельефа низкой аккумулятивной равнины. В наиболее крупных озерах рассеяны во множестве едва выступающие над зеркалом воды островки. Во время паводков вся территория Коймор сливается в единый мелководный водоем. Верхняя часть пачки осадочного выполнения Тункинской депрессии в районе многоозерья представлена ритмичным переслаиванием песков, ила и торфа.

Интересно то обстоятельство, что Койморы, согласно геофизическим данным [30], четко проецируются на более чем 400-метровой высоты блок фун-



**Рис. 7.** Гидрографический план и строение фундамента Тункинской впадины одноименной рифтовой долины. Изопахиты (по [30]) оцифрованы в метрах.



дамента впадины (рис. 7), перекрытый почти 2-километровой мощности толщей кайнозойских отложений Тункинского рифта. Это показывает, что озеровидные расширения речных русел, так же как и рассмотренные выше озера-ингрессии, фиксируют или могут фиксировать ускоренные погружения выступов фундамента впадин, но уже скрытых под их осадочным выполнением.

В Байкальской рифтовой зоне широкое распространение получили озера, возникновение которых обусловлено перегораживанием горных долин крупными сейсмогенными обвалами – это **обвально-плотинные водоемы (5)**. Таковы озера Соболиное, Ангаракан, Озерко и др., охарактеризованные в работах [15, 28, 32, 38]. По своему характеру и морфологическим особенностям эти водоемы являются частями палеосейсмогенных структур – следами доисторических землетрясений, спровоцировавших обрушения в долины с их бортов крупных объемов дезинтегрированных горных пород.

Формирование таких озер, согласно [33], имеет парагенетическую связь с рифтогенным процессом торшения и переукладки блоков верхней литосферной пластины, горизонтальная и вертикальная блоковая делимость которой четко упорядочена. Перемещения верхних ее блоков, размеры которых сопоставимы с величиной вертикального эрозионного расчленения, могут сопровождаться катастрофическими сейсмогравитационными эффектами.

Примером озер данной разновидности может служить оз. Соболиное (рис. 8). Оно расположено в 23 км к югу от Байкала на абсолютной высоте 640 м в долине р. Селенгинки, стекающей с хр. Хамар-Дабан, и имеет площадь водного зеркала 1,1 км<sup>2</sup>. Узкая долина р. Селенгинки в этом месте характеризуется V-образным поперечным профилем с высотой бортов более 1 км. История возникновения озера связана с двумя крупными последовательными природными катастрофами – обвалом и оползнем-обвалом, следы которых хорошо сохранились до наших дней. Несмотря на свою несопоставимость в масштабе проявления (площадь обвальной массы составляет более 1,3 км<sup>2</sup>, а оползня-обвала не превышает 0,2 км<sup>2</sup>), эти два события сыграли равнозначную роль в жизни озера. В вершинной части левого борта долины хорошо видна область срыва обвала, имеющая вид двух сопряженных воронок. Ниже нее прослеживается путь транзита обвальной массы в виде системы резко выделяющихся на общем фоне склона широких, слившихся желобов. Тело обвала мощностью около 100 м прорезано каньонообразной долиной прорыва.

Своим настоящим видом оз. Соболиное обязано оползню-обвалу. В отличие от левого борта долины

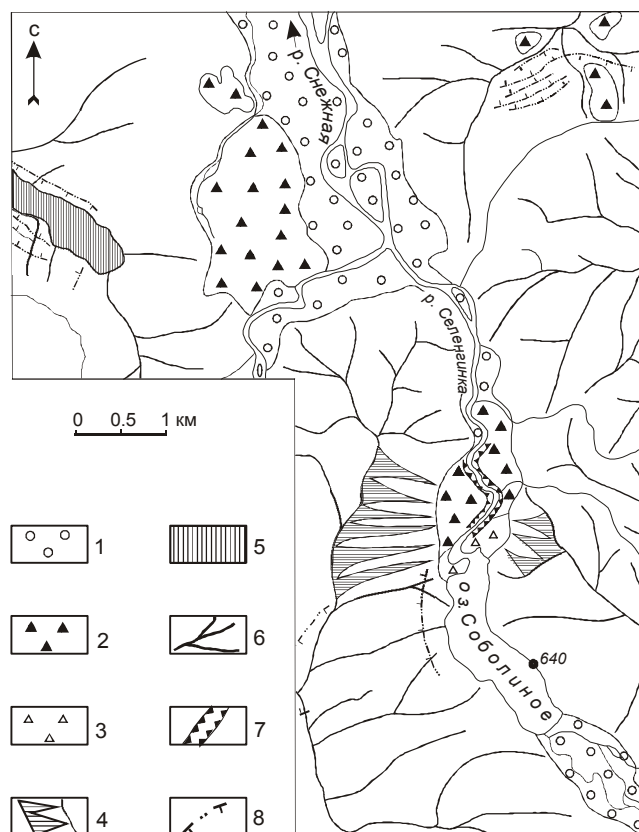


Рис. 8. Геоморфологическая схема района оз. Соболиное.

1 – террасированное днище долины, 2–3 – обвальная (2) и обвально-оползневая (3) массы с хаотическим бугристо-западинным рельефом, 4 – стенка отрыва обвала и оползня-обвала, 5 – уплощенная поверхность срыва в вершинном поясе гор (пьедестал), 6 – водораздельные гребни, 7 – долина прорыва в обвальной массе, 8 – сбросовые системы «уступ-микрограбен» (по [38]), бергштрихи обращены в сторону опущенного крыла.

правый в районе запруды представляет собой весьма неустойчивую систему. Он рассечен многочисленными разломами, обособившими на склоне несколько нависающих над долиной скальных блоков. Каменный поток оползня-обвала шириной до 250 м сместился вниз более чем на 500 м и перекрыл тело первого обвала в месте максимальной его мощности. В результате, он заполнил не только существовавшую до этого брешь в плотине, но и нарастил ее общую высоту еще на 15–20 м. Тело оползня-обвала хорошо выделяется на фоне заросшей лесом обвальной массы своей удлиненной языкообразной формой и свежестью слагающих его обломков. Новый участок долины прорыва оформился в месте контакта фронтального вала оползня-обвала с пологонаклонной поверхностью рыхлообломочной массы сбросо-обвала.



В окружении района расположения Соболиного озера многочисленны и другие разнообразные проявления сейсмогенных палеодислокаций [38].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенная нами классификация прежде всего учитывает особенности морфотектогенеза Байкальской рифтовой зоны, которые, соответственно, присущи прочим рифтогенам байкальского типа, где лимнические морфосистемы всех представленных разновидностей встречаются в различной полноте набора.

В генетической классификации Ю.П. Пармузина [22] среди озерных котловин тектонического типа отсутствуют водоемы в микрограбенах подошв сбросовых уступов, озера-ингрессии и озеровидные расширения речных русел. Водоемы двух последних разновидностей являются наиболее распространенными в Байкальской рифтовой зоне, а озера-ингрессии – еще и крупнейшие и наиболее известные из нерифтовых озер региона. Все эти водоемы, механизмы их образования не описаны в работе Ю.П. Пармузина.

В завершение стоит отметить, что одной из актуальных проблем морфогенеза малых озерных котловин региона остается установление соотношений в нем тектонических перемещений и экзогенных процессов как на уровне формирования котловин, так и на уровне их преобразования. Особенно это касается озер в долинах-грабенах, все ванны которых в регионе создавались при активном участии плейстоценового оледенения. Существенному преобразованию термокарстовыми процессами подвергаются берега тектогенных озер, расположенных, как правило, на уровне низких заболоченных равнин. Решение данной проблемы является задачей предстоящих исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Совета по грантам Президента РФ (#МК-1520.2005.5) и РФФИ (#06-05-64360).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Б.П. Разрастающийся Байкал // Докл. РАН. 2002. Т. 382, № 4. С. 540–542.
2. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 297 с.
3. Выркин В.Б. Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 1998. 175 с.
4. Галкин В. И., Флоренсов Н.А. Структурные и морфологические особенности впадины озера Ничатка // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 143–149.
5. Галкин В. И. Динамика развития впадин // Динамика Байкальской впадины. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. С. 44–58.
6. Голдырев Г.С., Белова В.А., Выхристюк Л.А. и др. Литология и геохронология верхней части осадочной толщи котловины Байкала и его история // История озер в плейстоцене. Л.: Изд-во Геогр. о-ва СССР, 1975. С. 174–181.
7. Ендрихинский А.С. Четвертичные отложения // Путранская озерная провинция (Тр. Лимнологического ин-та СО АН СССР. Т.20 (40)). Новосибирск, 1975. С. 64–97.
8. Кузьмин М. И., Карабанов Е. Б., Каваи Т. и др. Глубоководное бурение на Байкале – основные результаты // Геология и геофизика: Спец. вып. “Десятилетние итоги проекта “Байкал-бурение”. 2001. № 1–2. С. 8–34.
9. Ламакин В.В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. М.: Географгиз, 1952. 198 с.
10. Ламакин В. В. Неотектоника байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 247 с.
11. Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Изв. АН СССР, сер. геол. 1958. С.18–29.
12. Логачев Н.А. О происхождении четвертичных песков Прибайкалья // Геология и геофизика. 1958. С. 84–95.
13. Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Возраст Байкала // Вестн. СПб ГУ, сер. 7. 2004. Вып. 1. С. 58–67.
14. Львов А., Кропачев Г. Краткий отчет о результатах исследования “Аршана”, произведенного по поручению Восточно-Сибирского отдела Географического Общества и Общества врачей // Изв. Вост.- Сиб. отд. ИРГО. Т. XL, 1909. С. 41–77.
15. Макаров С.А. История развития пади Озерко на западном побережье Байкала // География и природные ресурсы. 1999. № 4. С. 36–43.
16. Мартинсон Г.Г. Ископаемые губки из Тункинской котловины в Прибайкалье // Докл. АН СССР. 1948. Т. LXI, № 5. С. 887–890.
17. Мац В.Д., Галкин В.И., Мизандронцев И.Б. Песчаная свита и возраст Байкальской впадины // Проблемы рифтогенеза. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1975. С. 45–46.
18. Мац В. Д. Шои Фудзии, Канза Машико и др. К палеогидрологии Байкала в связи с неотектоникой // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 142–154.
19. Обручев В.А. Геология Сибири. Т. 3. М: Изд-во АН СССР, 1937. 580 с.
20. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XXII / Ред. Е.П. МIRONЮК. 1979.
21. Осадчий С.С. Следы максимальной трансгрессии Байкала // География и природные ресурсы. 1995. №1. С. 179–189.
22. Пармузин Ю.П. Генетическая классификация озерных котловин // Кружоворот вещества в озерных водоемах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 406–414.
23. Рогозин А.А. Береговая зона Байкала и Хубсугула. Новосибирск: Наука, 1993. 168 с.
24. Самсонов В.В., Пономарева Г.П. Донные отложения Байкала – последнее звено в кайнозойском комплексе континентальных осадков Байкальской впадины // Донные отложения Байкала. М.: Наука, 1978. С. 92–106.

25. Сизых В.И., Тайсаев Т.Т., Лобанов М.П. Новые представления о генезисе четвертичных песчаных толщ Байкальской рифтовой системы // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 2. С. 219–223.
26. Склярова О.А., Скляров Е.В., Федоровский В.И. Структурно-геологический контроль локализации и состава вод озер и родников Приольхонья // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 732–745.
27. Солоненко В.П., Тресков А.А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. Иркутск: Иркутск. кн. изд-во, 1960. 36 с.
28. Солоненко В.П., Демьянович М.Г., Авдеев В.А. Инженерная сейсмогеология Северо-Муйской межрифтовой перемычки (Байкальская рифтовая зона) // Геология и геофизика. 1984. № 6. С. 3–16.
29. Суворов В.Д., Мишенькина З.Р. Структура осадочных отложений и фундамента под Южной котловиной озера Байкал по данным КМПВ // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1159–1167.
30. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Ред. Н.А.Флоренсов. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
31. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 215 с.
32. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Агафонов Б.П. Озера вокруг Байкала // Изв. Русского геогр. об-ва. 1998. Т. 130. Вып. 4. С. 36–46.
33. Уфимцев Г. Ф., Сквитина Т. М. Новейшая структура восточного побережья Среднего Байкала // Отеч. геология. 2001. № 2. С. 26–29.
34. Федотов А. П., Безрукова Е. В., Воробьева С. С. и др. Осадки озера Хубсугул как летопись палеоклиматов голоцена и позднего плейстоцена // Геология и геофизика. Спец. вып. “Десятилетние итоги проекта “Байкал-бурение”. 2001. № 1–2. С. 384–390.
35. Физико-географическая и геологическая характеристика Телецкого озера / Ред. В.В. Селегей, Б. Дехандсхюттер, Я. Клеркс, Е.М. Высоцкий, Т.И. Перепелова (Труды Департамента геологии Королевского музея Центральной Африки). 2001. Т. 105. 310 с.
36. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
37. Флоренсов Н.А. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 59–73.
38. Хромовских В.С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 121 с.
39. Черский И.Д. О результатах исследования озера Байкал // Зап. РГО. 1886. Т. 15, № 3. С. 34–49.
40. Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). М.: Науч. мир, 2004. 160 с.
41. Hutchinson D.R., Golmshtok A.J., Zonenshain L.P. et al. Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data // Geology. 1992. V. 20. P. 589–592.

Рекомендована к печати

Г.Л. Кирилловой

*A.A. Shchetnikov*

### **Morphotectogenesis of lacustrine basins of the Baikal rift zone**

The mechanisms of formation and the peculiarities of development of tectonically governed lacustrine basins of the Baikal rift zone are examined. They are represented in great quantity and morphogenetic variety. Their regional classification is suggested, and representatives of all varieties of lacustrine basins are characterized.

**Key words:** tectogenic lacustrine basins, Baikal rift zone, morphotectonics.

**БЛЕКЛЫЕ РУДЫ ПРАСОЛОВСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО Au-Ag МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
(О. КУНАШИР, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)**

*Р.А. Кемкина*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Поступила в редакцию 10 июня 2006 г.

На основании изучения особенностей химического состава блеклых руд Прасоловского месторождения установлено, что они представляют собой сложные соединения переменного состава, характеризующиеся как значительными вариациями слагающих их химических элементов, так и количественными соотношениями последних. По соотношению основных минералообразующих элементов среди них выделены три минеральных вида и одиннадцать между- и внутривидовых разновидностей. Основываясь на результатах сопоставления данных по химизму блеклых руд и приуроченности их к определенным минеральным ассоциациям в разных типах руд, установлено, что в ходе рудоотложения существенно мышьяковитая генерация блеклых руд сменялась сурьмянистой, далее – теллуристо-сурьмянистой, а затем – теллуристой. Выявленная эволюция состава рудогенерирующих растворов от ранних стадий к поздним свидетельствует об отличающихся физико-химических условиях образования различных минеральных типов руд Прасоловского месторождения.

**Ключевые слова:** золото-серебряные месторождения, блеклые руды, минеральные ассоциации, химический состав, минеральные виды, последовательность кристаллизации, о. Кунашир, Дальний Восток России.

**ВВЕДЕНИЕ**

Согласно справочным данным, блеклые руды – группа минералов сложного химического состава, которая является носителем ряда ценных в промышленном отношении химических элементов. Они относятся к классу сульфосолей с общей формулой  $R^+_{10}R^{++}_2X_4S_{13}$ . Символом R в данной формуле обозначаются металлы, X – полуметаллы, S – сера. При этом основными катионами одновалентных металлов являются  $Cu^+$ , реже  $Ag$ , а двухвалентных металлов – Zn, Fe,  $Cu^{++}$ , Pb, Hg и некоторые другие. Полуметаллы представлены, главным образом, As, Sb, Te, а иногда и Bi. Блеклые руды характеризуются широким изоморфизмом как в катионной, так и в анионной частях и различной координацией и структурным положением двух- и трехвалентных катионов. В этой связи выяснение количественных и структурных особенностей вхождения этих элементов в состав блеклых руд важно для уточнения особенностей их химического состава, а также для выделения различных минеральных видов и разновидностей. В свою очередь, особенности состава блеклых руд в совокупности с данными о минеральных ассоциациях и последовательности их кристал-

лизации имеют большое значение для установления закономерностей эволюции химического состава рудогенерирующих растворов, что является немаловажным для расшифровки физико-химических условий образования руд и, в конечном счете, выяснения геохимической специфики как конкретного месторождения, так и металлогенической провинции в целом.

На Прасоловском месторождении блеклые руды являются вторыми (после пирита) по распространенности среди рудных минералов и наиболее распространенной группой из числа сульфосолей. Они присутствуют во всех выделенных А.Я. Данченко [2, 3] минеральных типах руд, но преобладают в золото-теллуридно-кварцевых.

Вместе с тем, сведения о химическом составе блеклых руд Прасоловского месторождения, характере распределения их видов и разновидностей в различных минеральных типах руд и последовательности их кристаллизации отсутствуют, за исключением единичных данных о химизме голдфилдитов [5, 6]. В предлагаемой статье приводятся полученные автором результаты, частично восполняющие этот пробел.

Согласно результатам проведенного автором микроскопического изучения [16], блеклые руды образуют разнообразные по форме (от изометричных и овальных до удлинённых и ксеноморфных) выделения в кварце, размер которых изменяется от тысячных долей до 1–2 мм. Нередко минеральные выделения блеклых руд формируют относительно крупные скопления, состоящие из многочисленных зерен. При изучении в аншлифах отмечается, что блеклые руды образуют не только самостоятельные выделения, но также встречаются в сростаниях с другими минералами. Так, например, в золото-пирит (халькопирит)-кварцевом типе руд блеклые руды ассоциируют с самородным золотом, пиритом, сфалеритом и другими минералами. При этом в большинстве случаев они замещают отмеченные минералы, на что указывает характер их взаимоотношений, а также частое присутствие в блеклых рудах реликтов пирита, сфалерита, галенита и др. Для золото-полисульфидно-кварцевых руд наиболее характерны мirmekитовые сростания блеклых руд с халькопиритом. Реже отмечается ассоциация блеклых руд с золотом, которое присутствует в них в виде немногочисленных овальных включений. В отдельных аншлифах наблюдается, что подобная золото-блеклорудная ассоциация развивается по зернам молибденита, корродируя их. Кроме того, отмечается замещение блеклыми рудами борнита и сфалерита. В золото-теллуридно-кварцевых рудах минеральные ассоциации с участием блеклых руд гораздо многообразнее, и представлены они сростаниями блеклых руд с самородным золотом, теллуридом висмута, сильванитом, клаусталитом, акантитом, гесситом, петцитом и некоторыми другими минералами. С одними из них они образуют тесные парагенезисы, т.е. кристаллизация их происходила близко-одновременно. Другие минералы имеют коррозионный характер границ с блеклыми рудами или развиваются по ним, что указывает на их разновременное выделение (более позднее по отношению к блеклым рудам). Среди них такие, как гессит, петцит, клаусталит и др.

#### **ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА БЛЕКЛЫХ РУД И ИХ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВИДЫ**

Согласно существующим классификациям [7, 11–13], по соотношению основных элементов-полуметаллов (т.е. явному преобладанию As, Sb, Te или Bi), среди блеклых руд выделяются четыре минеральных вида, а именно: сурьмянистые (тетраэдрит), мышьяковистые (теннантит), теллуристые (голдфилдит) и висмутистые (аннивит). При примерно равных количествах или при незначительном

преобладании какого-либо элемента принято говорить о междувидовых разновидностях (например, теннантит-голдфилдит или мышьяковистый гольдфилдит, тетраэдрит-теннантит или сурьмянистый теннантит и т. д.). Кроме того, по соотношению двухвалентных катионов (если их количество более 1 атома в формуле) выделяются и внутривидовые разновидности блеклых руд, например Zn-теннантит, либо Fe-тетраэдрит и т.д.

Для выяснения отличий химического состава блеклых руд в разных минеральных типах Прасоловского месторождения автором изучено более 60 зерен из различных минеральных ассоциаций. Аналитические работы выполнены на электронных микроанализаторах “Camebax” (ИВиС ДВО РАН, аналитик Чубаров В.М.) и “JXA-5A” (ДВГИ ДВО РАН, аналитики Сапин В.И. и Екимова Н.И.) по стандартным методикам. Условия съемок приведены в примечании к таблице 1.

Согласно проведенным исследованиям, блеклые руды Прасоловского месторождения характеризуются сложным химическим составом со значительными вариациями содержаний слагающих их компонентов (табл. 1). Результаты рентгеноспектральных анализов блеклых руд, в пересчете на кристаллохимические формулы (табл. 2), показывают, что они представлены тремя (исключая аннивит) минеральными видами и несколькими междувидовыми разновидностями, т.е. блеклыми рудами смешанного состава (рис. 1), а также целым рядом внутривидовых разновидностей [4]. Расчет кристаллохимических формул осуществлялся на 29 формульных единиц, согласно распространенной методике [7, 8, 12, 13].

По соотношению элементов-полуметаллов (табл. 2) часть блеклых руд характеризуется повышенными количествами либо сурьмы, либо теллура, либо мышьяка (т.е. более 2 атомов в формуле из возможных 4), что позволяет отнести их, соответственно, к тетраэдриту, гольдфилдиту или теннантиту [4]. Другая часть содержит эти элементы в приблизительно равных количествах, образуя смешанные блеклые руды (или блеклые руды переменного состава). Анализ результатов химического состава блеклых руд в выделенных минеральных ассоциациях показывает, что в золото-пирит (халькопирит)-кварцевом типе присутствуют, главным образом, теннантиты, реже – смешанные блеклые руды теннантит-тетраэдритового состава. В золото-полисульфидно-кварцевом типе развиты преимущественно тетраэдриты, а также их внутривидовые разновидности. В золото-теллуридно-кварцевом типе блеклые руды представлены гольдфилдитами и, в несколько меньшей степени, сурьмянистыми гольдфилдитами. При этом в рас-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) блеклых руд Прасоловского месторождения по результатам рентгеноспектральных анализов.

№ п/п	№ обр.	Fe	Cu	Zn	Se	As	Au	Te	Sb	S	Pb	Bi	Ag	Сумма
<b>Первая генерация</b>														
1	ПС-90-12	2.8	41.7	4.2	0	18.6	0	0.2	0	29.6	0	0	0	97.1
2	ПС-90-16	2.4	44.9	2.3	0	17.2	0	0	1.4	29.2	0	0	0	97.4
3	ПС-90-16	2.1	43.7	3.4	0	17.3	0	0.3	0.7	29.8	0	0	0	97.3
4	ПС-90-32	6.7	41.6	0.5	0	12.9	0	0	0.2	28.5	0	0	0	90.4
5	ПС-90-32	3.1	39.6	6.6	0	10.3	0	0.7	9.8	27.2	0	0	0	97.3
6	Л-8	3.1	45.2	4.4	0.3	15.8	0	0.1	5.5	27.3	0	0	0	101.7
7	ПС-90-12	0.4	40.9	6.9	0	15.9	0	0.3	3.2	28.7	0	0	1.0	97.3
8	ПС-90-57	0	38.0	4.5	0.8	14.6	0	7.2	4.0	27.4	0.3	0	2.1	98.9
9	ПС-90-57	0	43.6	3.8	0.9	17.2	0	0.1	4.1	28.4	0.1	0	1.1	99.3
10	Л-1-2	3.5	33.5	0.1	0.4	18.0	0	0	0.7	25.8	0	0	16.8	98.8
11	ПС-2	0.1	39.5	6.1	4.4	7.5	0	5.1	12.8	26.6	0	0.1	0	102.2
12	Р-71-3	0	47.3	2.1	0.9	6.2	0	2.2	13.4	25.1	0	0.9	0	98.1
<b>Вторая генерация</b>														
13	ПС-2	0	43.2	3.2	0	2.9	0	8.1	14.9	25.3	0	0	0	97.6
14	П-90-49	0	41.8	5.6	0	3.5	0	3.3	19.1	25.7	0	0	0	99.0
15	П-90-49	0.2	40.3	7.1	0	4.5	0	0.1	20.8	26.4	0	0	0	99.4
16	ПС-90-57	0.2	40.0	4.3	0	1.8	0	1.7	22.9	25.8	0	0	0	96.7
17	Л-1-1	0.2	41.1	5.9	0.1	8.3	0	3.4	15.4	25.6	0	0	0	100.0
18	Р-11-2	0.3	37.6	7.7	0.3	3.7	0	0.1	24.8	25.7	0	0	0	100.2
19	Р-11-2	0.4	38.3	7.2	0.3	4.3	0	0.1	23.9	25.5	0	0	0	100.0
20	ПС-90-26	0.5	38.4	7.5	0.4	5.7	0	0	19.1	26.8	0	0	0	98.4
21	ПС-90-43	0	41.1	6.4	4.0	1.7	0	0	19.8	25.9	0	0	0	98.9
22	Р-71-13	0.7	42.2	1.2	2.9	5.0	0	4.4	16.1	25.6	0	0	0	98.1
23	ПС-90-12	0.1	39.2	6.4	0	1.2	0	1.6	25.3	25.3	0	0	0.6	99.7
24	П-90-49	0.2	38.9	6.7	0	1.9	0	0.2	27.4	25.3	0	0	0.2	100.8
25	ПС-90-57	0.2	40.7	4.1	0	4.5	0	4.5	15.9	26.0	0	0	1.4	97.3
26	Л-1-2	0.1	41.0	4.3	0.2	6.8	0	8.2	15.0	25.0	0	0	2.5	103.1
27	Л-1-2	2.7	41.8	0.9	0.5	4.5	0	7.5	15.5	25.3	0	0	0.9	99.6
28	ПС-90-16	0.4	42.3	2.6	0	1.7	0	7.2	14.6	24.7	0	0	4.0	97.5
29	ПС-90-16	0.8	37.8	4.7	0	0.8	0	0.5	18.9	24.2	0	0	8.5	96.1

Примечание. Условия съемки: рабочее напряжение – 25 кВ, ток поглощенных электронов на образце – 36 А, размер электронного зонда – 1–2 мкм, время экспозиции – 10 сек. Аналитики: Чубаров В.М., Сапин В.И., Екимова Н.И.

Таблица 1. (Продолжение).

№ п/п	№ обр.	Fe	Cu	Zn	Se	As	Au	Te	Sb	S	Pb	Bi	Ag	Сумма
<b>Третья генерация</b>														
30	ПС-2	0	44.7	1.5	0	2.1	0	10.9	13.8	25.6	0	0	0	98.6
31	ПС-2	0.1	40.7	3.3	0.9	6.5	0	12.0	10.5	24.8	0	0.2	0.1	99.1
32	ПС-2	0.1	43.2	1.7	1.7	5.6	0	14.5	6.3	25.6	0	0.8	2.0	101.5
33	ПС-5	1.0	37.0	2.4	0	1.2	0	8.3	8.2	24.5	2.5	12.2	0	97.3
34	Р-71-13	0.2	47.3	0.5	1.0	3.3	0	15.1	8.3	24.8	0	0	0	100.5
35	ПС-90-57	0.1	34.4	2.4	0	2.8	0	6.3	13.2	25.5	0	0	15.0	99.7
36	ПС-90-57	0.1	38.0	2.2	0	3.0	0	9.2	13.1	23.7	0	0	9.6	98.9
37	Л-1-2	0.4	35.0	0.2	0.9	2.9	0	12.9	12.1	23.4	0	0	12.4	100.2
<b>Четвертая генерация</b>														
38	ПС-4	0	47.4	0	0	5.4	0	16.1	4.7	25.8	0	0	0	99.4
39	ПС-5	0	46.3	0	0	5.7	0	17.9	1.9	26.2	0	0	0	98.0
40	ПС-5	0.2	45.6	0	0	5.6	0	17.5	1.7	26.1	0	0	0	96.7
41	ПС-90-26	0	46.8	0	0	4.0	0	18.0	3.2	25.0	0	0	0	97.0
42	ПС-2	0	46.7	0.1	0	6.0	0	11.9	3.0	25.5	0	0	0	93.2
43	ПС-90-11	0	47.2	0.6	0	4.9	0	14.7	5.7	25.9	0	0	0	99.0
44	ПС-2	0.9	39.6	0.6	4.2	3.6	0	18.8	7.8	25.4	0	0.5	0	101.4
45	ПС-90-49	0	45.9	0.2	0.4	1.6	0	15.7	9.7	24.7	0	0	0	98.2
46	Р-78-2	0.1	45.9	0.7	0.9	5.9	0	17.5	4.2	25.1	0	0	0	100.3
47	Р-78-2	0.1	44.2	0.5	1.4	5.5	0	19.1	3.7	23.5	0	0	0	98.0
48	Р-71-13	0.2	43.6	0.4	2.7	7.6	0	15.0	6.5	23.8	0	0	0	99.8
49	ПС-2	0	45.2	0	0	4.1	0	16.8	3.8	25.5	0	0	1.5	96.9
50	ПС-2	0	45.7	0.2	0.5	4.0	0	17.7	4.3	24.9	0	0	1.5	98.8
51	ПС-4	0	44.2	0	0.3	1.7	0.2	19.6	7.8	23.4	0	0	0	97.2
52	ПС-4	0	39.3	0.1	0	5.0	2.8	25.9	1.6	24.0	0	0	1.6	100.3
53	ПС-90-26	0.1	40.4	0.9	0.7	3.7	0	17.4	4.4	25.8	0	0	4.6	98.0
54	Р-78-2	1.1	39.8	0.3	1.9	2.4	0	20.5	3.8	24.4	0	0	4.4	98.6
55	Л-1-2	0	45.5	0.3	0.1	3.6	0	17.3	9.9	24.1	0	0	0.2	101.0
56	Л-1-2	0.2	44.0	0	1.1	4.1	0	18.1	8.5	23.0	0	0	2.8	101.8
57	Л-1-2	0.3	40.7	0	1.2	9.0	0	18.8	1.6	23.2	0	0	4.8	99.6
58	Л-1-2	0.2	45.8	0.1	0.2	6.9	0	15.9	1.0	25.8	0	0	1.4	97.3
59	ПС-90-26	0.4	45.4	1.4	1.2	4.6	0	12.6	6.6	24.8	0	0	1.9	98.9
60	Л-9	1.7	40.8	1.9	1.8	7.0	0	7.3	9.1	24.6	0	0	5.8	100.0
61	Л-1-2	0.1	44.5	3.2	1.3	6.3	0	12.2	7.0	26.5	0	0	0.1	101.2

Таблица 2. Кристаллохимические формулы блеклых руд Прасоловского месторождения.

№ п/п	№ обр.	Кристаллохимические формулы	Минеральные виды и разновидности
<b>Первая генерация</b>			
1	ПС-90-12	$[Cu^{+}_{9,80}(Zn_{0,96}Fe_{0,75})_{1,71}]_{11,51}(As_{3,70}Te_{0,02})_{3,72}S_{13,77}$	теннантит
2	ПС-90-16	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{0,59}Zn_{0,52}Fe_{0,63})_{1,74}]_{11,74}(Sb_{0,17}As_{3,43})_{3,60}S_{13,65}$	теннантит
3	ПС-90-16	$[(Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{0,25}Zn_{0,77}Fe_{0,54})_{1,56}]_{11,56}(Sb_{0,08}As_{3,45}Te_{0,04})_{2,74}S_{13,88}$	теннантит
4	ПС-90-32	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{0,29}Zn_{0,12}Fe_{1,88})_{2,29}]_{12,29}(Sb_{0,03}As_{2,71})_{2,74}S_{13,96}$	Fe-теннантит
5	ПС-90-32	$[Cu^{+}_{9,77}(Zn_{1,59}Fe_{0,85})_{2,44}]_{12,21}(Sb_{1,27}As_{2,14}Te_{0,09})_{3,50}S_{13,29}$	Zn-теннантит
6	Л-8	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{0,61}Zn_{1,01}Fe_{0,82})_{2,44}]_{12,44}(Sb_{0,67}As_{3,14}Te_{0,01})_{3,82}(S_{13,68}Se_{0,05})_{12,73}$	селенсодержащий Zn-теннантит
7	ПС-90-12	$[(Cu^{+}_{9,82}Ag_{0,14})_{9,96}(Zn_{1,61}Fe_{0,11})_{1,72}]_{11,68}(Sb_{0,40}As_{3,24}Te_{0,04})_{3,68}S_{13,64}$	серебросодержащий Zn-теннантит
8	ПС-90-57	$[(Cu^{+}_{9,45}Ag_{0,30})_{9,75}(Zn_{1,09}Pb_{0,02})_{1,11}]_{10,86}(Sb_{0,52}As_{3,08}Te_{0,89})_{4,49}(S_{13,50}Se_{0,16})_{13,66}$	(Ag, Se)-содержащий Zn-теннантит
9	ПС-90-57	$[(Cu^{+}_{9,85}Ag_{0,15})_{10,00}(Cu^{+2}_{0,53}Zn_{0,87}Pb_{0,01})_{1,41}]_{11,41}(Sb_{0,50}As_{3,48}Te_{0,01})_{3,99}(S_{13,42}Se_{0,17})_{13,59}$	(Ag, Se)-содержащий теннантит
10	Л-1-2	$[(Cu^{+}_{7,50}Ag_{2,50})_{10,00}(Cu^{+2}_{0,98}Zn_{0,03}Fe_{1,01})_{2,02}]_{12,02}(Sb_{0,10}As_{3,87})_{3,97}(S_{12,93}Se_{0,08})_{13,01}$	селенсодержащий Ag-Fe-теннантит
11	ПС-2	$[Cu^{+}_{9,77}(Zn_{1,45}Fe_{0,02})_{1,47}]_{11,24}(Sb_{1,65}As_{1,58}Te_{0,63}Bi_{0,01})_{3,87}(S_{13,02}Se_{0,88})_{13,90}$	селенсодержащий Zn-теннантит-тетраэдрит
12	Р-71-3	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{2,02}Zn_{0,71})_{2,73}]_{12,73}(Sb_{1,77}As_{1,33}Te_{0,28}Bi_{0,07})_{3,45}(S_{12,65}Se_{0,18})_{12,83}$	селенсодержащий теннантит-тетраэдрит
<b>Вторая генерация</b>			
13	ПС-2	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{1,32}Zn_{0,81})_{2,13}]_{12,12}(Sb_{2,04}As_{0,64}Te_{1,05})_{3,73}S_{13,15}$	тетраэдрит
14	ПС-90-49	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{0,76}Zn_{1,40})_{2,16}]_{12,16}(Sb_{2,56}As_{0,76}Te_{0,43})_{3,75}S_{13,09}$	Zn - тетраэдрит
15	ПС-90-49	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{0,21}Zn_{1,75}Fe_{0,05})_{2,01}]_{12,01}(Sb_{2,75}As_{0,97}Te_{0,02})_{3,74}S_{13,25}$	Zn - тетраэдрит
16	ПС-90-57	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{0,56}Zn_{1,11}Fe_{0,07})_{1,74}]_{11,73}(Sb_{3,15}As_{0,40}Te_{0,22})_{3,77}S_{13,50}$	Zn - тетраэдрит
17	Л-1-1	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{0,39}Zn_{1,46}Fe_{0,05})_{1,90}]_{11,90}(Sb_{2,03}As_{1,78}Te_{0,43})_{4,24}(S_{13,12}Se_{0,60})_{12,85}$	селенсодержащий Zn - тетраэдрит
18	Р-11-2	$[Cu^{+}_{9,68}(Zn_{1,92}Fe_{0,10})_{2,02}]_{11,70}(Sb_{3,33}As_{0,81}Te_{0,01})_{4,15}(S_{13,09}Se_{0,06})_{13,15}$	селенсодержащий Zn - тетраэдрит
19	Р-11-2	$[Cu^{+}_{9,86}(Zn_{1,81}Fe_{0,12})_{1,93}]_{11,78}(Sb_{3,20}As_{0,95}Te_{0,01})_{4,16}(S_{12,99}Se_{0,07})_{13,06}$	селенсодержащий Zn - тетраэдрит
20	ПС-90-26	$[Cu^{+}_{9,72}(Zn_{1,86}Fe_{0,13})_{1,99}]_{11,71}(Sb_{2,53}As_{1,23})_{3,76}(S_{13,45}Se_{0,09})_{13,54}$	селенсодержащий Zn - тетраэдрит
21	ПС-90-43	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{0,49}Zn_{1,58})_{2,07}]_{12,07}(Sb_{2,63}As_{0,37})_{3,00}(S_{13,10}Se_{0,83})_{13,93}$	селенсодержащий Zn - тетраэдрит
22	Р-71-13	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{0,94}Zn_{0,29}Fe_{0,21})_{1,44}]_{11,44}(Sb_{2,17}As_{1,10}Te_{0,57})_{3,84}(S_{13,12}Se_{0,60})_{13,72}$	селенсодержащий тетраэдрит
23	ПС-90-12	$[(Cu^{+}_{9,91}Ag_{0,09})_{10,00}(Cu^{+2}_{0,33}Zn_{1,61}Fe_{0,02})_{1,96}]_{11,96}(Sb_{3,46}As_{0,26}Te_{0,21})_{3,93}S_{13,11}$	серебросодержащий Zn - тетраэдрит
24	ПС-90-49	$[(Cu^{+}_{9,98}Ag_{0,02})_{10,00}(Cu^{+2}_{0,10}Zn_{1,70}Fe_{0,05})_{1,85}]_{11,65}(Sb_{3,71}As_{0,41}Te_{0,02})_{4,14}S_{13,00}$	серебросодержащий Zn - тетраэдрит
25	ПС-90-57	$[(Cu^{+}_{9,78}Ag_{0,22})_{10,00}(Cu^{+2}_{0,80}Zn_{1,02}Fe_{0,05})_{1,87}]_{11,88}(Sb_{2,16}As_{0,98}Te_{1,58})_{3,72}S_{13,40}$	серебросодержащий Zn - тетраэдрит
26	Л-1-2	$[(Cu^{+}_{9,62}Ag_{0,38})_{10,00}(Cu^{+2}_{0,79}Zn_{1,06}Fe_{0,04})_{1,89}]_{11,89}(Sb_{1,98}As_{1,47}Te_{1,04})_{4,49}(S_{12,59}Se_{0,03})_{12,62}$	(Ag, Se)-содержащий Zn - тетраэдрит
27	Л-1-2	$[(Cu^{+}_{9,86}Ag_{0,14})_{10,00}(Cu^{+2}_{0,93}Zn_{0,23}Fe_{0,79})_{1,95}]_{11,95}(Sb_{2,09}As_{0,99}Te_{0,96})_{4,04}(S_{12,92}Se_{0,09})_{13,01}$	(Ag, Se)-содержащий тетраэдрит
28	ПС-90-16	$[(Cu^{+}_{9,37}Ag_{0,63})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,87}Zn_{0,67}Fe_{0,11})_{2,65}]_{12,65}(Sb_{2,02}As_{0,38}Te_{0,95})_{3,35}S_{12,99}$	серебросодержащий тетраэдрит
29	ПС-90-16	$[(Cu^{+}_{8,65}Ag_{1,35})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,61}Zn_{1,23}Fe_{0,24})_{3,08}]_{13,08}(Sb_{2,68}As_{0,18}Te_{0,06})_{2,92}S_{13,00}$	Ag-Zn - тетраэдрит

Таблица 2. (Продолжение).

№ п/п	№ обр.	Кристаллохимические формулы	Минеральные виды и разновидности
<b>Третья генерация</b>			
30	ПС-2	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{1,66}Zn_{0,39})_{2,05}]_{12,05}(Sb_{1,87}As_{0,46}Te_{1,41})_{3,74}S_{13,21}$	голдфиллит-тетраэдрит
31	ПС-2	$[(Cu^{+}_{9,98}Ag_{0,02})_{10,00}(Cu^{+2}_{0,68}Zn_{0,84}Fe_{0,01})_{1,53}]_{11,52}(Sb_{1,44}As_{1,44}Te_{1,56}Bi_{0,01})_{4,45}(S_{12,84}Se_{0,19})_{13,03}$	(Ag, Se)-содержащий голдфиллит-тетраэдрит
32	ПС-2	$[(Cu^{+}_{9,70}Ag_{0,30})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,32}Zn_{0,41}Fe_{0,03})_{1,76}]_{11,76}(Sb_{0,83}As_{1,22}Te_{1,84}Bi_{0,06})_{3,95}(S_{12,94}Se_{0,34})_{13,28}$	(Ag, Se)-содержащий голдфиллит-тетраэдрит
33	ПС-5	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{0,43}Zn_{0,65}Fe_{0,31}Pb_{0,22})_{1,61}]_{11,61}(Sb_{1,20}As_{0,30}Te_{1,16}Bi_{1,04})_{3,70}S_{13,68}$	висмутсодержащий голдфиллит-тетраэдрит
34	P-71-13	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{2,19}Zn_{0,13}Fe_{0,06})_{2,38}]_{12,38}(Sb_{1,12}As_{0,72}Te_{1,94})_{3,78}(S_{12,64}Se_{0,20})_{12,84}$	селенсодержащий голдфиллит-тетраэдрит
35	ПС-90-57	$[(Cu^{+}_{7,63}Ag_{2,37})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,57}Zn_{0,61}Fe_{0,02})_{2,20}]_{12,20}(Sb_{1,84}As_{0,63}Te_{0,84})_{3,31}S_{13,49}$	Ag-голдфиллит-тетраэдрит
36	ПС-90-57	$[(Cu^{+}_{8,47}Ag_{1,53})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,85}Zn_{0,58}Fe_{0,02})_{2,45}]_{12,45}(Sb_{1,86}As_{0,69}Te_{1,24})_{3,79}S_{12,76}$	Ag-голдфиллит-тетраэдрит
37	Л-1-2	$[(Cu^{+}_{8,00}Ag_{2,00})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,63}Zn_{0,06}Fe_{0,13})_{1,82}]_{11,82}(Sb_{1,74}As_{0,69}Te_{1,77})_{4,20}(S_{12,77}Se_{0,21})_{12,98}$	селенсодержащий Ag-голдфиллит-тетраэдрит
<b>Четвертая генерация</b>			
38	ПС-4	$(Cu^{+}_{10,00}Cu^{+2}_{2,14})_{12,14}(Sb_{0,54}As_{1,16}Te_{2,05})_{3,75}S_{13,10}$	голдфиллит
39	ПС-5	$(Cu^{+}_{10,00}Cu^{+2}_{1,89})_{11,89}(Sb_{0,25}As_{1,23}Te_{2,29})_{3,77}S_{13,34}$	голдфиллит
40	ПС-5	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{1,81}Fe_{0,05})_{1,86}]_{11,86}(Sb_{0,23}As_{1,23}Te_{2,26})_{3,72}S_{13,42}$	голдфиллит
41	ПС-90-26	$[Cu^{+}_{10,00}Cu^{+2}_{2,30}]_{12,30}(Sb_{0,44}As_{0,90}Te_{2,36})_{3,70}S_{13,01}$	голдфиллит
42	ПС-2	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{2,31}Zn_{0,04})_{2,35}]_{12,35}(Sb_{0,42}As_{1,34}Te_{1,56})_{3,32}S_{13,34}$	голдфиллит-теннантит
43	ПС-90-11	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{2,06}Zn_{0,14})_{2,20}]_{12,20}(Sb_{0,76}As_{1,05}Te_{1,86})_{3,67}S_{13,13}$	голдфиллит-теннантит
44	ПС-2	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{0,38}Zn_{0,14}Fe_{0,02})_{0,54}]_{10,54}(Sb_{1,06}As_{0,81}Te_{2,45}Bi_{0,04})_{4,36}(S_{13,21}Se_{0,88})_{14,09}$	селенсодержащий голдфиллит
45	ПС-90-49	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{2,14}Zn_{0,04})_{2,18}]_{12,18}(Sb_{1,34}As_{0,37}Te_{2,06})_{3,77}(S_{12,96}Se_{0,09})_{13,05}$	селенсодержащий голдфиллит
46	P-78-2	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{1,77}Zn_{0,17}Fe_{0,02})_{1,96}]_{11,96}(Sb_{0,56}As_{1,28}Te_{2,23})_{4,04}(S_{12,77}Se_{0,19})_{12,96}$	селенсодержащий голдфиллит
47	P-78-2	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{2,02}Zn_{0,14}Fe_{0,02})_{2,18}]_{12,18}(Sb_{0,53}As_{1,27}Te_{2,59})_{4,39}(S_{12,12}Se_{0,31})_{12,43}$	селенсодержащий голдфиллит-теннантит
48	P-71-13	$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{+2}_{1,40}Zn_{0,11}Fe_{0,05})_{1,56}]_{11,56}(Sb_{0,89}As_{1,68}Te_{1,96})_{3,53}(S_{12,35}Se_{0,57})_{12,92}$	селенсодержащий голдфиллит-теннантит
49	ПС-2	$[(Cu^{+}_{9,76}Ag_{0,24})_{10,00}Cu^{+2}_{2,10}]_{12,10}(Sb_{0,52}As_{0,91}Te_{2,20})_{3,63}S_{13,27}$	серебросодержащий голдфиллит
50	ПС-2	$[(Cu^{+}_{9,77}Ag_{0,23})_{10,00}(Cu^{+2}_{2,17}Zn_{0,05})_{2,22}]_{12,22}(Sb_{0,59}As_{0,89}Te_{2,31})_{3,79}(S_{12,89}Se_{0,11})_{13,00}$	(Ag, Se)-содержащий голдфиллит
51	ПС-4	$[(Cu^{+}_{9,99}Au_{0,01})_{10,00}Cu^{+2}_{2,10}]_{12,10}(Sb_{1,11}As_{0,38}Te_{2,66})_{4,15}(S_{12,68}Se_{0,05})_{12,73}$	(Au, Se)-содержащий голдфиллит
52	ПС-4	$[(Cu^{+}_{9,51}Ag_{0,25}Au_{0,24})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,18}Zn_{0,01})_{1,19}]_{11,19}(Sb_{0,22}As_{1,16}Te_{3,51})_{4,89}S_{12,92}$	(Au, Ag)-содержащий голдфиллит
53	ПС-90-26	$[(Cu^{+}_{9,28}Ag_{0,72})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,38}Zn_{0,23}Fe_{0,04})_{1,65}]_{11,65}(Sb_{0,60}As_{0,82}Te_{2,29})_{3,71}(S_{13,49}Se_{0,16})_{13,65}$	(Ag, Se)-содержащий голдфиллит
54	P-78-2	$[(Cu^{+}_{9,30}Ag_{0,70})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,39}Zn_{0,08}Fe_{0,35})_{1,82}]_{11,81}(Sb_{0,53}As_{0,54}Te_{2,74})_{3,81}(S_{12,97}Se_{0,42})_{13,39}$	(Ag, Se)-содержащий голдфиллит
55	Л-1-2	$[(Cu^{+}_{9,97}Ag_{0,03})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,98}Zn_{0,01})_{1,99}]_{11,99}(Sb_{1,36}As_{0,80}Te_{2,26})_{4,42}(S_{12,57}Se_{0,03})_{12,60}$	(Ag, Se)-содержащий голдфиллит
56	Л-1-2	$[(Cu^{+}_{9,56}Ag_{0,44})_{10,00}(Cu^{+2}_{2,13}Fe_{0,05})_{2,18}]_{12,18}(Sb_{1,18}As_{0,91}Te_{2,39})_{4,48}(S_{12,11}Se_{0,23})_{12,34}$	(Ag, Se)-содержащий голдфиллит
57	Л-1-2	$[(Cu^{+}_{9,24}Ag_{0,76})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,62}Fe_{0,09})_{1,71}]_{11,71}(Sb_{0,22}As_{1,98}Te_{2,56})_{4,76}(S_{12,26}Se_{0,27})_{12,53}$	(Ag, Se)-содержащий голдфиллит
58	Л-1-2	$[(Cu^{+}_{9,78}Ag_{0,22})_{10,00}(Cu^{+2}_{2,03}Zn_{0,02}Fe_{0,06})_{2,11}]_{12,11}(Sb_{0,13}As_{1,52}Te_{2,04})_{3,69}(S_{13,16}Se_{0,04})_{13,20}$	(Ag, Se)-содержащий голдфиллит
59	ПС-90-26	$[(Cu^{+}_{9,71}Ag_{0,29})_{10,00}(Cu^{+2}_{2,04}Zn_{0,34}Fe_{0,11})_{2,49}]_{12,49}(Sb_{0,89}As_{1,01}Te_{1,62})_{3,53}(S_{12,74}Se_{0,25})_{12,99}$	(Ag, Se)-содержащий голдфиллит-теннантит-тетраэдрит
60	Л-9	$[(Cu^{+}_{9,08}Ag_{0,92})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,83}Zn_{0,49}Fe_{0,51})_{2,83}]_{12,83}(Sb_{1,26}As_{1,58}Te_{1,98})_{3,82}(S_{11,96}Se_{0,39})_{12,35}$	(Ag, Se)-содержащий голдфиллит-теннантит-тетраэдрит
61	Л-1-2	$[(Cu^{+}_{9,99}Ag_{0,01})_{10,00}(Cu^{+2}_{1,10}Zn_{0,77}Fe_{0,02})_{1,89}]_{11,89}(Sb_{0,92}As_{1,33}Te_{1,52})_{3,77}(S_{13,10}Se_{0,26})_{13,36}$	(Ag, Se)-содержащий голдфиллит-теннантит-тетраэдрит



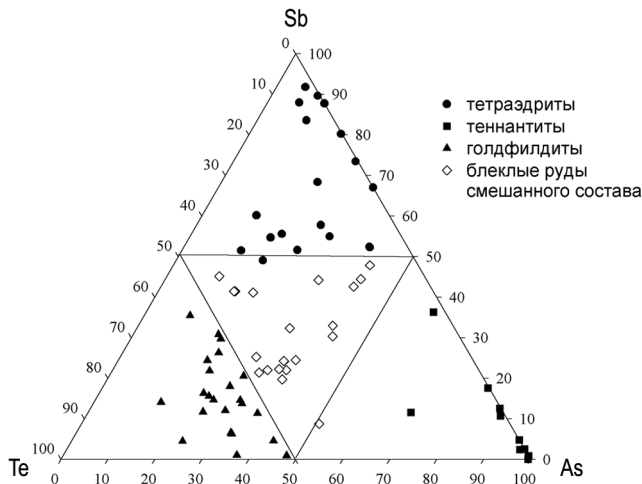


Рис. 1. Диаграмма составов блеклых руд.

пределении полуметаллов, а также одно- и двухвалентных металлов в установленных видах блеклых руд наблюдается определенная закономерность, которая рассмотрена ниже.

### Полуметаллы

**Мышьяк.** Содержание этого элемента в блеклых рудах варьирует от 0.79 до 18.58 мас. %. Наибольшие его количества (за исключением, естественно, теннантитов) отмечаются в смешанных разновидностях блеклых руд (в среднем 4.96 мас. %), тогда как наименьшие характерны для голдфилдитов (среднее значение не превышает 1.00 мас. %). Для сурьмянистых блеклых руд (тетраэдритов) среднее значение составляет 3.96 мас. %.

**Сурьма.** Содержания ее изменяются от 0.24 до 27.41 мас. %. При этом среднее значение для смешанных блеклых руд составляет (в мас. %) 9.41, для голдфилдитов – 4.79, а для теннантитов – 2.95. Таким образом, содержание сурьмы в блеклых рудах Прасоловского месторождения примерно в два раза превышает содержание мышьяка, что подтверждает сложившееся представление о том, что блеклые руды золото-серебряных месторождений Тихоокеанского пояса характеризуются сурьмяной спецификацией [11].

**Теллур.** Распределение этого элемента в блеклых рудах крайне неравномерно. Его содержание в голдфилдитах достигает 25.91 мас. %, в то время как в теннантитах его среднее значение всего лишь 0.83 мас. %. В смешанных и сурьмянистых блеклых рудах среднее содержание теллура составляет, соответственно, 10.33 и 2.99 мас. %. Анализ диаграммы соотношения Te и суммы As и Sb (рис. 2) показывает, что между этими элементами существует устойчи-

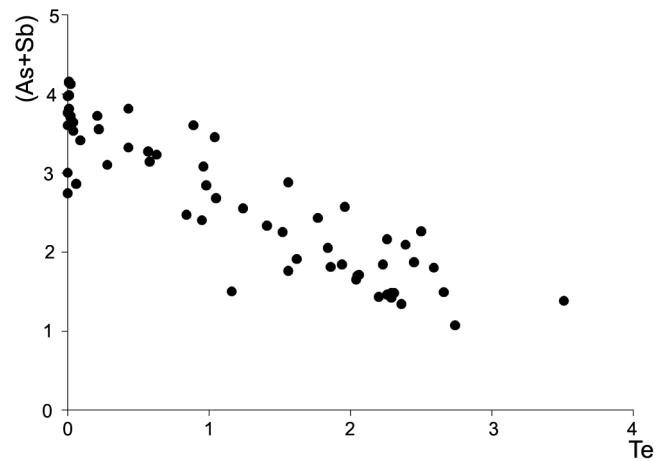


Рис. 2. Диаграмма зависимости количества Te от As + Sb (в форм. ед.).

чивая обратная корреляционная зависимость, а именно, с увеличением количества теллура уменьшается содержание сурьмы и мышьяка и, соответственно, наоборот. Такое взаимоотношение между рассматриваемыми элементами позволяет говорить, что, скорее всего, теллур в структуре блеклых руд изоморфно замещает сурьму и мышьяк. Но учитывая то, что в сурьмянистых блеклых рудах содержание его более чем в три раза выше, чем в мышьяковистых, можно заключить, что для блеклых руд Прасоловского месторождения предпочителен изоморфизм в паре Te – Sb, нежели Te – As. Аналогичная тенденция изоморфизма между рассматриваемыми полуметаллами в блеклых рудах отмечается и в ряде других месторождений [9, 12, 13].

**Висмут.** Для блеклых руд Прасоловского месторождения, наряду с теллуrom, сурьмой и мышьяком, характерно присутствие еще и висмута. Однако количества его незначительны (от 0.13 до 0.87, в единичном случае 12.16 мас. %), и приурочен он, главным образом, к смешанным блеклым рудам. Явно выраженной зависимости количества висмута от содержания других полуметаллов в рассматриваемых блеклых рудах не отмечается. В этой связи можно предположить, что висмут, скорее всего, изоморфно замещает все перечисленные полуметаллы приблизительно в равных количествах, что хорошо согласуется с данными Э.М. Спиридонова [13], который отмечает широкий изоморфизм в ряду As–Sb–Te–Bi для блеклых руд.

### Одновалентные катионы

Результаты рентгеноспектральных анализов показывают, что одновалентные катионы блеклых руд представлены  $\text{Cu}^+$ , Ag и Au, но количество их в разных минеральных видах существенно различно.

**Медь ( $Cu^+$ ).** Блеклые руды Прасоловского месторождения (равно как и некоторых других золоторудных вулканогенных месторождений, таких как Озерновское, Кочбулак, Кайрагач и др. [5, 6, 14 и др.]) характеризуются высокими содержаниями меди (табл. 1, 2), т.е. являются высокомедистыми. При этом, медь занимает позиции как одновалентных, так и двухвалентных катионов. Ввиду отсутствия надежных аналитических критериев для определения количеств  $Cu^+$  и  $Cu^{+2}$  расчет  $Cu^{+2}$  осуществлялся по формуле  $Cu^{+2} = Cu_{\text{общ.}} + Ag(Au) - 10$ , которая широко используется разными исследователями [8, 13]. По количеству  $Cu^+$  выделенные минеральные виды блеклых руд месторождения практически не различаются (в среднем 9.60–10.00 форм. ед.), за исключением, может быть, теннантитов, в которых, в единичных случаях, ее количество снижается до 7.5 форм. ед.

**Серебро.** Поскольку серебро в блеклых рудах изоморфно замещает  $Cu^+$ , то его содержание находится в прямой зависимости от этого элемента (рис. 3) и изменяется от 0.05 до 15.03 мас. %. Оно встречается во всех минеральных видах, но частота встречаемости его различна. Чаше всего серебро присутствует в смешанных блеклых рудах (8 анализов из 15) и голдфилдитах (9 анализов из 18), несколько реже в теннантитах (4 анализа из 10) и еще реже в тетраэдритах (6 анализов из 17). При этом, наибольшие его содержания отмечены в смешанных блеклых рудах (до 15.03 мас. %). Самые низкие концентрации серебра установлены в теннантитах (до 2.06 мас. %, за исключением единственного анализа с ураганным содержанием), т.е. в блеклых рудах с низкими содержаниями теллура. Это обусловлено, вероятно, тем, что теллур связал основную часть серебра, образовав такие теллуриды, как сивланит, гессит и другие. Отдельные минеральные виды содержат серебро в количествах более 1 форм. ед.

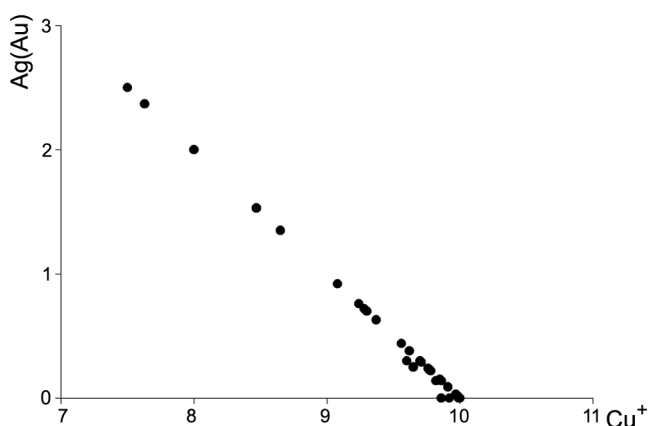


Рис. 3. Диаграмма соотношения в блеклых рудах  $Ag(Au)$  и  $Cu^+$  (в формульных единицах).

(табл. 2). В соответствии с этим, а также следуя рекомендациям Н.Н. Мозговой [7], среди блеклых руд можно выделить следующие внутривидовые разновидности: Ag-тетраэдрит, Ag-теннантит и Ag-голдфилдит-тетраэдрит.

**Золото.** Отмечено всего лишь в двух проанализированных образцах, где его содержание составляет 0.17 и 2.77 мас. %. Примечательно то, что оно присутствует в теллуристой блеклой руде, характеризующейся низким содержанием серебра, т.е. голдфилдите. Существует мнение, что теллуриды золота кристаллизуются на начальных этапах минералообразования, тогда как теллуриды серебра – на завершающих [13], и, если в растворе остается золото, то оно не образует собственных минералов, а изоморфно замещает медь вместо серебра в блеклых рудах. По-видимому, наш случай и есть пример данного варианта изоморфизма среди одновалентных катионов.

#### Двухвалентные катионы

Двухвалентные катионы блеклых руд Прасоловского месторождения, согласно данным рентгеноспектрального анализа, представлены  $Cu^{+2}$ , Fe, Zn и Pb, содержания которых в разных минеральных видах также значительно варьируют (рис. 4).

**Медь ( $Cu^{+2}$ ).** Присутствует во всех минеральных видах, но наибольшие ее содержания (более 1.5 форм. ед. из возможных 2) выявлены в голдфилдитах и смешанных блеклых рудах (рис. 5). Среднее количество двухвалентной меди в тетраэдритах составляет порядка 0.8 форм. ед. Меньше всего  $Cu^{+2}$  содержится в теннантитах (в среднем до 0.3 форм.

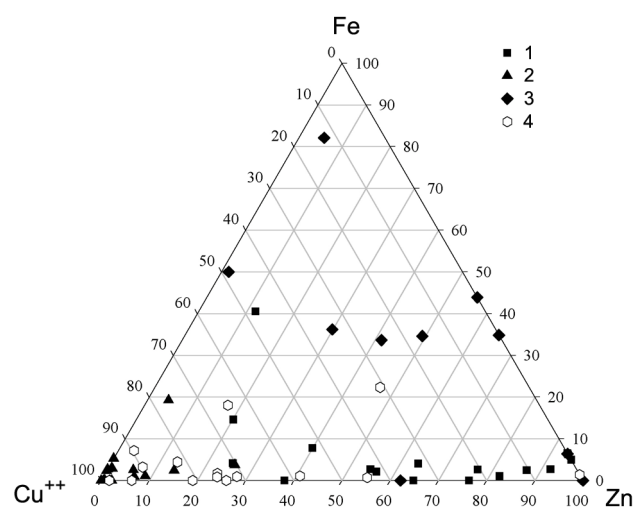


Рис. 4. Диаграмма количественного соотношения двухвалентных катионов в различных минеральных видах блеклых руд.

1 – тетраэдриты, 2 – голдфилдиты, 3 – теннантиты, 4 – смешанного типа.

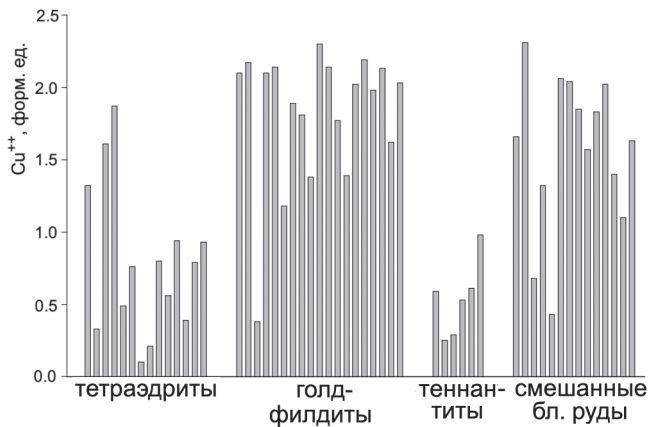


Рис. 5. Распределение  $\text{Cu}^{2+}$  в различных минеральных видах блеклых руд.

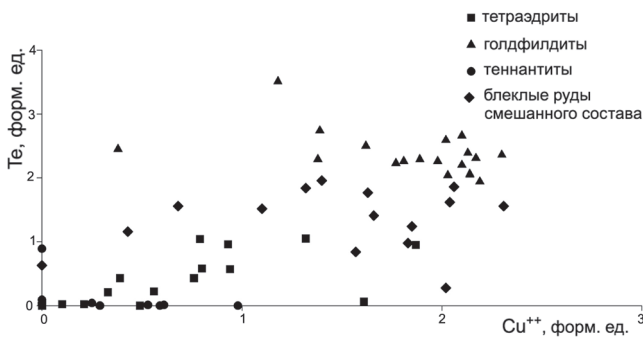


Рис. 6. Диаграмма зависимости содержания  $\text{Cu}^{2+}$  от количества Te.

ед.). Анализ распределения двухвалентной меди в различных минеральных видах показывает, что, в целом, ее количество находится в прямой корреляционной зависимости от содержания в блеклых рудах теллура (рис. 6). Аналогичная тенденция отмечается и для некоторых других золото-серебряных месторождений [7].

**Цинк.** Наряду с  $\text{Cu}^{2+}$  и Fe данный элемент является наиболее обычным двухвалентным металлом блеклых руд и находится с ними в изоморфной смеси [7]. В соответствии с этим, его количество, во многом, определяется содержанием этих элементов и, в частности,  $\text{Cu}^{2+}$ . Согласно данным рентгено-спектрального анализа, практически все блеклые руды Прасоловского месторождения содержат цинк (рис. 7). Однако количество его в разных минеральных видах крайне неравномерное и изменяется от 0.04 до 7.53 мас. %. Результаты кристаллохимического пересчета показывают, что тетраэдрит и теннантит содержат цинк в количествах более 1 форм. ед. Это позволяет выделить среди блеклых руд такие внутривидовые разновидности, как Zn-тетраэдрит и Zn-тен-

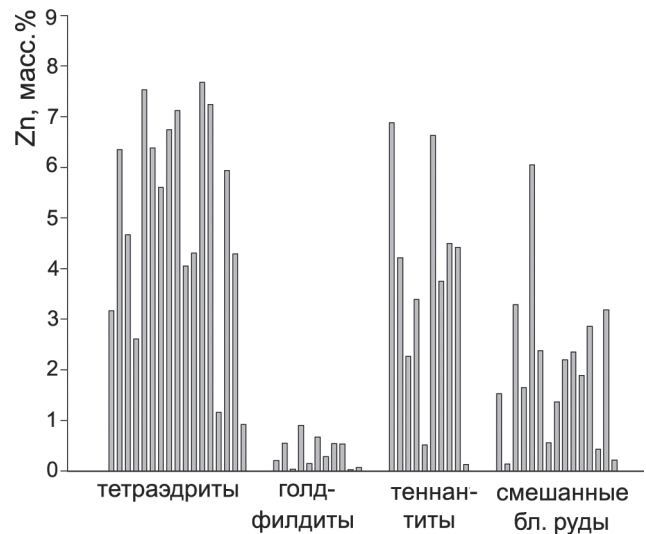


Рис. 7. Распределение Zn в различных минеральных видах блеклых руд.

нантит. При этом отмечается четкая прямая корреляционная зависимость в паре Sb–Zn (рис. 8). В то же время, в голдфилдитах и смешанных блеклых рудах (где теллура более 1 форм. ед.), т.е. теннантит-голдфилдитах и тетраэдрит-голдфилдитах содержание цинка низкое (от 0.01 до 0.6 форм. ед., рис. 9). Выявленная специфическая особенность изученных блеклых руд, как установлено Н.Н. Мозговой для ряда других месторождений [7], является характерной чертой состава теллуристых блеклых руд.

**Железо.** Данный металл, как и предыдущие два, присутствует во всех минеральных видах блеклых руд, однако его содержание на порядок меньше (табл. 1). Среднее значение его не превышает 0.2 мас. %, и лишь для теннантитов оно составляет 0.6 мас. %. Пересчет анализов на кристаллохимические формулы показал, что в одной пробе, соответствующей теннантиту, количество железа составляет 1.88 форм. ед. (рис. 10), что дает основание отнести данную блеклую руду к внутривидовой разновидности – Fe-теннантит.

**Свинец.** Отмечен лишь в трех пробах (две из них – теннантит, а одна – блеклые руды переменного состава) в количествах 0.12, 0.25 и 2.53 мас. %, соответственно. В виду малых количеств и редкой частоты встречаемости этого металла, определенной зависимости от других химических элементов не установлено, но считается [7], что он изоморфно замещает двухвалентные металлы.

#### Анионная группа

Анионная группа блеклых руд представлена серой, количество которой обычно [13] составляет 24–

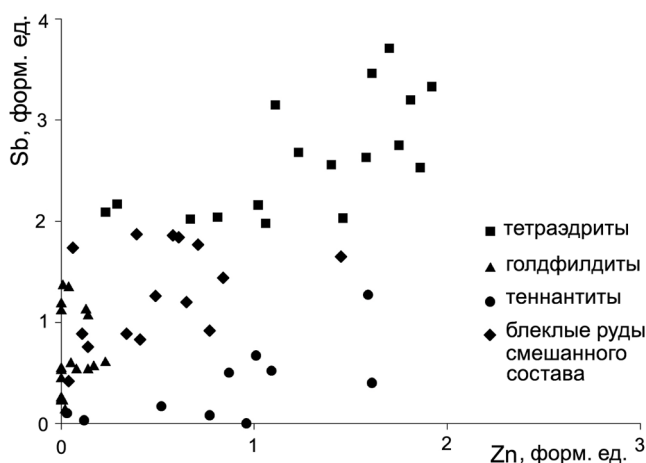


Рис. 8. Диаграмма зависимости содержания Zn от количества Sb.

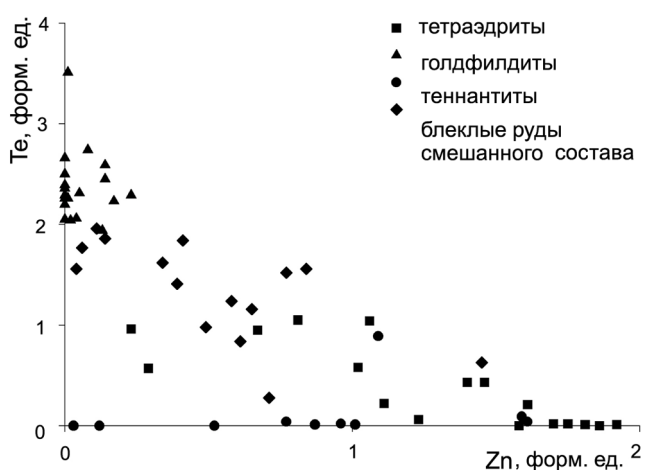


Рис. 9. Диаграмма зависимости содержания Zn от количества Te.

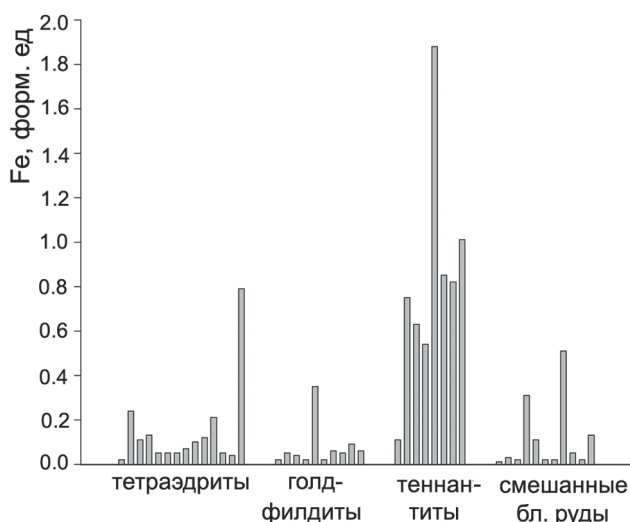


Рис. 10. Распределение Fe в различных минеральных видах блеклых руд.

28 мас. % (или 13 форм. ед.), и селеном, который изоморфно замещает серу [7].

**Сера.** Для блеклых руд Прасоловского месторождения ее содержания варьируют в пределах 23.01–29.84 мас. %. При этом, минимальные значения этого диапазона отмечаются, главным образом, для голдфилдитов (т.е. теллуристых блеклых руд), а максимальные – для теннантитов, т.е. мышьяковистых (практически безтеллуристых) блеклых руд. Возможно, это объясняется некой геохимической зависимостью между этими элементами, обусловленной их термодинамическими свойствами.

**Селен,** согласно данным рентгеноспектрального анализа, присутствует во всех минеральных типах блеклых руд, без явного преобладания в каком-либо из них. Следует только отметить, что в блеклых рудах переменного состава среднее содержание селена немного выше (1.05 мас. %), чем в голдфилдитах, тетраэдритах и теннантитах (0.73, 0.51 и 0.24 мас. %, соответственно). Изоморфное замещение селеном серы, а не теллура в блеклых рудах объясняется тем, что Te (равно как и Se) в соединениях с металлами проявляет валентность -2, а с неметаллами – +4, +6. Селен же в соединениях с неметаллами имеет валентность +2, +6. Поскольку Te в блеклых рудах присутствует в четырехвалентном состоянии, то, естественно, предпочтителен изоморфизм S–Se.

Завершая описание особенностей химического состава блеклых руд, следует также отметить нестехиометричность их кристаллохимических формул (табл. 2), основными причинами которой являются, с одной стороны – широкий изоморфизм элементов, а с другой – прецизионность выполненных анализов.

#### ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БЛЕКЛЫХ РУД

Результаты изучения особенностей химического состава блеклых руд Прасоловского месторождения из различных минеральных типов руд (т.е. в разных минеральных ассоциациях) позволяют выделить 4 генерации и установить последовательность кристаллизации их минеральных видов и разновидностей (табл. 3).

**Блеклые руды ранней (1) генерации** представлены теннантитами, цинкистыми теннантитами (с содержанием Zn от 4.42 до 6.88 мас. %) и теннантит-тетраэдритами из группы переменного состава (смешанных). Они характеризуются пониженными, в целом, значениями серебра, двухвалентной меди и незначительными содержаниями сурьмы и селена, но повышенными количествами железа и, соответственно, цинка (табл. 1). Минеральные выделения этой генерации локализуются в золото-пирит (халькопи-

Таблица 3. Распределение разновидностей блеклых руд по минеральным типам.

Тип руд, по А.Я. Данченко [2, 3]	Минеральный парагенезис	Разновидности блеклых руд
Золото-пирит (халькопирит) - кварцевый	пирит, халькопирит, сфалерит, самородное золото	теннантит, Fe-теннантит, Zn-теннантит, Se-содержащий Zn-теннантит, Ag-содержащий Zn-теннантит, (Ag, Se)-содержащий Zn-теннантит, (Ag, Se)-содержащий теннантит, Se-содержащий Ag-Fe-теннантит, Se-содержащий Zn-теннантит-тетраэдрит, Se-содержащий теннантит-тетраэдрит
Золото-полисульфидно-кварцевый	сфалерит, селенистый галенит, халькопирит, борнит, клаусталит, самородное золото	тетраэдрит, Zn-тетраэдрит, Se-содержащий Zn-тетраэдрит, Se-содержащий тетраэдрит, Ag-содержащий Zn – тетраэдрит, (Ag, Se)-содержащий Zn-тетраэдрит, (Ag, Se)-содержащий тетраэдрит, Ag-содержащий тетраэдрит, Ag-Zn - тетраэдрит
Ранняя стадия золото-теллуридно-кварцевого типа	халькопирит, пирит, сфалерит, креннерит, сильванит, самородные золото и теллур	голдфилдит-тетраэдрит, (Ag, Se)-содержащий голдфилдит-тетраэдрит, Bi-содержащий голдфилдит-тетраэдрит, Se-содержащий голдфилдит-тетраэдрит, Ag-голдфилдит-тетраэдрит, Se-содержащий Ag-голдфилдит-тетраэдрит
Поздняя стадия золото-теллуридно-кварцевого типа	самородное золото, клаусталит, сильванит, гессит, петцит, селенистый теллур, теллуриды (?) свинца и висмута, селенсодержащий теллурид висмута, виттихенит, акантит и минеральные фазы $Au(Ag,Cu)_4(Te,S)_2$ , $(Ag,Cu)_2(Te,S)$ , $(Cu,Ag)_2TeS_2$	голдфилдит, голдфилдит-теннантит, Se-содержащий голдфилдит, Se-содержащий голдфилдит-теннантит, Ag-содержащий голдфилдит, (Ag, Se)-содержащий голдфилдит, (Au, Se)-содержащий голдфилдит, (Au, Ag)-содержащий голдфилдит, (Ag, Se)-содержащий голдфилдит-теннантит-тетраэдрит

рит)-кварцевом типе руд, где ассоциируют с пиритом, а также образуют тесные сростания с халькопиритом, совместно с которым замещаются более поздним ковеллином. Кроме того, для блеклых руд данной генерации характерны включения самородного золота и сфалерита (размером от 0.008 до 0.1 мм), приуроченные преимущественно к их центральным частям.

**Блеклые руды 2 генерации** представлены тетраэдритами и их внутривидовыми разновидностями, которые содержат незначительные примеси теллура и мышьяка (табл. 1). Для них так же, как и для блеклых руд 1 генерации, характерно повышенное содержание цинка (до 7.68 мас. %), но в отличие от них отмечаются более высокие содержания Ag (до 8.45 мас. %) и  $Cu^{+2}$  (до 1.87 форм. ед.) и незначительные количества Fe. Данная генерация блеклых руд выделяется в составе золото-полисульфидно-кварцевого минерального типа, где она встречается совместно со сфалеритом, галенитом с повышенным содержанием селена, халькопиритом, борнитом с продуктами распада твердого раствора, клаусталитом, а также с самородным золотом, которое присутствует в них в виде немногочисленных овальных включений (от 0.05 до 0.5 мм).

**Блеклые руды 3 генерации** образуют минеральные зерна смешанного состава, представленные разновидностями промежуточного ряда тетра-

эдрит-голдфилдит. Среди них, по данным рентгено-спектрального анализа, выделены теллуристые тетраэдриты (голдфилдит-тетраэдрит и Ag-голдфилдит-тетраэдрит) и сурьмянистые голдфилдиты (тетраэдрит-голдфилдит). Данные разновидности, в отличие от блеклых руд первых двух генераций, характеризуются еще большими содержаниями серебра (до 15.03 мас. %), теллура (15.03 мас. %), селена (1.83 мас. %),  $Cu^{+2}$  (до 1.85 форм. ед.), а также присутствием в различных количествах висмута, на фоне общего снижения цинка и железа (табл. 1). Вероятнее всего, блеклые руды 3 генерации соответствуют начальному этапу кристаллизации рудных минералов золото-теллуридно-кварцевого типа, поскольку они одновременно ассоциируют и с сульфидами (халькопирит, пирит, сфалерит и т. д.), и с теллуридами (креннерит, сильванит). Кроме того, отмечаются тесные сростания минеральных выделений данной генерации с самородным золотом и теллуром.

**Блеклые руды 4 генерации** – это преимущественно голдфилдиты и селенистые голдфилдиты (среднее содержание селена – 0.84 мас. %, против 0.58 мас. % для блеклых руд 3 генерации). Они характеризуются высокими содержаниями серебра,  $Cu^{+2}$ , висмута и, соответственно, селена при очень низких значениях цинка и железа (табл. 1, рис. 7, 10). В отдельных анализах голдфилдитов отмечается присутствие повышенных количеств мышьяка (до

9.03 мас. %). Аналогичная особенность выявлена также для самых поздних генераций блеклых руд Озерновского месторождения на Камчатке [14]. Минеральные выделения голдфилдитов и селенистых голдфилдитов ассоциируют с самородным золотом, теллуридами и селенидами (клаусталит, силванит, гессит, петцит, селенистый теллур, теллуру-селениды (?) свинца и висмута, селенсодержащий теллурид висмута), виттихенитом, акантитом, а также с минеральными фазами  $Au(Ag,Cu)_4(Te,S)_2$ ,  $(Ag,Cu)_2(Te,S)$ ,  $(Cu,Ag)_2TeS_2$ , впервые установленными автором на данном месторождении. Формирование этих фаз осуществлялось на заключительном этапе кристаллизации руд золото-теллуридно-кварцевого типа.

Таким образом, в соответствии с установленной последовательностью кристаллизации различных видов блеклых руд, эволюция их химического состава от ранних стадий к поздним представляется следующим образом: теннантиты (иногда с незначительными содержаниями серебра и сурьмы), тетраэдриты (иногда с незначительными содержаниями мышьяка, но повышенными содержаниями серебра и двухвалентной меди), тетраэдриты-голдфилдиты (иногда с незначительными содержаниями висмута), голдфилдиты (селенистые голдфилдиты).

Аналогичная эволюция химического состава блеклых руд отмечается и для некоторых других золото-серебряных месторождений. В частности, для блеклых руд большинства вулканогенных месторождений [13, 14] установлена сложная дифференциация слагающих их компонентов с резкими изменениями сурьмянистости, медистости, содержания серебра и других элементов, а также отмечено, что более поздние генерации блеклых руд обогащены Ag, Te, Se или Bi. При этом выявлено, что для одних Au-Ag вулканогенных месторождений ранние генерации блеклых руд отвечают теннантиту, более поздние – тетраэдриту, а еще более поздние – обогащенному серебром тетраэдриту. Для других – ранние генерации блеклых руд представлены теннантитом или мышьяковистым тетраэдритом, более поздние генерации – тетраэдритом, еще более поздние – теллуристым тетраэдритом, голдфилдитом и (или) селенистым голдфилдитом.

Считается [15], что такая эволюция химического состава блеклых руд во многом обусловлена химизмом исходного рудообразующего раствора (т.е. соотношением в нем Cu, Ag, Sb, As, Te и других элементов), а также физико-химическими характеристиками этих элементов при определенных термобарометрических условиях, обуславливающих их реакционную активность (т.е. способность образовывать

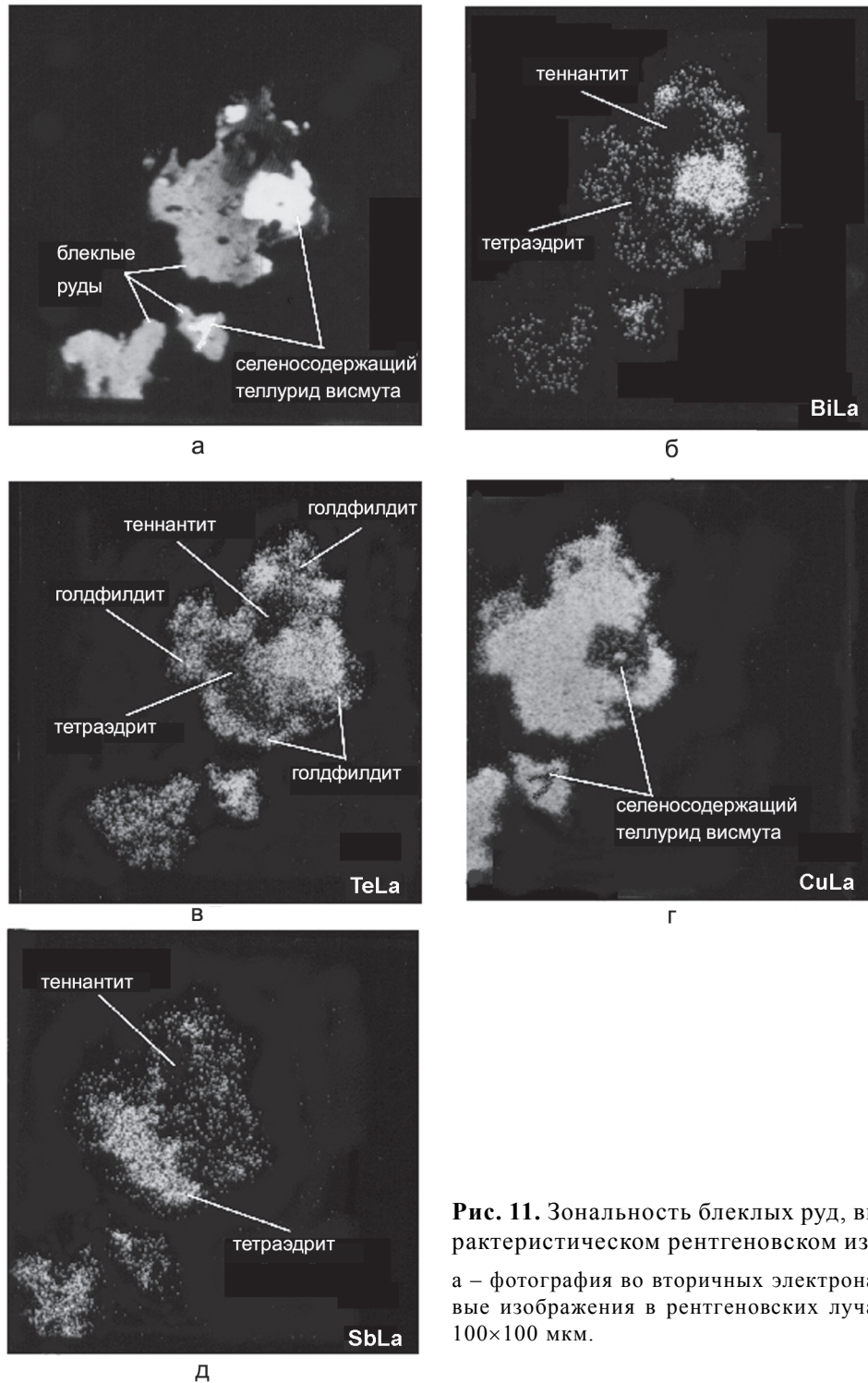
твердые фазы). В соответствии с этим, ранние блеклые руды характеризуются низкими содержаниями серебра и сурьмы, а в поздних генерациях концентрация указанных элементов повышается, тогда как концентрация мышьяка, железа и цинка снижается.

#### НЕОДНОРОДНОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА В БЛЕКЛЫХ РУДАХ

При микроскопическом изучении блеклых руд в шлифах было установлено, что они представлены не только однородными (т.е. мономинеральными) зернами, но и выделениями зонального (неоднородного) строения. При одинаковой отражательной способности они имеют слегка отличающиеся цветовые оттенки (зеленоватые, голубоватые, розоватые), что, скорее всего, обусловлено вариациями их химического состава. В этой связи автором был выполнен рентгеноспектральный анализ микронеоднородностей блеклых руд, который подтвердил, что они, в большинстве случаев, представляют собой сростки зерен с разным химическим составом (т.е. сростки различных минеральных видов).

На микроанализаторе JXA-5A (аналитик В.И. Сапин, ДВГИ ДВО РАН) зональные блеклые руды были подвержены площадному сканированию в режиме вторичных электронов, а также в характеристических рентгеновских лучах SbLa, AgLa, TeLa, BiLa, и CuLa (рис. 11). Анализ растровых изображений результатов сканирования показал, что микронеоднородная структура зональных блеклых руд обусловлена сосуществованием в одном выделении сразу нескольких минеральных фаз. То есть, каждое такое образование состоит из 2–3 гомогенных фаз неправильной формы, которые, срастаясь, образуют пятнисто-мозаичное или зональное строение. В качестве примера на рис. 11 представлены фотографии сканированных поверхностей трех выделений блеклых руд, в одном из которых (находящемся в срастании с минеральной фазой селенсодержащего теллурида висмута) отчетливо наблюдается такая неоднородность. На поверхности этого выделения в рентгеновских лучах висмута видно, что данный элемент распределен, главным образом, по периферии зерна и отсутствует в центральной части (рис. 11б). Растровые изображения этого же выделения, но в лучах теллура, показывают, что теллуром обогащены лишь узкие краевые части (рис. 11в). Аналогичное изображение в лучах меди показывает, что распределение этого элемента примерно равномерное (рис. 11г), в то время как на изображении в лучах сурьмы видно, что по данному элементу четко обособляется самостоятельное зерно (рис. 11д), которое также хорошо





**Рис. 11.** Зональность блеклых руд, выявленная в характеристическом рентгеновском излучении.

а – фотография во вторичных электронах; б–д – растровые изображения в рентгеновских лучах. Размер кадра 100×100 мкм.

отслеживается и по отсутствию теллура (рис. 11в). Таким образом, мы видим, что в пределах данного выделения блеклой руды четко обособляются три участка: первый, где отсутствуют Bi, Te и Sb и который соответствует, скорее всего, теннантиту; второй, который характеризуется отсутствием или незначительным содержанием Te и Bi, но высокими содер-

жаниями Sb и Cu, что позволяет диагностировать его как тетраэдрит, и третий (краевая часть рассматриваемого минерального выделения) – по высоким содержаниям Te, Cu и Bi, при практическом отсутствии Sb идентифицируется с голдфилдитом. Границы между этими участками расплывчатые, заливообразные, что указывает на их одновременное образование (т.е.

**Таблица 4. Изменение содержания химических элементов (мас. %) в разных фазах блеклых руд по результатам рентгеноспектрального анализа.**

№ образца	Точка наблюд.	Fe	Cu	Zn	Se	As	Te	Sb	S	Ag	Сумма
П-90-49/1	Центр 60	0	41.8	5.6	0	3.5	3.3	19.1	25.7	0	99.0
	Край 61	0	45.9	0.2	0.4	1.6	15.7	9.7	24.7	0	98.2
Л-1-2/1	Центр 22	2.7	41.8	0.9	0.5	4.5	7.5	15.5	25.3	0.9	99.6
	Край 23	0.4	35.0	0.2	0.9	2.9	12.9	12.1	23.4	12.4	100.2
ПС-2/1	Центр 22	0	46.7	0.1	0	6.0	11.9	3.0	25.5	0	93.2
	Край 23	0	45.2	0		4.1	16.8	3.8	25.5	2.5	97.9
Р-78-2/1	Центр 5	0.1	45.9	0.7	0.9	5.9	17.5	4.2	25.1	0	100.3
	Край 7	0.1	44.2	0.5	1.4	5.5	19.1	3.7	23.5	0	98.0
Л-8,9/1	Центр 1	3.1	45.2	4.4	0.3	15.8	0.1	5.5	27.3	0	101.7
	Край 2	1.7	40.8	1.9	1.8	6.9	7.3	9.1	24.6	5.8	99.9

*Примечание.* Условия съемки: рабочее напряжение – 25 КВ, ток поглощенных электронов на образце – 36 А, размер электронного зонда – 1–2 мкм, время экспозиции – 10 сек. Аналитики: Чубаров В.М., Сапин В.И.

последовательное обрастание теннантита тетраэдритом, а затем их обоих голдфилдитом). Образование таких многофазных блеклых руд может быть объяснено наложением, т.е. взаимодействием поздних порций рудогенерирующих растворов с ранними минеральными фазами блеклых руд с частичным замещением их вновь кристаллизующимися (более поздними) минеральными фазами.

Различия в химическом составе отдельных частей зональных блеклых руд подтверждаются и данными рентгеноспектрального анализа. В табл. 4 приведены данные о химических составах зональных блеклых руд в их центральных и краевых частях. Анализ этих данных показывает, что указанные части характеризуются различными содержаниями As, Sb, Te, Zn, Cu, Bi, Se и т. д. В частности, для одних таких выделений блеклых руд отмечается уменьшение содержания от центральных частей к краям As, Fe, Zn, но увеличение Sb, Cu и Ag (например, табл. 4, образец Л-8,9/1). Для других, наоборот, характерно уменьшение от центра к краю содержания Sb, Fe, Zn, но увеличение Te, Cu и Se (табл. 4, оставшиеся образцы).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог проведенным исследованиям особенностей химического состава блеклых руд Прасоловского месторождения, можно заключить, что они представляют собой сложные соединения переменного состава, характеризующиеся как значительными вариациями слагающих их химических элементов, так и количественными соотношениями последних. Наиболее распространенными элементами блеклых руд являются Cu, Ag, Zn, Fe, Pb, As, Sb, Te, Bi, S и Se. Согласно данным пересчета рентгеноспек-

тральных анализов на кристаллохимические формулы, среди блеклых руд выделены следующие минеральные виды – теннантиты, тетраэдриты, голдфилдиты и блеклые руды переменного состава. Кроме того, по соотношению двух- или одновалентных катионов они подразделены на несколько внутривидовых разновидностей, как то: Zn-тетраэдрит, Zn-теннантит, Fe-теннантит, Ag-тетраэдрит и Ag-теннантит. Среди смешанных блеклых руд также выделяется несколько междувидовых разновидностей – теннантит-тетраэдрит, теннантит-голдфилдит, голдфилдит-тетраэдрит, теннантит-тетраэдрит-голдфилдит и их разновидности – Zn-теннантит-тетраэдрит, Ag-голдфилдит-тетраэдрит. При этом следует подчеркнуть относительно высокую селенистость всех выделенных видов и разновидностей и висмутистость блеклых руд переменного состава (смешанных).

В результате сопоставления данных по химизму блеклых руд и приуроченности их к определенным минеральным ассоциациям в разных типах руд установлено, что в ходе рудоотложения существенно мышьяковистая генерация блеклых руд сменялась сурьмянистой, далее теллуристо-сурьмянистой, а затем теллуристой. Таким образом, отмечается отчетливая эволюция состава рудогенерирующих растворов от обогащенных мышьяком, цинком и железом на ранних стадиях до обогащенных сурьмой, теллуристом и селеном на поздних, что свидетельствует об различающихся физико-химических условиях образования различных минеральных типов руд Прасоловского месторождения.

Исследованиями Н.С. Бортникова с соавторами [1] установлено, что состав блеклых руд во многом определяется окислительно-восстановительным потенциалом рудоносных гидротерм. В частности,



окислительные условия благоприятствуют вхождению двухвалентной меди, теллура и селена в состав блеклых руд. В восстановительных условиях из растворов того же состава кристаллизуются, главным образом, тетраэдрит и теллуриды золота и серебра. Согласно экспериментальным данным М.С. Сахаровой [10], при высоких температурах (более 500° С) формируются, главным образом, мышьяковистые блеклые руды, в то время как существенно сурьмянистые – при температуре менее 400° С, а теллуристые, соответственно, – при еще более низких.

Таким образом, можно заключить, что формирование руд Прасоловского месторождения осуществлялось на фоне снижения температуры рудогенерирующих растворов и возрастания их окислительного потенциала от ранних стадий к поздним.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бортников Н.С., Генкин А.Д., Коваленкер В.А. Минералого-геохимические показатели условий гидротермального рудообразования // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987. С. 40–59.
2. Данченко В.Я. Золото-серебряная минерализация Большой Курильской гряды / Препринт. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1990. 63 с.
3. Данченко В.Я. Соотношение разных типов золото-серебряной минерализации в рудном поле островодужного вулканического пояса // Соотношение разных типов оруденения вулканоплутонических поясов Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения. Владивосток: ДВО РАН, 1991. С. 24–42.
4. Кемкина Р.А. Новые минеральные разновидности блеклых руд и особенности их химического состава Au–Ag месторождения о. Кунашир // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы IV междунар. междисциплинар. науч. симпоз. Хабаровск, 1998. С. 218–220.
5. Коваленкер В.А., Русинов В.Л. Голдфилдит: особенности химического состава, парагенезисы, условия образования // Минерал. журн. 1986. Т. 8, № 2. С. 57–70.
6. Коваленкер В.А., Некрасов И.Я., Сандомирская С.М. и др. Сульфидно-селенидно-теллуридная минерализация эпитеpmальных проявлений Курило-Камчатского вулканического пояса // Минерал. журн. 1989. Т. 8, № 6. С. 3–18.
7. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды (особенности химического состава и свойств). М.: Наука, 1983. 280 с.
8. Некрасова А.Н., Сандомирская С.М. Химический состав высокосеребристых блеклых руд из вулканогенных золото-серебряных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. Москва, 1979. Вып. 142. С. 19–22.
9. Новгородова М.И., Цепин А.И. Новый изоморфный ряд в группе блеклых руд // Зап. ВМО. 1978. Сер. 2. Ч. 107. Вып. 1. С. 100–110.
10. Сахарова М.С. Основные вопросы изоморфизма и генезиса блеклых руд // Геология руд. месторождений. 1966. № 1. С. 23–41.
11. Сахарова М.С. О зависимости химического состава блеклых руд от условий рудообразования // Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966. С. 109–118.
12. Спиридонов Э.М. Виды и разновидности блеклых руд и их рациональная номенклатура // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, № 2. С. 447–453.
13. Спиридонов Э.М. О видах и разновидностях блеклых руд и рациональной номенклатуре минералов группы. Некоторые замечания об условиях образования блеклых руд // Новые данные о минералах. Вып. 32. 1985. С. 128–146.
14. Спиридонов Э.М., Игнатова А.И., Шубина Е.В. Эволюция блеклых руд вулканогенного месторождения Озерновское (Камчатка) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1990. № 9. С. 82–94.
15. Hackbarth C.J., Petersen U. A fractional crystallization model for the deposition of argentian tetrahedrite / Econ. Geol. 1984. V. 79. N 3. P. 448–460.
16. Kemkina R.A., Belova A., Rybakova A. Mineral composition and texture-structure features of Au–Ag ore deposits / Fourth International Young Scholars Forum of the Asia-Pacific Regional Countries. Vladivostok. 2001. P. 116.

Рекомендована к печати

Н.А. Горячевым

#### R.A. Kemkina

### Fahlores of the Prasolovka volcanogenic Au-Ag deposit (Kunashir Island, Russian Far East)

Based on the electron microprobe analyses data, the complex and variable chemical composition of fahlores from the Prasolovka ore deposit has been established. The fahlores are characterized by significant variations of the chemical elements composing them and by a quantitative ratio of the latter. Based on the differences of the fahlore chemical composition, three mineral kinds and eleven intra-kind and inter-kind varieties are distinguished. The results of the comparison of the fahlore chemical composition and the confinement of the fahlores to certain mineral associations in different ore types allow the conclusion that during ore formation the generation of essentially arsenic fahlores was replaced by an antimony-rich generation, then by a tellurium-bearing antimony-rich generation, and still then, by a tellurium-rich one. The revealed evolution of the ore-forming solutions from the early to the late stages testifies of different physical-chemical conditions of formation of various mineral ore types at the Prasolovka deposit

**Key words:** gold-silver deposits, fahlores, mineral associations, chemical composition, mineral kinds, sequence of crystallization.

## О ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ ПРИМЕСЕЙ В ГАЛЕНИТЕ ПАРТИЗАНСКОГО СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

*Л.Ф. Симаненко*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Поступила в редакцию 25 июня 2006 г.

Исследованы условия нахождения и особенности химического состава галенита Партизанского скарново-полиметаллического месторождения на примере двух рудных тел – Второго Приконтактового тела и Больничной залежи. Партизанское месторождение было сформировано в два этапа: скарново-полиметаллический и серебро-сульфосольный. Основное количество галенита отложилось в течение первого этапа в составе продуктивной галенит-сфалеритовой ассоциации. Галенит продуктивной ассоциации Второго Приконтактового тела отчетливо различается по составу примесей. Галенит из прикорневой части рудных тел (горизонт -135 м) характеризуется устойчиво высокими концентрациями промышленно важных примесей висмута и серебра, имеющих как изоморфную, так и неизоморфную природу. Для средних горизонтов характерен галенит, практически стерильный в отношении изоморфных примесей и спорадически содержащий мелкие включения Ag-тетраэдрита. Вблизи верхней границы рудных тел (горизонт +285 м) галенит содержит повышенные концентрации серебра (и сурьмы) в основном за счет минеральных включений разнообразных серебряных минералов из сереброносной ассоциации второго этапа рудообразования. Галенит Больничной залежи на большом интервале глубины характеризуется повышенными концентрациями изоморфных примесей серебра и висмута. Среди механических примесей галенита Больничной залежи наиболее характерен самородный висмут.

**Ключевые слова:** скарн, галенит, примеси, серебро, висмут, сурьма, Приморье.

### ВВЕДЕНИЕ

Многочисленные публикации, содержащие сведения о химическом составе галенита, свидетельствуют, о том что он нередко содержит повышенные содержания различных элементов-примесей: Bi, Ag, Te, Se, Sb, As, Tl, Cu, Zn, Cd и Hg. При этом качественный состав и уровень концентрации обнаруженных в нем примесей могут широко варьировать не только в зависимости от типа месторождения, но даже в пределах рудного тела одного месторождения. В галените полиметаллических месторождений в наиболее заметных концентрациях и наиболее часто встречаются три элемента: висмут, серебро и сурьма [24]. Особую важность при изучении комплексных руд представляют исследования форм нахождения висмута и серебра в галените – примесей, имеющих промышленное значение. Кроме того, примесный состав галенита может вполне использоваться как дополнительный критерий при оценке условий образования месторождения и как важный элемент

прогнозной оценки распространения оруденения на глубину.

До середины 60-х годов прошлого века, когда аппаратура, обладающая высокой разрешающей способностью, еще не была доступна в полном объеме для минералогических исследований, в публикациях имели место неполные или даже ошибочные выводы о формах нахождения примесей в галените. В настоящее время с помощью локального рентгеноспектрального электронно-зондового анализа, просвечивающей и сканирующей электронной микроскопии с микродифракцией и микроанализом, рентгенографического анализа, методов измерения различных физических характеристик стало возможным более объективное определение природы и уровня содержания элементов-примесей в галените.

Общеизвестны две основные формы вхождения примесей в галенит: изоморфная и механическая, или минеральная. Механическая форма включает в себя как видимые включения ассоциированных с га-

ленином минералов, так и субмикроскопические (невидимые под оптическим микроскопом) минеральные включения, в том числе эпитаксиальные сростания галенита с сопутствующими минералами, выявляемые с помощью сканирующего электронного микроскопа [11]. Исследования последних лет показали, что природа включений в галените и методы их изучения не ограничиваются вышеперечисленным. Например, для идентификации примесных атомов в структуре минерала в последние годы стали с успехом применять EPR-спектроскопию [17].

Несмотря на то, что большинство исследователей в настоящее время понимают, что в одном образце минерала могут одновременно присутствовать примеси различной природы, определение всех форм вхождения примесей в минерал и выявление их точного количественного соотношения до сих пор вызывают затруднения.

#### О ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ СЕРЕБРА, ВИСМУТА И СУРЬМЫ В ГАЛЕНИТЕ

*Представляется полезным дать краткий обзор наиболее значимых публикаций, затрагивающих проблему изучения форм нахождения примесей в галените*

Галенит, в котором присутствует более 0.5 вес. % структурных примесей других (кроме свинца) металлов, Eugene Foord [24] предложил называть твердым раствором галенита (galena solid solution). Результаты одного из наиболее ранних исследований природного твердого раствора галенита представлены в работе Д.О. Онтоева с соавторами [5]. Более поздние исследования образцов галенита из различных месторождений мира, выполненные уже с применением электронного зонда, подтвердили и усовершенствовали ранние представления о существовании природных твердых растворов на основе галенита [1, 4, 19, 22, 23, 25, 27–29, 31].

Наиболее распространенным типом природных твердых растворов галенита является матильдитовый тип. Экспериментальные исследования системы Pb–Ag–Bi–S показали, что значительные концентрации одновременно висмута и серебра в галените обусловлены существованием высокотемпературной кубической модификации матильдита  $\alpha$ -AgBiS<sub>2</sub>, которая изоструктурна с галенитом и образует с ним при температуре выше 220°C полный твердый раствор [33, 34]. В рассматриваемом случае имеет место гетеровалентный изоморфизм по схеме  $2\text{Pb}^{2+} \leftarrow \text{Ag}^+ + \text{Bi}^{3+}$ . А.А. Годовиков [2] предложил даже специальное название для галенитов, содержащих изоморфные примеси серебра и висмута в эквива-

лентных количествах, отвечающих соотношению этих элементов в формуле матильдита, – матильдогалениты. О существовании в природе твердого раствора галенит–матильдит сообщается во многих публикациях [5, 18, 20, 24]. Известные в природе мирмекитоподобные прорастания галенита и матильдита обычно связывают с распадом Ag, Bi-содержащего твердого раствора галенита при температуре ниже 215°C [24]. Иногда матильдит рассматривается как минеральная фаза, кристаллизующаяся одновременно с галенитом [21].

Если в системе имеется заметная концентрация висмута при отсутствии серебра и сурьмы, возникает твердый раствор галенит-беегеритового типа. Исследование системы PbS–Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub> показало, что в галените возможен изоморфизм по схеме  $3\text{Pb}^{2+} \leftarrow 2\text{Bi}^{3+}$ . В этом случае при компенсации зарядов происходит изменение числа атомов. Поскольку такой изоморфизм не является совершенным, а кристаллическая структура беегерита отличается от галенитовой, Bi-содержащий твердый раствор галенита при снижении температуры распадается с образованием мелких пластинчатых включений беегерита в галените. Подобные микровключения беегерита наблюдались Д.О. Онтоевым [5] в галените Букуинского месторождения. Согласно Д.О. Онтоеву, галенит-беегеритовый твердый раствор может проявляться либо самостоятельно, либо одновременно с галенит-матильдитовым с образованием сложного двойного твердого раствора.

Интересно отметить, что, по мнению Д.О. Онтоева [5], обнаруженные Л.Н. Хетчиковым [15] мелкопластинчатые включения галеновисмутита в галените скарново-полиметаллического месторождения Верхнее, вероятнее всего, являются беегеритом. Это предположение аргументируется тем, что, во-первых, галеновисмутит и беегерит не различимы оптически, а, во-вторых, из всех известных сульфовисмутитов свинца системы PbS–Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub> наиболее близко к галениту располагается беегерит.

Менее распространен в природе твердый раствор на основе галенита и миаргирита (AgSbS<sub>2</sub>). Согласно экспериментальным данным [16], вершина сольвуса в системе PbS–AgSbS<sub>2</sub> соответствует составу (PbS)<sub>0.75</sub>(AgSbS<sub>2</sub>)<sub>0.25</sub>, а растворимость AgSbS<sub>2</sub> в PbS составляет при 350°C – 10 мол.%, при 300°C – 4 мол.%, при 200°C – менее 2 мол.%. По данным С.Н. Ненашевой [4], при температуре ниже 400°C непрерывный ряд твердых растворов системы PbS–AgSbS<sub>2</sub> распадается на ограниченные твердые растворы и две промежуточные фазы Ag<sub>3</sub>PbSb<sub>3</sub>S<sub>7</sub> и AgPbSbS<sub>3</sub> (фрейеслебенит). Экспериментальными исследованиями тройной системы Ag<sub>2</sub>S–Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub>–PbS в

диапазоне 420–390°C [16, 26] установлено наличие области совместного существования фрейеслебенита ( $\text{AgPbSbS}_3$ ) и Ag-Sb-содержащего твердого раствора галенита. Однако присутствие включений фрейеслебенита в галените – явление очень редкое [11]. Наиболее часто в природных образцах галенита отмечаются микровключения диафорита ( $\text{Pb}_2\text{Ag}_3\text{Sb}_3\text{S}_8$ ) [19, 30, 32]. Наличие метастабильного сольвуса диафорит–галенит и энергетическая выгода появления диафорита в качестве продукта распада твердого раствора обсуждается в работе T.G. Sharp and P.R. Buseck [32].

Представляется также возможным растворение в галените высокотемпературного псевдокубического арамайонита  $\text{Ag}(\text{Sb},\text{Bi})\text{S}_2$  по схеме  $2\text{Pb}^{2+} \leftarrow \text{Ag}^+ + (\text{Sb}^{3+}, \text{Bi}^{3+})$ , обладающего близким к галениту параметром элементарной ячейки [6]. В природе арамайонитовый тип твердых растворов галенита достаточно редок, так как это соединение при низких температурах претерпевает полиморфное превращение в триклинную модификацию.

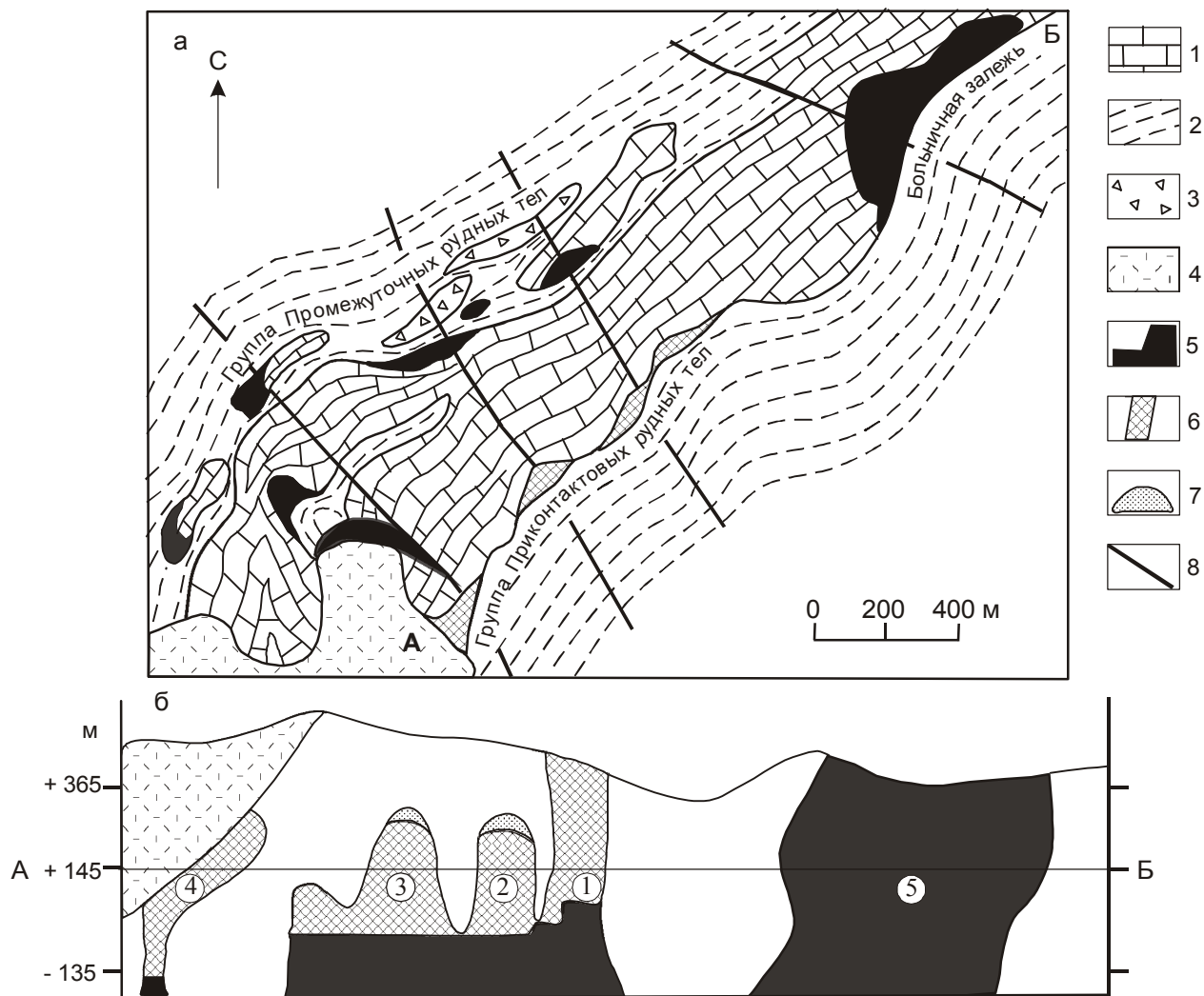
Еще реже встречаются твердые растворы галенитов, содержащие только серебро (без висмута и сурьмы). Van Hook [33] экспериментально установил, что серебро, как составная часть решетки галенита, может присутствовать лишь в крайне ограниченных количествах: даже при 700°C растворимость  $\text{Ag}_2\text{S}$  в галените составляет всего 0.4 мол.%. П. Рамдор [8] предположил, что в условиях, близких к гидротермальному минералообразованию, растворимость  $\text{Ag}_2\text{S}$  не превышает 0.1 для высокотемпературных и 0.01 мол.% для низкотемпературных руд. Последующие исследования галенита из многих месторождений мира подтвердили, что в основном его сереброносность связана с минеральными включениями серебряных и серебросодержащих минералов в матрице галенита. Так, например, определяющая роль механической формы нахождения серебра в галенитах некоторых свинцово-цинковых месторождений Дальнегорского района неоднократно подчеркивалась О.Л. Свешниковой [10, 11]. О.Л. Свешникова, изучая вопрос о форме вхождения серебра в минералы, применяла методику фазового анализа, дающую возможность одновременно определять общее количество серебра в галените, количество серебра, связанного с минеральными включениями, и вычислять содержание изоморфного серебра [14]. С помощью этой методики было показано, что во всех исследованных О.Л. Свешниковой галенитах доля изоморфного серебра невелика и обычно составляет не более 10% от общего количества серебра в галените.

Следует заметить, что для образования того или иного типа твердых растворов галенита имеют значение не только температура среды и концентрация рассматриваемых примесных элементов, но и общий парагенезис элементов в системе [24]. Так, например, если в системе наряду с Ag и Sb находятся еще Cu, Zn и другие металлы, то Sb и Ag предпочтительнее входят в состав блеклых руд и разнообразных сульфоантимонитов серебра [6]. По всей видимости, не является случайным и тот факт, что на тех месторождениях, где в твердых растворах галенита висмут резко доминирует над серебром, указанные галениты, как правило, тесно ассоциированы с широким спектром сложных Bi-Pb-Ag (Cu) сульфосолей.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе представлены результаты исследования особенностей химического состава галенита, отобранного с различных уровней глубинности Партизанского месторождения. С учетом результатов изученной ранее вертикальной зональности скарново-рудных тел [9, 12], в работе рассматриваются три уровня глубинности рудных тел: прикорневой (от гор. -200 м до гор. +5 м), средний (от гор. +5 м до гор. +250 м) и верхний (гор. +285 м). Изучение распределения примесных элементов в природном твердом растворе галенита проведено на примере двух рудных тел, прослеживающихся на большую глубину: (1) Второго Приконтактового тела, характеризующегося наиболее контрастной вертикальной минерало-геохимической зональностью, и (2) Больничной залежи, своеобразие которой состоит в том, что она, являясь самым крупным по объему рудным телом месторождения, характеризуется наиболее слабой вертикальной изменчивостью минерального состава руд и химического состава слагающих ее минералов (рис.1).

Изучение состава галенита проводилось количественным эмиссионным спектральным и локальным рентгеноспектральным анализом (микроанализаторы “Сamebax” и “JXA-5A”). Спектральные анализы галенита характеризуют составы мономинеральных фракций галенита, отобранных из крупно- и среднезернистых рудных штUFFов среднего и верхнего уровней Второго Приконтактового тела. Выявленный количественным спектральным анализом широкий спектр элементов-примесей в галените (Cd, Sb, Bi, Sn, Mo, Ag, Cu, As, Fe, Zn) охватывает все формы нахождения примесей. Чтобы оценить состав и количественный уровень изоморфных примесей под электронным зондом, при большом увеличении рудного микроскопа в зернах галенита тщательно выби-



**Рис. 1.** (а) – Схематический геологический план горизонта +145 м Партизанского месторождения; (б) – схема зональности группы Приконтактовых рудных тел в плоскости вертикального контакта тела триасовых известняков и вмещающих их раннемеловых терригенных пород (по данным В.Н. Колесникова).

1 – триасовые известняки; 2 – раннемеловые алевролиты и песчаники; 3 – осадочные брекчии с обломками известняков и кремнистых пород; 4 – позднемеловые туфы кислого состава; 5–7 – рудные тела: 5 – существенно цинковые руды ( $Pb/Zn < 0,5$ ) в ильваит-гранат-геденбергитовом скарне; 6 – свинцово-цинковые руды ( $Pb/Zn \approx 0,8$ ) в геденбергитовом скарне; 7 – свинцово-цинковые руды ( $Pb/Zn > 1$ ) в кварц-кальцитовой породе с наложенной сереброносной минерализацией; 8 – малоамплитудные сбросы.

Рудные тела: 1–Главное; 2 – Второе; 3 – Третье; 4 – Десятое, 5 – Большичная залежь.

рались области, свободные от микроворстков любых других минералов, а на микрозонде, непосредственно перед произведением анализа, исключались все места химической неоднородности галенита путем просмотра в режиме COMPO.

#### Минеральные ассоциации и характерные черты вертикальной зональности рудных тел

Вопросы геологического строения Партизанского месторождения неоднократно освещались в ли-

тературе многими исследователями и здесь не рассматриваются [3, 7, 9].

Основной объем руд был сформирован в течение раннего скарново-полиметаллического этапа минералообразования, в пределах которого выделяются четыре последовательные минеральные ассоциации: скарново-силикатная, кварц-арсенопиритовая, продуктивная галенит-сфалеритовая и пирротин-пирит-халькопиритовая. Сереброносные ассоциации позднего этапа минерализации проявлены на месторож-

дении ограничено: либо в самой верхней части рудных тел, либо на флангах месторождения [12].

На Партизанском месторождении установлена вертикальная рудная зональность, выраженная в смене от корневых к верхним частям рудных тел существенно цинковых руд с серебро-висмутовой геохимической специализацией типичными свинцово-цинковыми и далее, по восстанию рудных тел, серебро-сурьмяно-свинцово-цинковыми рудами. Выявленная зональность оруденения является комплексной, возникшей за счет совмещения стадийной (в связи с наложением продуктов позднего серебро-сульфосольного этапа на минеральные ассоциации раннего этапа) и фациальной (в пределах минерального комплекса раннего этапа) [12].

Зональность однотипно проявлена во всех рудных телах месторождения: в мелких (непротяженных по вертикали) телах Приконтактной группы зональность сжата, а в крупных – растянута (рис. 1). Ярким примером “растянутой” зональности является Больничная залежь. Благодаря малому вертикальному градиенту температуры в этой уникальной по объему залежи в интервале глубин от +145 м до -200 м вскрываются только существенно цинковые руды, характерные для прикорневых частей Приконтактных рудных тел (рис. 1).

#### Распространение и особенности химического состава галенита

В наибольших количествах галенит развит в продуктивной галенит-сфалеритовой ассоциации раннего этапа, в меньшем объеме он отмечается в составе минеральных образований позднего серебро-сульфосольного этапа.

В пределах продуктивной галенит-сфалеритовой ассоциации в вертикальном разрезе Приконтактных рудных тел отмечаются изменения в минеральном составе ассоциации, в количественном соотношении сфалерита и галенита (от корневых к верхним частям рудных тел отношение  $Pb/Zn$  в рудах изменяется от 0.1 до 1) и в химическом составе рудообразующих и второстепенных минералов. Таким образом, в зависимости от глубины проявления отчетливо выделяются две фациальные разновидности галенит-сфалеритовой ассоциации Второго Приконтактного тела: продуктивная ассоциация прикорневой зоны и продуктивная ассоциация средней и верхней зон рудного тела, которые будут охарактеризованы по отдельности. Как уже упоминалось выше, особенностью продуктивной ассоциации Больничной залежи является то, что на всех уровнях глубины залежи она по минеральному составу и химизму минералов сопоставима с продуктивной ассоциацией

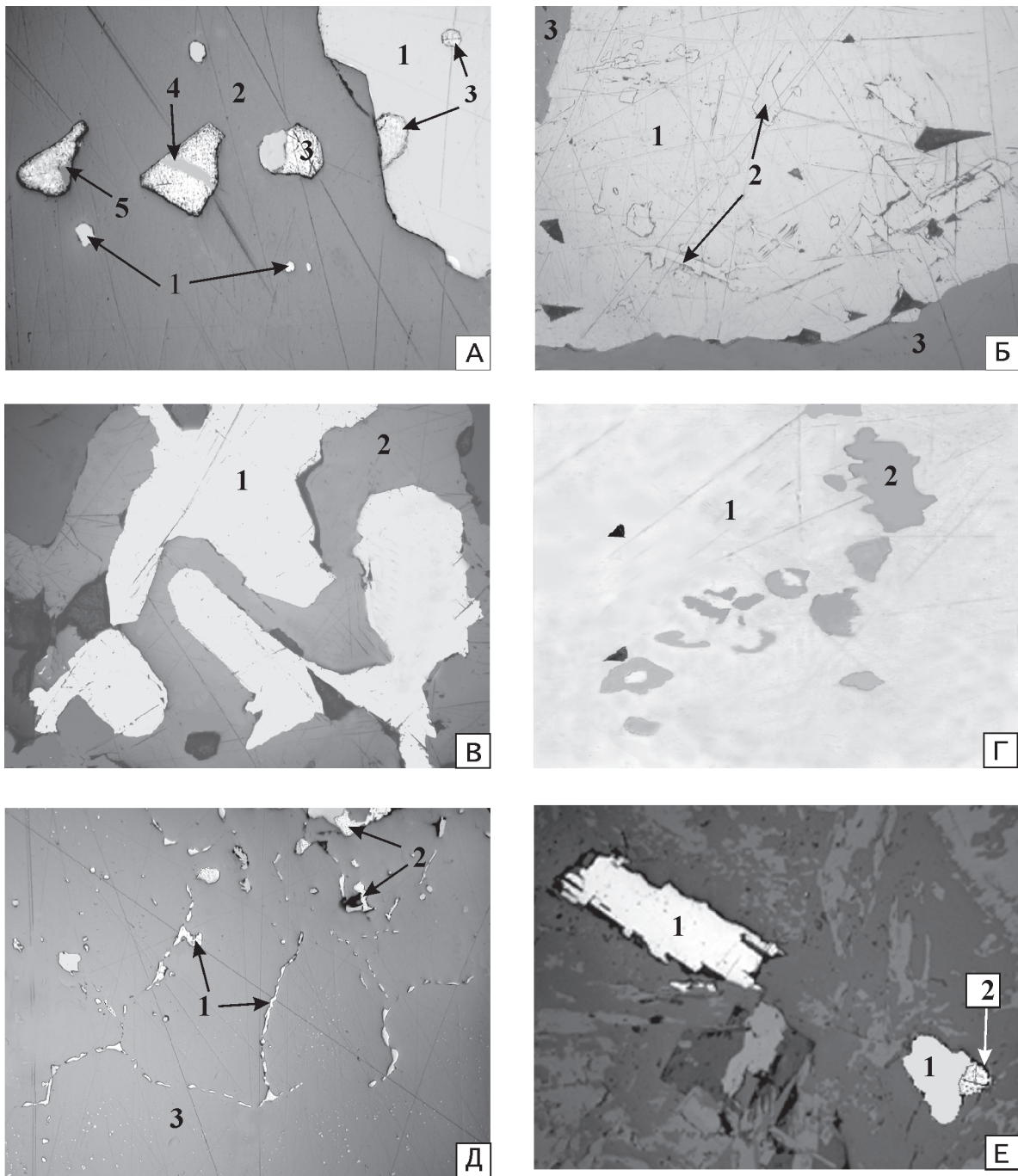
прикорневой зоны Второго Приконтактного тела, хотя и имеет свои геохимические особенности.

**Второе Приконтактное рудное тело. В прикорневой зоне** Второго Приконтактного тела доминирующим минералом галенит-сфалеритовой ассоциации является сфалерит, формирующий массивные агрегаты в геденбергитовом и геденбергит-гранат-ильваитовом скарне. Другие сопутствующие рудные минералы присутствуют в подчиненном количестве и рассредоточены в сфалеритовой матрице. Галенит встречается в виде мелких прожилково-пестельчатых агрегатов, отдельных вкраплений размером до 5 мм и гнездовидных обособлений (до нескольких см в поперечнике) в сфалерите, реже среди сростков скарных силикатов. Характерны тесные сростания галенита с разнообразными минералами висмута (сульфосоли лиллианит-густавитового ряда, козалит, галеновисмутит, муммеит, Ag-содержащий хейровскиит, виттит, селенистый жозеит А, хедлейит, Bi-содержащая блеклая руда) (рис. 2). Перечисленные Bi минералы образуют мономинеральные обособления, простые и сложные полиминеральные сростки, пространственно тяготеющие к выделениям галенита. Широкое развитие тонких мирмекитовидных сростаний Ag–Pb–Bi сульфосолей друг с другом или с Ag–Bi-содержащим галенитом не исключает возможный распад или разложение каких-то ранних минеральных соединений Bi (протоминералов) на наблюдаемые минеральные составляющие [13].

Галенит продуктивной ассоциации из прикорневой зоны Второго Приконтактного тела по уровню концентрации главных изоморфных примесей (серебра и висмута) и морфологии выделений отчетливо классифицируется на две группы. К первой группе относится галенит, образующий мелкую прожилково-пестельчатую вкрапленность в матрице сфалерита. Для галенита первой группы характерно содержание серебра в пределах 0.6–1.3 мас. % и висмута в пределах 0.9–2.6 мас. % (табл. 1). Отношение  $Bi/Ag$  варьирует в интервале 1.5–2.0. Такое соотношение висмута и серебра свидетельствует об изоморфном вхождении этих элементов в решетку галенита в виде матильдита ( $\alpha-AgBiS_2$ ).

Ко второй группе относится галенит, являющийся компонентом сложных полифазных гнездовидных обособлений в матрице сфалерита и образующий тесные прорастания с сульфосолями системы Ag–Pb–Bi–S и самородным висмутом. Содержание висмута в галените второй группы колеблется в пределах 2.27–4.86 мас. %, серебра – 0.29–1.20 мас. % (табл. 1). Отношение  $Bi/Ag$  в нём характеризуется широким диапазоном значений: от 2.2 до 14.86. В





**Рис. 2.** Характерные формы выделения галенита в полиметаллических рудах Партизанского месторождения. А – Г – Второе Приконтактовое рудное тело. Д, Е – Больничная залежь.

А – вкрапленные и гнездовидные выделения галенита (1) в сфалерите (2), ассоциированные с висмутовыми минералами (3 – самородный висмут, 4 – сульфосоли лиллианит-густавитового ряда, 5 – висмутин). Аншл. 571/15. Увел. 100. Б – мелкопластинчатые выделения галеновисмутита (2) в галените (1); 3 – сфалерит. Аншл. 571/3. Увел. 200. В – характер срастания главных рудных минералов продуктивной галенит-сфалеритовой ассоциации на горизонте +145 м. 1 – галенит; 2 – сфалерит. Аншл. 539/2. Увел. 100. Г – вкрапленность фрейбергита (2) в галените II (1) (сульфосолюно-галенит-халькопиритовая ассоциация II этапа минерализации). Аншл. 536/4. Увел. 300. Д – прожилково-петельчатая вкрапленность галенита (1) и вкрапленность самородного висмута (2) в сфалерите (3) Аншл. 563/7. Увел. 200. Е – вкрапленность галенита (1) в силикатном матрице скарна; 2 – самородный висмут. Аншл. 563/7. Увел. 200.

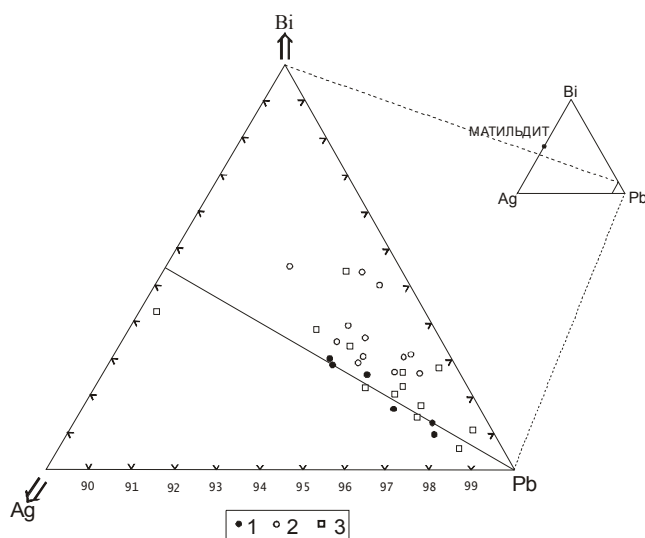
**Таблица 1.** Химический состав галенита продуктивной ассоциации из прикорневой зоны Второго Приконтактного тела (гор. -135 м). Данные локального рентгеноспектрального анализа в аншлифах, мас. %.

№ п/п	№ обр.	Морфологическая разновидность галенита	Ag	Bi	Zn	Pb	S	Se	Сумма	Bi/Ag
1	571/15	Мелкие гнезда галенита в сфалеритовом, матриксе, тесно ассоциированные с самородным висмутом и Ag-Bi-Pb сульфосолями	0.49	2.64	1.16	81.55	13.10	-	98.94	5.4
2			0.42	2.77	1.08	82.27	12.89	-	99.43	6.6
3			1.20	4.86	0.18	80.57	13.46	-	100.27	4.0
4			1.03	2.29	0.17	83.40	13.27	-	100.16	2.2
5			0.67	2.31	0.69	81.49	13.06	0.18	98.22	3.4
6			0.39	2.27	0.82	81.87	13.19	0.10	98.64	5.8
7	571/11	ассоциированные с самородным висмутом и Ag-Bi-Pb сульфосолями	0.41	4.68	0.87	80.24	12.92	-	99.12	11.4
8	0.29		4.28	0.28	80.84	12.76	-	98.45	14.8	
9	571/13	ассоциированные с самородным висмутом и Ag-Bi-Pb сульфосолями	0.88	3.46	0.30	81.97	13.04	-	99.65	3.9
10			0.80	3.20	0.24	82.13	13.11	-	99.48	4.0
11			1.16	3.20	н.о.	83.87	13.50	-	101.73	2.8
12	571/3	ассоциированные с самородным висмутом и Ag-Bi-Pb сульфосолями	0.96	2.68	н.о.	82.71	13.66	-	100.01	2.8
13			1.07	3.43	н.о.	83.08	13.42	-	101.0	3.2
14	571/4	Прожилково - петельчатая вкрапленность галенита в сфалеритовом матриксе	0.6	0.9	-	83.80	13.60	-	98.90	1.5
15			0.6	1.1	-	83.80	13.40	-	98.90	1.8
16			0.9	1.5	-	82.80	13.60	-	98.80	1.7
17	571/10	ассоциированные с самородным висмутом и Ag-Bi-Pb сульфосолями	1.3	2.5	-	80.20	13.60	-	97.60	1.9
18			1.3	2.6	-	81.80	13.60	-	99.30	2.0

*Примечание.* Анализы выполнены на электронных микроанализаторах JXA-5A (ДВГИ ДВО РАН; ан. 1–10, 14–18; аналитик В.И. Сапин) и “Camebax” (ИВ ДВО РАН; ан. 11–13; аналитик В.М. Чубаров). Прочерк – не обнаружено; н.о. – элемент не определялся. Медь, сурьма, теллур не обнаружены.

силу этого, для галенита второй группы следует предполагать вхождение висмута и серебра в форме не только  $\alpha$ -матильдита, но также других, более сложных соединений и/или одновременное присутствие в исследуемом поле галенита субмикроскопических включений висмутовых сульфоселей. Составы обеих групп твёрдых растворов галенитов изображены в виде точек на треугольной диаграмме (рис. 3). Как видно из диаграммы, составы твёрдых растворов галенита матильдитового типа располагаются на соединительной линии галенит–матильдит или очень близки к этой линии. Тогда как точки состава галенита второй группы, ассоциирующего с Pb-Bi-Ag сульфосолями и самородным висмутом и характеризующегося значительным преобладанием висмута над серебром, ложатся справа от соединительной линии галенит–матильдит.

Кроме того, типоморфной особенностью галенитов второй группы является постоянное присутствие изоморфной примеси Zn, что дополнительно свидетельствует о сложности состава высокотемпературных твёрдых растворов. Не исключено, что присутствие Zn в галениновом твёрдом растворе ока-



**Рис. 3.** Составы галенитов из продуктивной галенит-сфалеритовой ассоциации на диаграмме в координатах Pb–Bi–Ag (ат.%). 1, 2 – прикорневая зона Второго Приконтактного тела: 1 – галениты первой группы (Bi/Ag = 1,5–2,2); 2 – галениты второй группы (Bi/Ag = 2,3–14,9); 3 – Больничная залежь.



**Таблица 2. Содержание элементов-примесей в галените с верхнего и средних горизонтов Второго Приконтактового тела. Данные количественного спектрального анализа монофракций, мас. %.**

№ обр.	Гор. (м)	Ассоциация	Cd	Sb	Bi	Sn	Mo	Ag	Cu	As	Fe	Zn
536/2	+285	Преимущественно сульфосольно-галенит-халькопиритовая II этапа + продуктивная I этапа	0.0048	0.14	0.0008	0.0003	0.0003	0.077	0.01	0.03	0.1	0.005
539/5	+145	Продуктивная	0.0056	0.048	0.075	0.0003	0.0003	0.033	0.003	-	0.05	0.003
549/1	+75	галенит-	0.0030	0.048	0.0036	0.0003	0.0002	0.023	0.01	0.03	0.1	0.01
566/2	+5	- сфалеритовая I этапа	0.0046	0.060	0.0061	0.0001	0.0002	0.031	0.001	-	0.05	0.005

*Примечание.* Прочерк – не обнаружено. Аналитик Т.В. Ланкова.

зывало некоторое влияние на его нестабильность и способствовало его ступенчатому распаду на более упорядоченные фазы. Спорадически в галенитах второй группы фиксируется незначительная примесь селена, изоморфно замещающего серу.

Как показали минераграфические исследования, высокие сереброносность и висмутоносность галенита из прикорневой зоны Второго Приконтактового тела (а также из Больничной залежи) обусловлены повышенным содержанием не только изоморфных примесей висмута и серебра, но и обильным количеством минеральных форм этих элементов, которые в виде тонких включений наблюдаются в галените. К сожалению, оценить “валовое” содержание примесей с помощью количественного спектрального анализа в галените вышеуказанной локализации не удалось, так как он присутствует здесь в резко подчиненном (относительно сфалерита) количестве и отобрать мономинеральные пробы галенита не было возможности.

**В средней и верхней зонах Второго Приконтактового тела** соотношение главных рудообразующих минералов в составе продуктивной ассоциации изменяется. На средних горизонтах сфалерит лишь незначительно преобладает над галенитом. Структуры срастания этих главных сульфидов свидетельствуют об их близкой по времени кристаллизации. В верхней части рудных тел преобладает галенит, где он, как правило, является более поздним по отношению к сфалериту. Кроме рудообразующих минералов в составе галенит-сфалеритовой ассоциации в средней и верхней зонах рудных тел в незначительном количестве присутствуют халькопирит и Ag-тетраэдрит.

По данным количественного спектрального анализа, галенит продуктивной ассоциации среднего интервала оруденения содержит достаточно низкие концентрации примесей. Содержание Ag в галените

на средних горизонтах Второго Приконтактового тела составило 0.023–0.033 мас.%, Sb – 0.048–0.060 мас.% и Bi – 0.0036–0.075 мас. % (табл. 2). Электронно-зондовым методом, на микрорентгеновском анализаторе JXA-5A (ДВГИ) в галените средних горизонтов Второго Приконтактового тела наличие каких либо примесей в пределах чувствительности зонда не установлено.

В верхней части Второго Приконтактового тела (гор. +285 м), где в результате пространственного со вмещения продуктов двух этапов минерализации преобладает галенит из сульфосольно-галенит-халькопиритовой ассоциации второго серебро-сульфосольного этапа, выделить отдельно монофракцию галенита продуктивной ассоциации для исследования количественным спектральным анализом не удалось. По данным атомно-абсорбционного анализа, в галените продуктивной ассоциации из верхней части Второго Приконтактового тела обнаружены лишь тысячные доли процента Ag и Sb и десятитысячные доли процента Bi.

Характерной особенностью сульфосольно-галенит-халькопиритовой ассоциации второго этапа является наличие в главных сульфидах ассоциации – галените (II) и халькопирите – обильной вкрапленности серебряных минералов (пираргирит, стефанит, акантит, фрейбергит) (рис. 2 Г). Обычно галенит II наблюдается в виде гнезд и прожилков, пересекающих более ранний сульфидный агрегат.

По данным количественного спектрального анализа, галенит II содержит не менее 0.077 % Ag и 0.14 % Sb (содержания Bi при этом очень незначительные – 0.0008 %) (табл. 2). Минераграфическое изучение галенита II показало, что основная доля повышенных концентраций Ag и Sb обусловлена многочисленными микровключениями разнообразных сульфосолей серебра, акантита, самородного серебра. Однако микронзондовым методом были исследо-

Таблица 3. Химический состав галенита из руд Больничной рудной залежи. Данные локального рентгено-спектрального анализа в аншлифах, мас. %.

№ п/п	№ обр.	Горизонт (м)	Морфологическая разновидность галенита	Ag	Bi	Pb	S	Se	Сумма	Bi/Ag
1	1106/1	+ 150	Мелкая пятнистая	1.27	3.34	82.09	13.44	н.о.	100.14	2.6
2	1106/2	«	вкрапленность	1.03	2.99	83.47	13.37	н.о	100.86	2.9
3	1075	+ 145	галенита в	0.59	1.60	84.88	13.02	н.о	100.09	2.7
4	5Б	+ 75	сфалерите	0.61	2.29	83.24	13.43	н.о	99.57	3.8
5	3	«		0.80	1.85	83.85	13.82	н.о	99.32	2.3
6	563/6	«	Прожилково-петельчатая вкрапленность галенита в сфалерите	1.10	2.00	82.60	13.40	-	99.10	1.8
7	563/7	«	Вкрапленность галенита	2.90	3.90	79.70	13.30	-	99.80	1.3
8	«	«	в силикатном матриксе	0.70	1.20	83.10	13.70	0.30	99.00	1.7
9	«	«	скарна	1.10	1.50	83.70	13.30	0.10	99.70	1.4
10	529/6	«	Каймы галенита вокруг	0.20	1.00	85.20	13.50	-	100.00	5.0
11	529/7	«	зернистых агрегатов сфалерита	0.20	1.00	85.70	13.40	-	100.30	5.0
12	535	+ 5	Мелкая пятнистая	0.67	2.00	83.00	13.33	н.о	99.00	3.0
13	978	- 160	вкрапленность галенита	0.63	1.63	84.61	13.32	н.о	100.19	2.6
14	511/87	- 210	в сфалерите	0.50	0.50	84.90	13.30	-	99.20	1.0

*Примечание.* Анализы выполнены на электронных микроанализаторах JXA-5A (ДВГИ ДВО РАН; ан. 1–5, 12, 13; аналитик В.И. Сапин) и “Camebax” (ИВ ДВО РАН; ан. 6–11, 14; аналитик В.М. Чубаров). Прочерк – не обнаружено; н.о. – элемент не определялся. Медь, сурьма, теллур не обнаружены.

ваны и участки галенита II, свободные от каких либо видимых минеральных микровключений. В двух проанализированных точках определены серебро в пределах 0.02–0.07 % и сурьма – 0.02–0.04 %. Как известно, роль твердых растворов миаргиритового типа в природе далеко не первостепенна, но в ограниченных количествах твердые растворы в системе  $AgSbS_2$ – $PbS$  вполне допустимы.

В одной из проанализированных точек галенита II рентгеноспектральным методом обнаружено высокое содержание серебра (0.37 мас. %) без следов сурьмы и висмута в пределах чувствительности микрозонда. Согласно Van Hook [33], даже при весьма высоких температурах (700° С) растворимость  $Ag_2S$  в галените составляет всего 0.4 мол. %  $Ag_2S$ . Скорее всего, в данном участке галенита присутствуют тонкие микровключения самородного серебра или акантита, невидимые под оптическим микроскопом.

**Больничная рудная залежь.** Морфологические типы выделений галенита Больничной залежи более разнообразны – это неравномерно рассеянная и прожилково-петельчатая вкрапленность галенита в матриксе количественно доминирующего сфалерита (рис. 2 Д), вкрапленность и гнезда галенита в нерудном матриксе скарна (рис. 2 Е), галенит, образующий тонкие каймы обрастания вокруг полизернистых агрегатов сфалерита.

По уровню концентрации висмута и серебра первые два типа галенита близки между собой, характеризуются довольно широким разбросом значений

как по висмуту (0.50–3.90 мас. %), так и по серебру (0.50–2.90 мас. %). Отношение Bi/Ag варьирует в интервале 1.0–3.8 (табл. 3). Такой диапазон значений Bi/Ag предполагает вхождение висмута и серебра в решетку галенита как в форме  $\alpha$ -матильдита, так и в форме сложного двойного твердого раствора матильдит-беегеритового типа.

Третий морфологический тип галенита, представленный оторочками вокруг сфалеритовых гнезд и являющийся наиболее поздней его генерацией, отличается от первых двух типов заметно меньшими содержаниями как серебра (0.2 мас. %), так и висмута (1.0 мас. %) при значительном преобладании висмута над серебром (Bi/Ag=5.0).

Составы всех выделенных групп галенита Больничной залежи также представлены на треугольной диаграмме состава в координатах Pb–Bi–Ag (рис. 3). Галенит Больничной залежи, образующий вкрапленность в нерудном матриксе скарна на горизонте +75 м, в качестве изоморфной примеси содержит селен в количестве 0.1–0.3 мас. %.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В направлении от прикорневых зон к верхним зонам Второго Приконтактного тела происходит количественное уменьшение элементов-примесей (висмута и серебра) в галените. В прикорневой зоне установлено изоморфное вхождение этих элементов в кристаллическую решетку галенита I группы в виде матильдита; в решетке галенита II группы изоморфные

Bi и Ag присутствуют не только в форме матильдита, но и в форме других, более сложных соединений.

Повышенная сереброносность галенита на самом высоком горизонте Второго Приконтактового тела (+ 285 м) связана с наложением продуктов второго серебро-сульфосольного этапа на минеральные ассоциации первого этапа и обусловлена, главным образом, обильными механическими примесями минералов серебра.

Галениты Больничной залежи по содержанию Bi и Ag сопоставимы с галенитами прикорневых зон Второго Приконтактового рудного тела.

Данные по зональности состава галенита могут быть использованы при прогнозировании и оценке других рудных тел Партизанского месторождения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Болдырева М.М., Чернышева В.Ф. Рентгеновское изучение галенитов из месторождения Перевальное (Западный Карамазар) // Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр. 1965. № 2. С. 34–38.
- Годовиков А.А. Висмутовые сульфосоли. М.: Наука, 1972. 303 с.
- Добровольская М.Г., Балашова С.П., Заозерина О.Н., Голованова Т.И. Минеральные парагенезисы и стадии рудообразования в свинцово-цинковых месторождениях Дальнего рудного района (южное Приморье) // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35, № 6. С. 493–519.
- Ненашева С.Н. Экспериментальные исследования природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените // Труды ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 237. Новосибирск: Наука. 1975. 126 с.
- Онтюев Д.О., Ниссенбаум П.Н., Органова Н.И. Природа высоких содержаний висмута и серебра в галенитах Букукинского месторождения и некоторые вопросы изоморфизма в системе  $PbS-Ag_2S-Bi_2S_3$  // Геохимия. 1960. № 5. С. 414–426.
- Пароникян В.О. О форме нахождения серебра в галенитах некоторых месторождений Армянской ССР // Зап. ВМО. 1967. № 4. С. 456–459.
- Радкевич Е.А., Лобанова Г.М., Томсон И.Н. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья // Труды ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 34. 328 с.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр. лит. 1962. 1132 с.
- Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Симаненко Л.Ф. Состав и физико-химические условия кристаллизации сфалерита как отражение зональности Партизанского скарново-полиметаллического месторождения // Тихоокеан. геология. 1994. № 3. С. 72–82.
- Свешникова О.Л., Боярская Р.В. К вопросу о формах нахождения серебра в галенитах скарново-полиметаллических месторождений Дальнего Востока // Тез. докл. науч.-практ. конф. "Рудные месторождения Дальнего Востока – минералогические критерии прогноза, поиска и оценки". Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 41–42.
- Свешникова О.Л. О формах вхождения серебра в галенит некоторых свинцово-цинковых месторождений Дальнего рудного района Приморья // Новые данные о минералах. М., 2004. Вып. 39. С. 110–116.
- Симаненко Л.Ф. Минеральные ассоциации, зональность и генезис Партизанского скарново-полиметаллического месторождения (Дальнегорский рудный район): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1997. 28 с.
- Симаненко Л.Ф. Висмутовые и висмутсодержащие минералы в полиметаллических рудах Дальнегорского рудного района // Новые данные по магматизму и металлогении Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1998. С. 51–82.
- Тимербулатова М.И., Антипина А.А. Методы определения форм вхождения серебра в рудах Зырянского месторождения // Изв. АН Казах. ССР, сер. геол. 1971. № 2. С. 82–86.
- Хетчиков Л.Н. К вопросу о содержании висмута в галените // Сообщ. Дальневост. филиала АН СССР. 1958. № 9. С. 133–136.
- Amcoff O. The solubility of silver and antimony in galena // Neues Jahrb. Mineral., Monatsh. 1976. N 6. P. 247–261.
- Costagliola P., Benedetto F.D., Benvenuti M., Bernardini G.P., Cipriani C., Lattanzi P. F., Romanelli M. Chemical speciation of Ag in galena by EPR spectroscopy // American Mineralogist. V. 88. 2003. P. 1345–1350.
- Craig J.R. Phase relations and mineral assemblages in the Ag-Bi-Pb-S system // Miner. Deposita. 1967. V. 1. T 4. P. 278–306.
- Czamanske G.K., Hall W.E. The Ag-Bi-Pb-Sb-S-Se-Te mineralogy of the Darwin lead-silver-zinc deposit, southern California // Econ. Geol. 1976. V. 70. P. 1092–1110.
- Dobrev S. Peculiarities of Pb-Zn mineralisation in deposits from Yugovo ore field // Annual of the University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski". V. 45, part I. Geology. Sofia. 2002. P. 65–69.
- Dongbok Shin, Hee-In Park, Insung Lee, Kwang-Sik Lee, Jeong Hwang. Hydrothermal As-Bi mineralization in the Nakdong deposits, South Korea: insight from fluid inclusions and stable isotopes // The Canadian Mineralogist. 2004. V. 42. N 5. P. 1465–1481.
- Foord E.E., Shawe D.R., Conklin N.M. Multiple coexisting phases of galena and associated sulfosalts from the southern Toquima Range, Nevada and the Idarado mine, Ouray, Colorado // Geol. Soc. Am., Abstr. Programs. 1985. 17. P. 219.
- Foord E.E., Shawe D.R., Conklin N.M. Coexisting galena,  $PbS_{85}$  and sulfosalts: evidence for multiple episodes of mineralization in the Round Mountain and Manhattan gold districts, Nevada // Can. Mineral. 1988. V. 26. P. 355–376.
- Foord E.E., Shawe D.R. The Pb-Bi-Ag-Cu (Hg) chemistry of galena and some associated sulfosalts: a review and some new data from Colorado, California and Pennsylvania // Can. Mineral. 1989. V. 27. P. 363–382.
- Gaspar O., Bowles J.F.W., Shepherd T.J. Silver mineralization at the Vale da Gatas tungsten mine, Portugal // Mineral. Mag. 1987. 51. P. 305–310.
- Hoda S.N., Chang L.L.Y. Phase relations in the systems  $PbS-Ag_2S-Sb_2S_3$  and  $PbS-Ag_2S-Bi_2S_3$  // Amer. Miner. 1975. V. 60, N 7–8. P. 621–633.
- Karup-Moller S. A gustavite-cosalite-galena-bearing mineral suite from the cryolite deposit at Ivigtut, South Greenland // Meddelelser om Gronland 1973. V. 195. N 5. P. 1–40.

28. Karup-Moller S. Mineralogy of some Ag-(Cu)-Pb-Bi sulphide associations // Geol. Soc. Denmark Bull. 1977. V. 26. P. 41–68.
29. Karup-Moller S., Makovicky E. Ag- and Bi-rich heyrovskyite from the Bi-W-Mo mineralization at Castlegar, British Columbia // Can. Mineral. 1981. V. 19. P. 349–353.
30. Laflamme J.H.G., Cabri L. J. Silver and antimony contents of galena from the Brunswick No 12 mine // CANMET Mineral Sciences Laboratories Division Report MSL. 1986. 86–138. P. 1–13.
31. Nash J.T. Geochemical studies in the Park City district. II. Sulfide mineralogy and minor-element chemistry, Mayflower mine // Econ. Geol. 1975. V. 70. P. 1038–1049.
32. Sharp T. G., Buseck P. R. The distribution of Ag and Sb in galena: inclusions versus solid solution // American Mineralogist. 1993. V. 78. P. 85–95.
33. Van Hook H.J. The ternary system  $\text{Ag}_2\text{S}-\text{Bi}_2\text{S}_3-\text{PbS}$  // Econ. Geol. 1960. V. 55. N 4. P. 759–788.
34. Wernick J.H. Constitution of the  $\text{AgSbS}_2-\text{PbS}$ ,  $\text{AgBiS}_2-\text{PbS}$  and  $\text{AgBiS}_2-\text{AgBiSe}_2$  systems // Amer. Miner. 1960. V. 45. P. 591–598.

Рекомендована к печати

С.М. Родионовым

### *L.F. Simanenko*

#### **Forms of occurrence of admixtures in galena of the Partizansky base-metal skarn deposit (Primorye)**

This article concerns compositional peculiarities and mode of occurrence of galena from the Partizansky base-metal skarn deposit as exemplified by two orebodies – the Second Contact orebody and the Bol'nichny lode. The base-metal skarn ore at the Partizansky deposit was formed during two stages: base-metal skarn and silver-sulfosalt. The great bulk of galena was deposited at the first stage and occurs within the productive galena-sphalerite assemblage. In the Second Contact orebody, galena of the productive assemblage is well distinguished by its impurity composition depending on the depth of the assemblage occurrence. Galena from the root zone of the orebodies (the level of -135 m) is characterized by stable high concentrations of both isomorphic and nonisomorphic admixtures of silver and bismuth. In the middle horizons of the orebody, galena is practically free of admixtures structurally bound in solid solutions and has some microscopic inclusions of Ag-bearing minerals (basically, Ag-tetrahedrite). In the uppermost horizon (the level of + 285 m), inclusions of various silver minerals related to the late silver-sulfosalt stage of mineralization are abundant in galena. In the Bol'nichny lode at a great interval of its occurrence, galena is characterized by higher concentrations of isomorphic silver and bismuth, and it also contains abundant inclusions of native bismuth.

**Key words:** skarn, galena, admixtures, silver, bismuth, antimony, forms of occurrence, Primorye.

**ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ  
ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА.  
ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ\***

**А.Ю. Антонов**

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск*

Поступила в редакцию 2 августа 2002 г.

Обобщены результаты долговременных геологических и петролого-геохимических исследований мезозойско-кайнозойских магматических образований Станового хребта с целью выявления основных причин их зарождения и эволюции. Анализ материала показал, что широко варьирующие по составу позднемезозойские магматические образования Станового хребта формировались в различных фациях глубинности, от абиссальных до поверхностных. Большинство салических образований среди них по составу изменяются слабо, но мафические образования варьируют значительно и прежде всего на юго-востоке региона. При этом, на юго-востоке Становика примерно в равной степени присутствуют как субщелочные, так и низкощелочные магматические образования, в центральной его части – в большей степени субщелочные, а на северо-западе – только шошонит-латитовая серия. Данная зональность принципиально отличается от типично островодужной, так как в последней в каждой зоне проявляются вулканические породы, однотипные по щелочности. Близкие по щелочности и кремнеземистости эффузивные и интрузивные образования (а также шлировидные включения в гранитоидах региона) формировались из одних и тех же соответствующих по составу магм. К тому же, и мафические, и большинство салических магм формировались здесь в результате самостоятельных выплавок, а магмы промежуточного состава – по большей мере смешения контрастных по составу магм, т. е. салических и базитовых.

Выявлено, что весь имеющийся материал по магматизму региона лучше всего интерпретируется в рамках модели мантийного диапиризма. Так, в мезозое мантийные диапиры воздымались весьма медленно, причем на юрско-меловом этапе ( $J_3-K_1$ ) – по всей территории Становика, генерируя щелочные и субщелочные базальты, а в ранне-позднемеловой период – в его центральной и восточной частях, формируя низкощелочные базальты. В кайнозое же диапир воздымался весьма быстро, но только на небольшом восточном участке региона, сформировав щелочные базальты. В отличие от кайнозойских, мезозойские диапиры и мафические магмы активно воздействовали на формации земной коры, приводя к их флюидному преобразованию, а затем – к выплавлению из них огромных объемов соответствующих по составу салических магм, которые впоследствии взаимодействовали и смешивались с мафическими и формировали соответствующую вещественную зональность. При этом, максимум формирования коровых магм приходился на осевые области воздымания диапиров, где энергетическое воздействие максимально, а при удалении от оси все больше формировались уже не типичные интрузивные образования, а автохтонные гнейсогранитоиды.

**Ключевые слова:** магматизм, мезозой, кайнозой, геохимия, петрология, флюид, диапир, Становой хребет.

**ВВЕДЕНИЕ**

Важной целью науки является выявление причин зарождения и различных путей эволюции магматизма в разнообразных структурах фанерозойского

этапа развития Земли. Подход к ней осуществлялся путём изучения и детального сопоставления как небольших и простых магматических структур, так и, прежде всего, сложных и крупных, вплоть до гло-

---

\* публикуется в дискуссионном порядке.

бальных структур с разнообразно и длительно развивавшемся магматизмом внутри и на границах континентов. Наиболее же интересными среди них считались те структуры, где в ходе эволюции проявлялись или предполагались процессы самых различных геодинамических обстановок (включая рифтогенные и “субдукционные”) и где магматизм можно было изучать в самых различных фациях глубинности, вплоть до абиссальных.

Примером одной из таких сложнейших структур является внутриконтинентальный мезозой-кайнозойский вулканоплутонический пояс Станового хребта по южному обрамлению Алданского щита, имеющий важнейшее значение в рамках всей Байкало-Алдано-Становой области. Имеется много публикаций, посвященных мезозой-кайнозойскому магматизму данного региона. Однако представления о его происхождении и эволюции до сих пор неоднозначны и нередко совершенно противоположны, что обусловлено недостаточной изученностью территории и, конечно, различной системой взглядов исследователей на эволюцию Земли. Все это предопределило главные задачи нашего, более чем 10-летнего исследования, и здесь предлагается краткое обобщение его результатов [5–18, 42, 43]. К этому же добавим, что в данной статье состав магматических пород Становика охарактеризован и интерпретирован в рамках новой их геохимической типизации, недавно разработанной автором по составам совокупности магматических пород более 50 регионов мира, сформированных в самых различных геодинамических обстановках [17, 18] (с упором на Восточную Африку, Восточную Сибирь, Дальний Восток и весь Тихоокеанский регион).

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Материал по магматизму Станового хребта собран автором в ходе работ с геологами экспедиции № 2 Всесоюзного Аэрогеологического треста. В работе использовано 500 химических и квантометрических силикатных анализов всей ассоциации магматических пород региона и 200 породообразующих и акцессорных минералов гранитоидов, более 15 тысяч количественных элементопределений по ним на 33 редких элемента, среди которых Li, Rb, Cs, B, F, Be, Ba, Sr, Sn, Zn, Pb, Ni, Co, Cr, V, Cu, Mo, W, Nb, Ta, Zr, Hf, Au, более 60 полных спектров РЗЭ, а также около 40 определений К-Аг возраста и изотопного состава Rb и Sr в породах и минералах.

Весь объем аналитических работ по составу пород и минералов Становика выполнен в Институте геохимии СО РАН им. А.П. Виноградова. Использо-

ванные аналитические методики, их характеристика и список ведущих аналитиков приводятся в таблице 1.

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МАГМАТИЗМА СТАНОВОЙ ЗОНЫ

В пределах Восточной Сибири и Дальнего Востока, по южному обрамлению Алданского щита и к северу от Монголо-Охотского пояса (от р. Олекмы на западе до хр. Джугджур на востоке) располагается Становая зона (рис. 1), формирование континентальной коры которой завершилось в протерозое [24, 66]. В её строении участвуют породы от архейского до кайнозойского возраста [60], причем примерно 70 % ее площади занимают плутонические, преимущественно гранитоидные образования [71].

Архейские образования с севера ограничивают область нижнепротерозойских толщ Становой зоны и обнаруживаются в виде крупных блоков внутри региона. Метаморфические толщи архейского возраста сформированы в основном по вулканогенно-осадочным образованиям. Они сильно эродированы, и о них сейчас можно судить лишь по наиболее глубинным продуктам гранулитовой фации. Архейские магматические породы представлены мелкими телами базитов и гипербазитов (габброиды, пироксениты и перидотиты) и интрузиями гранитоидов.

В начале протерозоя территория к северу от Становой зоны (Алданский щит) являлась горной страной. Продукты ее эрозии поступали в расположенные южнее Становой прогиб и западнее Олекминский прогиб, послужив материалом для мощных (15–20 км) раннепротерозойских толщ гнейсов и кристаллических сланцев станового комплекса (амфиболитовая фация метаморфизма). В это же время здесь сформировался и комплекс магматических образований от доорогенных базитов, гипербазитов и анортозитов до синорогенных гнейсогранитоидов (древнестановой комплекс) и посторогенных интрузий гранитоидов.

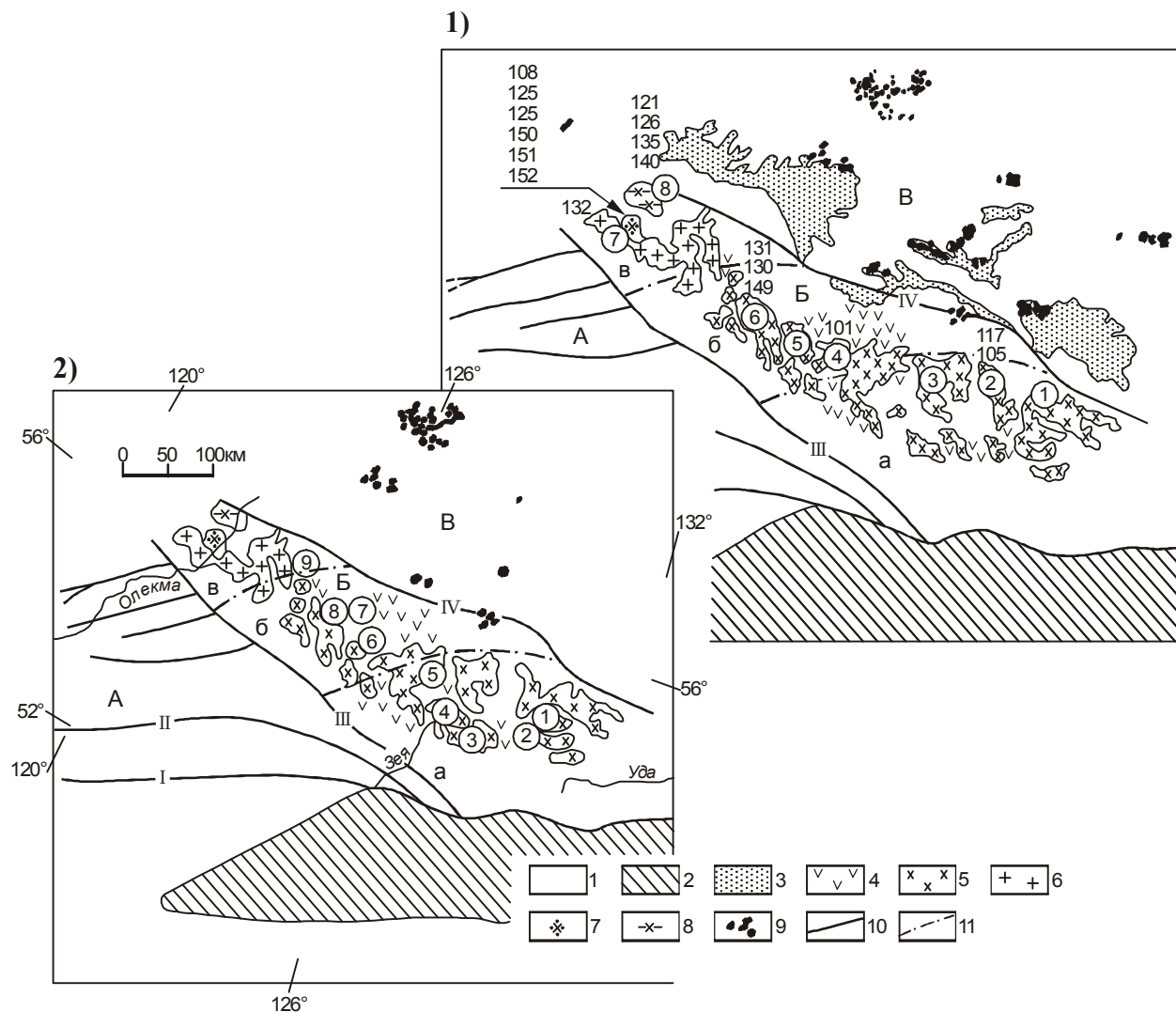
В конце протерозоя Становая зона – это антеклиза, где позднее развивались магматические процессы, весьма активные в позднем мезозое и совсем незначительные – в позднем кайнозое.

#### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СТАНОВОГО ХРЕБТА

Один из крупнейших в Азии (протяженностью более 1000 км) позднемезозойский ( $J_3$ - $K_1$ ) магматический пояс Станового хребта, приуроченный к Становой складчатой зоне, образован цепью крупных гип- и мезоабиссальных гранитоидных массивов, а

**Таблица 1. Параметры аналитических методик, использованных для определения содержаний редких элементов и фтора.**

Элемент	Метод анализа	Предел обнаружения, г/г	Относительное стандартное отклонение	Ведущие аналитики
Li, Rb, Cs	Фотометрия пламени	0.5 0.5	0.05-0.07 - " -	В. Д. Цыханский С. И. Шигарова
Ba, Sr	Количественный атомно-эмиссионный спектральный анализ [40, 76]	20	0.15-0.20	С. К. Ярошенко
Sn		1.0	0.18	А. И. Кузнецова
W		0.5	0.25-0.30	
Pb		1.0	0.14	
Zn		10	0.20	
Ag		0.03	до 0.50	
Ge		0.8	0.25	
Ga		3.0	0.30	
Co		1.0	0.20	
Ni		2.0	0.20	
Cr		5.0	0.17	
V		2.0	0.17	
Mo		1.0	0.15-0.20	
Cu		0.3	0.22	Л. Л. Петров
B		0.6	0.17	
Be	0.2	0.15		
F	70	0.25-0.35		
Co	Атомно-абсорбционный [73]	10	При <50 г/г При >50 г/г 0.10-0.20 0.02-0.10	В. Д. Цыханский, О. А. Пройдакова
Ni		10	- " - - " -	
Cr		20	При <80 г/г При >80 г/г 0.10-0.25 0.02-0.10	
V		50	При <150 г/г При >150 г/г 0.10-0.25 0.02-0.10	
Cu		5	При <20 г/г При >20 г/г 0.10-0.15 0.01-0.10	
Zn		10	- " - - " -	
Nb, Zr, Ta, Hf	Количественный атомно-эмиссионный спектральный анализ с предварительным химическим обогащением [63, 74, 76]	0.1	0.20-0.30	Е. В. Смирнов В. Д. Цыханский С. Н. Арбатская В. В. Конусова
		0.2	0.20-0.30	
La		0.1	0.15-0.25	
Ce, Pr		0.3	0.20-0.30	
Nd		0.1	0.22-0.27	
Sm		0.1	0.15-0.30	
Eu		0.03	0.15-0.30	
Gd		0.1	0.10-0.22	
Tb		1.0	0.20-0.25	
Dy		0.1	0.22-0.30	
Ho		0.05	0.17-0.30	
Er		0.1	0.16-0.25	
Yb		0.01	0.10-0.15	
Lu		0.05	0.20-0.30	
Y		0.01	0.20-0.30	
W		0.01	0.20-0.30	А. И. Кузнецова
Au		0.0002	0.15	А. А. Хлебникова
Ba	Рентгено-спектральный [19]	100	0.15-0.20	В. П. Афонин Т. Н. Гуничева А. Л. Финкельштейн
Sr		50	0.15-0.20	



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

А, Б, В – структурно-формационные зоны, по [31]: А – Верхнеприамурская, Б – Становая, В – Алданская; а–в – подзоны Становой зоны: а – юго-восточная, б – центральная, в – северо-западная. 1 – домезозойские образования; 2 – мезозойский морской Монголо-Охотский прогиб; 3 – мезозойские вулканогенно-осадочные толщи Южно-Алданских впадин; 4 – позднемезозойские эффузивные образования; 5–9 – позднемезозойские гранитоидные образования: 5 – гранодиориты, 6 – граниты, 7 – кварцевые монцитониты, 8 – гнейсовидные гранитоиды, 9 – магматические породы повышенной щелочности; 10 – основные разрывные нарушения: I – Южно-Турурингский и II – Северо-Турурингский разломы, входящие в состав Монголо-Охотского линейамента; III – Гилуйский и IV – Становой разломы; 11 – пограничные зоны, разделяющие Становую зону на несколько подзон с различным составом мезозойских гранитоидов.

На схеме 1) цифрами в кружках обозначены исследованные гранитоидные массивы в направлении простирания Станового хребта с юго-востока на северо-запад: 1 – Оконойский, 2 – Токско-Нуюмский, 3 – Мульмугинский, 4 – Олонгройский, 5 – Дюпкойский, 6 – Тындинский, 7 – Чильчинский, 8 – Дырын-Юряхский.

Цифры у гранитоидных массивов – значения их К-Аг возраста.

На схеме 2) цифрами в кружках обозначены исследованные области проявления вулканических излияний по простиранию Станового хребта: 1 – гора Амагалас, 2 – хребет Талгыг, 3 – р. Бомнак, 4 – р. Мульмуга, 5 – р. Дёсс, 6 – вулкан Атычан, 7 – вулкан Типтур, 8 – верховья р. Верхняя Ларба, 9 – вулкан Тогунас.



также многочисленных, но в основном небольших полей проявлений эффузивов, развитых по их обрамлению (рис. 1).

Мезозойские гранитоидные интрузии Станового хребта прорывают архейские и раннепротерозойские толщи, покрывая более половины его общей площади. В юго-восточной части Становика исследовались Оконостская, Токско-Нуямская, Мульмугинская, в центральной части – Олонгройская, Дюпкойская и Тындинская, а в северо-западной – Чильчинская гранитоидные интрузии (массивы). В совокупности они характеризуют особенности всего этого пояса мезозойских плутонов. Возраст интрузивных образований, определенный нами Rb-Sr и K-Ar (рис. 1) методами, соответствует 100–150 млн лет для всех исследованных проб пород и минералов, отражая их позднеюрско-раннемеловой возраст [6, 16]. Он довольно близок к возрасту гранитоидов одного из подобных массивов (180 млн лет), определенному U-Pb методом [47].

В плане данные гранитоидные массивы нередко занимают огромные пространства (до >2 тыс. км<sup>2</sup>), но по большей мере вытянуты в северо-западном направлении. В разрезе их форма близка пологотрещинной с крутым подводящим каналом северо-западного простирания (мощность до 1,5–2 км). Мощности плитообразных пластин, отходящих от “подводящего” канала варьирует от 150–500 м до 2–6 км [32 и др.].

В пределах юго-восточной и центральной частей Становика главные интрузивные фазы (ГИФ) изученных массивов в основном сложены средне- и крупнозернистыми, иногда порфировидными (за счет вкрапленников калишпата и плагиоклаза) амфибол-биотитовыми гранодиоритами и гранитами с преобладанием первых. 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 наиболее глубокие крупнозернистые слабogneйсовидные диориты и кварцевые диориты, характеризующиеся постепенным контактом с метаморфическими толщами и отделенные тектоническим контактом от пород основных фаций массива. Гранитоиды ГИФ прорываются малыми телами мелкозернистых биотитовых, реже амфибол-биотитовых гранитов фазы дополнительных интрузий. Во всех этих образованиях проявлены жилы аплитовидных гранитов и пегматитов, а также самые поздние и многочисленные дайки гранодиорит- и гранит-порфиров.

В близэндоконтактовых и, в основном, в близкровельных зонах массивов гранитоидов нередко

встречаются разнообразные включения мафических пород, в том числе детально изученные нами мелкозернистые шпировидные включения с магматическими структурами [15].

В Чильчинской интрузии северо-западной части региона наиболее глубокие гранитоиды, на государственной геологической карте [20, 21, 39, 57] выделяемые в качестве наиболее ранней фазы, представлены крупнозернистыми, гнейсовидными и резкопорфировидными за счет вкрапленников калишпата монцонитами и кварцевыми монцонитами (сиенодиоритами). Контакты этих образований с древними метаморфическими образованиями постепенные. Монцонитоиды прорваны мелкими телами амфибол-биотитовых гранитов, которые, как и первые, пересекаются жилами лейкогранитов и пегматитов. По всему простиранию монцонитоидов и особенно вблизи контакта отмечается огромное количество в различной степени гранитизированных ксенолитов метаморфических пород. Формирование данных монцонитоидов, скорее всего, происходило в условиях той же мезоабиссальной фации глубинности, что и гнейсовидных кварцевых диоритов Тындинского массива, и они наиболее близки автохтонным образованиям (см. далее).

Основная часть Чильчинского массива, на государственной геологической карте [20, 21, 39, 57] выделенная в качестве 2-ой интрузивной фазы, расположена почти согласно над гнейсовидными монцонитоидами. Она сложена в основном однородными среднезернистыми гранитами, а иногда, на самых нижних горизонтах, – среднезернистыми кварцевыми монцонитами и сиенитами. Наиболее поздними в массиве являются многочисленные дайки и малые тела гранит-граносиенит-кварцевый сиенит- и гранодиорит-порфиров, реже – долеритовых порфиров.

Мезозойские автохтонные гранитоиды. В самой северной зоне Становика (прилегающей к Становому разлому) на контакте архейских и раннепротерозойских метаморфических толщ широко проявлены гранитоиды, по облику заметно отличающиеся от типичных интрузивных мезозойских гранитоидов региона. Изучены они на примере небольшого (~ 400 км<sup>2</sup>) Дырын-Юряхского (на западе) и более крупного Чубачинского (в центральной части региона) массивов. Контакт этих гранитоидов с архейскими породами резкий и крутой, скорее всего тектонический, а с раннепротерозойскими породами – расплывчатый, с постепенными переходами через зоны интенсивной мигматизации. В гранитоидах множество крупных скиалитов и провесов кровли протерозойских гранитизированных гнейсов, сланцев и ам-

фиболитов. Массивы сложены гнейсовидными, средне- и крупнозернистыми, часто порфириовидными (за счет выделений калишпата) амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами со свойствами абиссальных слабоперемещенных (автохтонных) фаций. Фации этих гранитоидов прорваны мелкими жилами гранитов, аплитов и пегматитов.

Изученные автохтонные гранитоиды (как и все подобные им образования по региону) на государственной геологической карте [20] отнесены к нижнепротерозойским образованиям. В то же время, их возраст, определенный Rb-Sr и K-Ar методами для гранитоидов Дырын-Юрхского массива [6, 16], а также U-Pb методом для гранитоидов Чубачинского массива [44, 48], оказался 120–150 млн лет, т. е. в том же интервале ( $J_3$ - $K_1$ ) изучаемого нами позднемезозойского цикла магматизма региона. Это позволило их рассматривать здесь вместе с вышеописанными типично интрузивными образованиями.

Мезозойские вулканические образования. По северо-западной и юго-восточной периферии пояса мезозойских гранитоидов Становика расположены многочисленные поля мезозойских вулканитов, которые (как и гранитоидные массивы) часто контролируются разломами северо-западного простирания. Эти вулканиты приурочены к отложениям джелиндаканской и бомнакской свит (мощность до 2000 и 1000 м, площадь распространения ~ 900–1400 км<sup>2</sup>). Они залегают на размытой поверхности домезозойского фундамента, иногда мезозойских гранитоидов, а также на нижнемеловых песчаниках и конгломератах, т. е. являются продуктами наземных вулканов. По кремнекислотности данные вулканиты – бимодальная ассоциация с модами, соответствующими андезибазальту–андезиту и риодациту–риолиту [45, 46].

Следуя по простиранию Становика с юго-востока на северо-запад, вулканиты бомнакской свиты исследовались нами на 5-ти участках: в низовье рек Ток и Сивакан (г. Амагалас и хр. Талгыг), на реке Бомнак, а также реках Мульмуга и Сирик. Вулканиты джелиндаканской свиты изучались на 4-х участках: в верховьях рек Олонгро (вулкан Атычан), Могот и Гиллюй (вулкан Типтур), а также Верхняя и Нижняя Ларба (вулкан Тогунас) (рис. 1).

Нижнюю часть вулканического разреза региона обычно образуют лавы, лавобрекчии и туфы оливин-двупироксеновых (иногда с амфиболом и биотитом) базальтов, андезибазальтов (редко) и, в основном, двупироксен-плагиоклазовых и биотитсодержащих амфибол-плагиоклазовых андезитов. Выше залегают дациты (пироксен-амфибол-биотит-плагиоклазовые),

риодациты (амфибол- и кварцсодержащие биотит-плагиоклазовые, а также клинопироксен, биотит- и кварцсодержащие амфибол-плагиоклазовые) и риолиты. Последним свойственны тонкофлюидальные, иногда сферолитовые текстуры, а также субафировые структуры с редкими вкрапленниками биотита, кварца и плагиоклаза. Нередко разрез завершается лавами андезибазальтов и андезитов. Субвулканические дайки всех этих пород прорывают и покровные лавы, и смежные метаморфические толщи, и, нередко, гранитоиды мезозойских массивов.

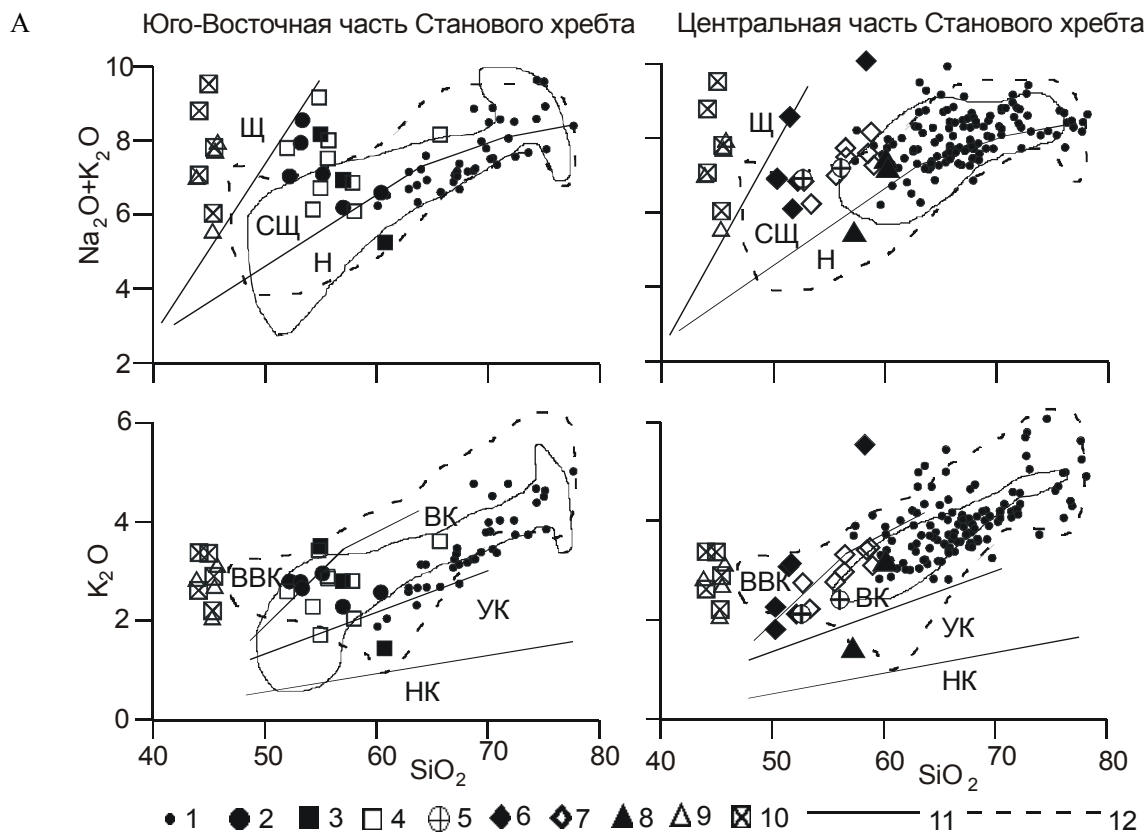
Возраст данных вулканитов Становика, определенный K-Ar методом, варьирует от 154 до 95 млн лет ( $J_3$ - $K_1$ ), с некоторым преобладанием более “молодых” цифр на юго-востоке [77; Ф.Д. Лёвин, устное сообщение по данным геологических отчетов геолого-съёмочной экспедиции Космоаэрогеология № 2]. Он аналогичен возрасту главных типов мезозойских гранитоидов региона.

Позднекайнозойские (миоцен-плейстоценовые) вулканические образования в пределах Станового хребта проявлены совсем незначительно на площади ~210 км<sup>2</sup> и лишь в самой восточной его части (поле базальтов Токинского Становика по южной окраине Алданского щита в верховьях рек Зеи, Алгомы, Улягира и Тока) [38, 49, 62]. Эти вулканиты представлены щелочными оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами и базальтоидами. Они слагают потоки, а также конусовидные вулканические постройки центрального типа. Длина потоков обычно достигает нескольких километров, изредка – 20–23 км, а их мощность – 10 м. Постройки имеют размер в основании от 0.8 до 5 км. Они приурочены к юго-западной границе крупного неотектонического блока, ограниченного новейшими активизированными разломами (Становой, Тыркандинский, Токинский и др.) [49], непосредственно примыкая к зоне Станового разлома.

## ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕЗОZOЙ-КАЙНОZOЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СТАНОВОГО ХРЕБТА

### Геохимия

Кайнозойские магматические образования в пределах Становика представлены лишь щелочными базальтами и базальтоидами [62] (табл. 2, рис. 2), обычно весьма низкокремнеземистыми (вплоть до пикритоидных, 43.85–54.74 % SiO<sub>2</sub>), высокотитанистыми, высокомагнезиальными, низкоглиноземистыми [13]. Среди базальтов региона они характеризуются максимальным обогащением всей ассоциацией некогерентных элементов, а также элемента-



**Рис. 2.** Соотношение содержаний суммы щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) и  $\text{K}_2\text{O}$  с кремнеземистостью ( $\text{SiO}_2$ ) в магматических образованиях различных частей Станового хребта.

А. Юго-Восточная и Центральная части Станового хребта. 1 – позднемезозойские гранитоидные образования юго-восточной и центральной частей Станового хребта; 2–4 – шлировидные включения в гранитоидах Токско-Нуямского массива юго-восточной части региона (2 – р. Сивагачи, 3 – р. Чапа, 4 – с других участков); 5 – слабонейсовидные габбро и диориты в юго-западной части Тындинского массива (р. Моракачи); 6–8 – шлировидные включения в гранитоидах Тындинского (6 – р. Аммунахта, 7 – р. Моракачи) и Дюпкойского (8) массивов центральной части Станового хребта; 9–10 – кайнозойские щелочные базальтоиды юго-восточной части региона (9 – оригинальные данные, 10 – по [62]); 11 – поля составов позднемезозойских вулканитов юго-восточной и центральной частей Становика, 12 – эффузивы вулкана Тогунас, самого северо-западного участка центральной зоны Становика.

ми группы железа. Детальный их состав удобно рассмотреть, используя недавно разработанную нами геохимическую классификацию базальтов (рис. 3) [17, 18], с помощью соответствующих спайдер-диаграмм. На них (рис. 3–7) реальные тренды нормированных по первичной мантии [85] составов базитов сопоставлены с лишними аномалиями эталонными трендами составов максимально насыщенных всеми некогерентными элементами щелочных базальтов современных горячих точек океанов (тренд OIB), сформировавшихся из обогащенной мантии, а также минимально- и средненасыщенных низкощелочных базальтов срединно-океанических хребтов, сформированных из, соответственно, деплетированной (N-MORB) и неистощенной (E-MORB) мантии. По этой классифика-

ции (рис. 3), щелочные базальты Становика (рис. 5к) четко соответствуют базальтам 1-ой группы 1-го геохимического типа, у которых тренды инициальных щелочных разностей совпадают с линией эталонного тренда OIB, а тренды субщелочных базальтов располагаются ниже. Характерно, что в эту группу попали составы только самых низкокремнеземистых и именно позднекайнозойских щелочных базальтов мира, причем и типичных внутриокеанических горячих точек типа Гавайской, и окраинно-континентальных рифтогенных структур, включая Чукотку, Вьетнам (рис. 3), море Лау, и внутриконтинентальных рифтов Байкало-Становой зоны, и т.д. [18].

Мезозойские магматические породы и вулканических, и плутонических серий Становика

Б

Северо-Западная часть Станового хребта

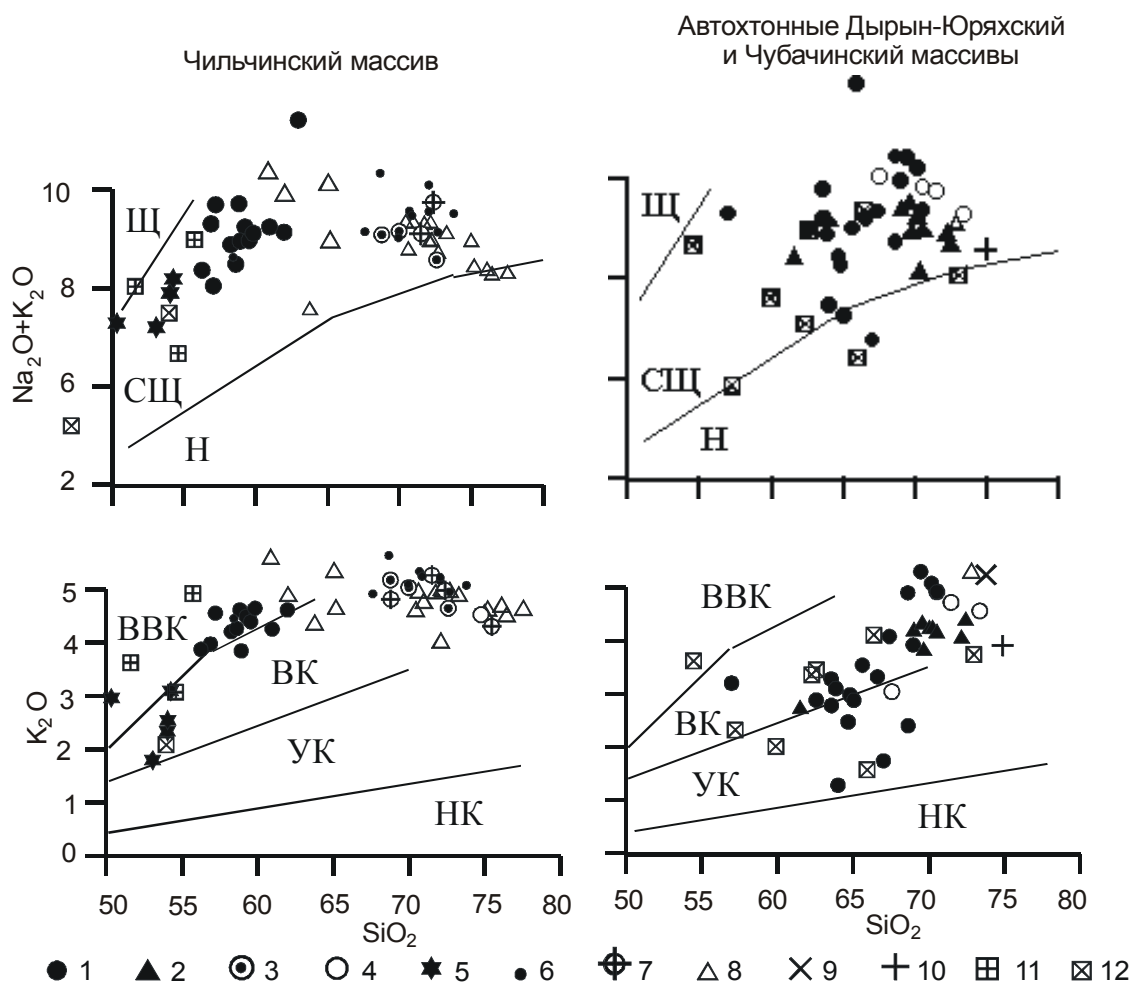


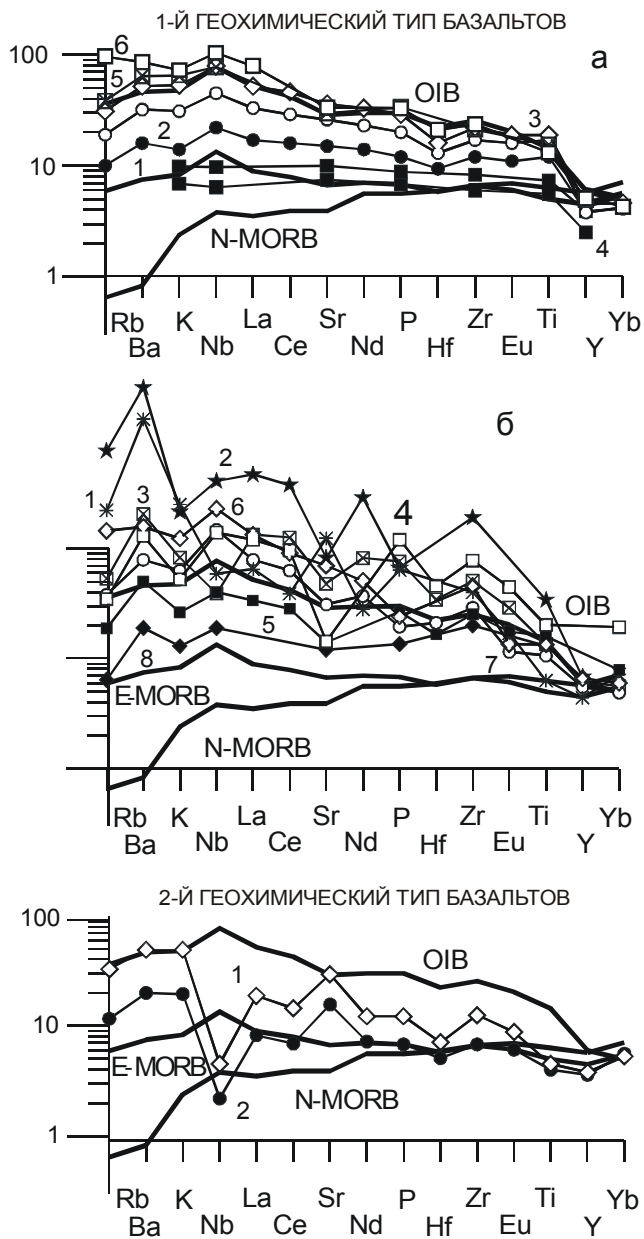
Рис. 2. (Продолжение).

Б. Северо-Западная часть Станового хребта. Чильчинский массив: 1 – гранитоиды I-ИФ; 3 и 7 – гранитоиды II-ИФ и ее жильной серии; 5, 11, 12 – мелкие округлые мафические включения (5), а также ксенолиты узких дайкообразных тел (11) и кристаллических сланцев (12) в монцитонитах I-ИФ; 6 – образования комплекса поздних даек. Автохтонные массивы: 1–2 – гранитоиды ГФ Дырын-Юряхского (1) и Чубачинского (2) массивов; 4 и 8 – граниты жильной серии Дырын-Юряхского (4) и Чубачинского (8) массивов; 9–10 – жильные пегматиты Дырын-Юряхского (9) и Чубачинского (10) массивов; 12 – кристаллические сланцы метаморфического обрамления массивов.

Жирными линиями на графиках  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$  ограничены поля составов нормально-щелочных (Н), субщелочных (СЩ) и щелочных (Щ) магматических пород, по [36], а на графиках  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  – низкокальциевых (НК), умереннокальциевых (УК), высококальциевых (ВК) и весьма высококальциевых (ВВК) шошонит-латитовой серии магматических пород, по [83].

(табл. 2–3), детально рассмотренные в работах [7, 11–14, 42], по кремнеземистости варьируют от мафических до самых салических разностей, а по общей щелочности [36] и калиевости [83] – от весьма высококальциевых субщелочных (шошонит-латитовая серия) до умереннокальциевых низкощелочных образований нормального ряда (рис. 2). Содержания  $\text{TiO}_2$  в них обычно низкие, даже в базальтах только от 2.12 до 1.07 % (табл. 2). По соотношению  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  [80] все базальты юго-восточной части региона в основном соответствуют

толеитам, а в центральной части – примерно поровну толеитам и известково-щелочным образованиям; большинство средне- и высококремнеземистых разностей – известково-щелочные. При этом, в юго-восточной части Становика примерно в равной степени проявлены субщелочные и низкощелочные магматические образования, в центральной его части уже значительно преобладают высококальциевые субщелочные разности (рис. 2). Почти все эти породы – высокоглиноземистые, кроме некоторых базальтов вулкана Тогунас, близких по



**Рис. 3.** Геохимические составы базальтов, нормированных по первичной недеPLETED мантии [85].

1-й геохимический тип базальтов: а – *первая группа*: средние составы Kz толеитовых (1), субщелочных (2), щелочных (3) базальтов; низкощелочные пикриты (4) Гавайского хребта [26], щелочные базальты Чукотки (5) и Вьетнама (6) [11];

б – *вторая группа*: Mz лампроиты Алданского щита (1) и Австралии (2) [22, 27], Mz щелочные базальты Восточного Забайкалья (3) [34], Kz щелочные (4) и низкощелочные (5) базальты Снейк-Ривер (США) [79], Kz щелочные (6), субщелочные (7) и низкощелочные (8) базальты трапной стадии Восточно-Африканского рифта [2].

2-ой геохимический тип базальтов: средние субщелочные (1) и низкощелочные (2) базальты тыловой и фронтальной зон кайнозойского вулканизма Курильской островной дуги [1].

составу к кайнозойским низкоглиноземистым щелочным базальтам региона.

По геохимическим свойствам мезозойские магматические образования юго-восточной и центральной частей Становика в общем плане довольно близки, причем интрузивные и эффузивные разновидности соответствующей кремнеземистости и щелочности, так же как и шлировидные включения в гранитоидах, имеют близкий петро- и микроэлементный состав (рис. 4).

По средним содержаниям K, Na, Ni, Co, Cr, V, Sn, Pb гранитоиды юго-восточной и центральной частей Становика близки геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда [68] или гранит-гранодиоритовому геохимическому типу [41], хотя и отличаются от них заметно повышенными содержаниями Ba и Sr.

В Чильчинском массиве северо-западной части Становика кварцевые монцитоны по содержаниям K, Na, Be, Sn, Pb, Zn, Nb, Ta, Zr близки геохимическому типу палингенных гранитоидов щелочного ряда, а по Li, Rb, Ba, Sr и Ni, Co, Cr, V – геохимическому типу монцитонидных гранитоидов латитового ряда [68]. Граниты главной фазы этого же массива по составу наиболее близки геохимическому типу палингенных гранитоидов щелочного ряда [68], что может указывать на их генетическую связь с кварцевыми монцитонами.

Соответственно, в пределах Станового хребта выявляется закономерное изменение средних составов магматических образований, которое можно рассматривать либо с юго-востока на северо-запад по простирацию региона, либо с юга на север, с учетом развития в смежных районах Алданского щита к северу близковозрастных щелочных магматических образований [61]. Это выражается в уменьшении их известковистости и увеличении суммарной щелочности, калиевоности, а также концентраций целой серии некогерентных и рудных микроэлементов (прежде всего Rb, Ba, Sr, группы легких редкоземельных элементов, В, Ве, W, Pb, Zn, Cu [11–14]). Данная зональность в какой-то степени может сравниваться с поперечной вещественной зональностью в островных дугах. В то же время, она принципиально отличается от последней тем, что формируется не из однородных пород какого-то одного типа по щелочности и т. д., а из пород по меньшей мере двух типов, причем как среди мафических (наиболее контрастно), так и салических разностей. К этому же добавим, что, судя по имеющимся данным [64, 65], вполне сходная ситуация проявляется и в Умлекано-Огоджинском

поясе, протягивающемся параллельно Становику непосредственно к югу.

В соответствии с нашей геохимической классификацией некоторые наиболее щелочные мезозойские базальты Становика (рис. 5) по составу близки породам 2-ой геохимической группы 1-го геохимического типа (рис. 3), т.е. тренды их составов располагаются либо выше эталонной линии OIB, либо совпадают с ней. Эти обогащенные базальты обычно развиты в рифтогенных структурах мира, но, в основном, наиболее древних [18].

С другой стороны, основные части трендов большинства субщелочных базальтов Становика (рис. 5д) лежат ниже линии OIB, а в области содержаний Rb, Ba, K находятся выше неё. Данные базальты (как и низкощелочные [18]) являются уже низкотитанистыми образованиями с характерными Nb-минимумами. Отмеченные свойства, по нашей классификации, соответствуют уже не 1-му, а именно 2-му геохимическому типу базальтов (рис. 3), заметно обедненному некогерентными элементами. Это выражается в общем угловом отклонении их трендов составов от эталонных. При этом, для субщелочных базальтов эти тренды в области содержаний K, Rb, Ba лежат обычно выше линии OIB, а в остальной области – в основном ниже её. Все эти образования соответствуют низкотитанистым образованиям, но кроме Nb-минимума они характеризуются еще и Sr-максимумом. Развиты последние в регионах с наклонными сейсмофокальными зонами, т.е. в островных дугах и некоторых континентальных окраинах. В то же время, по повышенным содержаниям большой группы литофильных и летучих микроэлементов (Ba, Sr, F, Li, Be, Sn, Pb, Nb, Ta, Zr, Hf, суммы P3Э), а также значениям La/Yb отношения, мезозойские вулканы Становика заметно отличаются от соответствующих по щелочности и кремнеземистости четвертичных вулканитов островных дуг. Соответственно, большая часть субщелочных, а также низкощелочных базальтов Становика являются промежуточными по составу между базальтами 1-го и 2-го геохимического типа.

Среди высокощелочных образований подобным “промежуточным” базальтам с четкими Nb-минимумами (но без Sr-максимумов) соответствуют все мезозойские базальты Восточного Забайкалья (рис. 5б–г), а также мезозойские лампроиты (рис. 5а) и кимберлиты Сибири (рис. 5е), что является их заметным отличительным признаком от таковых Австралии [18]. При этом, мезозойские лампроиты Алданского щита по составу наиболее соответствуют близковозрастным высокощелочным базальтам Станового хребта, в несколько меньшей

степени – Восточного Забайкалья и минимально – Юго-Восточного Забайкалья (рис. 5).

В ряду мезозойских магматических образований Становика при возрастании их щелочности все более кремнеземистые разности, включая андезиты и риолиты, на классификационных спайдер-диаграммах характеризуются параллельностью своих композиционных трендов (рис. 4–5). Это позволяет относить их (как и таковые смежных регионов с “промежуточным” типом базальтов) к тому же типу ассоциаций магматических пород разной щелочности, а именно промежуточному между 1-ым и 2-ым геохимическими типами (рис. 6).

Здесь же отметим, что в дифференциальных рядах как вулканических, так и плутонических образований Становика изменение концентраций большинства редких элементов в основном контролируется содержаниями кристаллохимически близких к ним петрогенных элементов [11, 42]. Это указывает на преобладающую роль при кристаллизации родоначальных магм кристаллохимического рассеяния редких элементов в решетках порообразующих минералов [54] и совсем незначительную способность магм к “эманационному” накоплению.

Мезозойские гнейсогранитоиды автохтонных массивов Становика ( $\text{SiO}_2$  от 56.97 до 70.53 %) заметно отличаются (пониженной щелочностью и т.д.) от раннепротерозойских гранито-гнейсов, опробованных по их обрамлению. По составу они ближе к типично интрузивным мезозойским гранитоидам (рис. 7), но гораздо более неоднородны. Так, по щелочности среди гранитоидов главных фаций имеются разновидности и нормального, и субщелочного, и даже щелочного (среди лейкогранитов) ряда, в свою очередь варьирующие от умеренно- до высококалиевых. Среди гранитов жильной серии мелкозернистые граниты относятся к высококалиевым субщелочным образованиям K-Na-типа, а аплитовидные граниты и лейкограниты – к высококалиевым щелочным разностям K-типа.

Соответствующие по кремнеземистости кристаллические сланцы “рамы” изученных автохтонных массивов относительно развивающихся по ним гнейсогранитоидам имеют пониженную глиноземистость, но содержания фемических компонентов и щелочность в них варьируют почти также. Это отражает характер преобразования и гранитизации сланцев, изначально имевших явно менее щелочной состав. С магматической же стадией эволюции автохтонных массивов связаны мало-мощные жилы гранитов и аплитов.

Таблица 2. Средний состав основных типов позднемезозойских гранитоидов Станового хребта.

Адрес	Юго-Восточная часть Станового хребта						Центральная часть Становика				
Массив	Токско-Нуямский				Мульмугинский		Тындинский				
Фация	ГИФ				ГИФ		ГИФ				
Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	62.59	66.18	69.38	73.61	67.27	70.80	52.62	56.06	61.54	66.24	69.39
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.47	0.31	0.24	0.45	0.25	1.04	1.11	0.74	0.46	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.00	16.04	15.30	13.20	15.37	14.50	16.56	16.65	15.68	15.41	15.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.96	1.98	1.61	0.78	1.80	0.47	2.02	2.79	2.83	2.29	2.01
FeO	2.72	1.96	1.76	1.73	1.95	2.16	5.75	4.67	2.88	1.55	1.35
MnO	0.11	0.07	0.05	0.06	0.08	0.07	0.13	0.14	0.09	0.04	0.04
MgO	3.16	1.68	1.07	0.50	1.53	0.92	6.52	4.07	3.07	1.81	0.85
CaO	4.71	3.74	2.75	1.47	2.81	2.20	7.76	6.30	4.61	3.21	2.04
Na <sub>2</sub> O	4.24	4.00	3.97	3.94	3.87	3.97	4.80	4.80	4.03	3.98	4.37
K <sub>2</sub> O	2.47	2.98	3.63	3.73	3.31	3.37	2.11	2.40	3.16	3.42	3.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.14	0.11	0.12	0.13	0.16	0.45	0.53	0.35	0.12	0.10
ppp	0.54	0.62	0.41	0.19	1.02	1.05	0.44	0.28	0.68	0.60	0.57
Сумма	100.37	99.86	100.35	99.57	99.59	99.91	100.17	99.79	99.66	99.13	100.21
Li	16	11	20	21	12	12	19	21	14	10	17
Rb	43	40	90	93	71	86	28	50	64	87	101
Cs	-	-	-	н/об	1.0	сл.	н/об	н/об	сл.	сл.	сл.
Ba	1400	1700	1500	1100	1550	1200	1400	2700	2500	2540	1800
Sr	740	590	500	320	550	480	980	1000	650	540	770
B	11	10	13	12	10	6	-	-	10	9	27
F	730	480	590	510	760	350	900	930	880	720	960
Be	1.3	1.2	1.3	1.4	2.2	1.2	1.8	1.8	1.9	1.4	1.9
W	-	1.20	0.48	0.45	0.43	1.68	-	0.78	0.60	0.33	1.27
Sn	3.1	1.7	1.5	2.3	3.2	1.0	5.6	3.5	2.1	2.2	2.6
Pb	24	21	24	27	23	14	21	14	22	24	22
Zn	84	71	60	61	60	27	93	112	58	43	46
Ni	30	14	20	17	24	17	100	38	43	34	21
Co	12	6	7	5	6	4	29	26	29	21	10
Cr	94	35	47	12	36	32	230	69	66	37	25
V	75	62	65	25	64	29	110	150	110	67	54
Cu	6	12	6	10	12	9	-	-	21	17	15
Mo	-	2.0	-	<1.0	<1.0	-	-	-	1.0	-	3.05
Au	0.54	0.34	-	-	-	-	-	0.42	0.11	0.09	-
Nb	6.2	8.5	10	-	-	-	-	1.5	10.9	9.0	7.4
Ta	0.5	0.7	1.5	-	-	-	-	0.5	0.8	0.6	0.5
Zr	139	235	280	-	-	-	-	328	284	196	170
Hf	3.8	4.7	4.5	-	-	-	-	6.1	5.6	3.7	3.8
La	47	-	39	32	-	-	-	57	51	48	-
Ce	75	-	64	54	-	-	-	110	88	74	-
Pr	9.5	-	7.7	6.0	-	-	-	12	9.0	6.8	-
Nd	21	-	24	18	-	-	-	44	34	28	-
Sm	3.6	-	4.4	2.9	-	-	-	8.7	7.0	4.7	-
Eu	1.8	-	1.2	0.25	-	-	-	2.0	1.8	1.0	-
Gd	3.0	-	3.4	2.9	-	-	-	8.1	6.2	4.5	-
Dy	2.4	-	1.7	1.3	-	-	-	4.8	3.2	2.8	-
Ho	0.41	-	0.40	-	-	-	-	0.88	0.72	0.67	-
Er	0.80	-	0.90	-	-	-	-	2.00	1.25	1.3	-
Yb	1.5	-	1.1	1.2	-	-	-	1.8	1.8	1.4	-
Lu	0.14	-	0.10	-	-	-	-	0.27	0.20	0.20	-
Y	14	-	13	8.7	-	-	-	25	24	16	-
SumTR	180.15	-	160.9	127.25	-	-	-	276.55	228.17	189.37	-
n	7	7	5	1	3	1	1	1	34	26	15

Примечание. Концентрации петрогенных элементов – в мас. %, микроэлементов – в г/т, Au – в мг/т. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – суммарное содержание железа в пробе в пересчете на его окисную форму, силикатный рентгено-спектральный (квантометрический) метод анализа. ГИФ – главная интрузивная фаза, I ИФ и II ИФ – первая и вторая интрузивные фазы, ГФ – главная фация; массивы со знаком \* – автохтонные, без этого знака – аллохтонные.

Таблица 2. (Продолжение).

Адрес	Центральная часть Становика		Северо-Западная часть Становика								
	Олонг-ройский	Дюккойский	Чильчинский				Дырын-Юряхский *			Чубачинский *	
Фация	ГИФ		ИИФ		II ИФ		ГФ				
Номер	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	65.43	67.12	56.89	59.38	71.55	74.87	63.38	65.67	69.39	62.72	70.46
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.47	1.06	1.05	0.36	0.20	0.58	0.48	0.24	0.62	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.32	15.17	16.42	16.71	14.24	13.42	17.12	16.80	15.95	19.14	15.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.66	1.32	4.33	3.09	1.12	1.12	1.42	2.00	1.28	2.80*	1.90*
FeO	2.42	1.93	2.42	2.92	1.39	0.98	3.23	1.66	1.03	-	-
MnO	0.08	0.06	0.09	0.09	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	н/об	0.02
MgO	3.11	2.00	3.08	2.25	0.44	0.20	1.69	1.30	0.40	1.04	0.41
CaO	4.16	3.52	5.04	4.41	1.26	0.59	3.22	2.83	1.46	3.06	1.46
Na <sub>2</sub> O	3.82	3.86	5.32	4.64	4.20	3.99	6.19	5.27	5.42	5.88	4.79
K <sub>2</sub> O	3.53	3.64	3.98	4.44	4.96	4.73	3.01	3.34	4.42	2.95	4.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.14	0.58	0.50	0.06	0.02	0.32	0.18	0.06	0.12	0.10
ппп	0.46	0.44	0.60	0.34	0.33	0.34	0.32	0.25	0.16	1.09	0.41
Сумма	99.69	99.67	99.81	99.82	99.94	100.50	100.53	99.82	99.84	99.42	99.72
Li	8	22	7	10	25	19	11	7	8	35	8
Rb	64	68	73	76	173	164	39	40	67	63	51
Cs	сл.	2	н/об	~1.0	1.7	3	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.
Ba	2500	1800	5600	4000	1300	440	3200	4700	2100	4500	2900
Sr	720	540	1400	1200	300	150	2000	1900	1200	1500	1180
B	15	11	9	12	12	12	4	4	3	34	24
F	930	890	2300	1700	1010	660	1600	1040	870	2200	520
Be	2.2	2.1	1.6	2.3	2.7	3.6	2.0	1.4	1.8	2.0	1.2
W	1.20	-	0.30	0.40	0.62	>4.90	0.39	0.33	-	1.74	1.40
Sn	3.1	3.6	4.0	3.8	2.8	3.3	1.7	1.6	1.1	3.0	2.4
Pb	20	20	20	21	25	32	20	22	30	27	29
Zn	69	76	83	85	44	52	60	45	31	56	37
Ni	31	37	60	30	10	6	40	24	7	16	96
Co	16	18	50	30	5	<1.5	22	12	18	9	4
Cr	51	71	55	25	7	9	46	37	11	28	258
V	67	82	120	100	22	10	60	47	28	66	23
Cu	-	-	50	23	6	3.5	10	7	4	46	11
Mo	-	-	-	1.5	1.8	<1.1	2.2	<1.0	1.0	-	-
Au	0.05	0.08	-	0.0001	0.0000	-	-	-	-	-	-
Nb	10.0	7.4	11.0	16.0	12.8	26.0	7.5	5.8	-	-	3.6
Ta	0.6	0.6	1.0	1.0	0.6	0.4	0.6	0.45	-	-	0.2
Zr	190	183	410	440	222	190	500	360	-	-	185
Hf	5.0	3.8	9.0	9.0	4.8	5.0	9.5	7.0	-	-	3.1
La	100	52	-	105	55	50	-	65	-	-	33
Ce	180	90	-	170	90	68	-	115	-	-	35
Pr	18	7.3	-	21	9.0	3.5	-	11	-	-	4.5
Nd	75	33	-	80	3.4	11	-	49	-	-	18
Sm	13	4.7	-	16	3.9	1.5	-	7	-	-	2.9
Eu	2.4	1.2	-	2.7	0.9	0.3	-	2.1	-	-	1.0
Gd	7.8	6.4	-	10	3.4	1.9	-	5.2	-	-	1.6
Dy	6.3	3.0	-	4.4	2.1	0.8	-	2.5	-	-	0.60
Ho	1.80	0.95	-	1.2	0.70	-	-	0.40	-	-	-
Er	1.90	1.60	-	1.8	0.9	-	-	-	-	-	0.50
Yb	2.7	1.7	-	1.8	1.10	0.50	-	0.65	-	-	0.35
Lu	0.50	0.20	-	0.24	0.17	0.04	-	0.08	-	-	-
Y	40	19	-	29	15	4.8	-	11	-	-	3.5
SumTR	449.40	221.05	-	443.14	185.57	142.34	-	268.93	-	-	101.0
n	6	13	3	12	21	11	4	14	6	2	8



Таблица 3. Химический состав основных типов позднемезозойских вулканических образований Станового хребта.

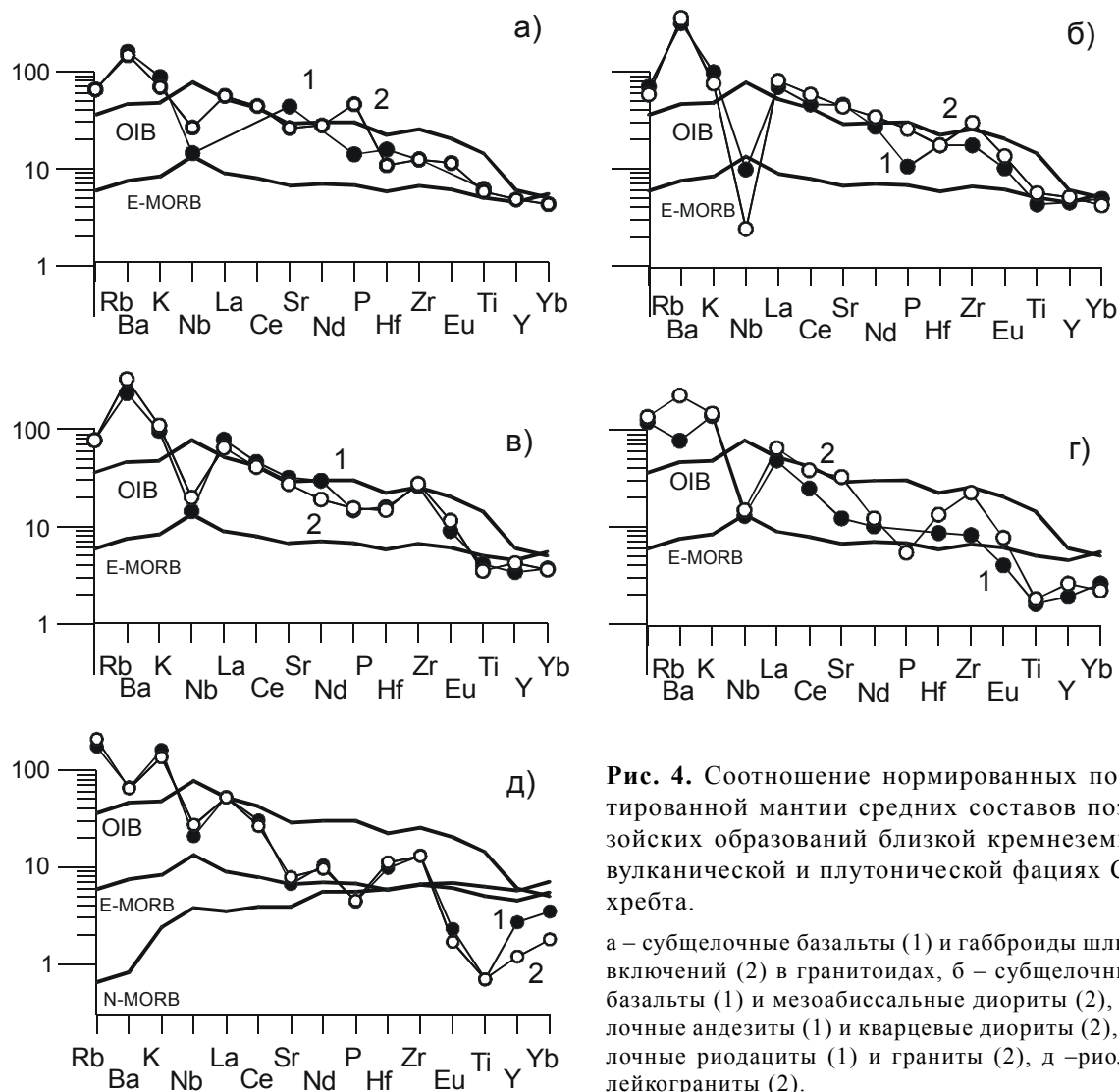
Зона	Юго-Восточная часть Станового хребта												
	Р.Ток	Гора Амагалас						Хребет Талгыг					
Участок	1*	2-Д	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Номер	1*	2-Д	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	45.09	52.60	53.85	56.20	60.93	70.99	73.34	51.10	51.70	55.07	57.59	70.94	73.11
TiO <sub>2</sub>	2.16	1.18	1.04	1.18	0.87	0.38	0.34	1.13	1.12	1.20	1.05	0.38	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.74	17.97	17.90	17.80	16.38	14.02	13.18	16.50	16.74	18.40	16.75	14.45	14.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.26	9.06*	4.80	9.36*	4.05	1.71	0.98	9.42*	8.34*	7.80	3.66	2.02	1.17
FeO	6.75	-	3.24	-	2.67	1.80	0.81	-	-	1.53	3.23	0.75	0.57
MnO	0.17	0.14	0.14	0.15	0.13	0.09	0.08	0.14	0.14	0.16	0.13	0.09	0.06
MgO	9.15	3.63	3.30	3.50	1.93	0.41	0.15	5.60	4.34	2.20	2.22	0.48	0.16
CaO	9.02	8.18	8.10	8.01	4.76	1.54	1.05	7.97	6.76	4.00	5.93	1.66	0.53
Na <sub>2</sub> O	4.38	2.85	2.59	3.34	3.48	4.40	5.62	2.15	3.10	4.51	3.65	4.15	4.32
K <sub>2</sub> O	2.68	1.15	1.95	0.97	2.78	4.18	4.02	0.62	2.56	1.76	2.49	4.27	4.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.97	0.31	0.34	0.21	0.19	0.08	0.06	0.23	0.32	0.33	0.31	0.06	0.12
Ппп	0.30	2.88	3.36	-	1.67	0.80	0.62	5.09	4.83	2.96	2.70	0.62	0.82
Сумма	100.67	99.95	100.61	100.72	99.85	100.40	100.23	99.95	99.95	99.92	99.72	99.87	99.59
Li	8	8	24	15	16	8	6	53	40	39	31	8	4
Rb	29	5	25	6	50	93	84	3	42	40	42	90	87
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	660	-	1200	980	1430	2000	1700	570	-	2000	1450	2250	1400
Sr	800	-	800	630	410	225	180	660	-	570	550	300	160
B	10	-	7	4	5	20	16	5	-	5	7	23	16
F	880	-	720	460	600	400	465	830	-	870	925	485	330
Be	2.9	-	1.60	1.10	1.43	2.45	1.45	1.60	-	1.00	1.30	1.70	2.00
W	0.46	0.30	0.21	0.33	0.45	0.57	0.45	0.24	0.38	0.30	0.69	0.69	0.51
Sn	4.6	-	2.00	2.50	3.57	2.15	2.75	2.20	-	3.60	3.10	2.10	1.80
Pb	7.2	-	12	10	16	20	25	12	-	10	14	18	22
Zn	91	-	69	76	79	61	63	76	-	81	77	38	35
Ni	160	-	18	15	18	28	12	-	-	17	36	10	9
Co	42	-	18	20	11	2	1	-	-	21	14	3	1
Cr	200	-	20	20	23	15	8	-	-	26	25	8	3
V	180	-	200	180	100	28	14	-	-	140	120	28	10
Cu	58	-	23	8	9	10	6	-	-	5	12	5	5
Mo	-	-	1.00	1.00	1.00	1.65	1.25	-	-	1.00	1.00	1.00	1.00
Nb	115	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	2.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	246	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	1.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	44	-	50	-	54	67	55	-	-	46	51	-	-
Ce	65	-	100	-	100	92	110	-	-	77	90	-	-
Pr	-	-	11	-	10	10	9.2	-	-	10	9.5	-	-
Nd	43	-	42	-	40	32	32	-	-	46	38	-	-
Sm	8.5	-	9.0	-	8.3	5.0	5.5	-	-	9.3	9.9	-	-
Eu	1.90	-	1.60	-	1.1	1.40	0.47	-	-	1.4	1.2	-	-
Gd	6.5	-	7.1	-	7.7	6.0	6.5	-	-	8.3	8.6	-	-
Tb	-	-	-	-	1.6	-	-	-	-	1.5	1.2	-	-
Dy	6.1	-	6.9	-	4.8	4.2	4.0	-	-	4.1	5.8	-	-
Ho	1.3	-	1.00	-	0.88	-	0.65	-	-	1.1	1.0	-	-
Er	2.8	-	2.9	-	2.6	1.3	2.2	-	-	3.4	3.1	-	-
Yb	2.0	-	3.3	-	3.1	2.4	2.8	-	-	3.7	3.1	-	-
Lu	0.2	-	0.60	-	0.45	0.60	0.28	-	-	0.70	0.40	-	-
Y	12	-	30	-	26	22	20	-	-	29	30	-	-
SumTR	183.3	-	265.4	-	260.53	243.9	248.6	-	-	241.5	252.80	-	-
La/Yb	22.0	-	15.2	-	17.4	27.9	19.6	-	-	12.4	16.4	-	-
n	4	1	1	1	4	3	2	1	1	1	2	2	1

Примечание. Буква "Д" после порядкового номера – образования субвулканической (дайковой) серии, без этой буквы – вулканы покровной фации. Под первым номером со значком \* – в таблице охарактеризован состав позднекайнозойских щелочных базальтов р. Ток на юго-востоке Станового хребта. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – суммарное со-

Таблица 3. (Продолжение).

Зона	ЮВ	Центральная часть Станового хребта												
		В.Тигтур					р. В.Ларба		В. Тогунас					
Участок	р. Дёсс	14 Д	15	16	17 Д	18-Д	19 Д	20	21-Д	22 Д	23	24 Д	25	26
Номер		14 Д	15	16	17 Д	18-Д	19 Д	20	21-Д	22 Д	23	24 Д	25	26
SiO <sub>2</sub>	49.32	56.46	60.91	64.56	69.78	74.42	55.59	48.33	51.03	59.76	65.67	71.21	75.48	
TiO <sub>2</sub>	2.16	0.85	0.61	0.53	0.33	0.16	0.83	2.12	1.30	0.97	0.44	0.25	0.11	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.15	14.40	15.30	15.21	13.76	12.72	17.21	14.02	15.67	16.57	15.47	14.68	12.91	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.98	6.83*	3.73	3.33	2.33	1.51	6.37*	17.69*	8.55*	5.42	3.54*	2.32*	1.38	
FeO	5.96	-	1.25	1.15	0.45	0.66	-	-	-	1.07	-	-	0.89	
MnO	0.18	0.13	0.08	0.09	0.06	0.03	0.08	0.24	0.19	0.10	0.07	0.03	0.03	
MgO	3.65	4.10	2.85	1.97	0.92	0.25	2.97	5.63	5.88	2.57	1.27	0.53	0.19	
CaO	7.20	5.71	4.49	3.33	2.32	0.63	5.70	5.45	7.58	4.57	2.07	0.99	0.36	
Na <sub>2</sub> O	4.37	4.04	3.71	3.94	3.38	3.62	4.37	0.71	3.19	3.71	4.25	4.33	3.45	
K <sub>2</sub> O	1.76	2.60	3.19	3.68	4.30	4.88	2.48	3.20	2.63	2.98	4.42	4.36	5.00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.18	0.20	0.14	0.13	н/об	н/об.	1.26	0.22	0.33	0.29	0.15	0.06	0.03	
ппп	2.60	2.91	3.35	1.16	2.48	1.19	2.84	2.10	3.40	1.87	2.20	0.89	0.66	
Сумма	100.51	98.23	99.62	99.08	100.11	100.07	98.70	99.71	99.75	99.87	99.56	99.65	100.49	
Li	14	14	21	19	25	23	47	51	32	25	21	16	8	
Rb	34	39	67	81	102	138	61	157	71	71	123	121	167	
Cs	-	-	-	-	3.0	-	-	-	6	-	-	-	-	
Ba	3100	1800	1400	1750	580	390	2800	300	1350	1800	2000	2000	540	
Sr	1900	1200	670	490	280	185	1000	540	1040	880	730	590	120	
B	6	-	26	-	12	9	-	28	22	30	35	38	28	
F	250	-	-	-	-	-	1500	2500	1750	1100	800	490	220	
Be	0.70	-	-	-	-	-	1.40	4.20	2.8	1.62	2.65	1.75	2.32	
W	0.27	-	0.95	-	0.36	0.80	0.33	0.75	1.4	2.36	1.43	1.73	4.25	
Sn	3.0	-	1.93	-	1.5	1.70	-	4.5	3.8	4.27	2.57	2.76	4.22	
Pb	11	-	26	-	24	35	-	24	9	21	63	30	30	
Zn	70	-	72	-	23	32	-	240	120	82	114	47	31	
Ni	25	110	56	29	8	17	25	78	91	41	20	16	10	
Co	25	38	22	18	8	4	35	48	26	19	8	3	1	
Cr	42	430	168	45	15	18	23	100	160	80	54	27	16	
V	200	110	90	87	40	13	100	290	160	113	50	28	9	
Cu	50	44	24	15	-	38	34	120	56	27	11	10	10	
Mo	-	1.0	2.4	8.4	-	<2.0	<1.0	н/об	1.0	5.4	4.9	4.4	4.1	
Au	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Nb	-	-	9.8	-	8.0	9.3	7.4	6.5	11.5	9.5	-	-	13.3	
Ta	-	-	0.5	-	0.5	0.45	0.4	0.3	0.8	0.47	-	-	1.0	
Zr	-	-	286	-	90	109	149	98	162	213	-	-	155	
Hf	-	-	6.6	-	3.0	2.4	6.1	3.6	6.6	5.7	-	-	3.3	
La	-	34	33	-	34	33	40	13	50	54	-	-	61	
Ce	-	57	55	-	47	38	65	31	79	94	-	-	88	
Pr	-	5.8	5.4	-	3.9	3.1	6.5	-	-	9.7	-	-	7.5	
Nd	-	23	22	-	13	9.0	29	22	50	38	-	-	26	
Sm	-	6.4	5.2	-	2.6	1.5	6.5	6.0	7.9	7.2	-	-	3.9	
Eu	-	1.2	0.85	-	0.56	0.37	1.0	1.0	1.6	1.4	-	-	0.38	
Gd	-	5.1	4.0	-	2.4	2.0	4.0	8.3	6.0	6.9	-	-	5.6	
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.5	-	-	0.69	
Dy	-	3.8	3.1	-	1.7	1.1	3.6	9.5	3.9	3.9	-	-	2.0	
Ho	-	0.85	0.74	-	0.45	0.34	0.67	2.1	0.85	0.64	-	-	0.46	
Er	-	1.9	1.9	-	0.80	0.65	1.8	5.3	2.2	1.5	-	-	1.8	
Yb	-	1.9	1.8	-	1.10	0.80	1.8	5.9	1.3	1.5	-	-	1.8	
Lu	-	0.25	0.25	-	0.13	0.16	0.25	0.4	0.2	0.56	-	-	0.22	
Y	-	20	16	-	9.3	5.6	15	80	20	19	-	-	22	
SumTR	-	161.2	148.94	-	116.94	95.62	175.1	184.5	223.0	239.8	-	-	221.35	
La/Yb	-	17.9	18.3	-	30.9	41.25	22.2	2.2	38.5	36.0	-	-	33.9	
n	1	1	20	4	1	3	1	1	3	13	7	12	34	

держание железа в пробе в пересчете на его окисную форму, силикатный рентгено-спектральный (квантометрический) метод анализа.



**Рис. 4.** Соотношение нормированных по недеплетированной мантии средних составов позднемезозойских образований близкой кремнеземистости в вулканической и плутонической фациях Станового хребта.

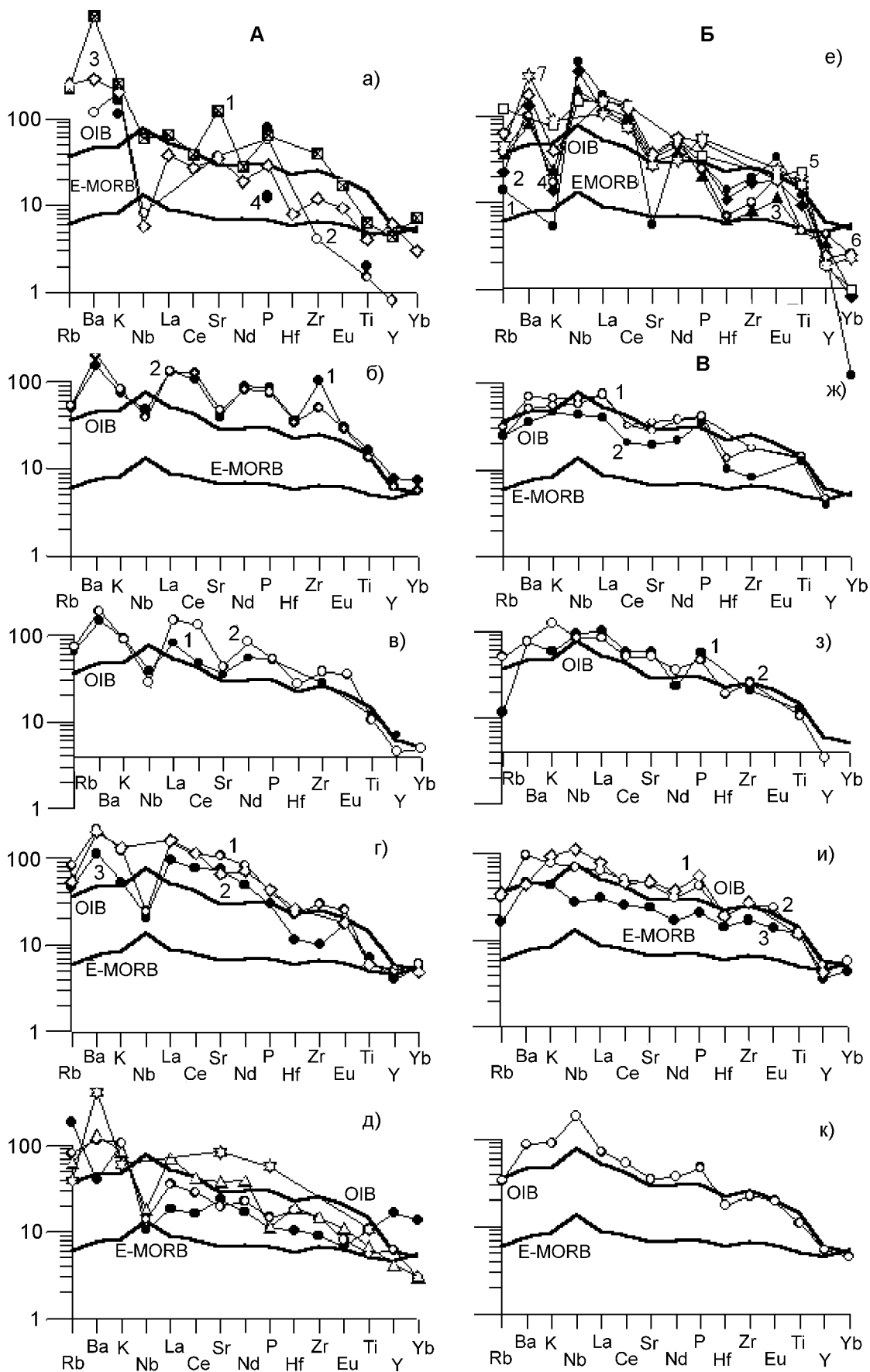
а – субщелочные базальты (1) и габброиды шлировидных включений (2) в гранитоидах, б – субщелочные андезитобазальты (1) и мезоабиссальные диориты (2), в – субщелочные андезиты (1) и кварцевые диориты (2), г – субщелочные риодациты (1) и граниты (2), д – риолиты (1) и лейкограниты (2).

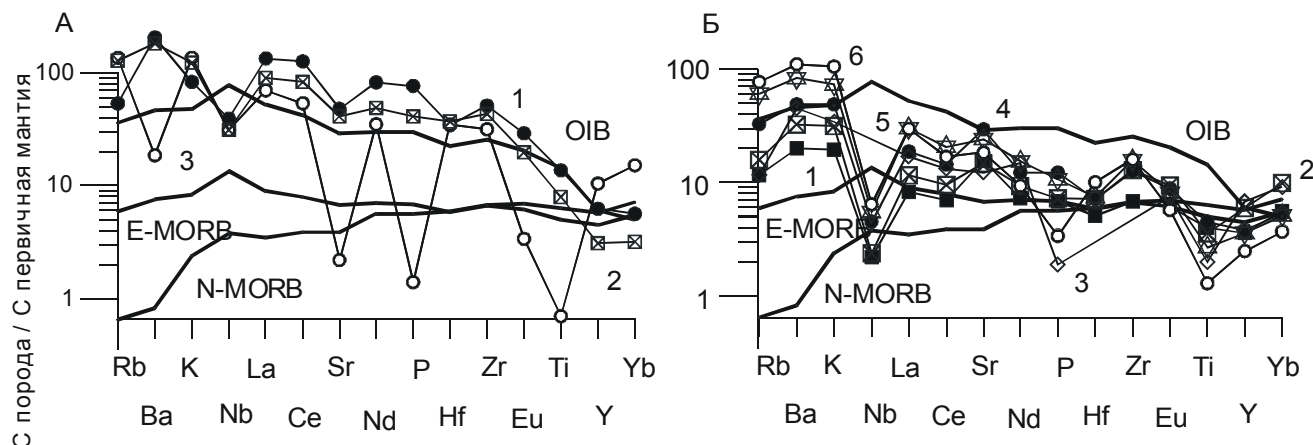
**Рис. 5.** Нормированный по недеплетированной мантии состав фанерозойских высокощелочных базальтов, базальтоидов и кимберлитов Сибирской платформы и ее южного обрамления [22, 34, 35, 51].

**А – поздний мезозой:** а – Алданский щит, Мз лампроиты Мурунского (1), Билибинского (2), Якутского (3) массивов и субщелочные базальты (4) малых тел; б – Мз шошониты Батноровской впадины, МНР (1) и Ингодинской впадины Забайкалья (2); в – Мз субщелочные базальты Торейской (1) и Кыкоро-Акиминской (2) впадин ЮВ Забайкалья; г – Мз субщелочные базальты Мулинской (1), Александровско-Заводской (2) и Южно-Аргунской (3) впадин Восточного Забайкалья; д – Мз субщелочные базальты Станового хребта.

**Б – палеозой и мезозой:** е – Сибирская платформа: 1–3 – Рз кимберлиты Алаakitского (1 – участок Сувенир, 2 – среднее) и Далдынского (3) полей; 4 – Мз кимберлиты Куйойского (среднее) поля; 5–7 Мз кимберлиты (5 – участок Баргидамалах, 6 – среднее) и пикриты (7) Средне-Куонамского поля.

**В – поздний кайнозой:** ж – Кз щелочные (1) и субщелочные (2) базальты плато Дариганга, МНР; з – Кз щелочные базальты Витимского нагорья Забайкалья (1) и Хангайского нагорья МНР (2); и – Кз щелочные базальты Джидинского района (1) и хребта Камар (2), субщелочные базальты хребта Камар (3) Прибайкалья; к – Кз щелочные базальты Станового хребта.





**Рис 6.** Геохимические типы салических магматических образований на диаграмме соотношения составов вулканитов различной щелочности, нормированных по недеPLETED мантии [85].

**А** – первый геохимический тип на примере мезозойских вулканитов Ингодинской впадины Юго-Восточного Забайкалья [30] (1 – субщелочные базальты, 2 – трахиандезиты, 3 – риолиты).

**Б** – второй геохимический тип на примере четвертичных вулканитов Большой Курильской гряды [1] (базальты – 1 и 4, андезиты – 2 и 5, риолиты – 3 и 6 соответственно фронтальной (1–3) и тыловой (4–6) вулканических зон структуры).

По редкоэлементному составу мезозойские автохтонные гнейсогранитоиды Становика наиболее близки геохимическому типу ультраметаморфических гранитоидов [68], хотя имеют и свою региональную специфику. Так, по резко повышенным концентрациям Ba и Sr они довольно заметно отличаются от ультраметаморфических лейкократовых гранитов архейских и протерозойских комплексов [68] Алдана и Прибайкалья. В то же время, они близки как типично интрузивным образованиям соответствующих частей региона (в том числе по низкой титанистости и проявлению на спайдер-диаграммах четких Nb-минимумов, рис. 7), так и вмещающим массив кристаллическим сланцам, отражая как общерегиональную вещественную специфику гранитоидов региона, так и его отдельных частей. Это указывает на их “промежуточное” происхождение и позволяет их рассматривать в качестве продуктов-прототипов анхизвектических гранитных выделов, причем сформированных в процессе палингенеза из изначально низкотитанистого корового субстрата.

#### Условия кристаллизации гранитоидов

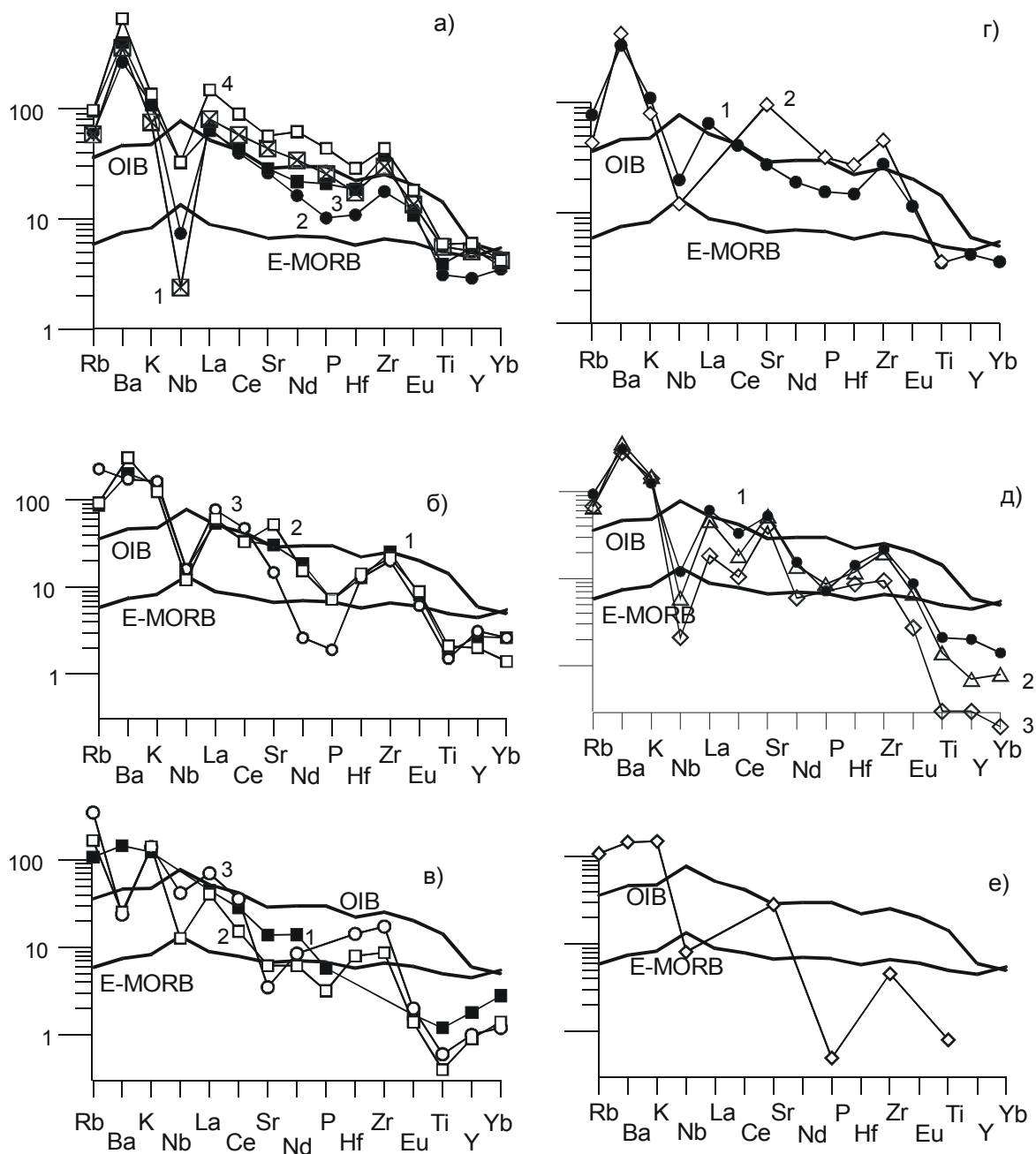
В главных разновидностях мезозойских гранитоидов Становика были изучены основные породообразующие [5, 8, 9, 11, 42, 70] и некоторые акцессорные минералы. Их макро- и микрокомпонентные свойства использованы нами при оценке основных физико-химических параметров условий кристаллизации вмещающих их гранитоидов, в том числе с помощью биотит-амфиболового [50] и биотитового [84] геобарометров, биотит-амфиболового и КПШ-

плагноклазового геотермометров [52, 53, 81, 82]), а также диаграмм, оценивающих глубину становления гранитоидов [54] и такие параметры флюидного режима магматического процесса, как парциальное давление воды ( $P_{H_2O}$ ), насыщенность расплава водой ( $C_{H_2O}$ ) [54, 55, 59, 78] и фугитивность кислорода ( $f_{O_2}$ ) в них [84].

Соответственно полученным оценкам, автохтонные гнейсогранитоиды Дырын-Юрхского массива формировались при максимальных общих давлениях нагрузки ( $P_{общ.}$ ) ~ 6–7 кбар на глубинах ~21 км (абиссальная фация глубинности), при минимальных температурах ( $T$ ) ~ 600–650°C и значениях  $f_{O_2}$  ( $10^{-18,0}$ ) в водонасыщенных условиях, где  $C_{H_2O} > 12\%$ .

Кристаллизация кварцевых монзонитов I интрузивной фазы Чильчинского массива происходила при  $P_{общ.} = 3–4$  кбар на глубинах 11–14 км (мезоабиссальная фация глубинности),  $T = 700–740^\circ C$ ,  $C_{H_2O} = 5–8\%$  и  $f_{O_2} = 10^{-13}–10^{-14}$ . Близкими условиями кристаллизации характеризуется большая часть гранитоидов ГИФ Токско-Нуямского и части Тындинского массивов:  $P_{общ.} \sim 3.5$  кбар на глубинах ~12.5 км,  $T = 680–750^\circ C$ ,  $C_{H_2O} = 4.5–8.0\%$  и  $f_{O_2} = 10^{-13}–10^{-14}$ . При этом, крупнозернистым гнейсовидным диоритам и габбродиоритам последнего свойственны максимальное  $P_{общ.} = 4,1$  кбар на глубинах несколько >14 км,  $T \sim 725^\circ C$ ,  $C_{H_2O} = 6.5\%$  и  $f_{O_2} = 10^{-13,5}$ .

Граниты главной фации Чильчинского массива кристаллизовались при наиболее низких температурах (550–590°C) и в условиях, достигающих насыщенности водой. Параметры флюидного режима этих образований близки таковым автохтонных абиссальных



**Рис. 7.** Соотношение нормированных по недеплетированной мантии составов основных типов позднеме- зозойских гранитоидов аллохтонных и автохтонных массивов Станового хребта.

а – субщелочные диориты (1) и кварцевые диориты Юго-Восточной (2), Центральной (3) и Северо-Западной (4) частей региона, б – субщелочные граниты Юго-Восточной (1), Центральной (2) и Северо-Западной (3) частей реги- она, в – субщелочные лейкограниты Юго-Восточной (1), Центральной (2) и Северо-Западной (3) частей региона, г – субщелочные кварцевые диориты аллохтонных (1) и автохтонных (2) массивов Центральной и Северо-Западной ча- стей региона, д – субщелочные граниты аллохтонного (1 – Тындинский) и автохтонных (2 – Чубачинский, 3 – Ды- рын-Юряхский) массивов Центральной (1–2) и Северо-Западной (3) частей региона, е – субщелочные лейкограниты автохтонного Дырын-Юряхского массива Становика.

гранитоидов Дырын-Юряхского массива. При этом, для интрузивных лейкогранитов в отличие от абиссальных гнейсогранитоидов была свойственна обстановка весьма высокого кислородного потенциала ( $f_{O_2} = 10^{-11,5} - 10^{-13,3}$  против  $10^{-18,0}$ ). Учитывая же то, что формирование гранитов и кварцевых монцонитов Чильчинского массива было сближено во времени и в пространстве, первые из них можно также отнести именно к мезоабиссальным образованиям (глубина  $\sim 11$  км).

Гранитоиды Дюпкойского, Олонгройского и части Тындинского массивов формировались при  $P_{\text{общ.}} = 1 - 2.5$  кбар на глубинах 5–8.5 км (гипабиссальная фация глубинности),  $T = 750 - 825$  °C,  $R_{H_2O} = 0.9 - 1.6$  кбар,  $C_{H_2O} = 2.5 - 3.5$  % и  $f_{O_2} = 10^{-12,9} - 10^{-13,5}$ .

Приповерхностные малые тела и дайки гранодиорит-порфиров в центральной части региона кристаллизовались из сухого расплава при  $P_{\text{общ.}} < 1$  кбар,  $T \sim 950$  °C и  $f_{O_2} = 10^{-10,5}$ .

Выявленное нами уменьшение содержаний Аб-составляющей и Ba, Sr при увеличении Rb в КПШ зерен основной массы относительно их вкрапленников в типично интрузивных гранитоидах Становика [8] указывает на формирование вкрапленников при повышенной температуре, т. е. на более ранней и, следовательно, магматической стадии кристаллизации [3, 4, 72]. Обратное же соотношение данных параметров в КПШ этих фаз автохтонных гнейсогранитоидов региона указывает на формирование вкрапленников при пониженной температуре, т. е. на поздней и, следовательно, метасоматической стадии кристаллизации.

### Геохимия изотопов Rb и Sr в гранитоидах

Для изотопной Rb-Sr характеристики гранитоидов Тындинского, Чильчинского и автохтонного Дырын-Юряхского массивов Становика было использовано 29 проб пород (15) и слагающих их породообразующих минералов (14) [16]. Это позволило не только подтвердить позднемезозойский возраст (109–130 млн лет) основных типов гранитоидов региона (табл. 4), но также установить, что

- сходные мезозойские цифры K-Ag возраста, полученные по биотиту для кристаллических сланцев и гнейсов “рамы” изученных гранитоидных массивов (92–120 млн лет) [6], а также смежных районов [25], включая Забайкалье (153–117 млн лет) [37, 58], указывающие на “омоложение” древних пород, позволяют предполагать их перекристаллизацию в мезозое вплоть до полного переплавления;

- практически идентичные интервалы значений первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$   $[I(0)_{\text{Sr}}]$  в гранитоидах

разных массивов (табл. 4) свидетельствуют о практически одном и том же составе магмогенерирующего корового субстрата по всему региону. Низкие же значения  $[I(0)_{\text{Sr}}]$  в этих гранитоидах (0.7066–0.7078) связаны, по-видимому, с первичным составом древних гранатсодержащих вмещающих пород, большая часть которых изначально соответствовала низкощелочным вулканитам соответствующего вулканогенно-осадочного комплекса [23];

- наиболее кремнекислые разности жильной серии изученных массивов формировались в результате кристаллизационной дифференциации первичных, более мафических магм. В то же время, калиевые разности главных фаций изученных массивов всегда являются самыми ранними и, соответственно, не продуктами кристаллизационной дифференциации более мафических магм, а самостоятельными коровыми выплавками.

Последний вывод оказался в полном соответствии с вариантами формирования различных дифференциальных серий мезозойских магм Становика, оцененными нами [18], и расчетом балансов масс основных компонентов в породах по мере удаления из них тех или иных комбинаций минералов (т.е. с позиции гипотезы их фракционной дифференциации). Отмеченные результаты, а также наши исследования по геохимии и петрологии соответствующих шшировидных включений в гранитоидах [15] (показавших возможность их происхождения только с позиций смешения контрастных магматических расплавов), позволили сформулировать общий вывод о том, что формирование дифференцированных серий мезозойских магматических образований Становика могло происходить в результате не только кристаллизационной дифференциации мафических магм, но также ассимиляции первичными магмами вмещающих пород и, прежде всего, смешения калиевых и мафических магм.

### К ВОПРОСУ О МОДЕЛИ ЗАРОЖДЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА СТАНОВОГО ХРЕБТА

Переходя к геодинамическим моделям сначала отметим, что выявленное сходство составов мезозойских интрузивных и автохтонных гранитоидов Становика, а также повсеместное “омоложение” по всему региону их вмещающих толщ (сходство K-Ag возраста) [6, 25] позволяют уверенно предполагать здесь значительную мезозойскую гранитизацию и преобразование древних толщ вплоть до их полного переплавления. Данный процесс мог быть обусловлен только значительным подтоком тепла и флюидных компонентов, одними из наиболее вероятных

Таблица 4. Rb-Sr возраст гранитоидов Станового хребта.

Проба	Порода	Возраст (МА)	87/86Sr(0)	Примечания
<b>Гындинский массив</b>				
СТ-62	Кварцевый диорит	121,9±0.9	0.70761. СКВО=1.5	Внутренняя изохрона: вал+КПШ+Би
СТ-62	Кварцевый диорит	121,9±0.9	0.70764	Внутренняя изохрона: вал+Би
СТ62+СТ83	Кв.диорит+гранодиорит	121,9±0.9	0.70762. СКВО=0.85	Вал(СТ-62)+КПШ+Би+вал(СТ-83)
СТ62+СТ83	Кв.диорит+гранодиорит	128±6.6	0.70756. СКВО=76.5	Вал(СТ-62)+КПШ+Би+вал(СТ-83)+Би
		128±7.9	0.70737±0.002	- " -
СТ-83	Гранодиорит	129,6±0.6	0.7076	Внутренняя изохрона: вал+Би
СТ83+СТ89/8	Гранодиорит+аплит	130±8.8	0.70763. СКВО=5.72	Вал+Би(СТ-83)+вал(СТ-89/8)
		129±11	0.70779±0.0006	- " -
<b>Чильчинский массив</b>				
СТ-75	Кварцевый монцонит I фазы	109±3.2	0.70776. СКВО=12.9	Внутренняя изохрона: вал+Би+Амф+2КПШ
		109±1.9	0.70773±0.00048	- " -
СТ-75	Кварцевый монцонит	108,9±3.2	0.70785. СКВО=6.85	Вал+Би+Амф+КПШ(вкр.)
		108,9±2.9	0.70779±0.0005	- " -
СТ-75	Кварцевый монцонит	109,6±0.7	0.70745	Внутренняя изохрона: вал+Би
СТ-135	Гранит II фазы	130±23	0.70721. СКВО=24.5	Внутренняя изохрона: вал+КПШ+Би
		130±5.9	0.70714±0.0001	- " -
СТ-135	Гранит II фазы	130,2±1	0.70749	Внутренняя изохрона: вал+Би
<b>Автохтонный Дырын-Юрхский массив</b>				
СТ-136	Кварцевый диорит	117,1±0.8	0.70661. СКВО=0.07	Внутренняя изохрона: вал+Амф+Би
СТ-76	Гранодиорит	120,7±0.5	0.70683. СКВО=0.60	Внутренняя изохрона: вал+2КПШ+Би

Примечание. Би – биотит, Амф – амфибол, КПШ – калиевый полевой шпат (вкр.– вкрапленников); СКВО – среднее квадратичное отклонение.

носителей которых являются развитые по региону глубинные мафические магмы. При этом, выплавление по большей мере близких по составу коровых салических магм в результате отмеченного воздействия не могло происходить за счет подъема заметно различающихся по щелочности мафических магм (так как это привело бы к значительным по объему салическим выплавкам различного состава, что не наблюдается). Соответственно, на ранней и главной стадии мезозойского магматизма по всему Становику состав мафических магм, скорее всего, был близок по щелочности и, учитывая высокую обогащенность салических магм редкими элементами, приближался именно к высокощелочным образованиям. На более же поздней (ранне-позднемолодой) стадии эволюции региона в центральной и, прежде всего, в его юго-восточной части незначительные выплавки низкощелочных гранитоидов, скорее всего, обусловлены влиянием именно низкощелочных мафических магм. Это находится в хорошем соответствии с данными о двух позднемезозойских циклах магматизма Становика [45, 46].

Большинство мезозойских магматических образований Становика (вместе с таковыми смежных регионов) по составу оказались промежуточными между продуктами магматизма типичных рифтовых зон и активных континентальных окраин с наклонными сейсмофокальными зонами. В то же время, некоторые низкокремнеземистые и наиболее щелочные мезозойские базальты (рис. 2 и 5) по составу либо близки, либо соответствуют кайнозойским щелочным базальтам того же региона (а также базальтам океанических горячих точек) (рис. 3), обычно являющихся хотя и малообъемными, но инициальными проявлениями соответствующих циклов магматизма в большинстве магматических структур мира [18], и прежде всего в рифтогенных структурах. Именно это и позволило нам рассмотреть их в качестве самых ранних и повсеместно проявленных по данному региону мезозойских магматических образований, как раз и ответственных за формирование преобладающих там обогащенных некогерентными элементами средне- и высококремнекислых коровых магм.

Повсеместное формирование близких к щелочнобазальтовым магм в такой крупной структуре, как пояс Станового хребта, вряд ли возможно без мощной декомпрессии его глубинных частей, сопутствующей именно рифтогенным структурам. Это, вместе со спецификой его вещественной зональности, принципиально отличающейся от островодужной и развивающейся по мере омоложения магматизма с северо-запада на юго-восток [31], находится в противоречии с плейт-мобилистскими взглядами предшественников, включая наши, на геодинамику этого региона. Так, предполагаемая связь мезозойского магматизма Становика и параллельного ему Умлекано-Огоджинского пояса с субдукционными зонами и по линии Монголо-Охотского пояса к югу [7, 11, 42], и по ли-

ношение к югу [7, 11, 42], и по ли-



нии поперечного Большехинганского хребта [64, 65], выглядит неправомерной, так как “омоложение” магматизма должно происходить в обратную сторону. С другой стороны, проявляющееся здесь “омоложение” магматизма находится в хорошем соответствии с таковым, которое происходило с юрского времени по всему обрамлению Сибирской платформы (т.е. основная активность магматических процессов сместилась из его западной и юго-западной части, включая Забайкалье и соответствующую часть Центрально-Азиатского пояса, в южную и юго-восточную часть, включая Восточное Забайкалье, Алданский щит и Становую область) [18].

В рамках использованного подхода, совокупность полученных данных вполне удовлетворяет достаточно разработанной, экспериментально обоснованной и с успехом используемой модели магматизма для рифтогенных структур, обусловленного вертикальным подъемом из мантии высоконагретого и разуплотненного вещества в виде различного размера диапиров [2, 33], или “плюмов” [28, 29], влияющих на выплавки коровых салических магм и для многих регионов фиксирующихся геофизическими методами [28, 29, 56, 75]. В соответствии с этой моделью, все мафические магматические образования регионов выплавлялись из вещества мантийного диапира, изменяясь по составу от щелочных до завершающих низкощелочных базальтов по мере увеличения объемов выплавок из диапирового субстрата в связи с возрастанием степени его частичного плавления.

Здесь же важно подчеркнуть, что сопоставление особенностей магматизма самых различных геодинамических обстановок ~50 регионов мира показало [17, 18], что по целому ряду главных признаков (соответствующему порядку и объему излияния базальтов разной щелочности, а также распределению в них ксенолитов пород различной глубинности) этой модели может соответствовать и магматизм чуть ли не всех типов структур, включая островодужные.

Однако по отмеченной выше “идеальной” диапировой модели невозможно объяснить появление среди рассмотренных базальтов Становика 3-х различных геохимических групп в рамках 2-х геохимических типов (как, нередко, и во многих других структурах [17, 18]), а также формирование “островодужных” обстановок с окраинными морями и поперечной вещественной магматической зональностью. Ведь в этом случае отмеченные свойства магматизма во всех структурах должны быть идентичными.

В то же время, как нами показано [17, 18], с учетом неравномерности энергетической эволюции Земли, отмеченные несоответствия легко интерпретиру-

ются в связи не с идеальными, а с реальными мантийными диапирами, отличающимися от первых различной формой, различной скоростью воздымания и т.д. Так, различная форма диапиров, вплоть до значительно отклонившейся от вертикали, выявляется при плотностном моделировании регионов [56]. Значительные объемы салических магм и высокая дифференцированность всей магматической ассоциации, часто соответствующие и “рифтогенным”, и “островодужным” структурам с базитами как 1-го, так и 2-го геохимического типа, скорее всего, указывают на минимальную скорость движения в них мантийного диапира. Отсутствие же отмеченных признаков указывает на максимальную скорость подъема диапиров, продуцирующих базальты 1-го геохимического типа.

Понятно, что только изменением скорости подъема диапиров нельзя объяснить образование столь различающихся типов структур и составов проявленных в них базитовых магм, так как их состав определяется лишь соответствующей степенью частичного плавления изначально одного и того же вещества диапира. В то же время, всё это может легко объясняться влиянием признаваемого сейчас большинством исследователей (список см. монографию А.Л. Джейкса с соавторами [27]) дополнительного источника магмогенерации. Им же прежде всего являются вмещающие диапир толщи, в разной степени преобразованные за счет флюидно-метасоматических и магматических процессов диапиризма, в свою очередь также зависящих от величины, формы и скорости подъема диапиров.

Так, уменьшение скорости вертикального подъема диапира должно способствовать не только переплавлению вмещающих диапир толщ, но и их максимальному флюидно-метасоматическому обогащению некогерентными элементами, которое больше, чем у смежных выплавок из диапира (т.е. степень их частичного плавления будет либо равной, либо меньшей). Соответственно, именно этим и обусловлена обогащенность суммарных высокощелочных базальтовых выплавок (а также кимберлитов и лампроитов) 2-ой “низкоскоростной” группы 1-го геохимического типа. Резкий же Sr-минимум в них может указывать на их формирование из метасоматизированных безпироксеновых гипербазитов типа дунитов.

Особо же подчеркнем, что даже при быстром продвижении диапира резкое уменьшение вертикальной составляющей скорости происходит по мере значительного отклонения его оси от вертикали. В этом случае это также обуславливает резкое увеличение в составе выплавок вещества вмещающих диапир

толщ, которые к тому же будут всё менее обогащены некогерентными элементами ввиду их преобразования на все большем удалении от главной оси диапира, контролирующей основной подток флюидных компонентов. Соответственно, все это отразится и на суммарном составе как базитовых, так и обусловленных ими коровых салических выплавок, которые при общей “деплементированной” специфике сформируют собой четкую вещественную зональность. Именно эта ситуация вместе с проявлением магм специфического 2-го геохимического типа и проявляется в так называемых островодужных и соответствующих им структурах. Под прикрытием же пологонаклоненного диапирного тела, затрудняющего равномерный сброс летучей фазы, снизу здесь имеется наилучшая возможность их многократно возобновляющегося накопления и сброса (сейсмофокальные зоны Бень-оффа), вызывающего землетрясения разной мощности и уровня заложения.

При этом, четкий Sr-максимум на трендах состава базальтов этих структур прямо ассоциируется с участием в их формировании достаточно высоких количеств кальциевых, т. е. плагиоклазосодержащих гипербазитов или пироксенитов самых верхних горизонтов мантии. Низкая же титанистость (с резким Nb-минимумом) всех этих магматических пород, а соответственно, и большей части таковых Станового хребта (что следует и из составов его автохтонных гранитоидов), скорее всего, обусловлена изначальной деплементированностью на эти элементы магнезирующего субстрата. Соответственно, судя по специфике составов мезозойских базитов рассмотренного Байкало-Алдано-Станового участка, деплементированность некогерентными элементами вмещающего диапир магнезирующего субстрата минимальна в Юго-Восточном Забайкалье, несколько выше – в Восточном Забайкалье и максимальна в районе Алданского щита (которая выше, чем для регионов кимберлитового магматизма Австралии) и восточной части Становика.

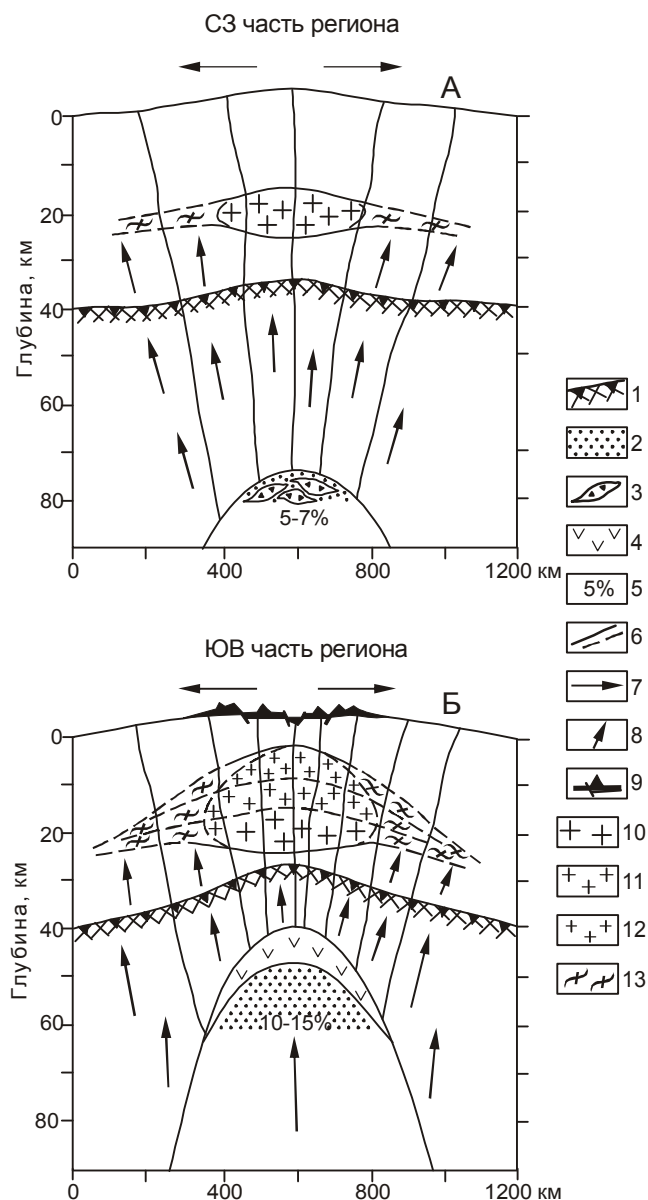
На наш взгляд, использование вышерассмотренной диапирной модели позволяет наиболее разумно провести генетическую интерпретацию всего комплекса геолого-геохимических данных по магматическим образованиям Становика. Она же (как это недавно было очень наглядно продемонстрировано и для всего Дальневосточного региона [30]) позволяет оценить их потенциальную рудоносность, так как отделяющиеся от мантийного диапира флюиды и магмы должны являться и основными источниками характерных рудных металлов.

Так, формирование кайнозойских щелочных базальтов на юго-востоке Становика следует интерпре-

тировать в связи с максимальной скоростью и относительно низкой высотой воздымания мантийного диапира (обстановка “горячих точек”), что не могло привести к формированию коровых салических и промежуточных по составу магм.

На раннем мезозойском этапе ( $J_3-K_1$ ), по мере вертикального и весьма медленного воздымания мантийных диапиров по всей территории Становика (лишь немного более быстрого, чем в это же время на платформе и Алданском щите при формировании лампроитов и кимберлитов), начали выплавляться базальтоидные магмы, скорее всего, щелочного и субщелочного состава. При этом, в восточных частях региона диапир продолжал воздыматься и в ранне-позднемилового период. Там он достиг максимальной высоты (рис. 8) и в верхней части имел уже изогнутую форму, что привело к выплавкам небольшого количества низкощелочных базальтов соответствующей специфики. Поднимаясь до соответствующих уровней с низкой скоростью, эти диапиры, а также генерируемые ими мафические магмы активно воздействовали на формации земной коры. Так, сначала они повсеместно приводили к флюидному метасоматическому преобразованию изначальное весьма деплементированных древних метаморфических и магматических формаций, а затем – к выплавлению весьма значительных объемов соответствующих по составу салических магм (рис. 8), чему способствовали широко развитые по региону, легко поддающиеся плавлению древние гранитизированные толщи и гранитоиды. Выплавки из последних представляли серьезное препятствие для выхода на поверхность базальтовых магм, что, скорее всего, и обусловило столь трудный их поиск по региону.

Последующее взаимодействие и смешение коровых салических магм с диапирными базитовыми магмами обусловило появление по региону соответствующей латеральной зональности составов магматических пород с северо-запада на юго-восток, а соответственно и изменение их рудной «нагрузки», которая в среднем становится все более специализированной на Au, менее – на Li, Rb, W, Mo, Pb, а их базальтоидная и диорит-гранодиоритовая совокупности – еще и на Cu, Sn, Be, Zn. При этом, судя по [67, 68, 70], высокие температуры, максимальные значения активности кислорода и хлористая специфика летучих при кристаллизации всего комплекса изученных магматических образований Становика позволяет его отнести к потенциально рудоносным на Au, Mo, а также Cu, Pb и Zn [10, 18]. Кроме того, процессы вскипания гранитоидного расплава при взаимодействии контрастных по составу магм приводили к образованию множества мелких штоков, малых тел и даже небольших лавовых излияний кремнекислого состава, а также к



**Рис. 8.** Схема позднемезозойской геодинамики северо-западной (А) и юго-восточной (Б) частей Станового хребта по южному обрамлению Алданского щита.

1 – граница Мохо; 2 – зоны частичного плавления мантийного диапира; 3 – выплавки высокощелочных мафических магм; 4 – выплавки низкощелочных мафических магм; 5 – предполагаемая степень частичного плавления исходного вещества; 6 – тектонические зоны, сопутствующие растяжению; 7 – ориентировка растягивающих напряжений; 8 – направление движения мантийного диапира, флюидов и магмогенерирующей области; 9 – излившиеся базальты и вулканические постройки; 10–12 – области выплавок коровых салических магм и их консолидации в виде гранитоидов разной степени зернистости, т. е. относительно крупнозернистых (10), среднезернистых (11) и мелкозернистых (12) разновидностей; 13 – области формирования массивов автохтонных гранитоидов.

весьма крупным извержениям андезитовых лав. Воздымание же штоков перегретых салических магм стимулировало в них эманационные процессы, в силу которых насыщенная рудным веществом газовая фаза легко поднималась вверх и обогащала собой их апикальные зоны, иногда формируя рудопроявления. К тому же, активно отделяющиеся газы и растворы по мере эволюции как мафических, так и салических магм могли по ходу своего движения продолжать обогащаться экстрагируемым рудным веществом и из древних коровых толщ (изначально низкощелочных и обычно специализированных на золото), что при их отложении также могло приводить к рудопроявлениям. К этому добавим, что глубинные рудоносные флюиды и магмы (как и вышеотмеченные растворы и газы) проникали в земную кору по всему комплексу разномасштабных разрывных нарушений, которые в основном и контролировали распространение различных рудопоявлений.

Выплавление салических магм на все меньших глубинах происходило быстрее и более полно в силу уменьшения там литостатического давления, приводящего к перегреву и плавлению вмещающих толщ. При кристаллизации же этих магм появлялись все более быстро кристаллизовавшиеся мелкозернистые фации гранитоидов. Максимум формирования коровых магм приходился на осевые области воздымания мантийных диапиров, где энергетическое воздействие максимально (рис. 8). Соответственно, в коровых областях, удаляющихся от оси диапира, все больше формировались уже не типичные интрузивные образования, а автохтонные гнейсогранитоиды со всё уменьшающимся объемом подвергшегося плавлению вещества. Таким образом, проявленные по региону плитообразные гранитоидные тела, скорее всего, образовались не в связи с грандиозным передвижением весьма вязких гранитных магм сначала вверх по разломам, а затем вдоль ослабленных зон по напластованию метаморфических пород (как ранее предполагалось большинством исследователей), а по большей мере именно на том же месте земной коры, где и выплавились в результате глубинного энергетического воздействия. Значительное же увеличение объема материала за счет превращения его в магму позволяло последней в достаточной степени передвигаться как по вертикали (в меньшей степени), так и по горизонтали. Понятно, что в этом случае крутые зоны северо-западного простирания под гранитоидными массивами, скорее всего, являются магмоподводящими не для гранитоидных, а именно глубинных базальтоидных магм.

Таким образом, анализ всего полученного нами материала по мезозой-кайнозойскому магматизму Станового хребта позволил выявить основные зако-

номерности его происхождения и эволюции, находящиеся в полном соответствии с моделью “мантийного диапиризма”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского рифта. Новосибирск: Наука, 1985. 182 с.
3. Антипин В.С. Полевые шпаты мезозойских гранитоидов различных геохимических типов (МНР) и их петрогенетическое значение // Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975. С. 82–102.
4. Антипин В.С., Петрова З.И., Кузьмин М.И. Щелочные полевые шпаты из гранитоидов различного генезиса // Геохимия. 1975. № 9. С. 1317–1328.
5. Антонов А.Ю., Халтуева В.К. Биотиты из мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов. 1976. Иркутск, 1977. С. 71–75.
6. Антонов А.Ю., Смирнов В.Н. О мезозойском К-Аг возрасте некоторых гнейсогранитных образований Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов 1977. Иркутск, 1979. С. 54–59.
7. Антонов А.Ю. О региональной петрохимической зональности верхнемезозойского гранитоидного магматизма Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов – 1977. Иркутск, 1979. С. 48–54.
8. Антонов А.Ю., Орлова Д.Я., Головина А.В. и др. Калиевые полевые шпаты верхнемезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов 1978. Иркутск, 1979. С. 57–62.
9. Антонов А.Ю., Халтуева В.К., Ярошенко С.К. и др. Характеристика амфиболов верхнемезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов 1978. Иркутск, 1979. С. 62–68.
10. Антонов А.Ю., Кузьмин М.И., Хлебникова А.А. Распределение золота в мезозойских гранитоидах Станового хребта // Геология и геофизика. 1980. № 9. С. 68–78.
11. Антонов А.Ю. Петрология и геохимия верхнемезозойских гранитоидов южного ограничения Алданского щита (Становой хребет): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1984. 25 с.
12. Антонов А.Ю. Редкоземельные элементы в позднемезозойских гранитоидах южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 68–80.
13. Антонов А.Ю. Геохимия позднемезозойских вулканических образований южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 6. С. 79–93.
14. Антонов А.Ю. Редкоземельные элементы в позднемезозойских вулканических образованиях Станового хребта // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С. 66–79.
15. Антонов А.Ю. К вопросу о генезисе мафических шпиро-видных включений в позднемезозойских гранитоидах южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 4. С. 29–52.
16. Антонов А.Ю., Дриль С.И., Банковская Э.В. Rb-Sr-изотопная характеристика аллохтонных и автохтонных поздне-мезозойских гранитоидов Станового хребта (Южное ограничение Алданского щита) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 4. С. 61–76.
17. Антонов А.Ю. Геохимия фанерозойских магматических образований Земли и мантийный диапиризм // Геохимия и петрология магматических процессов: Материалы научных чтений, посвященных памяти М. Н. Захарова (Иркутск, 10 июня 2002 г.). Иркутск: Изд-во Иркут. ГТУ, 2002. С. 11–14.
18. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология фанерозойских магматических образований, различные геодинамические обстановки магматизма и мантийный диапиризм: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск, 2004. 48 с.
19. Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлюоресцентный силикатный анализ. Новосибирск: Наука, 1984. 224 с.
20. Баженова Г.Н., Козлов В.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист О-51-XXXII. Москва: Госгеолтехиздат, 1963. 75 с.
21. Баженова Г.Н., Козлов В.А., Белоножко Л.Б. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист О-51-XXXI. Москва: Недра, 1964. 72 с.
22. Владыкин Н.В. Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 123–136.
23. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Ленинград: Недра, 1986. Т. 7, кн. 2. 239 с.
24. Геология и петрология докембрия Алданского щита / Отв. ред. В.И. Кицул; Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР. М.: Наука, 1966. 318 с.
25. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 332 с.
26. Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пушин И.К. и др. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
27. Джейкс А.Л., Луис Д.Д., Смит К.Б. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.
28. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Наука, 1994. 300 с.
29. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Фил. “ГЕО”, 2002. 409 с.
30. Жирнов А.М. Металлогения золота Дальнего Востока (на основе линеаментно-диапировой концепции): Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Биробиджан, 2004. 60 с.
31. Заблоцкий Е.М. Основные этапы активизации Становой области // Геология и геофизика. 1972. № 3. С. 63–70.
32. Заблоцкий Е.М., Сытина Н.М. Строение Тындинского массива гранитоидов Станового хребта по геолого-геофизическим данным // Геология и геофизика. 1974. № 11. С. 82–89.
33. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. Москва: Наука, 1990. 346 с.
34. Казимировский М.Э. Пространственно-временные и вещественные закономерности эволюции магматизма Нерча-Ингодинской рифтогенной зоны (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1994. № 3. С. 40–49.

35. Кануков Б.Ю., Махоткин И.Л., Голованова Т.И. Петрология калиевых вулканогенных серий Якокутского вулканоплутонического комплекса Центрального Алдана // Изв. АН СССР, сер. геол. 1991. № 12. С. 83–93.
36. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
37. Козубова Л.А., Миркина С.Л., Мурина Г.А. и др. Полихронный ультраморфизм в зонах активизации Забайкалья // Изв. АН СССР, сер. геол. 1980. № 12. С. 22–23.
38. Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я. и др. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. 239 с.
39. Кричевец В.И., Терещенко Л.В. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист N-51-III. Москва: М-во геологии СССР, 1981. 100 с.
40. Кузнецова А.И., Лонщик С.В. Об оценке метрологических характеристик методик атомно-эмиссионного анализа геохимических проб по результатам внутривлабораторного контроля // Журнал аналит. химии. 1986. Т. 51. Вып. 4. С. 653–657.
41. Кузьмин М.И., Коваленко В.И., Цэдэн Ц. и др. Распределение редких элементов в редкометалльных гранитоидах // Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. С. 160–198.
42. Кузьмин М.И., Антонов А.Ю. Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия. 1980. № 7. С. 1018–1030.
43. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
44. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Мезозойские граниты Чубачинского массива Тукурингского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2001. Т. 9, № 4. С. 417–432.
45. Левин Ф.Д. Петрология вулканоплутонических ассоциаций Становой области: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М., 1990.
46. Левин Ф.Д. Два типа андезитов Становой области мезозойской активизации // Вестн. МГУ, сер. 4. 1991. № 3. С. 75–82.
47. Левченков О.А., Балаганский В.В., Макеев А.Ф. и др. Возраст гранитоидов восточной части Станового хребта (по изотопным данным) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1980. № 7. С. 25–34.
48. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинников Г.В. и др. Свинцово-изотопные свидетельства архейского источника вещества в золоторудных месторождениях зон мезозойской активизации южной части Алдано-Станового щита // Петрология. 1996. Т. 4, № 4. С. 421–435.
49. Николаев В.В., Семенов Р.М. и др. Сейсмоструктура, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982. 150 с.
50. Панеях Н.А., Федорова М.Е. Равновесие роговая обманка – биотит в гранитоидах // Вестн. МГУ, сер. геол. 1973. № 4. С. 94–98.
51. Первов В.А., Дрынкин В.И., Керзин А.Л. и др. Геохимия субщелочных вулканических серий двух стадий поздне-мезозойской тектоно-магматической активизации Юго-Восточного Забайкалья // Геохимия. 1987. № 6. С. 798–812.
52. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320 с.
53. Перчук Л.Л., Александров А.Л. Расчет изобарических диаграмм для двуполевошпатового равновесия // Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976. С. 5–10.
54. Перчук Л.Л., Федькин В.В. Температурный и газовый режим формирования гранитоидов // Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976. С. 97–104.
55. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
56. Подгорный В.Я. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере юга российского Дальнего Востока и Северо-Востока Китая): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1999. 27 с.
57. Раузер А.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист N-51-II. Москва: М-во геологии СССР, 1978, 76 с.
58. Рублев А.Г., Александрова С.В. и др. Геохронология фанерозойского активационного магматизма Северо-Восточного Забайкалья // Сов. геология. 1985. № 10. С. 81–92.
59. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
60. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 2. 699 с.
61. Свешников К.И. Корреляция и тектоническое положение щелочных пород Северного Прибайкалья – Алданского нагорья // Геология и геофизика. 1977. № 3. С. 32–45.
62. Семенова В.Г., Соловьева Л.Б., Владимиров Б.М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
63. Смирнова Е.В., Конусова В.В. Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в геологических материалах // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982. С. 3–31.
64. Стриха В.Е. Северные границы Большехинганского вулканоплутонического пояса и проблемы картирования его интрузивных комплексов. Петрография на рубеже XXI века: Материалы II Всерос. петрограф. совещ. Сыктывкар, 2000. Т. I. С. 291–293.
65. Стриха В.Е. Геохимия и генезис мезозойских гранитоидов золотоносных районов востока России: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Благовещенск, 2002. 51 с.
66. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология докембрия южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.
67. Таусон Л.В., Сандиминова Г.П., Плюснин Г.С. и др. Изотопный состав стронция в эффузивах Центрального Забайкалья // Ежегодник СибГЕОХИ. Иркутск: Наука, 1976. С. 178–182.
68. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 278 с.
69. Таусон Л.В., Антипин В.С. и др. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.
70. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. Ленинград: Наука, 1981. С. 73–83.

71. Ухина И.Ф., Коген В.С. Некоторые особенности происхождения мезозойских гранитоидов Станового хребта // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 8. С. 11–19.
72. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. С. 179–190.
73. Хавезов И., Цалев Д. Атомно-абсорбционный анализ. Ленинград: “Химия”. Ленингр. отд-ние, 1983. 144 с.
74. Цыханский В.Д., Кузнецова А.И., Коваль Л.П. Экстракционно-спектральное определение вольфрама в минералах // Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск: Наука, 1976. С. 318–321.
75. Чудинов Ю.В. Геология активных океанических окраин и глобальная тектоника. Москва: Недра, 1985. 248 с.
76. Эмиссионный спектральный анализ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1976. 208 с.
77. Ялынычев Е.В. Особенности размещения золотого оруденения в центральной части Становой зоны // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. С. 19–24.
78. 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.
79. Leeman W.P., Vitaliano C.J., Prinz M. Evolved lavas from the Snake River Plane, Craters of the Moon National Monument, Idaho // Contr. Min. Petr. 1976. V. 56, N 1. P. 35–60.
80. Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274, N 4. P. 321–355.
81. Orvil P.M. Alkali feldspar – alkali chloride hydrothermal ion exchange. Ann. Rept. Geophys. Lab., 1960. P. 104–108.
82. Orvil P.M. Alkali feldspar-alkali chloride hydrothermal ion exchange. Jn: Carn. Inst. of Wash., Year Book. 1963. P. 59.
83. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamony area, Northern Turkey // Contrib. Miner. and Petrol. 1976. V. 58, N 1. P. 63–81.
84. Wones D., Eugster H. Stability of biotite, experiment, theory and application // Amer. Mineralogist. 1965. V. 50, 9. P. 1228–1272.
85. Wood D.A. A variably veined suboceanic upper mantle-geogenic significance for midoceanic ridge basalts from geochemical evidence // J. Geol. 1979. V. 7. P. 499–503.

*Рекомендована к печати*

*А.В. Колосковым*

*A. Yu. Antonov*

### **Geochemistry and petrology of Mesozoic-Cenozoic magmatic formations of the Aldan shield southern framing. The problems of geodynamics**

The paper gives a brief summary of the results of long-term geological, geochemical and petrological investigations of the Mesozoic-Cenozoic magmatic formations of the Stanovoy Range aimed at identification of the main causes of their origin and evolution. The analysis of the materials shows that the compositionally widely varying magmatic formations of the Stanovoy Range formed in the different facies of depth (from abyssal to surficial). Compositionally, most salic formations among them change insignificantly, but mafic formations vary strongly, primarily in the south-eastern part of the region. Incidentally, both the subalkaline and low-alkaline magmatic formations are just about equally manifested in the south-eastern part of the Stanovoy Range; subalkaline varieties predominate in its central part, and only the shoshonite-latitude series is known on the north-west. This zoning is fundamentally different from “island arc” zoning, because in the latter case each zone shows equitopic volcanic rocks with respect to alkalinity. The effusive and intrusive assemblages of almost the same alkalinity and SiO<sub>2</sub>-abundant (as well as shiren enclaves in the regional granitoids) formed from the same magmas of corresponding composition. Besides, both mafic and most salic magmas formed there as a result of independent melts, but intermediate magmas formed mainly due to mixing of contrasting magmas, that is, basic and salic magmas.

The available material on the regional magmatism is best interpreted in the context of the mantle diapirism model. Thus, in Mesozoic time mantle diapirs uplifted rather slowly; incidentally, in the Jurassic-Cretaceous (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>) period they uplifted over the entire Stanovoy Range territory generating alkaline and subalkaline basalts. However, in the Early-Later Cretaceous (K<sub>1</sub>-K<sub>2</sub>) period, in the central and eastern parts they were forming low-alkaline basalts. However, in the Cenozoic period the diapir rose rather quickly only in a small eastern part of the region and formed alkaline basalts. Unlike Cenozoic diapirs, Mesozoic diapirs and mafic magmas influenced actively the Earth’s crust formations, bringing them to their fluid transformation and then, to fusion from them of huge volumes of salic magmas of corresponding composition that consequently interacted and mixed with mafic magmas and formed corresponding material zoning. At the same time, a maximum of the formation of crust magmas falls on the axial areas of the diapirs rise, where the energetic effect is maximal. Autochthonous gneiss-granitoids (different from intrusive formations) formed more often at a distance from this axis.

**Key words:** magmatism, Mesozoic, Cenozoic, geochemistry, petrology, fluid, diapir, Stanovoy Range.

ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОНЫ КИЧЕРСКОГО  
РАЗЛОМА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

О.П. Смекалин<sup>1</sup>, А.В. Чипизубов<sup>1</sup>, В.С. Имаев<sup>1</sup>, В.М. Бесстрашнов<sup>2</sup>,  
А.И. Мельников<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск

<sup>2</sup>Центр геодинамических исследований, Москва

Поступила в редакцию 18 апреля 2006 г.

В новейшей структуре Байкальской рифтовой зоны Кичерский разлом формирует северо-западную границу Ангаро-Кичерской аккумулятивной депрессии. Сбросовыми подвижками в течение позднплейстоцен-голоценового времени в зоне разлома сформирован сеймотектонический уступ высотой до 60-ти метров. Анализ развития морфологических форм эрозионно-аккумулятивного и сейсмического генезиса свидетельствует о неравномерности во времени роста уступа. С целью изучения хода сейсмического процесса в зоне Кичерского разлома нами были пройдены две траншеи через сейсмогенный уступ. По характеру деформаций в разрезах траншей и полученным ранее результатам морфологических исследований выделен голоценовый этап сеймотектонической активизации в зоне разлома с предшествующим ему временем относительного затишья. По предварительным оценкам активность этапа, начавшегося в конце позднего плейстоцена и не завершённого к настоящему времени, сопровождалась, как минимум, тремя разрывообразующими землетрясениями.

**Ключевые слова:** палеосейсмология, сейсмодислокация, разрывообразующее землетрясение, сеймотектоническая активизация, тренчинг.

ВВЕДЕНИЕ

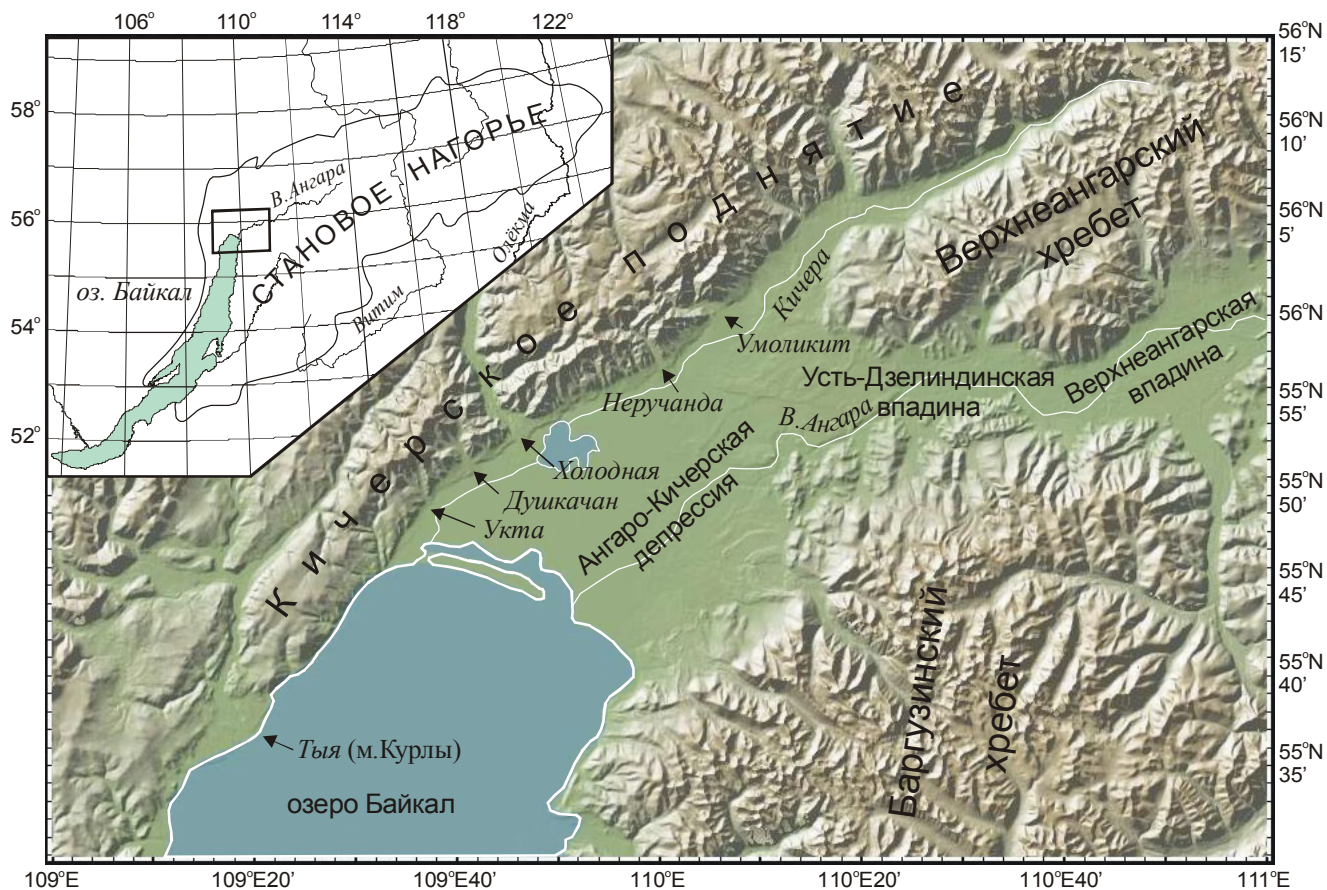
Целью исследований было палеосейсмологическое изучение Кичерского разлома, в зоне активного влияния которого ведутся проектно-изыскательские работы по строительству нефтепровода Восточная Сибирь – Тихий океан (ВСТО). Трасса проектируемого нефтепровода протягивается вдоль зоны разлома на протяжении 42 км, а в нескольких местах пересекает ее. В статье представлены материалы тренчинга\* по одной из двух траншей, пройденных на участке подхода нефтепровода непосредственно к сейсмическим дислокациям.

Кичерский разлом является одним из основных рифтогенных элементов на западном участке Северо-

Восточного фланга Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Новейшая структура этой территории представлена: суходольным северо-восточным окончанием Северо-Байкальской впадины (аккумулятивная Ангаро-Кичерская депрессия) и Усть-Дзелиндинской впадиной [8], выполняющей роль смычки между Северо-Байкальской и Верхнеангарской впадинами, а также оконтуривающими их с севера и юга горными сооружениями Кичерского, Верхнеангарского и Баргузинского хребтов (рис. 1). Рифтовые впадины заполнены неоген-четвертичными отложениями, их фундаментом являются протерозойские и нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи с широко развитыми гранитоидными интрузиями. Перечисленные тектонические структуры имеют простирание, согласное с общим положением основных звеньев Байкальской рифтовой зоны, и лежат во внутренней области поднятия Станового нагорья. Баргузинский хребет протягивается меридионально вдоль восточного побережья Байкала (центральный фланг БРЗ), а его северные отроги образуют юго-восточный и южный борты Северо-Байкальской и Усть-Дзелиндинс-

\* Мы намеренно используем англоязычный термин для уже общепринятого в кругу специалистов–палеосейсмологов обозначения приема обследования сейсмогенных деформаций в разрезе зоны активного разлома при помощи траншеи, выкопанной, как правило, поперек изучаемого разлома.





**Рис. 1.** Основные структурно-тектонические элементы Северного Прибайкалья и устьевые участки речных долин, врезанных во фронтальный уступ Кичерского сброса.

На врезке границы Станового нагорья показаны по материалам А.С. Ендрихинского [3].

кой впадин. Северо-восточное окончание Северо-Байкальской впадины, Кичерский и Верхнеангарский хребты имеют северо-восточное простирание, Усть-Дзелиндинская впадина – широтное. Переходы между отрицательными и положительными структурами – контрастные, крутосклонные, в отдельных местах с треугольными фасетными плоскостями. Дифференциация движений и контрастность границ морфоструктур обеспечиваются активностью сбросов, развивающихся в условиях горизонтального растяжения [5, 13].

Дислокации Кичерской палеосейсмогенной структуры протягиваются вдоль северо-западной границы Северо-Байкальской впадины, трассируя зону одноименного разлома на участке р. Тыя – р. Умоликит на протяжении не менее 50 км. Кичерская структура впервые была представлена в работах иркутских сейсмогеологов [14, 15]. Высокий сейсмический потенциал Кичерского разлома ( $M \sim 7.5$ ), установленный по параметрам сейсмодислокаций [14, 15], обусловлен значительными по амплитуде и ско-

ростям тектоническими движениями, связанными с активными рифтогенными процессами. Со времени начала интенсивных блоковых движений в позднем неогене каледонский фундамент Северо-Байкальской впадины опустился более чем на 4.5 км, достигнув абсолютных отметок -4 км. Область максимального прогибания в пределах впадины занимает северную часть акватории озера Байкал и распространяется на дельты рек Кичера и В. Ангара [5]. Размах вертикальных неотектонических движений с учетом амплитуды прогибания впадины и поднятия обрамляющих ее хребтов (т.н. плечи рифта) превышает 5.5 км. За плиоцен-четвертичное время формирования современного рельефа [1, 7] средняя скорость относительных вертикальных движений по Кичерскому сбросу оценивается приблизительно в 1.1 мм/год.

В зоне Кичерского разлома к сейсмогенным относятся сбросовые уступы, деформирующие поверхности террас, конусов выноса, пролювиально-делювиальных предгорных шлейфов и другие меньшие размерами формы рельефа. В плане сбросовые усту-



пы представлены кулисами, сочленение которых часто сливается с бортами пересекающих их долин. На отдельных участках сбросы разной временной генерации образуют системы параллельных уступов, свидетельствуя о приповерхностном разветвлении сместителя разлома. Деформациям в основном подвержены отложения позднелайстоцен-голоценового возраста. В редких случаях оперяющие разрывы заходят в пределы основания горного склона, который под маломощным плащом делювиального шлейфа сложен раннепротерозойскими эффузивами основного состава, гнейсами, сланцами, известняками с приуроченными к древней структурной зоне Байкало-Конкудерского разлома протерозойскими среднезернистыми гнейсированными гранитами, серпентинитами, амфиболизированными габбро, диоритами и др. Среди основных морфоструктурных элементов, дислоцированных по зоне разлома, можно назвать верхнелайстоценовую аккумулятивную поверхность в северном борту впадины, включающую приустьевые участки долин Укта, Душкочан, Холодная, Неручанда и Умоликит с развитыми аллювиально-пролювиальными конусами выноса.

#### **МОРФОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ВЫРОВНЕННОЙ ПОВЕРХНОСТИ, ДИСЛОЦИРОВАННОЙ КИЧЕРСКИМ СБРОСОМ**

Кичерские сейсмогенные дислокации локализируются вдоль сейсмотектонического уступа 40–60-метровой высоты (далее по тексту – основной уступ, в отличие от уступов в конусах выноса, имеющих меньшие высоты), деформирующего верхнелайстоценовую выровненную аккумулятивно-денудационную поверхность, сложенную полифациальными рыхлыми осадками, среди которых преобладают валуны, галечники, пески и глины. Сохранившиеся фрагменты этой верхнелайстоценовой аккумулятивно-денудационной поверхности прослеживаются в пределах лежачего крыла Кичерского сброса, образуя узкую террасовидную ступень, причлененную к основанию юго-восточного склона Кичерского хребта. Высота и ширина ее увеличиваются в северо-восточном направлении. Если у мыса Курлы она фиксируется в виде абразионных ниш и сглаженных скал на высоте 35–40 м над уровнем Байкала, то в районе устья Неручанды она сложена валунными галечниками и имеет высоту уступа 60–80 м [11] и ширину до 300–400 м. Рост высоты уступа закономерно отражается и в росте абсолютных отметок верхнелайстоценовой поверхности выравнивания. Если вблизи устья Укты эони составляют 488–492 м, то в бортах устья р. Неручанды уровень поверхности находится на отметках 529–531 м. Рель-

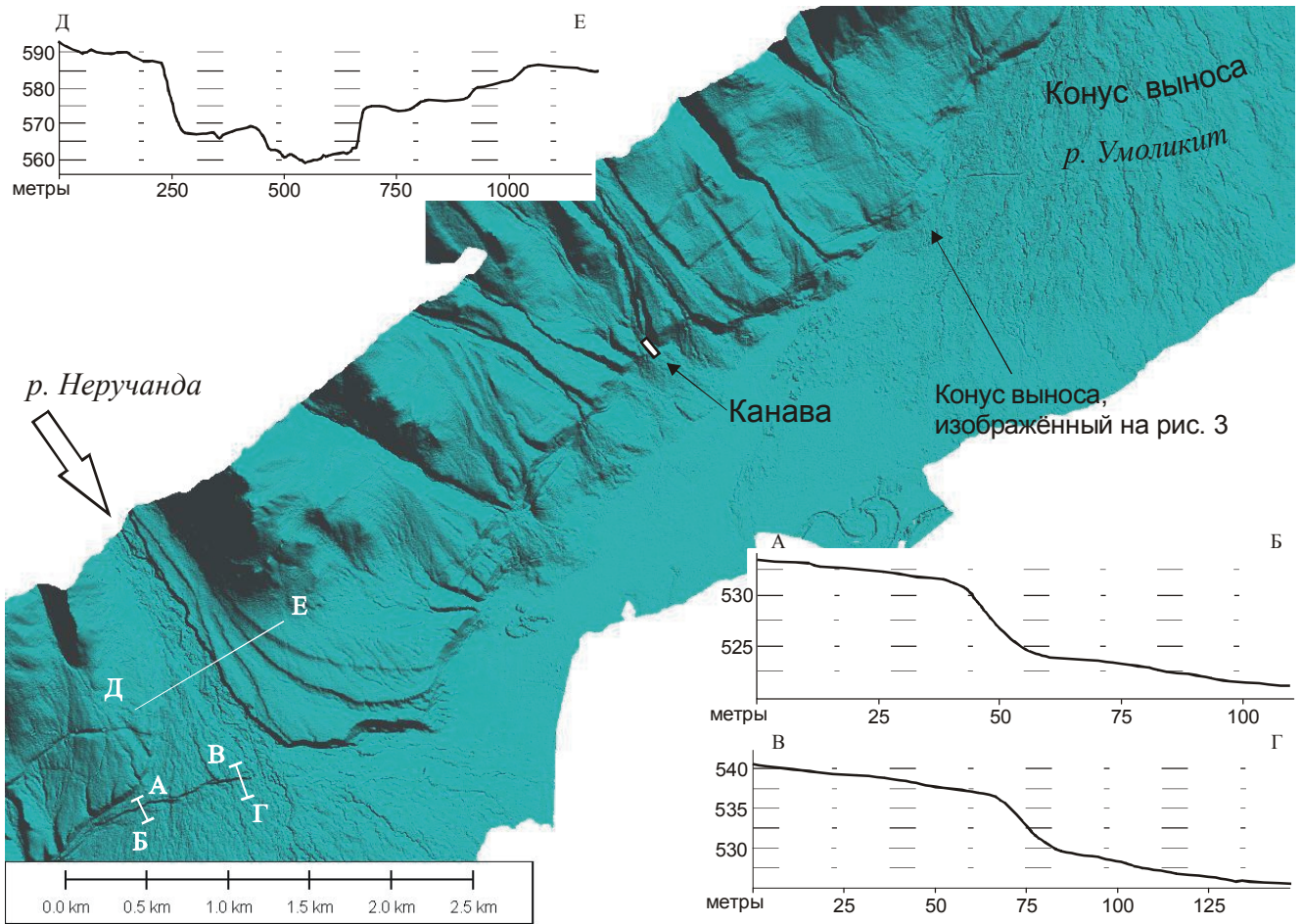
еф поверхности осложнен небольшими буграми, западинами и эрозионными врезами. В приустевых участках крупных речных долин поверхность выравнивания испытывает пологие куполовидные воздымания до 10–30 м, связанные с развитием верхнелайстоценовых конусов выноса.

На центральном участке Кичерской структуры, между устьями долин Холодной и Умоликита верхнелайстоценовый уровень сохранился только в виде небольших фрагментов шириной до 300 м и длиной до 1–2 км. Здесь верхнелайстоценовая поверхность выравнивания обладает значительной блоковой раздробленностью. Трассы вновь формирующихся разрывов отступают в сторону борта впадины, значительно уменьшая ширину реликтовой поверхности, в связи с чем она нередко полностью перекрыта современными делювиально-пролювиальными отложениями. В последнем случае, ее уровень фиксируется по бровке основного уступа Кичерского сброса. В устьях крупных водотоков развивающиеся конусы выноса оттесняют русла Кичеры и ее проток, препятствуя боковой эрозии со стороны впадины, что положительно влияет на сохранность реликтов поверхности выравнивания, как, например, в устье р. Холодной.

Определяя возраст аккумулятивной поверхности как позднелайстоценовый, мы исходим из масштабов ее деформации и возможных скоростей тектонических сбросов, а также из того, что сегодня нет достаточно аргументированных данных о времени планации и начала расчленения этой поверхности. Разными исследователями она датируется в широком временном диапазоне: от ранне-среднелайстоценового, по мнению Д.Б. Базарова и Р.Ц. Будаева [2], которые сопоставляют ее с шестой (50–60-метровой) террасой долины Верхней Ангары и Верхне-Ангарской впадины, до конца позднего плейстоцена в работах К.Г. Леви, А.А. Кульчицкого, А.Г. Трофимова и др. [6, 11, 12], считающих определяющим этапом формирования данной структуры раннеголоценовую тектоническую активизацию. А.А. Яценко [17] рассматривает поверхность выравнивания как пятую эрозионно-аккумулятивную 50–60 метровую террасу Верхней Ангары, имеющую доледниковый возраст, т.е. допозднелайстоценовый.

#### **МОРФОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДИСЛОКАЦИЙ КОНУСОВ ВЫНОСА**

Центральный фрагмент структуры характеризуется значительной эрозионной расчлененностью (рис. 2). Четырехкилометровый участок сброса между устьями долин Неручанда и Умоликит прорезан более чем в 20 местах временными и постоянными водотоками, эрозионные долины которых прослежи-



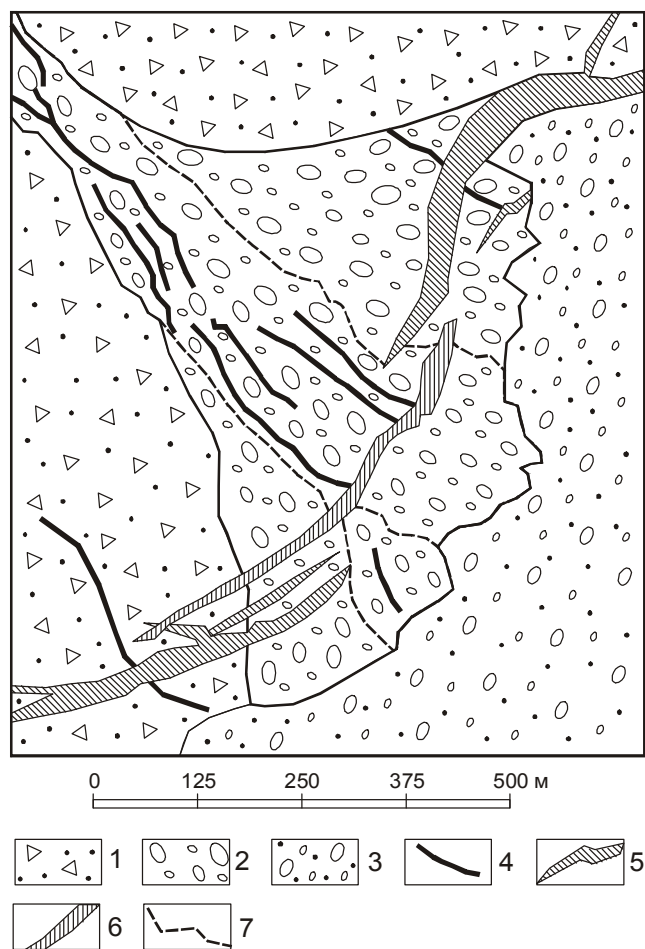
**Рис. 2.** Фрагмент центрального участка Кичерского сброса.

Показаны профили, выполненные программой обработки трёхмерной цифровой модели поверхности. Профили А-Б и В-Г пройдены через сейсмогенный уступ, деформирующий конус выноса р. Неручанда. Амплитуда вертикального смещения выдержана на всём протяжении дислокации в пределах пролювиальных отложений. Профиль Д-Е пройден поперёк комплекса речных террас. В центре показано место проходки канавы.

ваются вверх по фасу Кичерского поднятия на расстоянии от первых сотен метров до первых километров. Выносимый по долинам обломочный материал откладывается в основании сбросового уступа, являющимся местным базисом эрозии. Через изменение местного базиса эрозии при опускании привпаденных крыльев осуществляется связь развития конусов выноса с тектоническими движениями по разлому. Сейсмические подвижки, вызывающие рост уступа, приводят к деформациям поверхности конусов и нормальной последовательности аллювиально-пролювиальных отложений. В связи с этим, высота сбросового уступа претерпевает значительные изменения вдоль линии разлома. В пределах водораздельных участков, где сброшенными являются реликты верхнеплейстоценовой поверхности, высота уступа достигает максимальных значений – до 60 м. На эро-

дируемых участках высота уступа варьирует в пределах от 0 до первых десятков метров. Сбросы поверхностей современных конусов выноса имеют высоту от первых метров до 10–12 метров.

Приведенные ниже примеры дислокаций свидетельствуют о неоднократности активизации сейсмогенных разрывов по Кичерскому сбросу. Небольшой конус выноса (рис. 2 и 3) расположен на удалении 1.6 км от правого борта устья долины р. Умоликит. Снос материала происходит по двум эрозионным ложбинам стока протяженностью не более 2.5 км каждая. Пролувий в основании склона занимает площадь около 0.2 км<sup>2</sup>. Для сравнения, площади конусов в устьях рек Неручанда и Умоликит равны, соответственно, 6 и 22 км<sup>2</sup>. Конус выноса развивается в пределах наклонного делювиально-пролювиального предгорного шлейфа, а передовой своей частью ло-



**Рис. 3.** Сейсмогенные деформации конуса выноса эрозионного вреза в правом борту устья р. Умоликит.

Схема составлена на основе дешифрирования трёхмерной модели рельефа, полученной с помощью лазерного сканирования поверхности. 1 – пролювиально-делювиальные отложения предгорного шлейфа; 2 – пролювий конуса выноса р. Умоликит; 3 – пролювий двух основных генераций конуса выноса эрозионного вреза; 4 – эрозионные ложбины стока, русла временных водотоков; 5 – позднеплейстоцен-голоценовый сбросовый уступ; 6 – голоценовый сбросовый уступ; 7 – граница распространения второй (современной) генерации пролювия.

жится на пролювий р. Умоликит. В строении конуса выноса выделяются две основные генерации. Первоначально отложенный пролювий в плане занимает всю площадь конуса выноса, поверхность его сглажена, на ней отсутствуют следы врезанных водотоков. В период позднеплейстоценового сбросообразования данная генерация пролювия была рассечена разломом с вертикальным смещением с образованием уступа, высота которого в настоящее время составляет около 15 м. Со временем по осевой части конуса происходит размыв уступа и формируется бо-

лее молодая генерация пролювиальных отложений. В плане она занимает более узкую полосу вдоль осевой линии конуса, по площади в 2–3 раза уступая первичной генерации. Поверхность молодого пролювия осложнена эрозионными врезами, следами потоков разовых сносов материала. В 30–40 метрах вверх по склону от уступа позднеплейстоценового сброса проходит уступ высотой 7.5 м и крутизной до 30°–35°, разрывающий пролювий обеих генераций. Оба уступа субпараллельны на большей части своей протяженности. В северо-восточном направлении при выходе за пределы пролювия второй генерации молодой уступ приключается к основному уступу сброса. На поднятом крыле в пределах второй генерации пролювия начинается рост эрозионных ложбин от уступа в направлении к горному склону. В настоящее время их длина около 220 метров.

При выходе долины р. Неручанды к днищу впадины сформирован обширный конус выноса (см. рис. 2 и 4). Его ширина вдоль линии Кичерского сброса превышает 2.5 км. Основной сбросовый уступ в районе устья долины сохранился лишь в бортах долины, недоступных для радиального размыва и роста конуса выноса. Устье долины имеет асимметричное строение. Ее левый борт представлен террасированными поверхностями, плавно расширяющимися в сторону впадины. Эрозионные уступы террас при выходе из долины образуют в плане дугообразные загибы и сходятся с линией основного сброса. Высота террас над наиболее пониженной частью поймы составляет 20–26 м, 34 м и 39 м. Правая часть устья долины представлена позднеплейстоцен-голоценовой генерацией пролювия конуса выноса с хорошо сохранившимися на его поверхности радиальными каналами бывших водотоков, эрозионными врезами, аккумулятивными боковыми валами и прочими микроформами рельефа. Наиболее высокие участки конуса достигают абс. отметок 550 м и превышают современную пойму на 8–10 м. Из террасированных поверхностей в правом борту сохранена лишь самая верхняя – высотой 39 м.

Обособление в правом борту устья р. Неручанды фрагмента конуса выноса предыдущей генерации связано с воздыманием северо-западного крыла по сейсмотектоническому сбросу. Детальная схема дислокаций вдоль уступа, составленная А.В. Чипизубовым, приведена в работе [14]. Дислокации представлены сбросовыми уступами (рис. 4), крутизна и высота которых выдержаны практически на всем километровом протяжении. Угол наклона поверхности уступа достигает 30°–32°. Высота – 7–8 м, т.е. аналогична высоте сброса последнего тектонического обновления конуса выноса, рассмотренного выше. В





**Рис. 4.** На среднем плане отчетливо виден 7-метровый сейсмогенный сбросовый уступ в районе профиля В-Г (см. рис. 2), деформирующий конус выноса р. Неручанды. Фото А.В. Чипизубова, 2005 г.

местах разветвления уступа на 2–3 ступени сохраняется неизменной общая амплитуда вертикального смещения. В основании уступа отмечаются рвы в виде замкнутых воронок глубиной до полутора метров. Уступ протягивается в северо-восточном, а на восточном фланге – в широтном направлении и соединяет прекрасно выраженные в бортовых частях устья кулисы основного уступа. В восточной части устья уступ размыт.

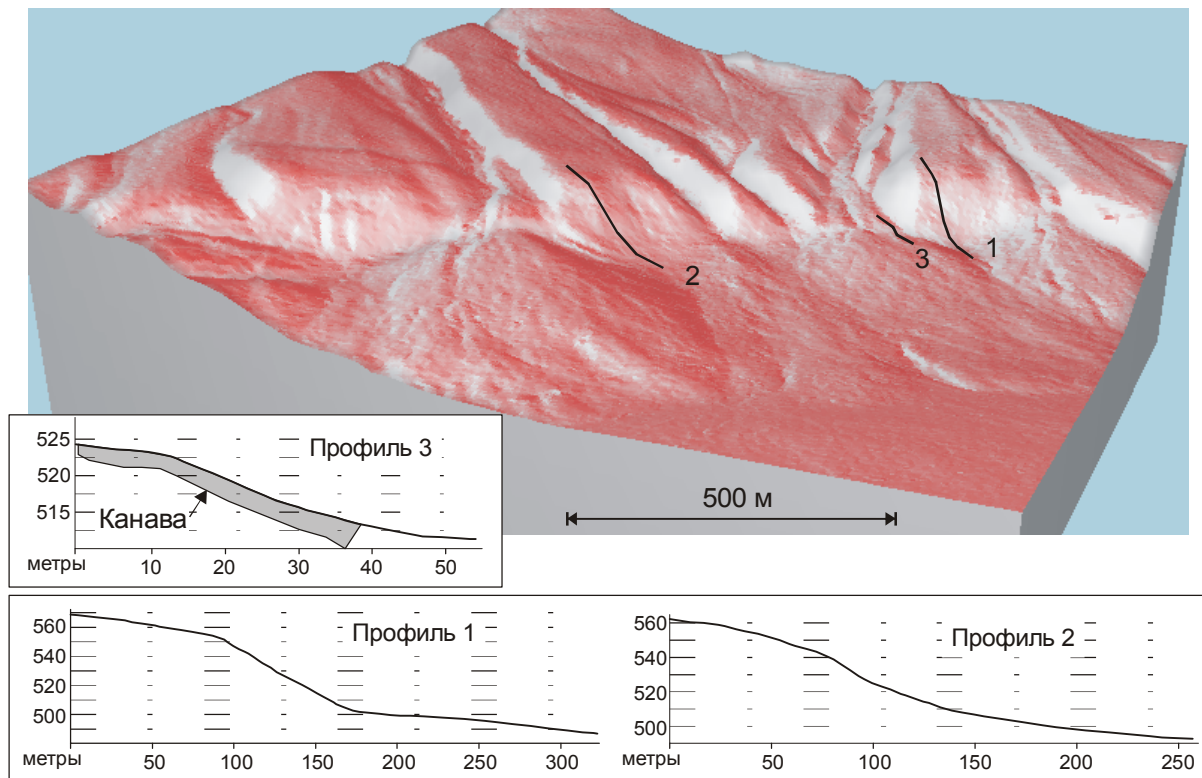
Для рассмотренных примеров близкие геометрические параметры дислокаций (амплитуда вертикального смещения и крутизна склона уступа) и молодой возраст деформированных конусов выноса на современном уровне развития палеосейсмологических исследований принимаются лишь как дополнительные свидетельства происхождения этих разрывов при одном землетрясении или серии одновозрастных землетрясений. Детальное изучение деформаций в разрезах канав (тренинг, trenching) с обязательным их датированием радиоуглеродным методом в настоящее время является основным способом решения этой задачи и необходимым элементом сеймотектонического анализа, проводимого в настоящее время в любых регионах мира [18].

Большое значение придается выбору места проходки канавы. В сложных условиях горно-таежной местности немаловажную роль играет и наличие подъезда для тяжелой автотракторной техники. Наиболее оптимальным явился вариант закладки траншеи на 992 км трассы ВСТО. Линия сбросового уступа здесь несколько сдвинута в сторону поднятия, и многочисленные конусы выноса на отрезке разлома длиной около 2 км формируют полого наклонную пролювиально-аллювиальную толщу, не подверженную боковой эрозии со стороны р. Кичеры и ее притоков. На

северо-восточном фланге данного отрезка три эрозионных вреза формируют общий конус выноса с шириной в головной части 250 м (окрестности профиля 3 на рис. 5). В настоящее время вынос материала и его накопление идет по центру конуса, однако вал вдоль северо-восточной границы конуса свидетельствует о более раннем активном выносе по левому эрозионному врезу. На это же указывает и более крутой левый борт эрозионной долины. Конус выноса деформирован одноступенчатым сбросовым уступом, высота которого – 11 м – близка к высотам уступов конусов, расположенных по обе стороны вдоль разлома на расстоянии 2 км (в том числе и описанных выше) и, несомненно, генетически взаимосвязанных. Канавка, пройденная через этот уступ вблизи левого борта распадка, вскрывает основные плоскости сместителя сброса, т.к. ни вверх по тальвегу долины, ни вниз по поверхности конуса выноса других выраженных в рельефе деформаций не отмечается.

#### ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РАЗРЕЗА КАНАВЫ

Канавка расположена вкrest простирания 11-метрового сбросового уступа и вскрывает сейсмогенные деформации поверхности конуса выноса одного из эрозионных врезов в основании передового склона Кичерского поднятия в 3.5 км северо-восточнее устья долины р. Неручанды. Канавка имеет длину 39 метров и глубину 3–4 метра. Ширина канавы по поверхности – 4–5 метров, стенки крутосклонные, на отдельных участках – близкие к вертикальным (рис. 6). Канавкой охвачены основные структурные элементы уступа, включая перегиб вблизи бровки уступа и участок максимального уклона поверхности.



**Рис. 5.** Трёхмерная модель рельефа с видом на сбросовый уступ в районе проходки канавы.

Профили 1 и 2 пройдены через основной сейсмотектонический уступ с максимальной для Кичерского сброса амплитудой вертикального смещения. Профиль 3 пройден через уступ, деформирующий конус выноса серии эрозионных долин. Канавка пройдена через уступ по линии профиля 3.

В стенках канавы (рис. 7) обнажены преимущественно пролювиальные валунно-галечниковые отложения с прослоями галечникового аллювия. Осадки деформированы в процессе постседиментационного роста уступа и перекрыты незначительным по мощности плащом, состоящим из различных фракций обломочного материала (в разной степени размытые и перемещенные отложения коллювиальных клиньев). Коллювием же заполнены и трещины отрыва – “крэки”.

Доказательством сейсмогенности деформаций, следующим из разреза канавы, служит резкое изменение условий осадконакопления в результате значительного (первые метры) и быстрого роста уступа. Разновозрастность разрывов и сопровождающих их коллювиальных сносов говорит о формировании уступа в результате нескольких сейсмических событий, разделенных во времени. Наличие сбросовых уступов со сходными морфосейсмическими параметрами практически во всех конусах выноса, нанизанных на линию центрального фрагмента Кичерского разлома, свидетельствует о существовании голоценового этапа сейсмотектонической активизации разлома. Пред-

шествовавший ему этап относительного сейсмотектонического затишья характеризовался размывом ранее существовавших уступов в границах устьев эрозионных долин (вследствие преобладания процессов боковой эрозии) с последующим накоплением осадков с образованием современной генерации существующих конусов выноса. Как следует из разреза канавы, толща, накопившаяся в конце этапа сейсмотектонического затишья, представлена параллельными, латерально выдержанными аллювиальными и пролювиальными слоями общей мощностью не менее 5 метров.

Пролювиальные отложения преобладают в разрезе (рис. 7). Они представлены в основном валунно-галечниковой смесью с песчано-гравийным заполнением серого цвета. Для распределения обломочного материала характерно увеличение размера обломков снизу вверх по разрезу. Если слой *p3* состоит в основном из слабо окатанной средней и мелкой гальки, то в залегающих выше слоях *p2* и *p1* преобладают небольшие валуны и глыбы, но изредка встречаются глыбы и валуны достигающие в поперечнике 2 м.



**Рис. 6.** Общий вид горной выработки. В стенках канавы вскрыты преимущественно валунно-галечниковые пролювиально-аллювиальные отложения серого цвета. Фото В.С. Имаева, 2005 г.

Разница в составе осадков слоев  $p2$  и  $p3$  настолько ясная, а граница между ними отчетливая, что кровлю слоя  $p3$  удобно рассматривать как маркер при корреляции осадков вдоль разреза канавы, осложненного многочисленными трещинами со смещением. В качестве еще одного репера используется аллювиальный слой  $a1$ , залегающий между слоями  $p1$  и  $p2$ .

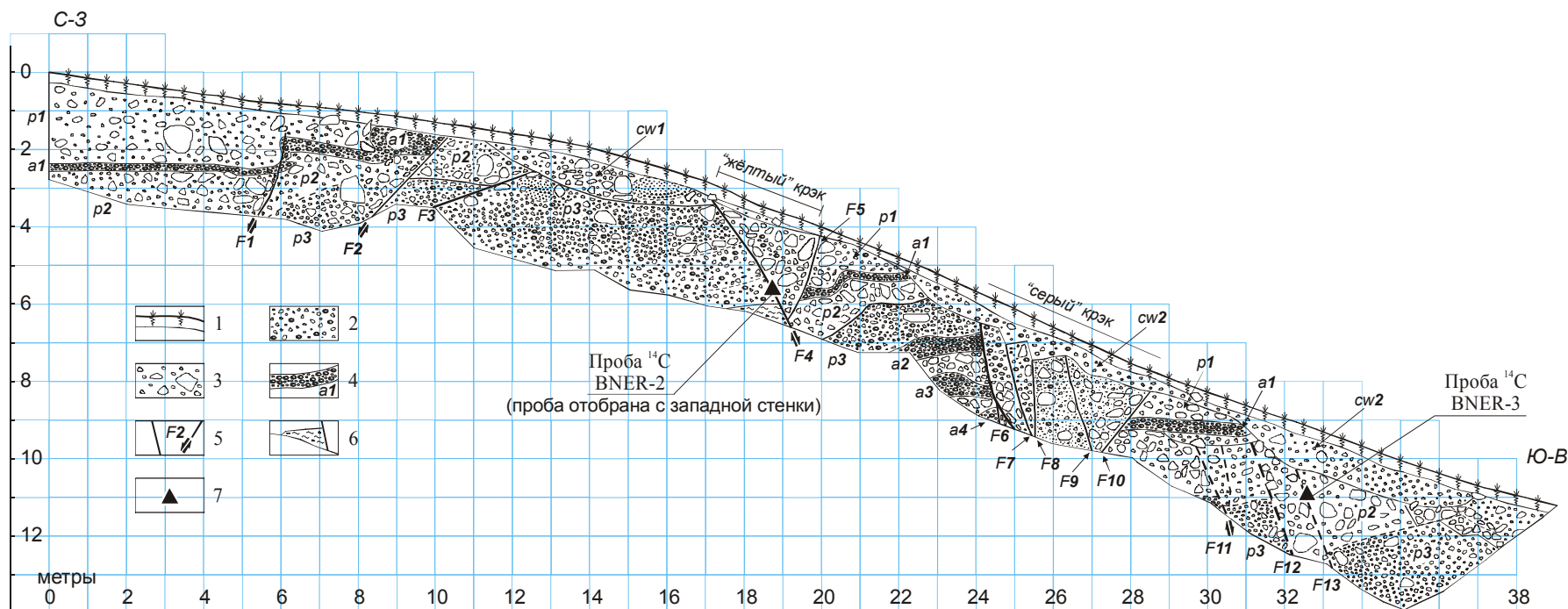
Аллювиальные слои сложены гравийно-галечниковой смесью. Галька в основном мелкая, редко превышающая 10 см. Уплощенные разновидности ориентированы горизонтально. Из аллювиальных слоев вдоль всего разреза прослеживается лишь слой  $a1$ . Залегающие под слоем  $p3$  аллювиальные наносы  $a2$ ,  $a3$ , и  $a4$  обнажены на незначительном протяжении между разломами  $F4$  и  $F6$ , где они опрокинуты под углом  $5^\circ$ – $10^\circ$  в сторону нагорного (приподнятого) крыла разлома. Обратный наклон блоков, вычлененных сбросовыми трещинами, характерен именно для условий растяжения, при которых в определенных случаях срабатывает механизм домино (“domino-style faulting affects”, [19]).

Большое количество трещин в разрезе канавы связано как с приповерхностным ветвлением основного сместителя Кичерского сброса, так и с дроблением поверхностных слоев вследствие нарушения их геометрической сплошности. Кроме сбросовых разрывов и смещений блоков, рост уступа сопровождался также формированием клиновидных расщелин-крэков (“crack”), тянущихся вдоль уступа, заполненных преимущественно

валунно-глыбовым коллювием. Своим появлением эти расщелины (специфические трещины раскрытия), по мнению Дж. МакКэлпина, обязаны, прежде всего, выполаживанию с глубиной поверхностей сместителя и также свидетельствуют о растягивающем направлении сейсмогенной подвижки. Склон уступа, вскрытый канавой, осложнен двумя крэками, отвечающими положению двух основных приповерхностных ветвей сместителя  $F4$  и  $F6$ . Противоположные границы крэков  $F5$  и  $F10$  отражают современное состояние бывших бортов расщелин или, другими словами, стенок отрыва. Крэки, вероятно, сразу же после формирования в момент землетрясения активно заполняются валунно-глыбовым коллювием.

Мы считаем, что нижний и верхний крэки возникли при разных сейсмических событиях. По возрасту располагающийся ниже по склону крэк старше. Это следует из следующих характеристик их строения. Нижний крэк заполнен коллювием, по своему составу сходным с пролювиально-аллювиальной толщей, имеющим характерный для всего разреза серый цвет. Верхний крэк завален коллювием желтоватого цвета, резко контрастирующим с вмещающей пролювиально-аллювиальной толщей. Во-вторых, верхний, более молодой крэк  $c1$  имеет простое строение. В отличие от него, нижний крэк осложнен вторичными трещинами  $F7$ ,  $F8$ ,  $F9$ , по которым с незначительной амплитудой смещены отложения в подошве коллювиального клина  $sw2$ , перекрывающего крэк.





**Рис. 7.** Схематический разрез восточной стенки канавы, пройденной в основании горного склона в междуречье Неручанды и Умоликита (992 км трассы ВСТО).

Документировали В.П. Шкин, О.П. Смекалин, А.В. Чипизубов, В.С. Имаев (ноябрь 2005 г). 1 – современный почвенно-растительный слой чёрного цвета, представленный супесью с включениями валунов и гальки; 2 – гравийно-галечниковый грунт с крупнозернистым песчаным заполнителем; 3 – валунно-галечниковый грунт с грубозернистым песчаным заполнителем; 4 – прослой сортированного, ориентированного по напластаванию гравийно-галечникового аллювия; 5 – разрывные нарушения с отчётливо выраженной плоскостью смещения или отрыва и, возможно, малоамплитудные трещины нарушения сплошности (пунктирные линии) с указанием направления смещения; 6 – суглинок зелёного цвета с включениями мелкообломочного материала; 7 – места отбора проб на радиоуглеродный анализ.



Кроме разрывных нарушений, связанных с возникновением и эволюцией крэков, в разрезе канавы выделяются еще две группы трещин. Одна из них располагается вблизи привпаденного окончания канавы. Разрывы *F11*, *F12* и *F13*, принадлежащие к этой группе, относятся к наиболее ранним из вскрытых в канаве. Разрывы выражены не столь отчетливо, как те, что были описаны выше. Они разрывают со смещением пролювиальные отложения *p3* и *p2*, однако оставляют в неприкосновенности верхний аллювиальный слой *a1*. Из этого следует, что трещины данной группы возникли на заре последней сеймотектонической активизации и первоначально имели небольшие амплитуды, так как не произошло значительных изменений в условиях накопления осадков. Нельзя исключать, что при дальнейшем продвижении трещинообразования в сторону нагорного крыла могли иметь место обновления подвижек по разрывам *F11*, *F12* и *F13* с накопленной к настоящему времени суммарной амплитудой по ним около 1.5 м.

К другой группе трещин относятся разрывы в головной части уступа *F1*, *F2* и *F3*. В отличие от большинства вышеописанных разрывных нарушений эти разломы падают в направлении горного поднятия. Они являются сбросами с небольшой амплитудой (0.5–0.7 м) с закономерно меняющимися углами падения от крутого 65° до пологого 20°, образующими веерный рисунок. Разнонаправленные сбросовые движения образуют некоторое подобие горста, заключенного между разломами *F3* и *F4*.

Коллювиальные клинья *sw1* и *sw2* представлены в разрезе канавы фрагментарно и лишь подошвенными частями, что объясняется интенсивным смывом рыхлого материала при сглаживании поверхности уступа. Этому благоприятствуют расположенные в непосредственной близости крутосклонные 30–40-метровой высоты площади бортов эрозионной долины и основного сеймотектонического уступа.

В разрезе канавы отсутствуют захороненные гумусосодержащие слои, что затрудняет определение абсолютных возрастов сейсмогенных деформаций. При детальном обследовании трещин выявлены небольшие карманы с затынутыми в них кусочками древесного угля. Образцы углей на радиоуглеродный анализ отобраны из полостей разрывов *F4* и *F13*. Возраст датировки BNER3 из трещины *F13* даст возможность оценить время начала роста 12-метрового уступа, что будет также соответствовать окончанию последнего этапа сеймотектонического спокойствия. Возраст датировки BNER2 из трещины *F4* укажет на время последнего разрывообразующего

сейсмического события, амплитуда смещения при котором составила 2.5–3.0 м.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные морфометрические [9] и тренчинговые исследования на качественно новом уровне подтверждают высказанное ранее заключение [14, 15] о сейсмогенной природе дислокаций в зоне Кичерского разлома. Для позднечетвертичного времени приблизительно определена граница между завершением этапа последнего относительного сеймотектонического затишья и началом голоценовой сеймотектонической активизации в зоне разлома. Ранее при изучении истории развития, стратиграфии и рельефа Станового нагорья периодичность активизаций тектонических процессов была установлена для неотектонического этапа в целом [2, 4, 12 и др.].

Впервые получены данные о внутреннем строении сейсмодислокаций и их параметрах. В частности установлено, что сбросовые уступы в конусах выноса сформированы в результате нескольких (3–4) разрывообразующих землетрясений. При этом, исходя из соотношений амплитуда смещения – магнитуда, рассчитанных эмпирически для современных дислокаций, последняя (для значения  $MD = 3$ , “maximum displacement”) принимает значения  $M = 7.15$  [16] или  $M = 7.04$  [20]. Параметр амплитуды смещения 2.5–3 м не противоречит зависимости амплитуды от длины дислокаций, полученной по совокупности данных для исторических и современных землетрясений [10]. В частности, для землетрясений с максимальной амплитудой 3 м протяженность разрыва должна быть не менее 10 км. Протяженность Кичерских дислокаций составляет около 26 км [13].

В разрезе канавы отчетливо выражен сбросовый характер смещения по разлому. Есть признаки (крэки), указывающие на вероятное выполаживание плоскостей сместителя на небольших глубинах и возможный латеральный срыв слоев.

Выполнение программы исследований в полном объеме (радиоуглеродное датирование, дешифрирование данных малоглубинной геофизики, проходка дополнительных траншей, детальные исследования четвертичных отложений в зонах дислокаций и террасированных поверхностей в присутствии участков долин) позволит определить абсолютное время этапов сейсмической активизации, повторяемость сильных землетрясений на современном этапе, их палеомагнитуды с учетом нескольких параметров дислокаций. Полученные результаты могут быть использованы в построении геодинамических моделей развития региона, в геоморфологических и археологических исследованиях.

Работа была выполнена при поддержке фонда РФФИ (грант 06-05-64492а), интеграционной программы СО РАН и экспедиционного гранта СО РАН на 2005-2006 гг.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базаров Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 182 с.
2. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья / Отв. ред. А.Г. Золотарев. М.: Наука, 1981. 198 с.
3. Ендрихинский А.С. Границы и геоморфологическое районирование Станового нагорья // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981. С. 6–19.
4. Ендрихинский А.С. Развитие речной сети Станового нагорья в позднем кайнозое // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981. С. 135–166.
5. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1972. 167 с.
6. Леви К.Г., Кульчицкий А.А. Поверхности выравнивания северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981. С. 19–35.
7. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1974. 359 с.
8. Объяснительная записка к геологической карте N-49-III (1:200000) / Сост. Л.Е. Иванов; ред. С.А. Гурулев. Москва, 1975. 98 с.
9. Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С. и др. Новые возможности исследований сейсмогенных дислокаций с применением материалов дистанционного сканирования поверхности (на примере Кичерской палеосейсмогенной структуры) // Сейсмичность Южно-Якутского региона и прилегающих территорий: Материалы науч.-практ. конф., посвящ. 30-летию г. Нерюнгри, 24-27 октября 2005 г. Нерюнгри: Изд-во Якутского ун-та. 2005. С. 143–162.
10. Стром А.Л. Сопоставление параметров современных и палеосеймотектонических дислокаций // Физика Земли. 1993. № 9. С. 38–42.
11. Трофимов А. Г. Душкочанская терраса Северобайкальской впадины // Тезисы докладов региональной конференции “Прикладная геоморфология и неотектоника”. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1988. С. 15–16.
12. Трофимов А.Г. Геология флювиальных отложений и этапы развития речной сети Северного Прибайкалья: Дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1994. 156 с.
13. Флоренсов Н.А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью // Бюлл. совета по сейсмологии. №10: Вопросы сеймотектоники Прибайкалья и смежных территорий. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 11–20.
14. Хромовских В.С., Солоненко В.П. и др. К сеймотектонической характеристике Северного Прибайкалья // Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. С. 101–107.
15. Чипизубов А.В. Сейсмогеология Северного Прибайкалья (зона БАМ): Дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1982. 216 с.
16. Чипизубов А.В. Выделение одноактных и разновозрастных палеосейсмо-дислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 386–398
17. Яценко А. А. Наблюдения над террасами некоторых рек Байкальской горной области // Изв. АН СССР. 1956. № 6. С. 101–107.
18. McCalpin, J.P. Paleoseismology. – San Diego, Academic Press, 1996. 585 p.
19. McCalpin, J.P. Late Quaternary activity of the Pajarito fault, Rio Grande rift of northern New Mexico, USA // Tectonophysics 2005. 408 P. 213–236.
20. Wells, D.L., Copersmith, K.J. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Am. V. 84, 1994. P. 974–1002.

Рекомендована к печати

Б.В. Левиным

*O.P. Smekalin, A.V. Chipizubov, V.S. Imaev, V.M. Besstrashnov, A.I. Melnikov*

#### **Paleoseismogeological investigations of the Kichera fault zone ( the northern Pribaikalye)**

The Kichera fault forms the north-western margin of the Angara-Kichera accumulative depression in the Baikal rift modern structure. A seismotectonic scarp up to 60 m high has been formed by fault motions during Late Pleistocene–Holocene time. The analysis of the development of erosive-accumulative and seismic genesis landforms is evidence of irregularity of the scarp growth in time. We excavated two trenches that crossed the scarp with the purpose of studying the direction of the seismic process in the Kichera fault zone. The Holocene stage of seismotectonic activation in the fault zone with the preceding period of relative calm was established based on the character of deformations in the trench sections and from the earlier results of morphological studies. According to our preliminary estimations, the activity of the stage that started at the end of the Late Pleistocene and has been not completed by the present time was accompanied at least by three large paleoearthquakes with vertical displacement of 3 m per the most recent event.

**Key words:** paleoseismology, seismic dislocation, rupture-forming earthquake, seismotectonic activation, trenching.

## СТРУКТУРА И ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ ТАКОЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1 СЕНТЯБРЯ 2001 г. ( $M_w$ 5.2)

А.В. Коновалов<sup>1</sup>, А.И. Иващенко<sup>2</sup>, Ким Чун Ун<sup>1</sup>, А.С. Сычев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 23 мая 2006 г.

Такойское землетрясение ( $M_w$  5.2), произошедшее 1 сентября 2001 г. в зоне кулисного сочленения двух сегментов активного Апрельского разлома, сопровождалось роем землетрясений, который удалось зарегистрировать локальной сетью цифровых сейсмических станций развернутых на юге Сахалина. Применение комплекса современных методов позволило произвести переопределение параметров очагов для событий роя и существенно детализировать представление об их пространственном распределении и связях со структурно-геологическими особенностями сложной системы взаимодействующих разломов. Получены новые данные о взаимосвязи механизма очагов с современной геодинамической обстановкой Южного Сахалина.

**Ключевые слова:** рой землетрясений, сейсмическая активизация, гипоцентр, активный Апрельский разлом, Южный Сахалин.

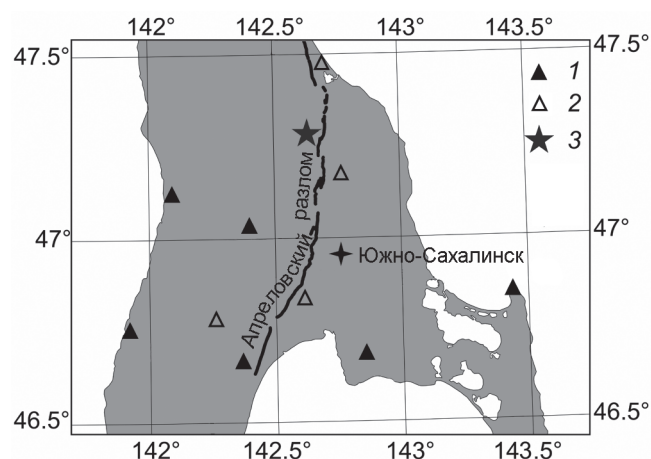
### ВВЕДЕНИЕ

Для понимания причин и условий возникновения разрушительных землетрясений, разработки надежных методов их предсказания и объективных методов количественной оценки сейсмической опасности необходимо выявить физические связи между сейсмической активностью и особенностями глубинного строения и процессами, происходящими в земной коре. Необходимым условием для надежного выявления такой связи является точная пространственная локализация очагов землетрясений. До 2001 г. детальное исследование такого рода для Сахалина не представлялось возможным в силу крайней разреженности региональной сейсмической сети, из-за чего средняя погрешность в определении координат гипоцентров составляла 10–15 км. С появлением на юге Сахалина локальной сети цифровых сейсмических станций появились принципиально новые возможности в изучении тонкой структуры пространственного распределения очагов слабых землетрясений в земной коре и его эволюции во времени.

На Сахалине наибольший практический интерес представляет детальное изучение сейсмической активности в зонах крупных активных разломов (Апрельского, Западно-Сахалинского, Гаромайского, Пильтунского и др.), установленной в последние

годы в результате палеосейсмологических исследований [1]. Так, примером проявления современной активности Апрельского разлома стало возникновение Такойского роя землетрясений в июле–сентябре 2001 г., зарегистрированного локальной сетью цифровых сейсмических станций (рис. 1).

Целью данной работы является массовое переопределение основных параметров очагов Такойско-



**Рис. 1.** Карта расположения сейсмических станций.

1 – сейсмические станции, используемые в расчетном методе; 2 – временная сеть станций; 3 – Такойское землетрясение 1 сентября 2001 г. ( $M_w$  5.2).

гоя землетрясений на основе современных алгоритмов обработки цифровых сейсмологических данных с целью повышения точности локализации очагов в пространстве и выявления связей роевой активности с особенностями глубинного строения и сейсмотектоники региона.

### МЕТОД ДВОЙНЫХ РАЗНОСТЕЙ

В большинстве случаев параметры гипоцентров землетрясений определяются при помощи метода инверсии времен пробега [9], принятого в мировой практике сейсмологических наблюдений в качестве основного. Суть метода заключается в предположении, что разница в истинном положении очага и рассчитанном является малой величиной, так что остаточная разность может быть задана линейной функциональной зависимостью от поправки к истинному положению гипоцентра.

Рассчитанное время вступления  $t_k^i$  ( $P$ - или  $S$ -волны) от  $i$ -го землетрясения на  $k$ -ой сейсмической станции может быть записано в виде

$$t_k^i = \tau^i + T_k^i, \quad (1)$$

где  $\tau^i$  – время в очаге  $i$ -го события и  $T_k^i$  – время пробега как функция координат станции  $(x_k, y_k, z_k)$  и координат гипоцентра  $(x^i, y^i, z^i)$ . Вследствие нелинейных соотношений между временами пробега и положениями землетрясений в общем случае используются усеченные ряды Тейлора для линеаризации уравнения (1). В этом случае разность времен пробега для  $i$ -го события линейно относится к поправкам  $\Delta m^i$  (к четырем текущим поправкам к гипоцентральному параметрам  $\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta \tau^i$  для каждого наблюдения  $k$ ). Считая поправки достаточно малыми, проведем разложение функции времени пробега из уравнения (1) в ряд Тейлора по степеням поправок, оставляя лишь первые члены в разложении, и найдем остаточную разность  $r_k^i$ :

$$\frac{\partial T_k^i}{\partial m} \Delta m^i = r_k^i, \quad (2)$$

где

$$r_k^i = (t_k^i)^{obs} - (t_k^i)^{cal}, \quad (3)$$

$$\Delta m^i = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta \tau^i), \quad (4)$$

где  $(t_k^i)^{obs}$  и  $(t_k^i)^{cal}$  – измеренные и рассчитанные времена пробега от  $i$ -го события на  $k$ -ой сейсмической станции, соответственно.

Система линейных уравнений (2) с 4-мя неизвестными  $\Delta m^i$  (3 гипоцентральных параметра и время

в очаге) решается методом наименьших квадратов с использованием итеративного подхода. Вначале задается решение в виде рассчитанных времен пробега для рассматриваемых фаз (в некоторой области, где предположительно локализован очаг), которое затем проверяется для нахождения поправок к первоначально заданному положению, далее исправленное решение является входным и т.д. Этот метод был впервые предложен Гейгером [9]. Итеративный процесс обычно быстро сходится, если первоначальное определение гипоцентра близко к истинному местоположению. В расчетах в основном используется одномерная скоростная модель строения земной коры, которая может уточняться по мере накопления инструментальных данных об очагах землетрясений.

Точность определения координат гипоцентров зависит от геометрии сети сейсмических станций, доступных фаз, точности измерения времен вступлений и скоростной модели строения земной коры [10, 11]. Использование одномерной скоростной модели для определения координат ограничивает точность, так как трехмерные вариации скоростей сейсмических волн могут внести систематические смещения в рассчитываемые времена пробега. Частичный учет вариации скоростей возможен внесением стационарной поправки в алгоритм расчета или в скоростную модель земной коры [8, 13].

Ошибки в задании скоростной модели эффективно минимизируются при использовании методов относительного определения положения очагов землетрясений [7, 12]. Если расстояние между гипоцентрами двух землетрясений мало в сравнении с расстоянием между очагами землетрясений и станцией, а также длиной волны скоростной неоднородности, тогда лучевые трассы из области источников до принимающей станции совпадают на протяжении почти всего луча. В этом случае разница во временах пробега для двух наблюдаемых событий может быть отнесена к пространственной разнице в местоположении источников. В таком приближении остаточная (двойная) разность  $dr_k^{ij}$  между измеренными и рассчитанными временами вступлений сейсмических волн от двух землетрясений  $i$  и  $j$  может быть записана с учетом (3) в виде

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal}. \quad (5)$$

Уравнение (5) позволяет использовать как фазы с измеренными временами вступлений, где входными параметрами являются абсолютные времена пробега, так и кросскорреляционные относительные разницы времен вступлений сейсмических волн.

В общем случае уравнение остаточной разности между двумя событиями  $i$  и  $j$  получается из (2):

$$\frac{\partial T_k^i}{\partial t} \Delta m^i - \frac{\partial T_k^j}{\partial t} \Delta m^j = dr_k^{ij}. \quad (6)$$

Данное уравнение комбинируется для всех событий и всех станций путем такого объединения (5) и (6), чтобы получить систему линейных уравнений в виде

$$W G m = W d, \quad (7)$$

где  $G$  – матрица с размером  $M$  на  $4N$ , ( $M$  – число двойных разностей;  $N$  – число событий), содержащая частные производные;  $d$  – вектор, содержащий двойные разности (5);  $m$  – вектор  $[\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t]^T$  длины  $4N$ , содержащий поправки к координатам гипоцентров, которые необходимо определить, и  $W$  – диагональная матрица с весовыми поправками для каждого уравнения. Веса используются для учета четкости определения времен вступлений сейсмических волн и влияния механизма очагов в случае ручной обработки сейсмограмм. Для кросскорреляционных данных используется функция когерентности для рассматриваемых волновых форм. Как правило, система уравнений типа (7) решается методом декомпозиций или методом сопряженных градиентов (для больших массивов).

Метод двойных разностей [14] эффективен для совместного переопределения положения гипоцентров в случае совокупности близко расположенных очагов и позволяет одновременно переопределять местоположения большого числа гипоцентров землетрясений на относительно больших удалениях от наблюдающих станций. Объединяя разности времен пробега  $P$ - и  $S$ -волн, полученные из кросскорреляционного анализа, с разностями времен пробега, полученными из каталога, и минимизируя остаточные разности (или двойные разности) для пар землетрясений, можно минимизировать векторную разницу между положениями их гипоцентров. Таким образом, можно уточнить расстояние между событиями без использования станционных поправок.

#### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Начиная с середины 2001 г., на юге Сахалина наблюдается оживление сейсмической активности по данным локальной сети цифровых сейсмических станций. В период с 22 июля по 30 сентября был зарегистрирован всплеск активности в виде роя землетрясений, включающего около 300 форшоков и 800 афтершоков в диапазоне магнитуд  $M_L$  от 1.5 до 4.8 с глубиной очага  $h$  до 15 км и главный толчок с  $M_W$  5.2,

$M_L$  5.6, который произошел 1 сентября 2001 г. в области кулисного сочленения двух сегментов активного Апреловского разлома.

Для переопределения координат гипоцентров использовался бюллетень времен вступлений  $P$ - и  $S$ -волн, подготовленный по записям землетрясений, зарегистрированных локальной сетью станций. Первичное определение параметров гипоцентров было выполнено в лаборатории сейсмологии Института морской геологии и геофизики ДВО РАН Ким Чун Уном с использованием метода инверсии, им же составлен каталог зарегистрированных событий [2]. При переопределении использовались данные, полученные одновременно как минимум по 4-м станциям (по одной независимой координате и времени в очаге на каждую степень свободы), из обработки удалялись времена пробега с невязками, дающими ошибку определения координат более 5 км. Всего отобрано 730 таких событий из 1100 зарегистрированных сетью станций. В среднем на каждое землетрясение приходится по 9 независимых определений: по 5 станций для времен вступления  $P$ -волн и по 4 станции для  $S$ -волн. В 2001 г. на юге Сахалина было развернуто 10 временных сейсмических станций, но из них 4 станции – лишь после главного толчка. Некоторые из них находились вблизи очаговой области (рис. 1), что позволило получить надежные оценки глубины очага землетрясений. При расчетах использована одномерная скоростная модель строения земной коры по данным ГСЗ [5]. На рис. 2 представлен график распределения скорости  $P$ -волн с глубиной.

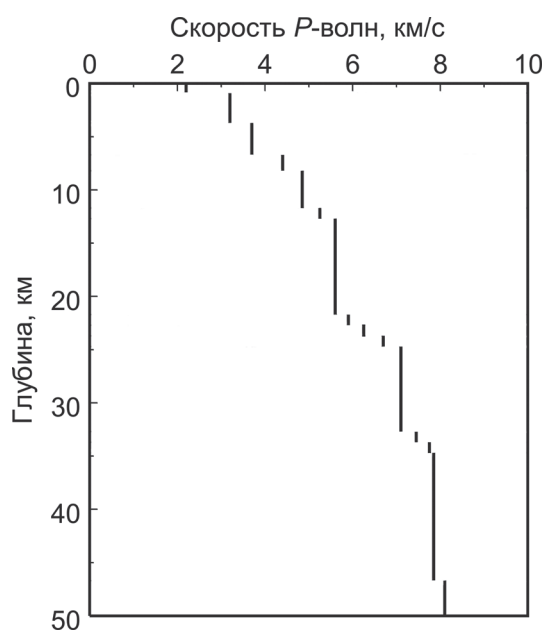


Рис. 2. Осредненная скоростная модель земной коры юга Сахалина по данным ГСЗ [5].

Скорости  $S$ -волн рассчитаны по скорости  $P$ -волн из соотношения  $V_P/V_S = 1.73$ .

Местоположение сейсмических станций определено с помощью GPS с высокой точностью ( $\pm 15$  м).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕРЕОПРЕДЕЛЕНИЯ

Координаты отобранных 730 гипоцентров Такойского роя были переопределены по методу двойных разностей [14]. Для более надежного переопределения координат использовались опорные толчки, относительно которых переопределялось положение кластеров событий. Были выбраны опорные толчки, соответствующие сильному форшоку 8 августа 2001 г. ( $M_L 4.5$ ,  $h = 12$  км) и главному толчку 1 сентября 2001 г. ( $M_L 5.6$ ,  $h = 10$  км). С помощью метода многоканального кепстрального анализа [4] глубины очагов опорных толчков были переопределены с точностью  $\pm 1$  км. Результаты переопределения координат гипоцентров по методу двойных разностей показали заметное уменьшение рассеяния гипоцентров (рис. 3): среднеквадратичные невязки (усредненные по всем событиям) уменьшились примерно в 2–2.5 раза, так что в среднем точность оценки координат гипоцентров после переопределения составила около  $\pm 1$  км.

Переопределенные гипоцентры толчков отчетливо группируются в пространстве и во времени, причем очаги форшоков и афтершоков значимо разделены в пространстве.

На основе детального анализа пространственно-временного распределения очагов землетрясений и анализа сейсмической активности можно сделать следующие выводы.

Такойское землетрясение 1 сентября 2001 г. ( $M_w 5.2$ ) на юге Сахалина предварялось несколькими фазами сейсмической активизации, начало которых отмечено за 40 дней до главного толчка (рис. 4). В интервале от 40–20 дней до главного толчка предваряющая активность наблюдалась в сравнительно мало-сейсмичном восточном борту активного Априловского разлома на глубинах в основном 10–15 км (рис. 5). Основной толчок ( $M_L 4.5$ ) в этой фазе произошел 8 августа 2001 г. на глубине  $12 \pm 1$  км.

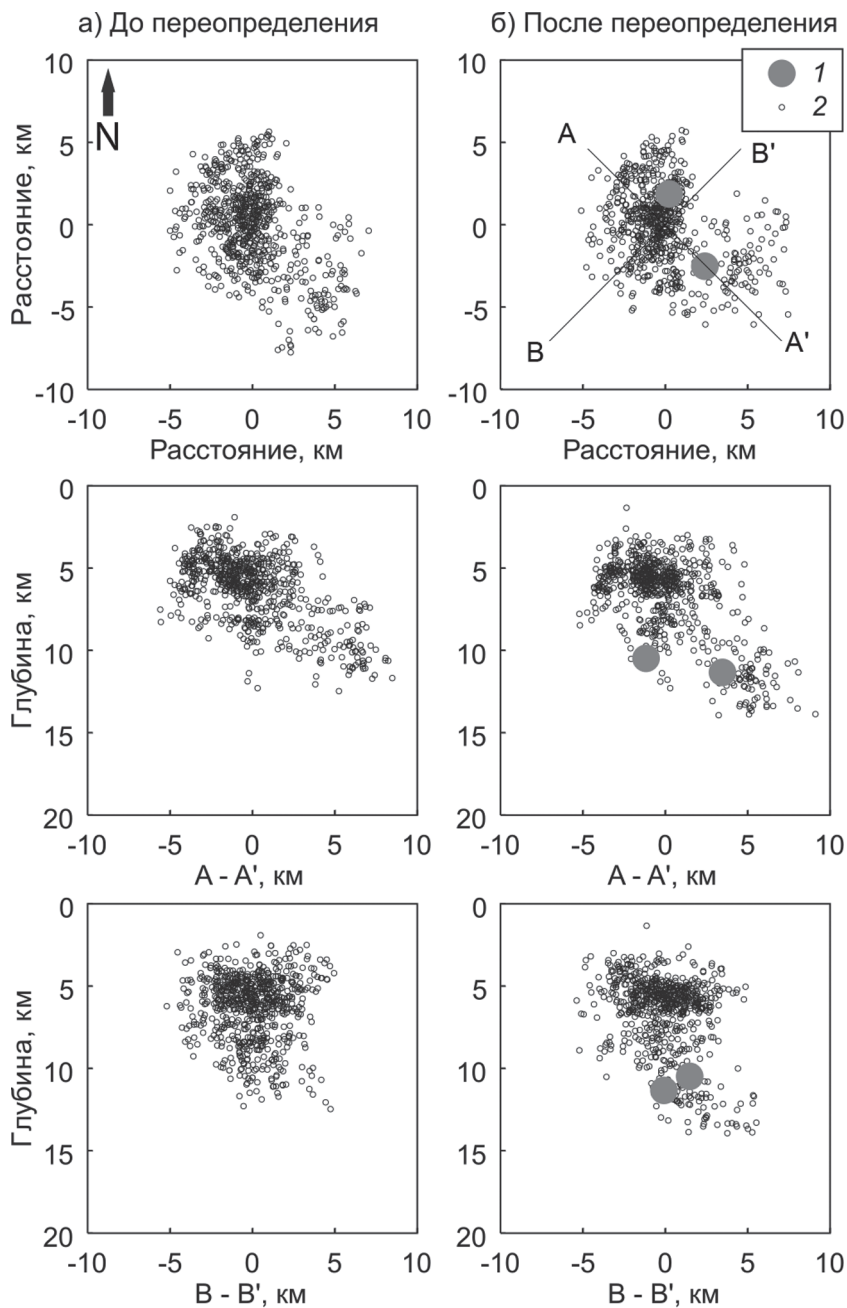
Из сопоставления рис. 5 и 7 (левые верхние рисунки) видно, что тренд СВ направления, наблюдаемый в распределении облака эпицентров на рис. 5, хорошо согласуется с СВ-ЮЗ ориентацией современного регионального сжатия на юге Сахалина, установленной по данным GPS наблюдений [6]. Анализ групповых механизмов очагов форшоков Такойского землетрясения также указывает на то, что большая часть сильных форшоков ( $M_L > 3$ ) возникла в услови-

ях диагонально ориентированного сжатия СВ-ЮЗ простирания с преобладанием взбросовых и сбросовых сейсмодислокаций в их очагах [2]. Следует отметить, что форма начального импульса в очаге отличается для форшоков и афтершоков, причем для форшоков в первой фазе развития роя характерен двойной импульс в начальной части записи  $P$ -волны (рис. 9), вплоть до возникновения сильнейшего форшока 8 августа 2001 г. ( $M_L 4.5$ ,  $h = 12$  км), что, по-видимому, указывает на сходный и несколько необычный механизм очагов в данной фазе сейсмической активизации.

С учетом этих данных и из анализа рис. 5 можно заключить, что первичная зона локальной неустойчивости возникла в нижней части сейсмогенного слоя земной коры, на глубинах 10–15 км, а далее область локального разрушения постепенно смещалась в направлении регионального сжатия к активному разлому и в верхнюю часть сейсмогенного слоя, на глубины 5–10 км. Отсюда можно предположить, что причиной начала сейсмической активизации очаговой области мог стать эпизод вязкой деформации в самой нижней, более вязкой части сейсмогенного слоя (или под ним), вызванный региональным сжатием литосферы, с последующей передачей возмущения в зону активного разлома и вверх, в более упругую часть сейсмогенного слоя.

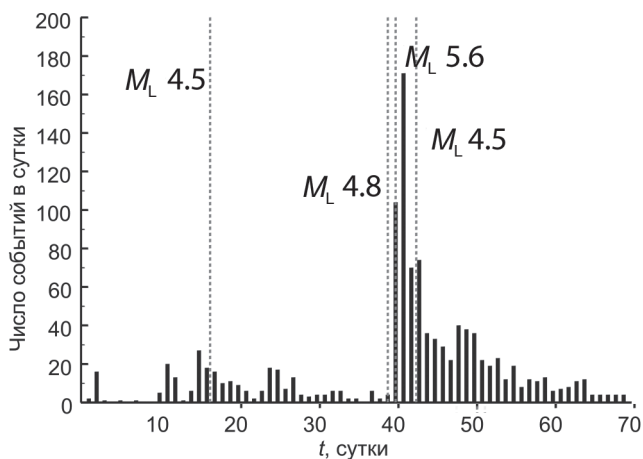
Сильный форшок ( $M_L 4.5$ ) 8 августа 2001 г., который произошел в конце первой фазы активизации на глубине  $12 \pm 1$  км непосредственно в зоне активного разлома (рис. 5), привел к резкому изменению картины пространственного распределения толчков, наблюдаемой в следующую фазу развития роя – с 19 по 4 сутки до главного толчка (рис. 6). В этот период времени локальные разрушения охватывают почти равномерно гораздо больший объем на всех глубинах сейсмогенного слоя от 5 до 15 км, при этом общее число толчков убывает во времени как в обычной последовательности афтершоков (рис. 4). Следует отметить, что в этот период возникает заметное число толчков в западном борту активного разлома на глубинах в основном 5–10 км, т.е. в окрестности гипоцентра будущего главного толчка, чего не наблюдалось в первую фазу развития роя.

Как показали дальнейшие события, возникновение сильного толчка ( $M_L 4.5$ ) 8 августа 2001 г. привело лишь к частичной разгрузке всей очаговой области, которая, однако, оказалась недостаточной для релаксации переданного первичного возмущения. Принимая во внимание появление на этой стадии толчков в западном, активном борту разлома на глубинах 5–10 км, можно полагать, что избыточные напряжения, переданные с первичным возмущением, начали



**Рис. 3.** Распределение очагов землетрясений.

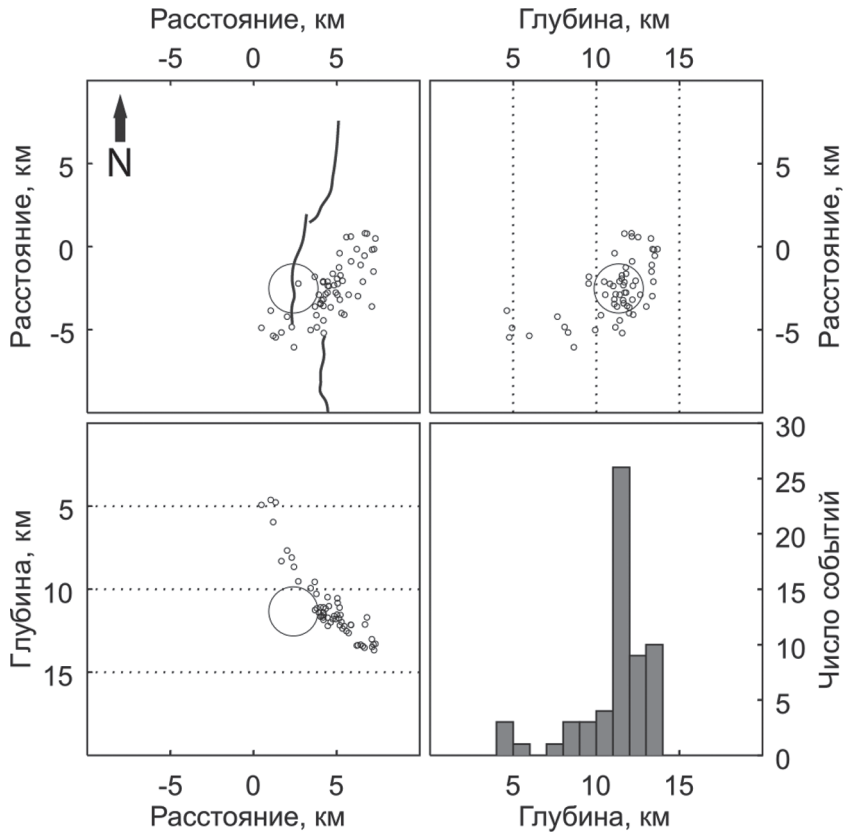
а – до переопределения; б – после переопределения; 1 – опорные толчки; 2 – землетрясения. Верхний рисунок – распределение очагов по эпицентрам, средний и нижний рисунки – разрезы по глубине в направлении А-А' и В-В' соответственно.



**Рис. 4.** График среднесуточного числа землетрясений во времени.

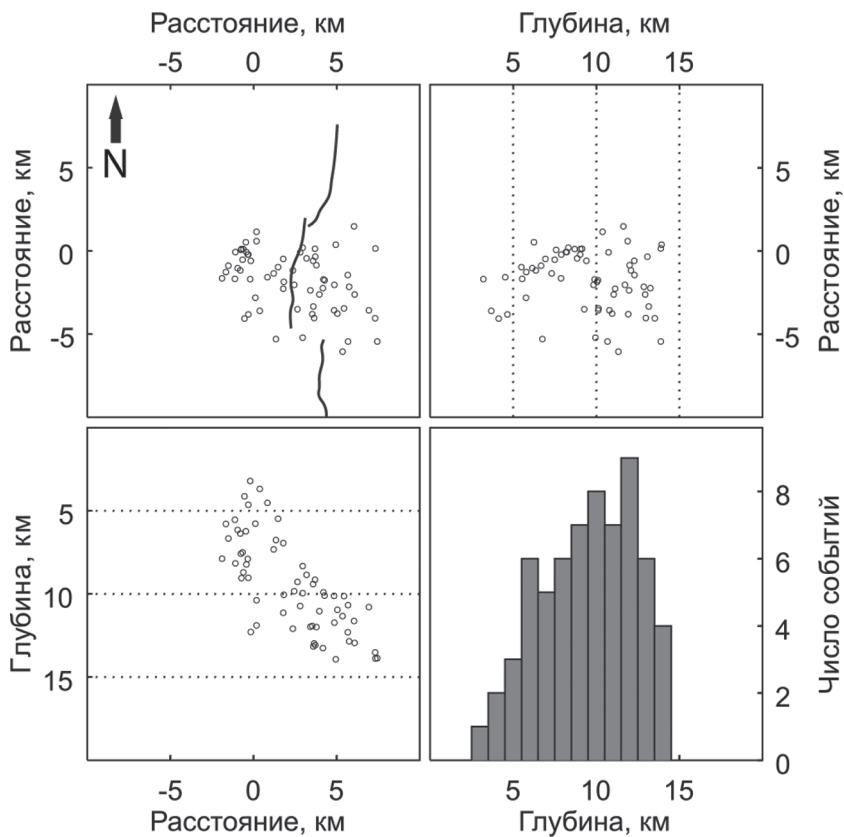
Точечные линии соответствуют временам в очагах сильных землетрясений Такойского роя 2001 г.





**Рис. 5.** Пространственное распределение очагов Такойского роя землетрясений в первую фазу развития форшоков (40–20 дней до главного толчка с  $M_W$  5.2, произошедшего 1 сентября 2001 г.).

Здесь и далее на левом верхнем рисунке жирными линиями показано положение сегментов активного разлома по геологическим данным.



**Рис. 6.** Пространственное распределение очагов Такойского роя землетрясений во вторую фазу развития роя (19–4 дней до главного толчка).

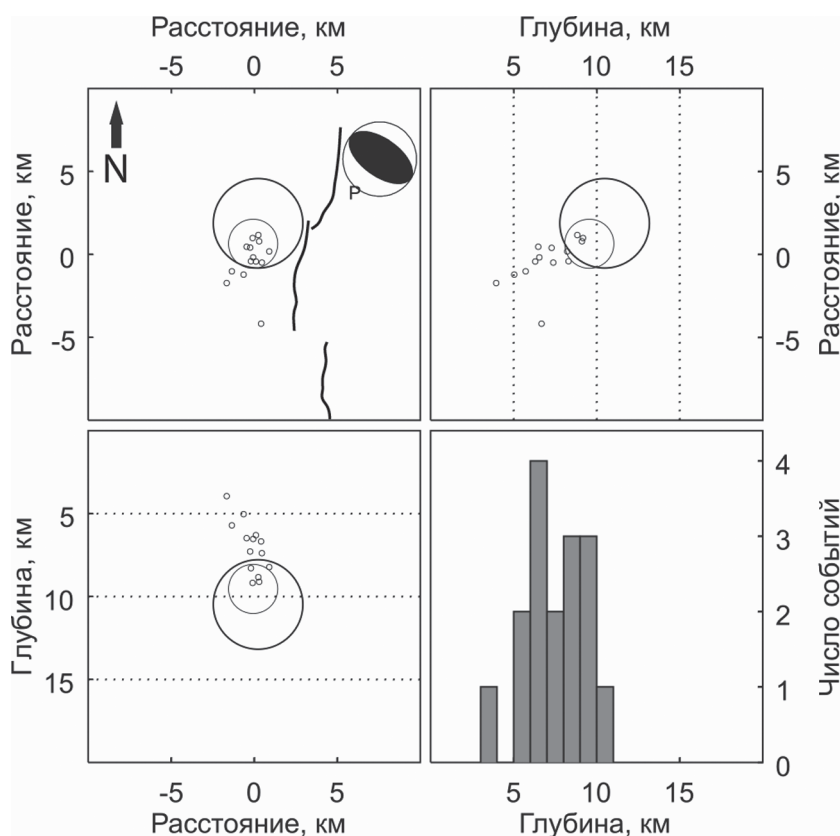
оказывать свое действие на весь западный борт разлома именно во вторую фазу развития роя. Данные GPS наблюдений [6] свидетельствуют об интенсивном накоплении деформаций в зоне активного Апрельского разлома и, скорее всего, в его западном борту, на глубинах 5–10 км. Поэтому действие избыточных напряжений привело к возникновению зоны локальной концентрации разрушений именно в этой области (рис. 7).

Из рис. 7 видно, что за 1–3 суток до возникновения главного толчка с  $M_L$  5.6 в западном борту активного разлома формируется узкая зона локальной концентрации разрушений на глубинах 5–10 км. В эту, третью фазу развития роя наиболее сильный форшок ( $M_L$  4.8) произошел в нижней части формирующейся зоны, на глубине около 10 км, т.е. практически в той же точке, где затем произошел главный толчок. Наклон графика повторяемости для толчков третьей фазы имеет аномально низкое значение [3], что соответствует дефициту слабых землетрясений. По мнению ряда исследователей, причиной этого является перераспределение напряжений в зоне разлома и активизация оперяющих его структур, непосредственно предшествующие возникновению крупного землетрясения.

Главный толчок с  $M_L$  5.6 произошел 1 сентября 2001 г. на глубине 10 км, на нижнем краю образовав-

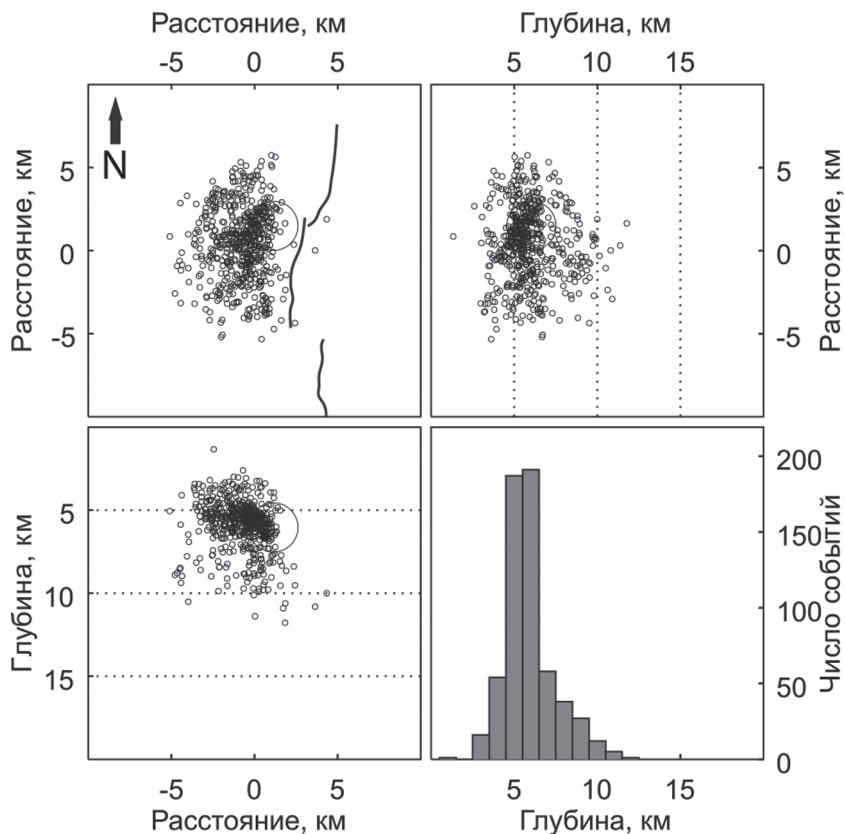
шейся узкой зоны концентрации разрушений (рис. 7). Приведенный на рисунке механизм очага показывает, что в очаге имел место чистый взброс по плоскости, перпендикулярной направлению регионального сжатия и падающей в направлении СВ. Подвижка в очаге была ориентирована диагонально по отношению к простиранию активного разлома и параллельно направлению регионального сжатия по данным GPS наблюдений [6]. Меридиональная ориентация активного разлома в данном случае играет второстепенную роль при формировании плоскости разрушения в очаге главного толчка, определяющим является направление регионального сжатия, действующего на всю толщу литосферы.

Четвертая фаза развития Такоийского роя землетрясений – это стадия афтершоков. После главного толчка во взброшенном крыле возникло огромное число афтершоков, в основном на глубинах 5–7 км (рис. 8). Наиболее сильный из афтершоков ( $M_L$  4.5) произошел на глубине около 6 км. Перераспределение напряжений в среде после главного толчка уже в большей степени связано со структурно-геологическими факторами, чем с ориентацией регионального напряжения. Из рис. 8 видно, что облако афтершоков в целом вытянуто вдоль простирания зоны активного разлома, а их подавляющее число возникло в интервале глубин 5–7 км, где, по-видимому, и происходит

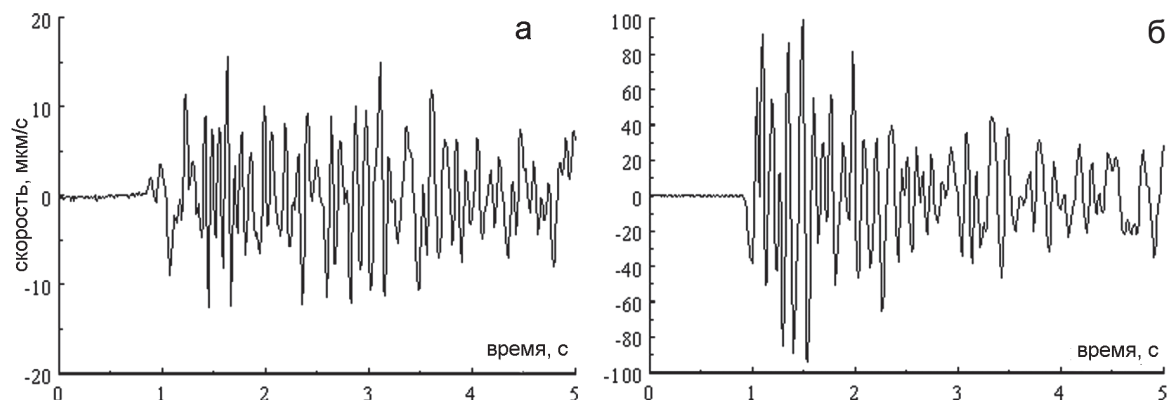


**Рис. 7.** Пространственное распределение очагов Такоийского роя землетрясений в третью фазу развития форшоков (3–1 сутки до главного толчка с  $M_L$  5.6, произошедшего 1 сентября 2001 г).

На левом верхнем рисунке изображен механизм главного толчка по данным ГС США: черные квадранты соответствуют областям прихода волн сжатия; P – ориентация оси максимального сжатия.



**Рис. 8.** Пространственное распределение очагов Такойского роя землетрясений в четвертую фазу развития роя – фазу афтершоков (1–30 дней после главного толчка).



**Рис. 9.** Пример записи вертикальной компоненты скорости смещения в  $P$ -волне для форшока (а) и афтершока (б).

накопление упругих деформаций, обусловленных общим региональным сжатием зоны разлома.

#### ВЫВОДЫ

Проведенное переопределение координат гипоцентров для землетрясений Такойского роя 2001 г. позволяет четко проследить все фазы развития роя землетрясений в области кулисного сочленения двух сегментов активного Апреловского разлома: фазу зарождения первичной зоны локальной неустойчивости в восточном крыле разлома на глубинах 10–15 км; постепенную миграцию очагов к западу, в активное крыло разлома; частичную разгрузку всей очаговой

области после возникновения сильнейшего форшока с  $M_L$  4.5; образование в западном крыле разлома узкой зоны концентрации разрушений на глубинах 5–10 км непосредственно перед главным толчком с  $M_L$  5.6; и, наконец, фазу многочисленных афтершоков, подавляющая часть которых возникла в западном крыле разлома на глубинах 5–6 км. Установлены существенные различия по ряду параметров очагов между форшоковой и афтершоковой фазами роевой активности. Общая картина развития Такойского роя землетрясений, наряду с материалами определений механизмов очагов землетрясений роя [2], хорошо согласуется с СВ-ЮЗ ориентацией современного ре-

гионального сжатия на юге Сахалина, установленной по данным GPS наблюдений [6], и с конфигурацией зон активных разломов в этом районе, по данным палеосейсмологических исследований [1].

Палеосейсмологические исследования М.И. Стрельцова и А.И. Кожурина показали, что последнее катастрофическое землетрясение ( $M \geq 7.5$ ) в зоне Апреловского разлома произошло около 800 лет тому назад [2]. Детальное изучение сейсмических процессов, происходящих в зоне разлома, таких как Такоийский рой землетрясений 2001 г., может оказаться весьма полезным при поиске признаков подготовки крупного разрушительного землетрясения в зоне разлома.

Полученные результаты приводят также к заключению о необходимости более глубокого изучения процессов в нижней части земной коры и процессов взаимодействия разломов в сложной системе разрывных нарушений региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Администрации Сахалинской области (проект № 06-05-96058).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булгаков Р.Ф., Ивашенко А.И., Ким Ч.У. и др. Активные разломы северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 2002. № 3. С. 66–86.
2. Ивашенко А.И., Ким Чун Ун, Поплавская Л.Н. и др. Эпицентральные наблюдения роя ощутимых землетрясений 2001 года на юге острова Сахалин. Инструментальные и макросейсмические данные // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений Северо-Запада Тихого океана: Сб. статей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. Т. 2. С. 161–193.
3. Ивашенко А.И., Коновалов А.В., Ким Чун Ун и др. Пространственные и временные вариации наклона графика повторяемости для роя землетрясений на юге Сахалина в 2001 г. // Тезисы докладов VII Международной школы-семинара “Физические основы прогнозирования разрушения горных пород”. Москва, 2005. С. 29–30.
4. Коновалов А.В., Ивашенко А.И. Многоканальный анализ кепстров для определения глубины очага мелкофокусного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2006. № 2. С. 55–64.
5. Лившиц М.Х. Глубинное строение Сахалина по геофизическим данным // Геофизический сборник. Южно-Сахалинск: СахКНИИ АН СССР, 1972. Вып. 24, № 2. С. 16–25.
6. Прытков А.С. Горизонтальные деформации Земной поверхности Южного Сахалина по данным GPS-наблюдений 1999–2003 гг. // Молодые научные резервы Сахалина. Наука и развитие региона: Докл. XVIII конф. молодых ученых. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2005. С. 7–10.
7. Dodge D., Beroza G.C., Ellsworth W.L. Evolution of the 1992 Landers, California, foreshock sequence and its implications for earthquake nucleation // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 9865–9888.
8. Douglas A. Joint epicenter determination // Nature. 1967. V. 215. P. 47–48.
9. Geiger L. Probability method for determination of earthquake epicenters from the arrival times only // Bull. St. Louis Univ. 1912. V. 8. P. 60–71.
10. Gomberg J.S., Shedlock K.M., Roecker S.W. The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation // Bull. Seis. Soc. Am. 1990. V. 80. P. 1605–1628.
11. Pavlis G.L. Appraising earthquake hypocenter location errors: a complete, practical approach for single-event locations // Bull. Seis. Soc. Am. 1986. V. 76. P. 1699–1717.
12. Poupinet G., Ellsworth W.L., Frechet J. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras fault, California // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 5719–5731.
13. Pujol J. Comments on the joint determination of hypocenters and station corrections // Bull. Seism. Soc. Am. 1988. V. 78. P. 1179–1189.
14. Waldhauser F., Ellsworth W.L. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward fault, California // Bull. Seis. Soc. Am. 2000. V. 90. P. 1353–1368.

Рекомендована к печати

Ю.Ф. Малышевым

*A.V. Kononov, A.I. Ivashchenko, Kim Jung Woon, A.S. Sychev*

#### The structure and features of seismic regime of the Takoe earthquake focus zone, September 1, 2001 ( $M_w$ 5.2)

The Takoe earthquake ( $M_w$  5.2) which occurred on September 1, 2001 in the en echelon junction zone of two segments of the Aprelovsky fault was accompanied with a swarm of earthquakes that were successfully registered by the local system of digital seismic stations located in the southern part of Sakhalin Island. A system of up-to-date methods used in the process allowed a redistribution of foci parameters for the earthquake swarm and substantial detailing of their spatial distribution and of relations with the structural-geological features of the complex system of interacting faults. New evidence was obtained regarding the relation between the foci mechanism and the present-day geodynamic setting in Southern Sakhalin.

**Key words:** earthquake swarm, seismic activation, hypercenter, active Aprelovsky fault, Southern Sakhalin.

ГОРНОЗАВОДСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 17(18) АВГУСТА 2006 Г. НА ЮГЕ  
О-ВА САХАЛИН

*Б.В. Левин, Ким Чун Ун, И.Н. Тихонов*

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

Поступила в редакцию 27 ноября 2006 г.

Выявлен и проанализирован ряд аномальных сейсмологических и геофизических эффектов, предвзвращавших возникновение Горнозаводского землетрясения 17(18) августа 2006 г. ( $M_w = 5.6$ ) в юго-западной части острова Сахалин. Обработан большой объем данных сети цифровых сейсмических станций, позволивший проследить динамику развития афтершокового процесса в течение первых суток после главного события. Описаны различные проявления данного землетрясения.

**Ключевые слова:** активные разломы, землетрясения, предвестники, параметры землетрясения, механизм очага, афтершоковый процесс, Сахалин.

ОСНОВНЫЕ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ  
КОРЫ НА ЮГЕ САХАЛИНА

В пределах южной части о-ва Сахалин с прилегающим шельфом (территория южнее  $48^\circ$  северной широты) установлены три основных систем глубинных разломов, порождающих сильные коровые землетрясения: Центрально-Сахалинской, Западно-Сахалинской и Ребун-Монеронской (рис. 1). *Первая система разломов (Центрально-Сахалинская)*, а точнее, ее южный сегмент, трассируется с юга на север по западному побережью Анивского залива (п-ов Крильон), затем западнее г. Южно-Сахалинск, и далее – вдоль восточного побережья острова до г. Поронайск. В пределах южного сегмента этой зоны разломов самыми сильными за последние сто лет были два землетрясения: Анивское 2 февраля 1951 г. с магнитудой  $M_s = 5.5$  и Такойское 1 сентября 2001 г. ( $M_s = 5.6$ ).

Однако, если расширить временные рамки наблюдений от столетия до 10–15 тыс. лет за счет изучения “древних” землетрясений (палеосейсмодислокаций голоценового возраста), то окажется, что на данном участке разломов неоднократно происходили сейсмические события, не уступавшие по силе Нефтегорскому землетрясению 1995 г. ( $M_s = 7.2$ ). В частности, М.И. Стрельцов и А.И. Кожурин [4] проводили полевые исследования сегмента Апрельского активного разлома (бассейн р. Лира), расположенного вблизи г. Южно-Сахалинска, и обнаружили три ветви разлома, нарушающего современную земную поверхность – позднеплейстоценовый и голоценовый ал-

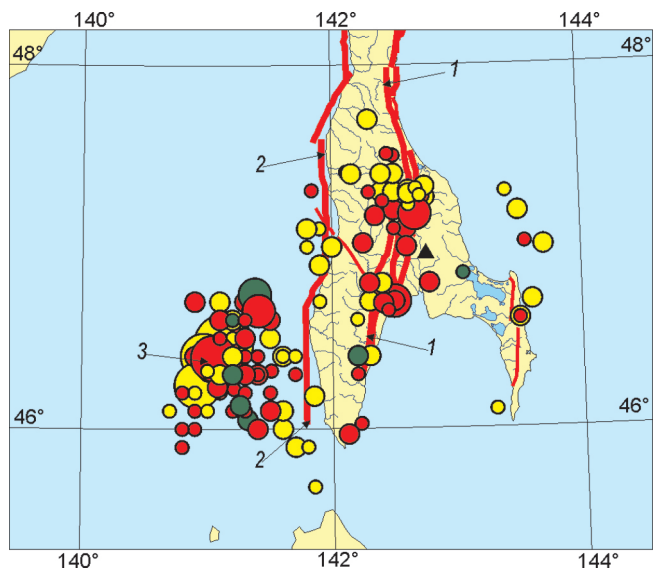
лювий р. Лира, а также плиоценовые глины и аргиллиты маруямской свиты. Причем было установлено, что последнее событие имело место менее чем 800 лет тому назад.

*Вторая система разломов (Западно-Сахалинская)* протягивается под дном Татарского пролива вдоль западного побережья острова до перешейка Поясок, соединяясь далее с разломами Среднего Сахалина. Она более мощная по сравнению с первой системой, но за прошедшее столетие (до 2006 г.) никак не проявила себя на юге Сахалина в плане сильных ( $M \geq 5.5$ ) землетрясений. Именно в пределах этой системы произошло описываемое ниже Горнозаводское землетрясение 17(18) августа 2006 г. ( $M_s = 5.6$ ).

*Третья система (Ребун-Монеронская)*, расположенная вблизи о-вов Монерон и Ребун, активизировалась 5 сентября 1971 г., когда произошло самое сильное за последние сто лет мелкофокусное землетрясение на Сахалине с  $M_s = 7.5$ . Оно сопровождалось интенсивным афтершоковым процессом, наблюдавшимся в течение 5 суток, когда было зарегистрировано 85 толчков с  $M \geq 3.0$ . Затем активность резко упала и через нескольких лет снизилась до обычного фонового уровня.

ПРЕДВЕСТНИКИ ГОРНОЗАВОДСКОГО  
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 17(18) АВГУСТА 2006 Г.

Спокойная стадия развития сейсмического режима в пределах первой и второй систем разломов наблюдалась до 1997 года, после чего стали прояв-



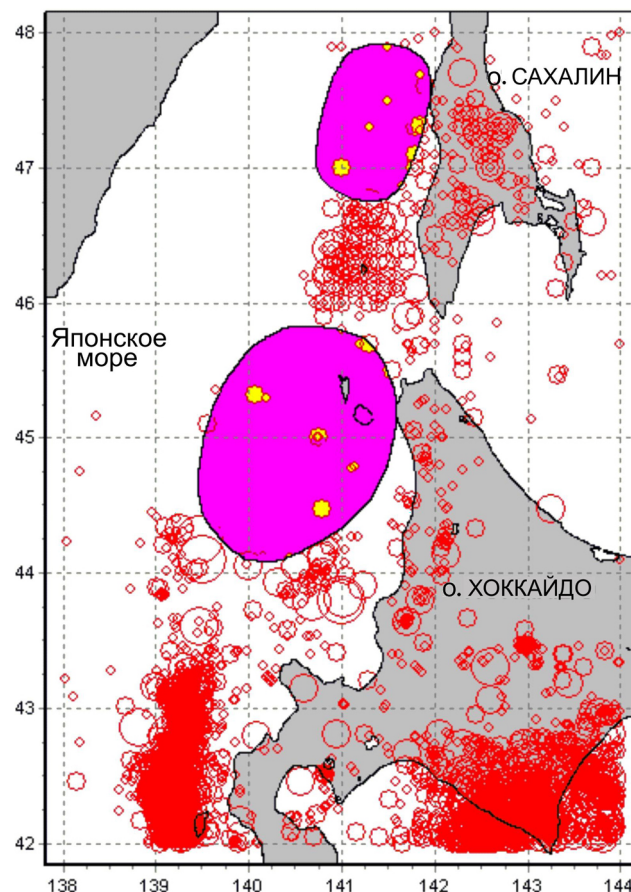
**Рис. 1.** Карта эпицентров коровых землетрясений юга о-ва Сахалин с  $M \geq 4.0$  за период 1906–2005 гг. и основные системы разломов зоны земной коры.

Цифрами 1, 2, 3 обозначены, соответственно, Центрально-Сахалинская, Западно-Сахалинская и Ребун-Монеронская системы разломов.

ляться первые признаки активизации сейсмичности, вызвавшие серьезные опасения у сахалинских сейсмологов.

Картирование очагов известных сильных землетрясений восточнее Японских островов и Сахалина вдоль границы литосферных плит, простирающейся на 1800 км от г. Ниигата (о. Хонсю) до Севера Сахалина, позволило установить наиболее вероятные места будущих сильных землетрясений. Они отвечают областям, в которых длительное время (порядка 100 и более лет) не происходили сильные ( $M \sim 7$ ) землетрясения. Согласно К. Моги, такие области называются сейсмическими брешами первого рода [1]. Для юга Сахалина опасность представляют две сейсмические брешы: вблизи побережья о-ва Хоккайдо и в пределах вышеупомянутой второй системы разломов на юго-западном шельфе о-ва Сахалин (рис. 2).

Начиная с 2003 г., заметное оживление слабой сейсмичности удалось подтвердить с помощью сети полевых цифровых сейсмических станций “Datamark”, развернутых на юге Сахалина. Кроме того, было выявлено положение сейсмической брешы второго рода, размером  $90 \times 60$  км, в которой, по крайней мере, с середины 2003 г. не наблюдались мелкофокусные землетрясения с магнитудой  $M \geq 3.0$  (рис. 3). На основании указанных предвестников, в декабре 2005 г. был сделан долгосрочный прогноз сильного ( $M_s = 6.6 \pm 0.5$ ) землетрясения на юго-за-



**Рис. 2.** Примерное положение сейсмических брешей первого рода (овальные области) и эпицентры землетрясений с  $M \geq 3.0$ , зарегистрированных с 1923 г. вблизи западного побережья Сахалина и Хоккайдо по [7].

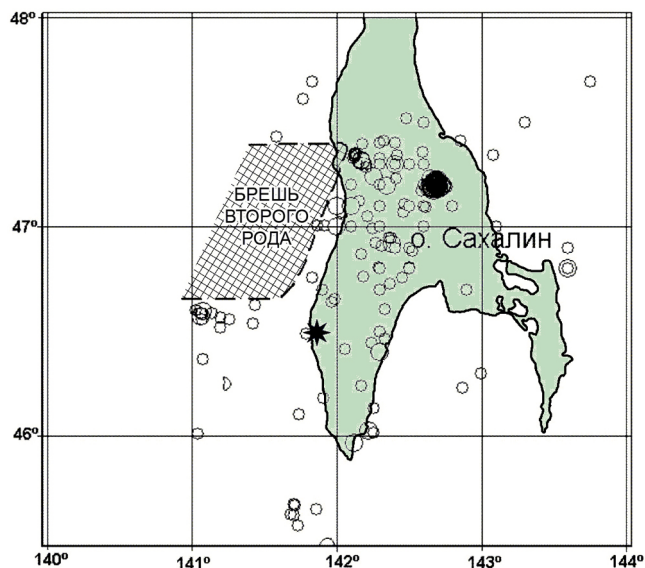
Эпицентры на верхней половине карты ( $\varphi \geq 45.5^\circ$ ) приведены по данным каталога Сахалинского филиала Геофизической службы РАН, а на нижней половине карты – по данным каталога Японского метеорологического агентства (JMA).

падном шельфе о-ва Сахалин [6]. Данный прогноз был поддержан Российским экспертным советом по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска.

Начатый после этого процесс отслеживания возможных средне- и краткосрочных предвестников в исследуемом районе дал практические результаты, начиная с июля 2006 г., когда стали поступать сведения о различных аномальных явлениях. Перечислим лишь некоторые из них:

- устойчивый запах сероводорода на акватории Татарского пролива, отмеченный местными рыбаками;
- формирование более глубокого сейсмического затишья за счет снижения числа землетрясений с





**Рис. 3.** Положение сейсмической бреши второго рода и эпицентры коровых землетрясений с  $M \geq 3.0$  за 1993–2005 гг. по данным системы “IRIS-2” и сейсмических станций “Datamark”.

Пунктирная линия – граница сейсмической бреши второго рода. Звездочка – эпицентр Горнозаводского землетрясения 17(18) августа 2006 г. ( $M_s = 5.6$ ).

магнитудами  $M < 3.0$ . Эффект зафиксирован по записям цифровых сейсмостанций “Datamark”, расположенных на западном побережье острова (“Калинино”, “Ожидаево”, “Холмск”);

- наличие необычной корреляции в появлении шумов на записях сейсмостанций “Калинино” и “Холмск”);

- резко нелинейный характер зависимости кумулятивной суммы числа сейсмических событий от времени. Это достаточно информативный краткосрочный предвестник. Ранее было установлено, что он отмечается на Южном Сахалине перед всеми землетрясениями с  $M > 4.0$  [5].

- резкое увеличение с 14 июля сего года сечения рассеяния радиолокационного сигнала, принимаемого альтиметрическим радаром спутника Jason-1, для трека, пересекающего южную часть о-ва Сахалин (устное сообщение проф. Ю.И. Троицкой из Института прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород). Подобный эффект уже отмечался ранее перед сильными землетрясениями (Нефтегорским, 1995; Аляскинским, 2002; Корякским, 2006);

Исключение составили наблюдения за уровнем воды в гидрогеологических скважинах. Мониторинг гидрогеодеформационного поля на Южном Сахалине проводит ФГУГП “Сахалинская геологоразведочная экспедиция”. По сообщениям ведущего гидроге-

олога О.Н. Назировой, аномальных колебаний уровня воды перед Горнозаводским землетрясением 17(18) августа 2006 г. не отмечалось. Даже на Холмском наблюдательном пункте, расположенном в пределах г. Холмск, то есть наиболее близко к эпицентру, регистрировался достаточно стабильный уровень при отсутствии аномальных вариаций.

В связи с напряженной прогнозной обстановкой на юго-западе Сахалина в Холмском районе с середины августа 2006 г. в замкнутом водоеме вблизи г. Холмска (район р. Малка) была установлена мобильная система параллельной регистрации сейсмических и гидроакустических сигналов. Данная система, разработанная специалистами четырех организаций – ИМГиГ ДВО РАН, Специального конструкторского бюро средств автоматизации морских исследований (СКБ САМИ) ДВО РАН (г. Южно-Сахалинск), ИО РАН и ООО “ГеоПрибор” (г. Москва), располагалась непосредственно в зоне подготовки землетрясения (в 60 км от его будущего эпицентра).

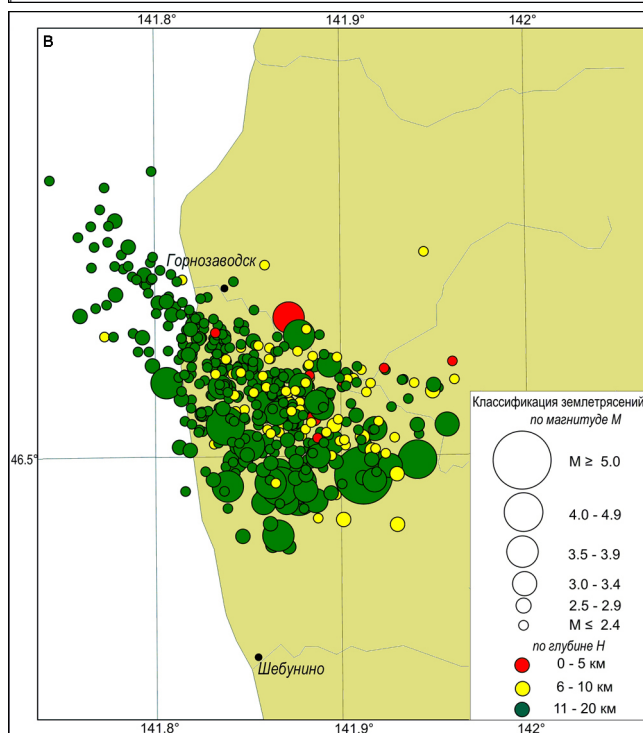
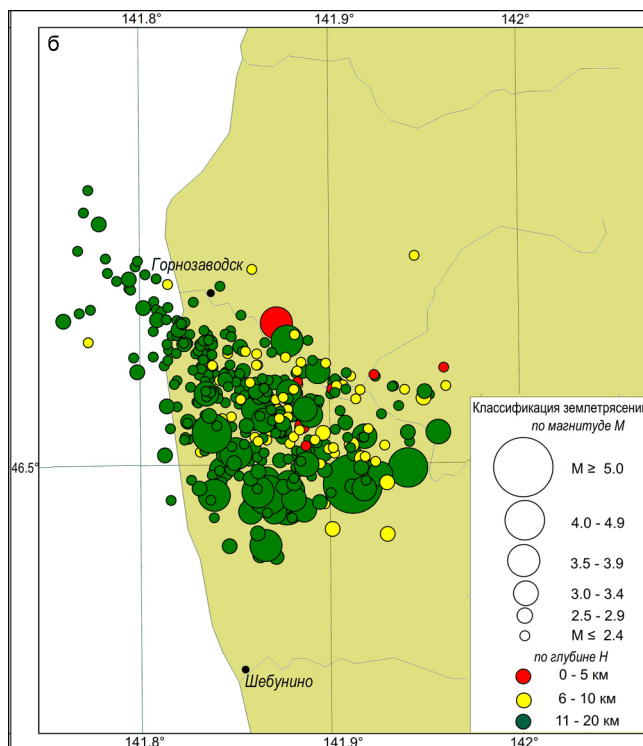
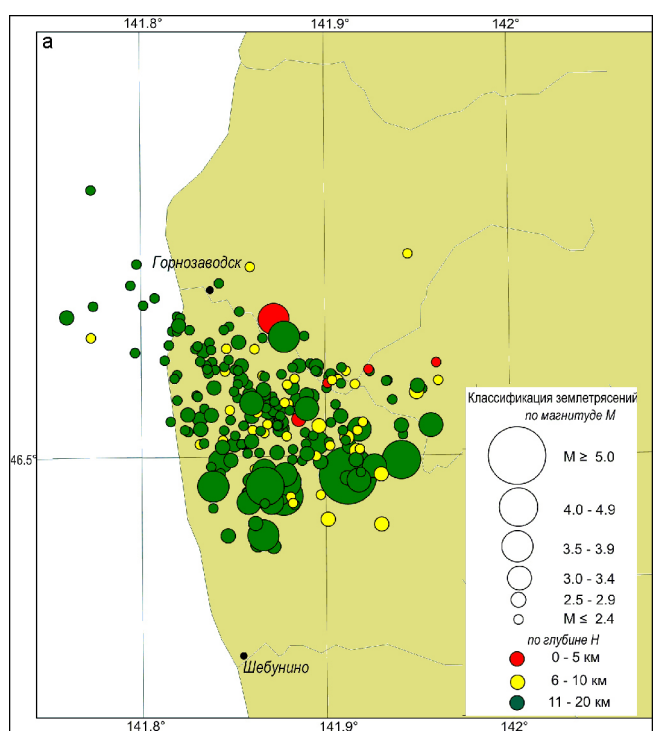
Одна из задач эксперимента заключалась в исследовании характера волновой картины в диапазоне высокочастотных акустических сигналов (1–70 Гц) на критической стадии подготовки сильного землетрясения (за несколько часов до его возникновения). Из литературных источников известно [2, 8], что в этот период над очаговой областью идет интенсивный процесс образования мелких трещин с формированием дилатантной зоны. Из-за быстрого затухания сигналов в земной коре данный процесс поддается регистрации только гидрофонами.

За 21 час 22 мин и 40 сек до начала землетрясения на гидроакустических каналах стали появляться серии (цуги) однотипных сигналов, значительно превышающие уровень помех. Они исчезли за 11 часов и 6 минут до начала главного толчка и более не регистрировались даже на стадии афтершоков Горнозаводского землетрясения 17(18) августа 2006 г. Всего было зафиксировано более 250 цугов. На сейсмических каналах в период регистрации цугов никаких заметных вариаций сигнала не было отмечено. Более подробно результаты эксперимента описаны в отдельной статье, сданной в печать\*. Они несомненно, будут иметь большое практическое значение в будущем при отработке комплекса краткосрочных предвестников землетрясений.

\* Б.В. Левин, Е.В. Сасорова, Ким Чун Ун, М.Е. Коровин, А.Е. Малашенко, П.В. Савочкин, И.Н. Тихонов. “Землетрясение 17(18) августа 2006 года на Сахалине и первая реализация комплексного прогноза” // Докл. АН. 2007, в печати).

**Таблица 1. Основные параметры Горнозаводского землетрясения 17(18) августа 2006 г., по данным различных сейсмологических служб.**

Сейсмологическая служба	Время в очаге по Гринвичу	Координаты эпицентра		Глубина очага	Магнитуда
	час, мин, с	φ N, град	λ E, град	H, км	M <sub>s</sub>
Сахалинский филиал ГС РАН	15-20-35.5	46.5	142.0	15	5.7
NEIC	15-20-35.0	46.57	141.90	17	5.5
Сеть станций «Datamark»	15-20-34.4	46.49	141.91	13	5.6



**Рис. 4.** Развитие афтершокового процесса после Горнозаводского землетрясения 17(18) августа 2006 г., по данным сети сейсмических станций “Datamark”.  
*а* – эпицентры афтершоков с  $M \geq 1.7$  за первые 3 часа после главного толчка, *б* – спустя 12 часов, *в* – спустя сутки.

**Таблица 2. Механизм очага Горнозаводского землетрясения 17(18) августа 2006 г., по данным службы NEIC.**

Оси главных напряжений						Нодальные плоскости					
T		N		P		NP1			NP2		
PL	AZM	PL	AZM	PL	AZM	STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP
84	1	6	162	2	252	157	43	82	348	43	98



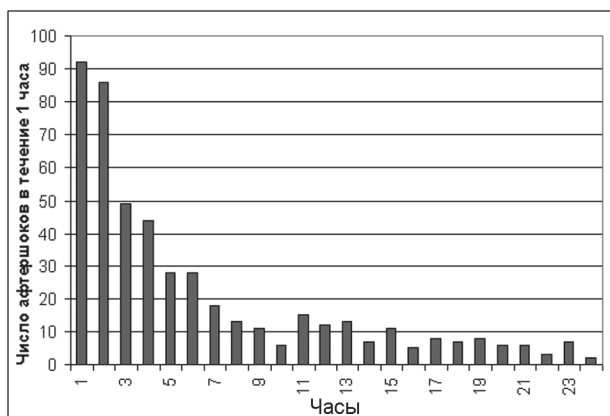
### ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ГЛАВНОМ ТОЛЧКЕ И АФТЕРШОКАХ ПЕРВЫХ СУТОК

В табл. 1 приведены оперативные данные об основных параметрах главного толчка по оценкам различных сейсмологических служб, а в табл. 2 – механизм очага по данным Национального центра информации о землетрясениях Геологической службы США (Голден, Колорадо) (NEIC) (<http://neic.usgs.gov/neic>). Наиболее точные оценки параметров получены при обработке записей локальной сети цифровых сейсмических станций “Datamark”. Результаты определений других служб вполне согласуются с этими оценками. Решения механизма очага для главного толчка свидетельствуют о том, что очаговая область находилась под действием субширотных близгоризонтальных сжимающих напряжений, в результате чего произошла взбросовая подвижка.

Динамику развития афтершокового процесса в течение первых суток можно проследить на рис. 4 а-в. Основной кластер афтершоков образовался на суше спустя 3 часа после главного события (рис. 4 а), а далее направление магистрального разрыва обозначилось более четко за счет процесса растрескивания в северо-западном направлении с выходом на акваторию Татарского пролива. Длину разрыва ( $L$ , в км) можно оценить на основе соотношения, предложенного Р. Сато [9]:

$$\log L = 0.5 M_w - 1.85.$$

При  $M_w = 5.6$   $L = 8.9$  км, что согласуется с линейным размером облака афтершоков, сформировавшегося в первые 3 часа разрядки напряжений.



**Рис. 5.** Затухание афтершокового процесса в очаге Горнозаводского землетрясения 17(18) августа 2006 г. в течение первых суток после главного толчка.

Гистограмма построена по выборке землетрясений с  $M \geq 1.7$ , зарегистрированных сетью сейсмических станций “Datamark”.

Протекание афтершокового процесса происходило по нетипичному сценарию. Наибольшая активность процесса была кратковременной и завершилась практически в течение первых суток. За этот период удалось определить основные параметры более 500 землетрясений с  $M \geq 1.7$ . Наиболее сильными оказались два толчка с  $M_s = 4.3$  и 4.5. Первый возник спустя 5 мин, а второй – спустя 7 часов 20 мин после главного события. На рис. 5 показан график затухания повторных толчков.

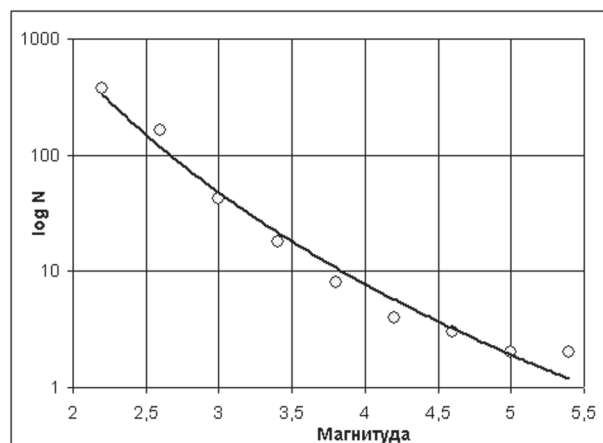
Нетипичность проявления повторных толчков видна также на графике повторяемости землетрясений (рис. 6)

$$\log N = a - b M,$$

где  $N$  – кумулятивная сумма числа толчков с магнитудой больше, чем  $M$ , а  $a$  и  $b$  – эмпирические постоянные. Из рис. 6 видно, что график носит нелинейный характер из-за дефицита событий с магнитудами  $M = 4.1-5.1$ , которые на 0.5–1.5 меньше магнитуды основного толчка. На основе изложенных фактов можно сделать вывод, что процесс разрядки упругих напряжений был локальным и Горнозаводское землетрясение 17(18) августа 2006 г. не сняло избыточные напряжения в зоне бреши второго рода, описанной выше.

### МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

По результатам макросейсмического обследования последствий землетрясения, выполненного сотрудниками Сахалинского филиала Геофизической службы РАН и ИМГиГ ДВО РАН, было установлено, что оно ощущалось почти во всех населенных пунктах Южного Сахалина [3]. С наибольшей силой землетрясение проявилось в пос. Горнозаводское – 7



**Рис. 6.** График повторяемости афтершоков Горнозаводского землетрясения 17(18) августа 2006 г. в течение первых суток после главного толчка.



**Рис. 7.** Пос. Лопатино. Разрушение стены дома и печи. Фото О.М. Шестаковой.



**Рис. 8.** Пос. Шебунино. Раскрытие трещины на берегу. Фото О.М. Шестаковой.

баллов. Отметим, что здесь речь идет не о магнитуде, а об интенсивности сотрясений в конкретном пункте, которая оценивается с помощью 12-балльной шкалы *MSK-64*. Данная шкала интенсивностей характеризует проявление землетрясений в баллах в конкретных точках земной поверхности. Интенсивность сотрясений убывала по мере удаления от эпицентра: пос. Шебунино – 6–7 баллов, пос. Таранай – 5 баллов, г. Анива – 4–5 баллов, г. Холмск – 4 балла, г. Южно-Сахалинск – 3–4 балла, г. Долинск и пос. Быков – 3 балла.

Основные повреждения зданий и сооружений наблюдались в г. Невельск, поселках Горнозаводск, Лопатино и Шебунино. В двух первых пунктах отмечено массовое падение печных труб (рис. 7), разрыв подземных водоводов, раскрытие трещин в грунте (рис. 7, 8). Приведем краткую выдержку из сообщения проф. Коффа Г.Л. (НИЦ “Теориск”, г. Москва) о результатах проведенного им обследования последствий землетрясения в пос. Горнозаводск.

В доме № 4а по ул. Кирпичной появились тонкие трещины в торцевых стенах. В северной стене первого подъезда наблюдались раскрытые крупные

трещины длиной от 1 до 2–3 м с вывалами из внутренней стены и откалывание больших кусков штукатурки. Произошла осадка дома в южном – юго-восточном направлении. На проезжей части распространились трещины шириной 1–5 мм и длиной от 1 до 2–3 м. В четырехэтажном здании школы-интерната для детей-инвалидов наблюдался отрыв крыльца от несущей фасадной стены здания. Во внутренних перегородках на уровне второго-третьего этажей этого здания отмечены раскрытые сквозные трещины шириной до 30–40 мм. После обследования проф. Коффа Г.Л. сделал вывод, что здание школы-интерната не может далее эксплуатироваться и подлежит капитальному ремонту с последующим усилением.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Моги К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 382 с.
2. Морозов В.Е., Сасорова Е.В. Высокочастотные сигналы (40–110 Гц), предшествующие землетрясениям, по гидроакустическим данным на Тихоокеанском побережье Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 64–74.

3. Оперативный каталог землетрясений Сахалинского филиала Геофизической службы РАН за август 2006 г. Южно-Сахалинск, 2006.
4. Стрельцов М. И., Кожурин А. И. Активные разломы и катастрофические землетрясения Сахалина (Апреловский активный разлом, результаты тренчинга). Южно-Сахалинск: Ин-т морской геологии и геофизики Сахалинского науч. центра ДВО РАН, 2002. 4 с.
6. Тихонов И.Н. Методы и результаты анализа каталогов землетрясений для целей средне- и краткосрочного прогнозов сильных сейсмических событий. Владивосток, Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2006. 214 с.
5. Тихонов И.Н. Результаты моделирования последовательностей мелкофокусных землетрясений юга Сахалина с целью прогноза времени возникновения толчков с  $M \geq 4.0$  // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири. Южно-Сахалинск, 2003. Т. 2. С. 53–63.
7. Тихонов И.Н. Сильные землетрясения в Сахалинской области: исследования и прогнозы // Вестн. ДВО РАН, № 1. 2006. С. 67–80.
8. Sasorova E.V., Levin B.W., Morozov V.E. Local tsunami warning problem and one of possible method of its solving. // Proceedings. of 22-th International Tsunami Symposium, Chania. Greece, 27-29 June, 2005. Eds. G.A. Papadopoulos, K. Satake. Athene. 2005. P. 204–210.
9. Sato R. Theoretical basis on relationship between focal parameters and magnitude // J. Phys. Earth. 1979. V. 27. N 5. P. 353–372.

*Рекомендована к печати*

*Т.К. Злобиным*

***B.V.Levin, Kim Jung Woon, I.N.Tikhonov***

**The August 17(18), 2006, Gornozavodsk earthquake on Southern Sakhalin**

Some anomalous seismological and geophysical phenomena before the 17(18), 2006, Gornozavodsk earthquake ( $M_w = 5.6$ ) in the south-western part of Sakhalin Island are revealed and analyzed. A large volume of digital seismic station data was processed to investigate the dynamics of aftershock process development during one day after the main event. Various effects of this earthquake are described.

***Key words:* active faults, earthquakes, precursors, earthquake parameters, earthquake focal mechanism, aftershock process, Sakhalin.**



ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

УДК 55 (092)

К 90-летию СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ИГОРЯ ИППОЛИТОВИЧА БЕРСЕНЕВА

15 сентября 2006 года исполнилось 90 лет со дня рождения Игоря Ипполитовича Берсенева – доктора геолого-минералогических наук, человека, с которым связана целая эпоха в изучении геологии Дальнего Востока, дна Мирового океана и развитии минерально-сырьевой базы нашей страны.

Берсенов И.И. родился **15 сентября 1916 г.** в семье офицера, прошедшего русско-японскую и первую мировую войну и окончившего их полным георгиевским кавалером. В гражданскую войну он служил заместителем начальника артиллерии фронта, которым командовал М.В. Фрунзе. В 1937 г. был репрессирован и умер в лагерях. Его мать в 1914–1916 гг. была на фронте сестрой милосердия. До 1950 г. работала библиотекарем в библиотеке им. В.И. Ленина. Умерла в 1970 г.

От своих родителей Игорь Ипполитович унаследовал высокое чувство ответственности, преданность делу, бесстрашие. Эти черты были присущи ему всю жизнь.

Научно-производственная деятельность Игоря Ипполитовича началась в 1935 г. после окончания курсов коллекторов в г. Алма-Ата и продолжалась до последних дней жизни с перерывом в 1941–1945 годах, когда он защищал Родину на полях Великой отечественной войны. На фронт он пошел добровольцем после окончания в 1941 году Московского геологоразведочного института. В 1942 году он уже командовал отдельным противотанковым батальоном, сражался на Курской дуге, в Прибалтике. Завершил свой боевой путь в 1945 году в Маньчжурии в звании майора с 14-ю боевыми наградами.

С 1947 года И.И. Берсенов жил и трудился на Дальнем Востоке сначала в Четвертом геологическом управлении в г. Уссурийске, где работал начальником партии, главным геологом, главным инженером экспедиции IV района, руководил геологическими, гидрогеологическими и инженерно-геологическими работами на территории Приморья. В 1956 г. защитил кандидатскую диссертацию. В 1959 г., как крупнейший знаток геологии Приморья, И.И. Берсенов был назначен главным геологом Приморского геологического управления Министерства геологии РСФСР.

Во время его работы в этой должности были открыты и разведаны крупные месторождения полезных ископаемых: Дальнегорское – бора, Вознесенское – флюорита, Николаевское – полиметаллическое, Восток-2 – вольфрама, а также ряд месторождений угля и стройматериалов. На этот период приходится расцвет активного изучения геологии Приморского края путем планомерного проведения средне- и крупномасштабных



геолого-съёмочных работ, которые завершились составлением Геологической карты Приморского края масштаба 1:1 000 000 и публикацией XXXII тома Геологии СССР. Эти крупные основополагающие работы изданы в 1968 г. под редакцией И.И. Берсенева.

В 1968 году Игорь Ипполитович перешел на работу в Тихоокеанское отделение института океанологии АН СССР, преобразованное в 1972 году в Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР, позднее – ДВО РАН, где он с присущей ему энергией и энтузиазмом занялся изучением геологического строения окраинных морей Тихого океана, дно которых в геологическом отношении в то время было белым пятном. Он разработал методику морских геологических исследований, организовал и возглавил 11 рейсов на научно-исследовательских судах в различные моря. Но наибольшее внимание было уделено Японскому морю. Это привело к созданию первой Геологической карты дна Японского моря, монографии “Геология дна Японского моря”, вышедших под его редакцией в 1987 году, а также открытию многочисленных проявлений высококачественных фосфоритов на дне Японского моря.

В 1971 г. он защитил докторскую диссертацию по проблеме происхождения Японского моря.

И.И. Берсенов много труда вложил в подготовку совместной российско-японской монографии *Geology and Geophysics of the Japan Sea*, вышедшей в Токио в Японии 1996 году, к сожалению, уже после его смерти, которая наступила 30 декабря 1993 года.

Игорь Ипполитович щедро делился своими знаниями и богатым опытом с молодыми геологами, читал лекции на геологическом факультете ДВПИ и в ДВГУ, был научным руководителем аспирантов, членом специализированных советов по защитах докторских и кандидатских диссертаций, активная работа в которых способствовала росту высококвалифицированных кадров Дальнего востока.

Душевная теплота, жизненный опыт, доброжелательная помощь привлекали к нему людей, для которых он был не просто учителем, лидером, но и единомышленником и верным другом. Он был человеком неутомимой энергии, огромной работоспособности, принципиальности и таланта. Он обладал редкой геологической интуицией, да и не только геологической, ведь только благодаря его прозорливости и настойчивости была изучена геология всего Японского моря до раздела его на экономические зоны, введение которых не позволило бы нам организовывать экспедиции в акватории Японии и Южной Кореи.

Все мы, его коллеги, соратники, ученики, постоянно обращаемся к работам Игоря Ипполитовича и помним этого выдающегося человека – истинного рыцаря геологии.

*Геологическая общественность и редколлегия*