

**Том 28, номер 6**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Ноябрь-Декабрь 2009**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



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

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>М.В. Горошко, В.А. Гурьянов, Н.В. Бердников, В.Е. Кириллов.</i> Золотоносность вулкано-плутонических зон юго-востока Сибирской платформы и физико-химические условия образования месторождений .....	3
<i>А.С. Каретников.</i> Палеомагнетизм ультрабазитов массива Кондер и оценка его возраста .....	23
<i>И.А. Тарарин, З.Г. Бадрединов, Е.А. Ноздрачев, О.И. Шарова.</i> Состав и условия формирования метаморфизованных железо-марганцевых пород в метавулканитах Восточной Камчатки .....	43
<i>И.В. Бучко, А.А. Сорокин.</i> Петрохимические, геохимические особенности и вопросы генезиса габбро-норитового массива Чек-Чикан, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона .....	55
<i>Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова, Л.М. Мохова, Т.А. Копотева, А.В. Рыбин, А.А. Харламов.</i> Торфяник о. Кетой – опорный разрез среднего-позднего голоцена Центральных Курил .....	65
<i>Г.Ф. Уфимцев, С.Н. Алексеенко, Ф.С. Онухов.</i> Морфотектоника Нижнего Приамурья .....	81
<i>Г.З. Гильманова, В.Г. Прокудин.</i> Плотностная модель литосферы Цусимской котловины Японского моря .....	94
<i>А.В. Кудымов.</i> Условия седиментации в готерив-сеноманском морском бассейне Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья .....	102
<i>В.И. Росликова.</i> Географические особенности новообразований ландшафтов юга Дальнего Востока .....	115
<i>Л.А. Николаенко.</i> Ландшафтно-экологический анализ территории г. Комсомольске-на-Амуре .....	120
Указатель статей, опубликованных в 2009 г. ....	129
Контактная информация об авторах за 2009 г. ....	132

## CONTENTS

<i>M.V. Goroshko, V.A. Guryanov, N.V. Berdnikov, V.Ye. Kirillov.</i> Gold potential of volcano-plutonic zones, southeastern Siberian Platform, and physical-and-chemical conditions of the deposits formation .....	3
<i>A.S. Karetnikov.</i> Paleomagnetism of ultrabasites in the Konder massif and its age assessment .....	23
<i>I.A. Tararin, Z.G. Badredinov, Ye.A. Nozdrachev, O.I. Sharova.</i> Composition and origin of metamorphosed ferromanganese rocks in metavolcanics of Eastern Kamchatka .....	43
<i>I.V. Buchko, A.A. Sorokin.</i> Petrochemical and geochemical peculiarities of the Chek-Chikan gabbro-norite massif and the problems of its genesis, south-eastern framing of the North Asian craton .....	55
<i>N.G. Razjigaeva, L.A. Ganzey, T.A. Grebennikova, L.M. Mokhova, T.A. Kopoteva, A.V. Rybin, A.A. Kharlamov.</i> Peat bog of Ketoi Island – Middle-Late Holocene reference section of the Central Kuriles .....	65
<i>G.F. Ufimtsev, S.N. Alekseenko, F.S. Onukhov.</i> Morphotectonics of the Lower Priamurye .....	81
<i>G.Z. Gil'manova, V.G. Prokudin.</i> Density model of the lithosphere of the Tsushima Basin, Sea of Japan .....	94
<i>A.V. Kudymov.</i> Conditions of sedimentation in the Hauterivian-Cenomanian sea basin of the Sikhote-Alin and Lower Amur Region .....	102
<i>V.I. Roslikova.</i> Geographic features of new forms of landscapes in the southern Far East .....	115
<i>L.A. Nikolaenko.</i> Landscape-and-ecological analysis of the territory of Komsomolsk-on-Amur .....	120
Index of papers published in 2009 .....	129
Author's contact information for 2009 г. ....	132

**ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ЗОН ЮГО-ВОСТОКА  
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

***М.В. Горошко, В.А. Гурьянов, Н.В. Бердников, В.Е. Кириллов***

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

Поступила в редакцию 16 января 2009 г.

На юго-востоке Сибирской платформы в районах проявления тектоно-магматической активизации размещается большое количество месторождений и проявлений золота. Они сосредоточены в четырех металлогенических зонах: Кет-Капской (скарны, кварцевые жилы и штокверки, золотоносные залежи в силицитолитах, аргиллизит-серицитовые метасоматиты), Улканской (глинисто-сланцевые метасоматиты, кварцевые жилы), Преддзугджурской (кварцевые жилы, скарны, серицит-гидрослюдистые метасоматиты) и Удской (серицит-гидрослюдистые метасоматиты). Скарновое оруденение имеет мезозойский возраст, оруденение в кварцевых жилах, кварц-гидрослюдистых метасоматитах и кварц-сульфидных жилах может быть мезозойским, палеозойским или позднепротерозойским.

Наиболее высокотемпературные процессы рудообразования происходили в скарнах Преддзугджурской зоны (500–715°C) и гидротермально-метасоматических образованиях Кет-Капской зоны (510–530°C). В составе газовой-жидких включений в минералах этих пород преобладают водные растворы хлоридов Na, K и Ca с концентрациями до 40 % NaCl экв. Для них характерно присутствие CO<sub>2</sub> во флюиде. Кварцевые жилы и штокверки Кет-Капской зоны образовались при высоких (до 465°C) и умеренных температурах с концентрацией растворов до 32 % NaCl экв. Иногда в минералах этих пород присутствуют включения низкоплотной углекислоты. Золотоносные жилы Преддзугджурской зоны сформировались при 225–230°C и концентрации растворов 1–2 % NaCl экв. В золотоносных жилах Улканской зоны установлена калиево-натриево-хлоридная специализация рудообразующих растворов с концентрациями 2–10 % NaCl экв., а температура их образования составляла 220–280°C.

***Ключевые слова:*** золото, вулcano-плутонические зоны, месторождения, рудные формации, метасоматиты, физико-химические условия образования, юго-восток Сибирской платформы.

**ВВЕДЕНИЕ**

В 40–90-е годы прошлого столетия в вулcano-плутонических поясах и зонах различного возраста юго-востока Сибирской платформы выявлен ряд месторождений и рудных проявлений золота, которые вовлечены в эксплуатацию или активно изучаются. Из немногочисленных работ [7, 8, 11, 15] можно получить представление о геологическом строении отдельных рудоносных полей, структур и месторождений и о приблизительных масштабах проявленного в них оруденения, однако сводные публикации по золотоносности этого района отсутствуют. В настоящей статье дан обзор золотоносности наиболее крупных вулcano-плутонических зон этого региона с типизацией золотого оруденения и оценкой условий

образования месторождений. Для изучения минерального состава руд использовались микроскопический и рентгено-структурный анализы. Температуры образования и состав рудогенного флюида оценивались с помощью методов термобарогеохимии. Основные приемы работы с включениями – стандартные [18], дополненные нашими разработками [2]. Использованное оборудование позволило уверенно диагностировать фазы и их изменения во включениях размером не менее 5 мкм. Включения меньших размеров использовались в качестве вспомогательного материала. Точность измерений температуры составляла в криокамере ±0.5°C, в термокамере ±3–5°C. Анализ солевого состава растворов проводился с использованием данных [3]. Поправки на давление при определении температур образования по темпе-

ратурам гомогенизации включений вводились в тех случаях, когда можно было применить данные [17]. По геологическим и петрологическим материалам оценивалось литостатическое и гидростатическое давление, по которым рассчитывался интервал поправок. При этом нам представляется, что для большинства рассмотренных объектов, образовавшихся на небольших (менее 1 км) глубинах, более вероятен открытый характер рудообразующих флюидных систем. В этом случае наиболее реальны оценки модели гидростатического флюидного давления.

Определения возраста пород и руд проводились изотопно-свинцовым методом по породе в целом [5].

#### **ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ЗОН**

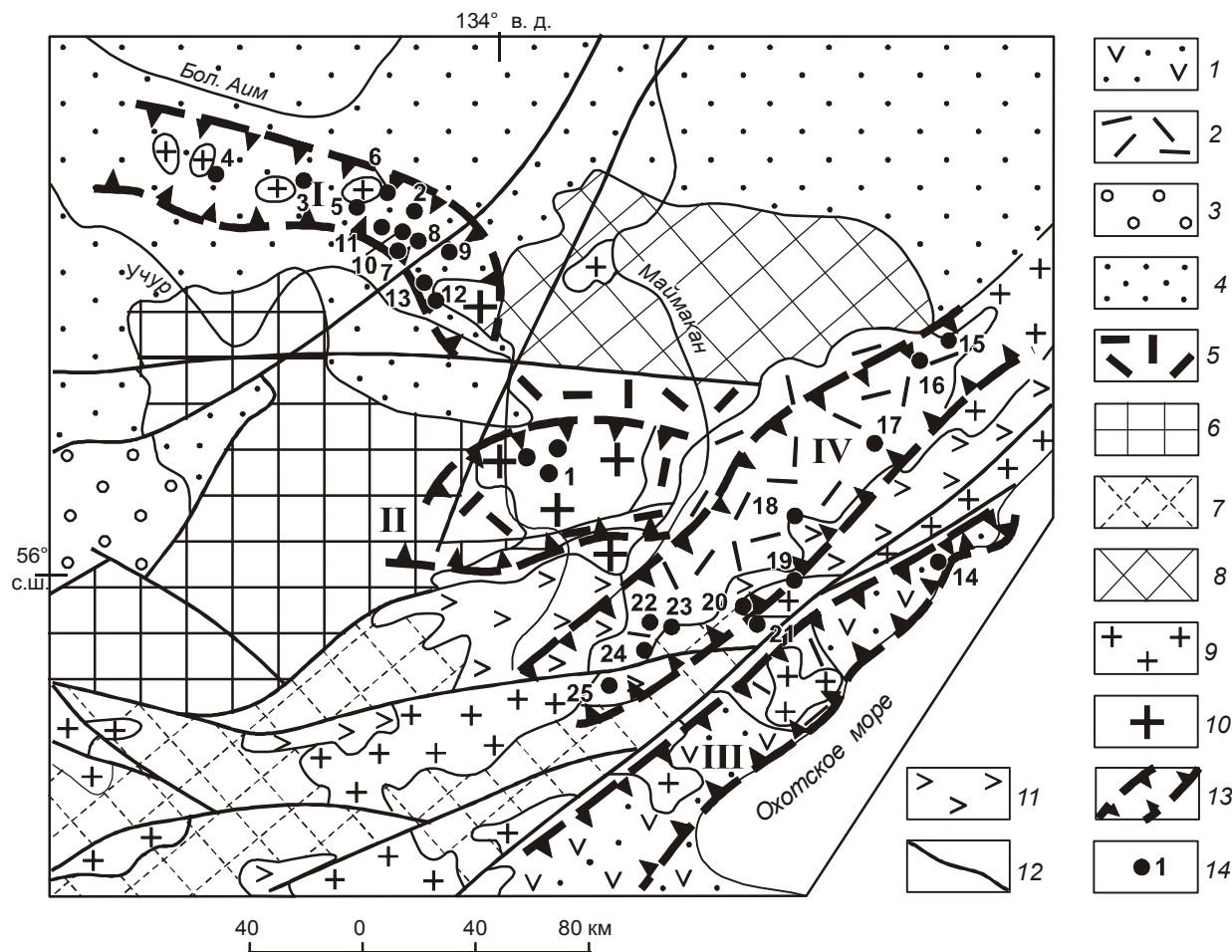
Рассматриваемый район охватывает юго-восточную окраину Сибирской платформы, отличающуюся сложным геологическим строением (рис. 1). На значительной его части обнажены породы древнего метаморфического фундамента Алданской гранулитогнейсовой, Батомгской и Становой гранит-зеленокаменных областей, входящих в состав Алдано-Станового щита (AR) [14]. Образования фундамента метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, местами изменены до эпидот-амфиболитовой фации регрессивного метаморфизма. Область развития архейских пород на юго-востоке перекрыта вулканогенными образованиями Улканского прогиба, на востоке – вулканитами Преддзугджурского прогиба Охотско-Чукотского вулканического пояса, на севере и северо-западе – рифейско-кембрийскими карбонатно-терригенными отложениями Учуро-Майской впадины, на западе – юрскими континентальными угленосными толщами Токинской впадины. Основными продуктивными на золото структурами являются Улканский вулканогенный прогиб, Кет-Капская вулканоплутоническая зона, Преддзугджурский и Удской вулканогенные прогибы (рис. 1).

Золотоносные Улканская, Кет-Капская, Преддзугджурская и Удская вулканоплутонические зоны расположены в северной периферической части глубинной Мая-Селемджинской структуры [10], охватывающей юго-восток Сибирской платформы, восточную часть Монголо-Охотского и северную часть Сихотэ-Алинского орогенных поясов, а также северо-восточную окраину Цзямусы-Малохинганского массива (рис. 2). В геофизических полях эта структура представлена неоднородностями верхнекорового, нижнекорового и верхнемантийного уровней (рис. 3). Последовательное погружение этих неоднородностей к северу дает основание для предположения о

поддвигании Мая-Селемджинской структуры под Сибирскую платформу с юго-востока на северо-запад под углом 30–40°. Определенным подтверждением этого предположения служит характер деформаций в Мая-Селемджинской структуре, где широко развиты напряженная складчатость северной виргации и субширотные чешуйчато-надвиговые зоны. Вероятно, погружение Мая-Селемджинской структуры под Алдано-Становой щит привело к вскрытию горизонтов мантии и поступлению разогретых масс по наиболее проницаемым каналам к поверхности и формированию вулканических, дайковых поясов и осадочных бассейнов. Эта структура фиксируется пониженной мощностью литосферы от 150–170 км на погруженной ее части под Сибирской платформой до 80–90 км в самой структуре, мощностью земной коры от 42–46 км до 35–40 км [10]. Золотоносные вулканоплутонические пояса локализованы на жестком блоке юго-востока Сибирской платформы с докембрийским основанием над погруженной частью Мая-Селемджинской структуры и контролируются зоной градиентов мощности литосферы [10].

#### **Улканский вулканогенный прогиб**

Улканский вулканогенный прогиб (рис. 1) – это крупная, вытянутая в субширотном направлении структура, наложенная на метаморфический фундамент Алдано-Станового щита и сложенная разнообразными по составу и происхождению комплексами вулканических и плутонических пород палеопротерозоя (1740–1676 млн л.) [9]. Породы не претерпели регионального метаморфизма и сохранили свои первоначальные геологические соотношения, особенности химизма и металлогении. Заполняющая прогиб улканская серия сложена тремя красноцветными свитами (снизу вверх): кварцево-песчаниковой топориканской, трахибазальтовой улканской и базальт-трахириолитовой элгэтэйской общей мощностью до 3090 м. Базальные горизонты серии залегают с угловым несогласием на породах кристаллического фундамента, отделяясь от них щебнисто-дресвяной корой выветривания. Интрузивные породы представлены гекунданским лейкогаббро-долеритовым, улканским щелочно-лейкогранитовым и маймаканским габбродолеритовым комплексами. В строении Улканского вулканогенного прогиба отмечается ряд особенностей, присущих большинству современных и древних континентальных рифтогенных структур: развитие дорифтогенной поверхности выравнивания, формирование бимодальной дифференцированной серии вулканитов, ограничение нормальными, преимущественно ступенчатыми сбросами, свидетельствующими об условиях растяжения, большие размеры и слож-



**Рис. 1.** Геологическая схема размещения металлогенических золотоносных зон на юго-востоке Сибирской платформы.

1 – меловые вулканогенно-терригенные породы; 2 – меловые вулканы Преддугджурского прогиба; 3 – юрские осадочные отложения Токинской впадины; 4 – мезопротерозойские терригенно-карбонатные породы чехла Сибирской платформы; 5 – палеопротерозойские вулканы Улканского прогиба; 6–8 – мегаблоки Алдано-Станового щита: 6 – Алданский; 7 – Становой; 8 – Батомгский; 9 – мезозойские гранитоиды; 10 – палеопротерозойские гранитоиды; 11 – архей-палеопротерозойские (?) анортозиты; 12 – крупные разломы; 13 – золотоносные металлогенические зоны: I – Кет-Капская, II – Улканская, III – Удская, IV – Преддугджурская; 14 – месторождения и крупные рудопроявления: 1 – рудные объекты Широкого рудного узла, 2 – Рябиновое, 3 – Крутое, 4 – Комсомольская залежь, 5 – Виктория, 6 – Клин, 7 – Юго-Западное, 8 – Шумный, 9 – Василек, 10 – Тас, 11 – Левобережный, 12 – Усмун, 13 – Дарья, 14 – Эгукал, 15 – Людвигитовое, 16 – Аркай, 17 – Ветвистое, 18 – Ланда, 19 – Етара, 20 – Нагим, 21 – Кума, 22 – Мевачан, 23 – Бургале, 24 – Авлаянкан, 25 – Киранкан.

ная линейная в плане форма, молассоидные отложения большой мощности, интенсивно проявленный магматизм повышенной щелочности, вплоть до образования щелочных пород [9]. На территории Улканского прогиба широко развиты щелочные раннепротерозойские метасоматиты и гидротермалиты, средне-рифейские (1300–1150 млн л.) эйситы, аргиллизиты, серицит-гидрослюдисто-кварцевые и гематит-кварцевые метасоматиты. С ними связаны месторождения и рудопроявления Au, Be, Ta, Nb, U, Li, Zr, Mo и редкоземельных элементов, основная часть которых сосредоточена в Улканском массиве гранитоидов и в приле-

гающих вулcano-тектонических структурах. Среди них выделяются порядка тридцати рудных объектов, которые по прогнозным ресурсам и запасам отвечают крупным и средним месторождениям.

#### Кет-Капская вулcano-плутоническая зона

Кет-Капская вулcano-плутоническая зона (МЗ) располагается на севере района среди рифейско-кембрийских осадочно-карбонатных пород и протягивается в субширотном направлении на 140 км (рис.1). По мнению В.Ф. Полина и др. [13], магматизм зоны связан с деятельностью одной из мезозойских горя-

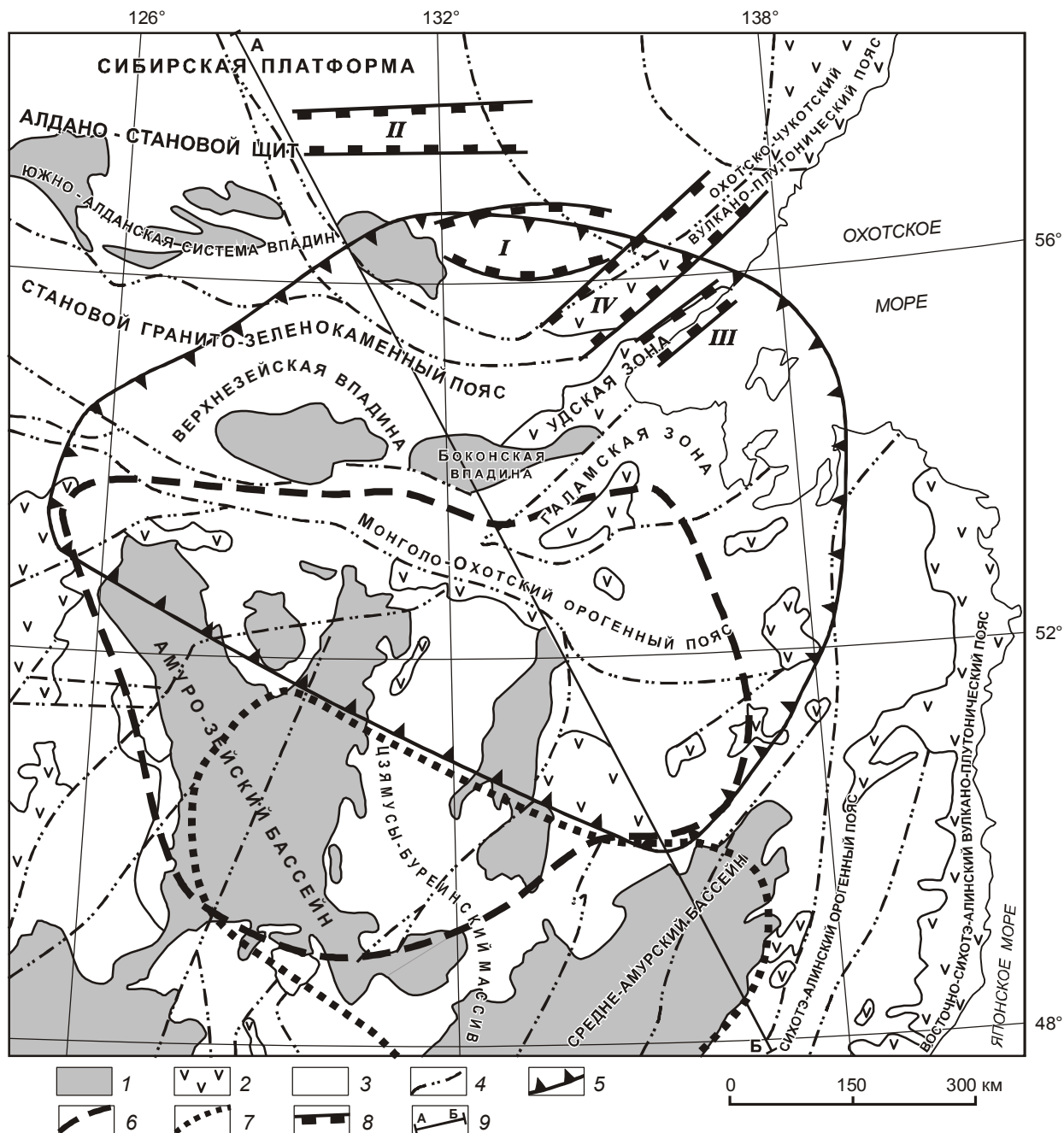


Рис. 2. Тектоническая схема с элементами глубинного строения, по [10], с изменениями, дополненная данными по золотоносности.

1 – впадины, выполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями; 2 – мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и ареалы; 3 – прочие комплексы пород; 4 – главные разломы; 5–7 – границы аномальной литосферной Мая-Селемджинской структуры: 5 – в верхней мантии, 6 – в нижней части земной коры, 7 – в верхней части земной коры; 8 – золотоносные зоны: I – Уланская, II – Кет-Капская, III – Удская, IV – Преджугджурская; 9 – линия разреза АБ (рис. 3).

чих точек и проявился в зоне растяжения синдвигового рифтового типа вдоль Кет-Капского глубинного разлома. По палеогеодинамическим данным она реконструируется как серия сводово-вулканических рифтовых зон и систем активизированных внутри-

плитных структур домезозойского чехла, что, по-видимому, и обусловило формирование полигенно-полихронных типов оруденения как золота, серебра, свинца, цинка, меди, так и урана, редких металлов и редких земель [6, 16]. Осадочно-вулканогенные об-

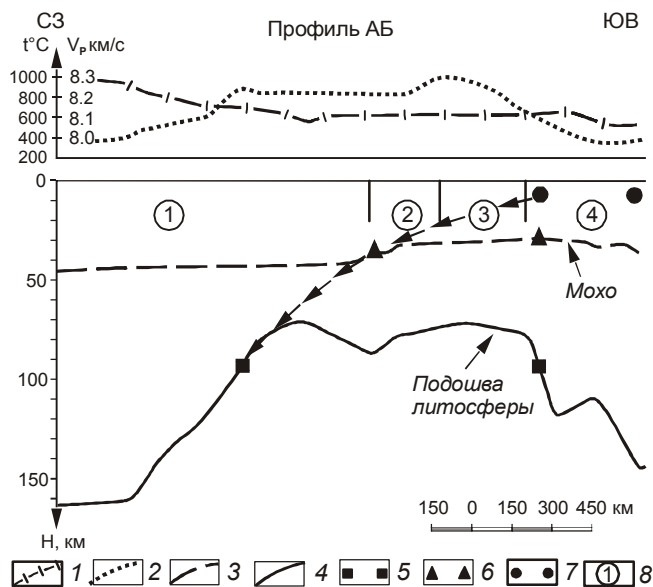


Рис. 3. Глубинный разрез литосферы по профилю АБ (рис. 2), по [10].

1–4 – кривые геофизических параметров: 1 – скорости продольных волн в подошве литосферы ( $V_p$ , км/с), 2 – температуры на поверхности Мохо ( $t^\circ\text{C}$ ), 3 – подошва земной коры, 4 – подошва литосферы; 5–7 – положение границ аномальной литосферной структуры (см. рис. 2): 5 – в верхней мантии, 6 – в нижней части земной коры, 7 – в верхней части земной коры; 8 – цифры в кружках: 1 – Сибирская платформа, 2 – Монголо-Охотский пояс, 3 – Центрально-Азиатский пояс, 4 – Сихотэ-Алинский орогенный пояс; стрелками показано направление предполагаемого поддвига Мая-Селемджинской литосферной структуры под Сибирскую платформу.

разования Кет-Капской зоны, объединяемые в бокурскую серию (J), сохранились в небольших блоках (десятки км<sup>2</sup>) в пределах вулcano-плутонических полигенных структур. В нижней своей части (до 250 м) она сложена песчаниками, туфопесчаниками и конгломератами, содержащими слои и горизонты туфов, агломератов, андезитов и трахиандезитов. Средняя часть (до 400 м) состоит из горизонтов (100–200 м) туфов, кластолав, агломератов, трахиандезитов, среди которых отмечаются слои трахитов, песчаников и туфопесчаников мощностью несколько метров. Верхняя часть (до 600 м) характеризуется полным отсутствием осадочных отложений и примерно равным содержанием лав, лавобрекчий и туфов трахиандезитов, трахибазальтов, тефритов, трахитов и фонолитов. Субвулканические аналоги бокурской серии ( $J_3$ - $K_1$ ) представлены некками, маломощными силлами и дайками трахиандезитов, тефритов, трахибазальтов, фонолитов, эссекситов, шонкинитов.

Среди интрузивных образований Кет-Капской зоны в настоящее время выделяются позднеюрско-

раннемеловой кет-капский монцодиоритовый комплекс и позднемеловой дарьинский комплекс щелочных фельшпатоидных сиенитов. Они слагают дайки, штоки, воронковидные интрузии, реже лакколиты, хонолиты, бисмалиты, гарполиты, силлы и небольшие массивы. Кет-капский комплекс, имеющий пятифазное строение, представлен кислыми, средними и основными породами субщелочного и нормального ряда, трехфазный дарьинский комплекс – средними, кислыми и основными породами щелочного ряда. Для всех магматических пород Кет-Капской зоны характерны повышенная щелочность ( $K_2O$  2.41–5.49 %,  $Na_2O$  2.83–4.56 %), высокие содержания стронция (800–1400 г/т) и низкие – рубидия (10–200 г/т), повышенные концентрации меди (30–50 г/т), урана (4–10 г/т) и золота (0.00015–0.006 г/т), достигающие в поздних дериватах 0.008–0.04 г/т [16]. Вмещающие осадочные и карбонатные породы характеризуются стандартно невысокими концентрациями этих элементов.

#### Удской вулcanoгенный прогиб

Удской вулcanoгенный прогиб прослеживается вдоль побережья Охотского моря на 500 км при ширине от 10 до 60 км от Этанджинского мезозойского поднятия на северо-востоке до бассейна р. Уда на юго-западе (рис. 1). Фундаментом прогиба являются архейские метаморфические образования Становой гранит-зеленокаменной области Алдано-Станового щита и палеозойского Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба. Осадочно-вулcanoгенные породы Удского прогиба выделены в джелонскую свиту ( $J_3$ - $K_1$ ) мощностью свыше 2.2 км, которая подразделяется на две подсвиты: нижнюю преимущественно туфогенно-осадочную и верхнюю с преобладанием эффузивов основного и среднего составов. С вулканиками ассоциируют многочисленные интрузии удского комплекса. Основной объем в его составе занимают гранодиориты, менее распространены габбро, диориты и граниты. Интрузии прорывают джелонскую свиту и перекрываются нижнемеловыми вулcanoгенной и грубообломочной молласами (мериконская и боконская свиты). Породы центриклинально под углами 10–30° наклонены от периферии прогиба к его центральным частям.

Удской прогиб характеризуется медь-золото-серебряной металлогенической специализацией. В нем известны проявления меди гидротермального вулcanoгенного типа, золото-серебряные, золото-сульфидные, ртутные проявления и многочисленные россыпные месторождения в бассейнах рек Лантарь и Немуй, которые к настоящему времени уже отработаны.



### Преджугджурский вулканогенный прогиб

Преджугджурский вулканогенный прогиб, заложённый в раннем мелу, расположен в области сочленения нескольких крупных разнородных структур: Становой, Батомгской гранит-зеленокаменных областей и Аяно-Шевлинского прогиба. Он вытянут в северо-восточном направлении на 250 км при ширине до 100 км. Прогиб выполнен нижнемеловыми и верхнемеловыми вулканитами кислого, умереннокислого и среднего составов, расчленёнными на четыре свиты: нижнемеловые немуйканскую и магейскую и верхнемеловые мотаринскую и тунумскую. Немуйканская свита сложена андезитами и их туфами; магейская – туфами, туффитами разного состава, риодацитами и дацитами и их игнибритами, андезитами, туфоконгломератами; мотаринская – андезитами, базальтами, дацитами и их туфами и туффитами, туфоконгломератами; тунумская – трахириолитами, трахидацитами и их игнибритами, туфами и туфопесчаниками. Субвулканические фации представлены поздне меловыми риолитами, андезидацитами и андезитами. Интрузивные образования расчленены на раннемеловой удской комплекс гранодиоритов, адаметеллитов, гранитов и поздне меловой джугджурский комплекс субщелочных гранитов, граносиенитов, монцогранодиоритов, монцодиоритов, гранитпорфиоров, гранодиорит-порфиоров и граносиенит-порфиоров, которые слагают массивы, штоки и дайки.

В прогибе выявлены многочисленные проявления золотой, золото-серебряной, медной, молибденовой, свинцовой и цинковой минерализаций, связанные с меловой вулканоплутонической ассоциацией, включающей вышеперечисленные вулканические и плутонические комплексы. Золотое и золото-серебряное оруденение явно преобладает.

#### ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ЗОН

Промышленная золоторудная минерализация сосредоточена в четырех металлогенических зонах, тяготеющих к одноименным тектоническим подразделениям: Улканскому осадочно-вулканогенному прогибу, Кет-Капской вулканоплутонической зоне, Преджугджурскому и Удскому вулканогенным прогибам (рис. 1). Две первые из них принадлежат Алданской золотоносной провинции, а Преджугджурская и Удская металлогенические зоны относятся к Охотско-Чукотской золотоносной провинции.

#### Золотоносность Улканского прогиба

Геолого-съёмочными работами масштаба 1:50 000 в северном обрамлении Улканского плутона изучены ореолы слюдясто-аргиллизитовых метасо-

матитов и кварцевые жилы с золотым и серебряным оруденением и выделен Широ́тный рудный узел [7, 9] (рис. 4) с месторождением Широ́тное на его восточном фланге. Это месторождение локализовано в аргиллизитах и аргиллизированных породах, адуляр-кварцевых, серицит-гидрослюдисто-кварцевых метасоматитах, телах и зонах прожилково-метасоматического окварцевания, кварцевых брекчиях с кварцевыми, гематит-кварцевыми и флюорит-карбонат-кварцевыми жилами и прожилками. Жилы залечивают зоны трещиноватости, катаклаза и дробления, оперяющие субширотный, полого падающий (25°) на юг Топорикано-Бириндинский разлом. Оруденение развивается по различным породам – песчаникам, кислым эффузивам и гранитам. Мощность одной из наиболее изученных золотоносных зон протяжённостью около 3 км достигает в центральной части 20 м, на флангах она разветвляется и постепенно выклинивается. Содержания полезных компонентов в ней варьируют: золото от 0.01 до 12.4 г/т, серебро до 7 г/т, молибден, свинец и медь до 0.03 %, уран до 0.003 % (в аргиллизитах до 0.012 %). Наиболее высокие содержания золота (более 5 г/т) и молибдена (0.01–0.04 %) установлены в 5 рудных интервалах прожилково-метасоматического окварцевания с гематит-кварцевыми жилами и кварцевыми брекчиями мощностью от 1 до 7 м. Рудные минералы (до 5 %) в них представлены пиритом, гематитом, халькопиритом, галенитом, молибденитом, пирротинном, золотом, самородными медью и серебром, аргентитом, акантитом, гидроксидами железа, малахитом, лейкоксеном. Размах оруденения по вертикали не менее 500 м. Возраст золотоносных кварц-гидрослюдистых метасоматитов  $1261 \pm 115$  млн лет [5]. Оруденение относится к золото-кварцевой малосульфидной формации. Результаты термобарогеохимических исследований золотоносных пород Кет-Капской, Улканской и Преджугджурской металлогенических зон приведены в таблице. Для оценки условий образования золотоносных жил использованы образцы 207007 (кварц с содержанием Au 0.2 г/т) и 210027 (кварц-флюоритовая порода с содержанием Au 12 г/т). Золото в образцах локализовано в кварце. Первично-вторичные газовой-жидкие включения в кварце обр. 207007 содержат водно-солевой раствор с температурой эвтектики ( $T_e$ ) от -21 до -23.5°C, что соответствует водным растворам хлоридов натрия и калия, и температурой плавления фазы льда ( $T_n$ ) -6.5°C (10 % NaCl экв.). Температуры их гомогенизации ( $T_h$ ) варьируют от 210 до 260°C, что с учетом поправок на давление в 10–20°C (глубина менее 1 км) составит температуру образования ( $T_o$ ) 220–280°C (табл. 1). Более поздние вторичные однофазовые включения наполнены

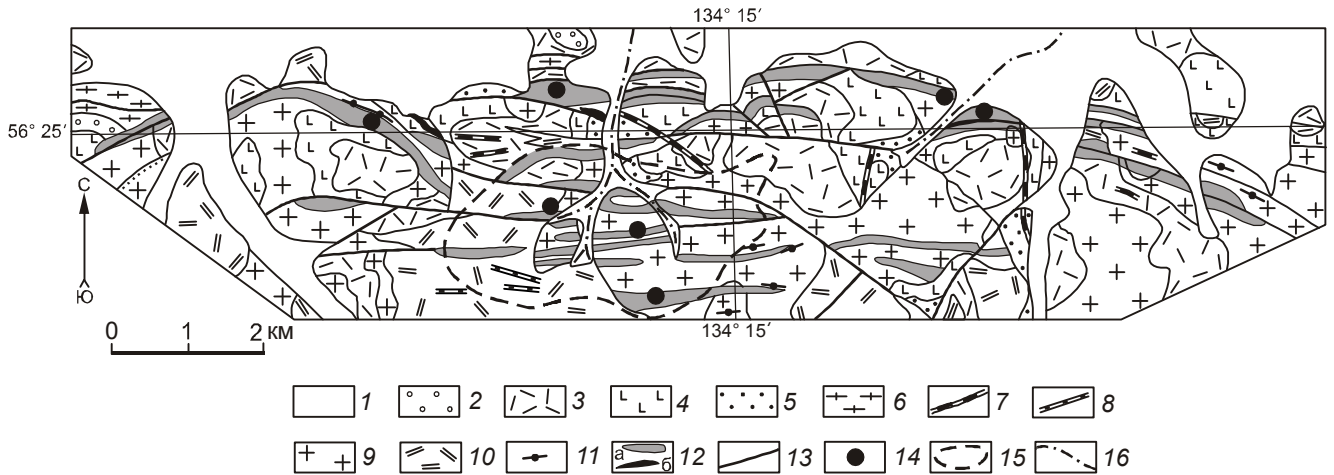


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Широтного рудного узла, по [7].

1 – рыхлые аллювиальные образования; 2 – песчаники и гравелиты мезопротерозоя; 3–5 – палеопротерозой: 3 – трахириолиты, трахириодациты, их туфы и брекчии, 4 – трахибазальты, 5 – кварциты, кварцевые песчаники; 6 – архейские гранито-гнейсы; 7–10 – палеопротерозойские интрузии: 7 – дайки щелочных гранит-порфиров и трахириолитов, 8 – дайки гранит-порфиров вулканского комплекса, 9 – граниты и кварцевые сиениты вулканского комплекса, 10 – субвулканические и экструзивные трахириолиты, щелочные трахириолиты, игнимбриты; 11 – кварцевые жилы; 12 – кварц-серицитовые метасоматиты с золоторудной минерализацией (а – в масштабе карты, б – вне масштаба); 13 – разрывные нарушения; 14 – месторождения и рудопроявления; 15 – литогеохимический ореол золота; 16 – шлиховые потоки золота.

водным раствором с  $T_3 = -36 \div -37^\circ\text{C}$  (хлориды магния и железа) и  $T_n = -1.5^\circ\text{C}$  (2 % NaCl экв.). Эти данные говорят о том, что на заключительном этапе роста кварца падение температуры сопровождалось снижением концентрации растворов и изменением их специализации с калиево-натриевой на магний-железистую.

В образце 210027 изучены первичные включения в кварце и флюорите. Их параметры составляют:  $T_3 = -21^\circ\text{C}$  (система NaCl+H<sub>2</sub>O),  $T_n = -6^\circ\text{C}$  (9 % NaCl) и  $T_r = 220^\circ\text{C}$  ( $T_0 = 230\text{--}240^\circ\text{C}$  при той же глубине).

#### Золотоносность Кет-Капской металлогенической зоны

Кет-Капская золоторудная металлогеническая зона пространственно совпадает с площадью распространения магматитов одноименного вулcano-плутонического ареала мезозойских субщелочных и щелочных пород позднеюрского–раннемелового возраста. Здесь разведано не менее десяти преимущественно мелких месторождений рудного золота и ведется их отработка ЗАО «Артель старателей Амур». Высокая продуктивность оруденения предопределена своеобразными условиями формирования этой структуры. Большинство золоторудных объектов Кет-Капской зоны тесно связаны с массивами меловых субщелочных и щелочных интрузивных пород кет-капского комплекса, но есть объекты, где эта связь не столь очевидна. По условиям залегания в

Кет-Капской зоне выявлены золоторудные крутопадающие жильные зоны, штокверки и пологие стратиформные рудные залежи. Формационными типами золотого оруденения являются: золото-сульфидно-скарновый, жильный золото-кварцевый, золото-кварц-гидрослюдистый и золоторудный в селицитолитах.

#### Золото-сульфидная скарновая формация

К золото-сульфидной скарновой формации отнесены среднее по запасам месторождение Рябиновое и мелкие месторождения Виктория, Василек и Клин. Они локализуются в экзоконтактах штоков и силлов субщелочных и щелочных мезозойских интрузивных пород и образуют в плане ореолы концентрического строения, а в разрезе – пластообразные залежи, часто локализующиеся в кровле слабо эродированных интрузий. Максимальная площадь золотоскарновых залежей может достигать 10 тыс. м<sup>2</sup>, мощность – 20–30 м. Местами интрузивные тела насыщены ксенолитами скарнированных пород, с которыми они имеют активные (зубчатые, инъекционные) или тектонические контакты.

По минеральному составу рудоносные скарны можно разделить на две разновидности: существенно актинолитовые с небольшой примесью везувиана и магнетита (месторождение Рябиновое) и сложного минерального состава с магнетитом (месторождения

Василек, Виктория, Клин). Содержания золота в актинолитовых скарнах варьируют в пределах 6–300 г/т, в скарнах сложного состава – от нескольких г/т до 85.4 г/т, в отдельных случаях отмечается резкое обогащение “гнездового” типа до нескольких килограммов на тонну. Кроме золота, скарны обогащены серебром, медью и цинком и в ряде случаев вмещают магнетитовые залежи.

Месторождение Рябиновое (рис. 5) приурочено к экзоконтактовой зоне крутопадающего штока мелко-среднезернистых монцодиоритов кет-капского интрузивного комплекса. Шток вытянут в субмеридиональном направлении, имеет овальную форму, размеры – 500×300 м. Интрузия прорывает тумулдурскую свиту нижнего кембрия, представленную на участке темными известняками (в низах), светлыми известняками и реже алевролитами (в верхах), и залегающую ниже по разрезу пестроцветную свиту (доломиты, известняки, мергели). В контактах с монцодиоритами карбонатные породы мраморизованы и местами превращены в диопсид-волластонитовые и актинолитовые скарны. Скарны развиваются вдоль ослабленных пологих зон трещиноватости, развитых по падению слоев. Плиткообразные и линзовидные скарновые тела часто имеют ярусное строение. Мощность их колеблется от 1 до 33 м, протяженность достигает 150 м. Вдоль границ со штоком сиенитов и вдоль даек развиваются крутопадающие тела скарнов.

Месторождение отличается богатейшими содержаниями золота, максимальные содержания которого достигали 300 кг/т. Высокопробное (98.56–99.89 мас. %) золото находится в самородном состоянии, в виде сростков его микрокристаллов с диопсидом, актинолитом и волластонитом, иногда гранатом. В качестве примесей в золоте присутствуют серебро (91–100 % суммы примесей), медь и цинк. Морфология золота характеризуется большим разнообразием форм: субмикронные иглообразные частицы золота, как разрозненные, так и собранные в снопообразные агрегаты, ограненные кубические и октаэдрические микрокристаллы и розетковидные сростки. Эти морфологические разновидности присутствуют совместно [12].

Флюидные включения изучались в эпидоте (обр. К-4-97). Самые ранние генерации первичных включений – газовые, редко с небольшим количеством водного раствора и мелкими кристалликами твердой фазы. Глубокое охлаждение не привело к появлению в таких включениях каких-либо новых фаз. По-видимому, из этих включений произошла утечка части флюида (вероятнее всего – водной) на высокотемпературном этапе скарнообразования. Более поздняя генерация (первично-вторичные) представлена газовой-жидкими с твердой фазой

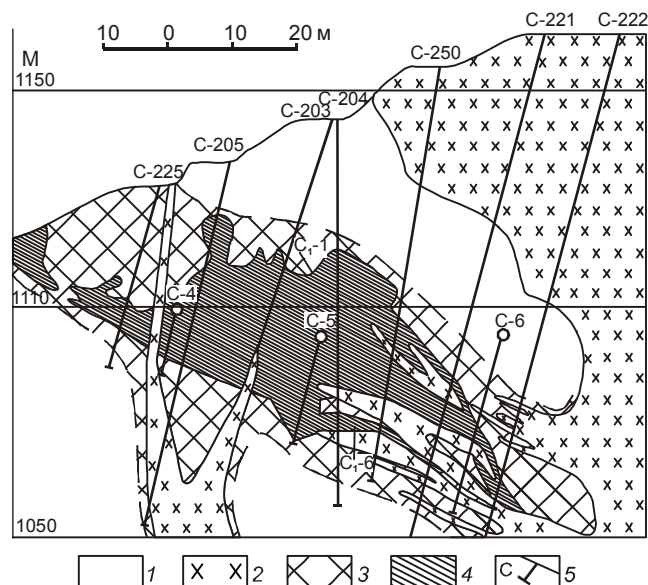


Рис. 5. Геологический разрез месторождения Рябиновое.

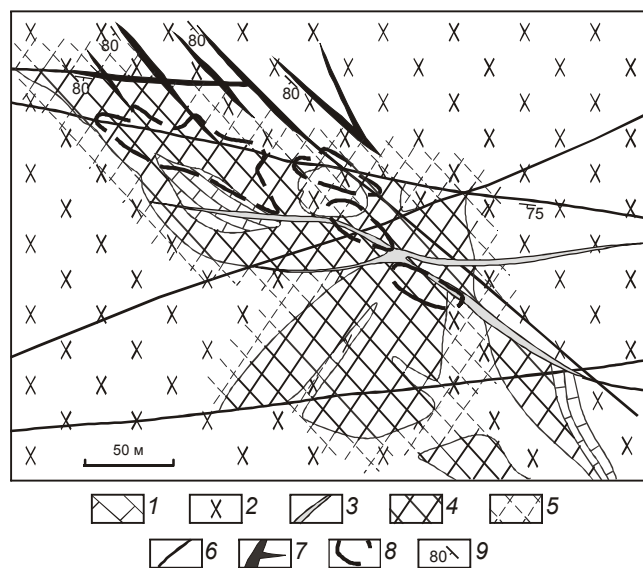
1 – карбонатные отложения нижнего кембрия, 2 – раннемеловые монцодиориты, 3 – скарны, 4 – рудное тело, 5 – колонковые скважины и их номер.

включениями, в которых температура эвтектики растворов составляет  $-51 \div -52^\circ\text{C}$ , температура окончания плавления фазы льда – в районе  $-4.5^\circ\text{C}$ , а полная гомогенизация достигается при  $500^\circ\text{C}$ . Исходя из этих данных, можно заключить, что процесс формирования скарнов проходил при участии высокотемпературного (не менее  $500^\circ\text{C}$ ) флюида, в солевом составе которого ведущую роль играл хлорид кальция ( $\pm \text{K, Mg}$ ) при общей концентрации растворов около 7 % NaCl экв. (табл. 1).

Мелкое месторождение Виктория (рис. 6) локализовано в крупном (200×500 м) блоке скарнированных доломитов и известняков в экзоконтакте интрузии монцодиоритов. Золотоносные скарны представлены среднекристаллическими буровато-зелеными массивными породами, состоящими из эпидота, пироксена, магнетита, граната, шпинели и магнетита. Первичные ореолы золота вытянуты в запад-северо-западном направлении на десятки и сотни метров при ширине в несколько десятков метров. Кварц из жил, залегающих в монцонитах Тасского массива, представленный образцом К-3-97 с содержанием Au 24 г/т, образует две генерации – раннюю безрудную и позднюю золотосодержащую. Ранний кварц мелкозернистый, в нем преобладают газовые включения низкоплотной  $\text{CO}_2$  ( $T_n = -56.6^\circ\text{C}$ , гомогенизация в газ). Поздний кварц более крупнозернистый, для него наряду с редкими включениями газообразной

Таблица 1. Результаты термобарогеохимических исследований газово-жидких включений из золотоносных пород Уланской, Кет-Капской и Преддзуджурской металлогенических зон.

Металлогеническая зона	Месторождения, рудопроявления (их типы)	Рудоносные породы, № образца	Содержание Au в породе, г/т	Изученный минерал	Генерация включений	Т гом., °С	Состав растворов	Концентрация, % NaCl экв.	Примечания
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
			5	Эпидот	Первичные	-	-	-	Газовые, с небольшим количеством H <sub>2</sub> O и твердой фазы.
Виктория (золото-сульфидный в скарнах)		Скарны «пестрого» состава, К-4-97			Первично-вторичные	500	Хлориды Са(±Mg,K)+H <sub>2</sub> O	7	
		Кварцевый штокерк, К-3-97	24	Кварц	Первичные	-	CO <sub>2</sub>	-	Газовые, низкоплотная CO <sub>2</sub> (Т пл. = -56,6°С)
			0.5	Флюорит	Вторичные	160-250	KCl+H <sub>2</sub> O±CO <sub>2</sub>	-	Мелкие, низкоплотная CO <sub>2</sub> (Т пл. = -56,6°С)
Кет-Капская		Гидротермалиты внутренней зоны, К-6-97			Первично-вторичные	510-530	H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub> +NaCl	От 5 до эвтектических и выше (>40)	Крупные, более плотная CO <sub>2</sub> (Т пл. = -57 ÷ -58°С, Т гом. = 27-32°С в газ, жидкость и критическая)
		Жильный в метасоматитах			Поздние вторичные	0	H <sub>2</sub> O+хлориды Са(±Mg,K)	5-14	Однофазовые водно-солевых растворов
		Гидротермалиты периферической зоны, К-5-97	0.2	Арагонит	Первичные	160	-	2	Включений очень мало
		Крутое (золото-кварцевый жильный)	50	Кварц	Первичные	260	-	0	Частично разгерметизированы
		Кварцевые жилы, К-1-97			Первично-вторичные	405-465	KCl+H <sub>2</sub> O	32	Во включениях присутствуют кубические кристаллики, растворяющиеся при 180-210°С
Уланская		Широтное (малосульфидный золото-кварцевый в метасоматитах зон разломов)	0.2	Кварц	Первично-вторичные	210-260	Хлориды Na,K+H <sub>2</sub> O	10	
		Кварцевые жилы с флюоритом, 210027	12	Кварц, флюорит	Поздние вторичные	0	Хлориды Mg и (или) Fe <sup>+2</sup>	2	Однофазовые водно-солевых растворов
		Аркой (золото-серебряный жильный)	0.5	Флюорит	Первичные	220	NaCl+H <sub>2</sub> O	9	
Преддзуджурская		Людвигитовый (золото-сульфидный в скарнах)	0.3	Везувит	Первичные	715	-	-	



**Рис. 6.** Схематическая геологическая карта рудопроявления Виктория.

1 – доломиты, 2 – монзониты, 3 – дайки сиенитов, 4 – экзоскарны, 5 – эндоскарны, 6 – разломы, 7 – наиболее крупные золотоносные кварцевые жилы, 8 – золоторудные ореолы в скалах, 9 – элементы залегания трещин и кварцевых жил.

CO<sub>2</sub> характерны вторичные газопо-жидкие со следами углекислоты включения с T<sub>г</sub> = -12.5°C (близко к системе KCl+H<sub>2</sub>O). Гомогенизация вторичных включений происходит при 160–250°C.

Скарновое мелкое месторождение Клин локализовано в скарнах по доломитам юдомской серии венда в экзоконтакте интрузии сиенодиоритов. Кроме скарновых минералов в рудах выявлены золото, халькопирит, пирит, галенит и арсенопирит. Содержание золота достигает 13.2 г/т на мощность 4.6 м.

#### **Золото-кварцевая жильная формация**

К этому формационному типу отнесены мелкие месторождения Крутое и Усмун. На месторождении Крутом крутопадающие кварцевые жилы образуют линейный штокверк субширотного простирания среди терригенно-карбонатных пород. Последние прорваны и контактово метаморфизованы лакколитами и силлами монзонитов и сиенитов. Мощность наиболее крупной кварцевой жилы варьирует от 5 до 25 см, ближе к поверхности она, разветвляясь, образует линейный кварцевый штокверк с толщиной прожилков от миллиметра до первых сантиметров. Из рудных минералов определены гематит, пирит, халькопирит и золото. Содержания Au достигают 550 г/т, серебра – десятки г/т [11]. Кварц представлен микро-среднекристаллической разновидностью. Иногда встречаются микропустоты с более крупными, хорошо оформленными

кристаллами кварца, на которые нарастают розетки золота размером до 7 мм. Для термобарогеохимических исследований условий образования месторождения отобран образец К-1-97 кварца из жилы с содержанием Au 50 г/т. Кварц этого образца содержит первичные и ранние вторичные включения водно-солевых растворов. Первичные частично разгерметизированные включения – газопо-жидкие водные с T<sub>г</sub> = 260°C и T<sub>н</sub> ~ 0°C. В ранних вторичных включениях обнаружена газовая фаза и водно-солевой раствор с прозрачным кристалликом, растворяющимся при 180–200°C (около 32 % NaCl экв.). Полная гомогенизация таких включений наступает при 405–465°C. Таким образом, можно заключить, что образование золота здесь происходило при температурах не ниже 465°C и высоких концентрациях водных растворов. Параметры первичных включений искажены, по-видимому, за счет частичной разгерметизации.

Месторождение Усмун представляет собой серию крутопадающих золотоносных сульфидно-кварцевых жил субширотного простирания среди ранне-меловых кварцевых диоритов. Протяженность жил – не менее 400 м, мощность – от долей метра до первых метров. На месторождении выделен ряд рудных тел мощностью от 0.25 до 1.06 м со средними содержаниями золота от 9.8 до 50.89 г/т. Зальбанды жил иногда аргиллизированы или серицитизированы, с хлоритом и сульфидной минерализацией. Местами в кварце отмечаются обломки окварцованных вмещающих пород. Золото мелкое, редко превышает 1 мм в поперечнике. Из других рудных минералов присутствуют пирит, магнетит, ильменит.

#### **Золото-сульфидная формация в кварц-гидрослюдистых метасоматитах**

Золоторудные объекты в полях распространения силлов и даек мезозойских субщелочных и щелочных интрузивных пород выявлены в среднерифейских терригенных отложениях (месторождения Шумный, Дарья, Левобережное и др.) и в вендских карбонатных образованиях, в участках переслаивания нижнеюдомских доломитов с алевролитами (залежь Юго-Западная месторождения Шумный, рудопроявление Тас).

На месторождении Шумный субгоризонтально залегающие алевропесчаники кондерской свиты прорваны силлами монцодиоритовых порфиритов мощностью от 0.3 до 5 м. По терригенным и, в меньшей степени, по интрузивным породам развиты субпластовые зоны кварц-гидрослюдистых метасоматитов, прожилково-жильного и метасоматического окварцевания мощностью от 1–2 до 6–7 м и протяженностью 200–300, редко до 500 м. Рудные тела в метасомати-

тах представлены сериями многочисленных прожилков и тонких жил сульфидно-кварцевого состава с четковидными раздувами. Жилы и прожилки имеют протяженность первые метры при мощности от нитевидных до 10–20 см. Они составляют 5–10, реже 80 % объема рудных тел. Их ориентировка хаотичная, реже согласная с напластованием. Содержание золота в рудных телах – от 1–2 до 234 г/т.

Залежь Юго-Западная месторождения Шумный пластообразная, субсогласная, залегает в кровле пачки переслаивания вендских доломитов и алевролитов. В плане она имеет неправильную форму, вытянута в северо-западном направлении. Мощность залежи – от 0.3 до 3.5 м с многочисленными пережимами и раздувами. Содержание золота – от первых г/т до 80.1 г/т.

Месторождение Левобережное представляет собой сложно построенную зону золотоносных, преимущественно послонных прожилков сульфидно-кварцевого состава среди алевролитов рифея. Мощность зоны – от 2–3 до 15–22 м, протяженность – не менее 1 км. Среднее содержание золота в руде – 9.4 г/т.

На месторождении Дарья известны зоны прожилкового окварцевания в песчаниках кондерской свиты. Содержание золота в прожилках – до 383 г/т.

Для определения условий образования гидротермально-метасоматических залежей внешней зоны рудопроявления Тас использован жильный флюорит (обр. К-6-97). Здесь залежь контролируется субмеридиональным разломом и представляет собой линзообразный горизонт флюоритизированных доломитов мощностью 20 м. Доломиты пронизаны густой сетью ветвящихся карбонат-флюоритовых с амфиболом жил мощностью до 15 см и длиной до 1 м. Флюорит представлен кубическими кристаллами размером 2–5 мм, редко до 2 см бледно-зеленого и бледно-фиолетового цвета, реже бесцветными и полупрозрачными. Бесцветный флюорит из карбонат-кварц-флюоритовой породы содержит большое количество флюидных включений. Первичные обычно мелкие, содержат углекислоту ( $T_n = -56.6^\circ\text{C}$ ) и водно-солевой раствор. Более крупные первично-вторичные включения содержат различные комбинации газовой и жидкой  $\text{CO}_2$  ( $T_n = -57 \div -58^\circ\text{C}$ ,  $T_r$  от 27 до  $32^\circ\text{C}$  в газ, жидкость и с критическими явлениями), водно-солевого раствора ( $T_s = -21^\circ\text{C}$ ,  $T_n$  от  $-3.5^\circ\text{C}$  до эвтектических в присутствии кубика  $\text{NaCl}$ ) и твердой фазы кубической формы, которая растворяется при  $350\text{--}370^\circ\text{C}$  ( $> 40\%$   $\text{NaCl}$  экв.). Полная гомогенизация таких включений наступает при  $510\text{--}530^\circ\text{C}$ . Поздние вторичные включения – однофазовые жидкие с  $T_s = -51 \div -52^\circ\text{C}$  (система  $\text{CaCl}_2 + [\text{MgCl}_2, \text{KCl}] + \text{H}_2\text{O}$ ) и температурой окончания плавления фазы льда от  $-3.5$  до  $-9.5^\circ\text{C}$  ( $5\text{--}14\%$   $\text{NaCl}$  экв.). На основании этих дан-

ных можно заключить, что образование флюорита на этом месторождении происходило при изменяющихся физико-химических параметрах флюида. На ранних стадиях этот флюид был водно-углекислотным и имел небольшую плотность из-за высоких температур ( $> 530^\circ\text{C}$ ), хотя, возможно, плотность первичных включений понижена в результате утечки части флюида. Следует отметить, что углекислота на этой стадии была практически чистая. Последующие стадии протекали при участии углекислотно-водно-солевого флюида большей плотности, вероятно, из-за снижения температуры до  $510^\circ\text{C}$  и ниже. В углекислоте появились примеси низкокипящих газов ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ?), понизивших температуру ее плавления. Водный раствор имел высокую (от 5 до 40 % и выше) концентрацию и хлоридно-натриевую специализацию. На заключительных низкотемпературных стадиях флюид приобрел водно-солевой без углекислоты состав с существенно кальциевой катионной специализацией и концентрациями  $5\text{--}14\%$   $\text{NaCl}$  экв.

Арагонит (обр. К-5-97), встречающийся в породах периферической зоны, образует веерообразные агрегаты радиально-лучистых желтоватых кристаллов размером до 5 см в длину. Арагонит кристаллизовался на поздних стадиях рассматриваемого процесса, что подтверждают термобарогеохимические параметры обнаруженных в нем редких первичных клиновидных газово-жидких включений. Их соленость не превышает  $2\%$   $\text{NaCl}$  экв., а гомогенизация происходит при  $160^\circ\text{C}$  ( $T_o = 180\text{--}190^\circ\text{C}$  при глубине  $< 1.5$  км).

Таким образом, можно заключить, что температуры образования родственных золотоносным скарнам гидротермально-метасоматических пород лежат в пределах  $530\text{--}180^\circ\text{C}$ , заметно понижаясь по мере удаления от интрузий. В составе флюида преобладали водные растворы солей  $\text{Na}$  и  $\text{Ca}$ , значительные количества углекислоты установлены только во флюоритсодержащих породах.

### **Золоторудная формация в силицитолитах**

Силицитолитовые золотоносные образования локализованы среди углеродистых доломитов юдомской серии венда в виде согласных с вмещающими породами залежей, что, вероятно, объясняется их приуроченностью к протяженным субгоризонтальным тектоническим зонам дробления [15]. Минерализованные горизонты прослеживаются по всей площади распространения пород юдомской свиты (более 3 тыс. км<sup>2</sup>) независимо от характера проявления магматизма и тектоники. Установлены два золотоносных горизонта, обогащенных кремнеземом и гематитом. Нижний мощностью от 10 до 40 м, приурочен к ба-

зальным слоям юдомской серии. Верхний горизонт (10–20 м, иногда до 30 м) тяготеет к верхней части разреза юдомской серии, иногда к контакту с перекрывающей ее нижнекембрийской пестроцветной свитой. Горизонты обычно представлены серыми, темно-серыми битуминозными, светло-желтыми, иногда розовато-желтыми пятнистыми известковистыми доломитами, карбонатно-кремнистыми породами и седиментационными брекчиями. Оруденение в них концентрируется в кальцит-кварцевых, гематит-кальцит-кварцевых, кварц-гематитовых (нижний горизонт) и кварц-барит-флюоритовых, гематит-галенит-барит-флюоритовых (верхний горизонт) согласных прожилках и линзах. Между золотом и органическим веществом устанавливаются прямые корреляционные связи. Руды, тяготеющие к седиментационным брекчиям, имеют брекчиевидную текстуру с обрастанием карбонатных пород халцедоновидным кварцем и гематитом. Верхний горизонт местами полностью эродирован.

Минеральный состав рудоносных горизонтов на большом протяжении характеризуется сравнительной простотой и постоянством [15]. Основными минералами для нижнего горизонта являются кварц, кальцит, гематит, а для верхнего – кварц, кальцит, флюорит, барит, гематит, галенит и сфалерит. Среднее содержание кремнезема в карбонатных породах силицитолитовых горизонтов составляет 30 %, в карбонатно-кремнистых – 70 %, в то время как для всей рудоносной толщи эта величина равна 8 %.

Силицитолитовые горизонты повсеместно характеризуются повышенными содержаниями золота (0.01–0.25, реже до 5 г/т), свинца, цинка и меди. Основными рудными концентраторами являются тонкозернистые оксиды железа. Структурно-текстурные признаки (колломорфные, оолитовые, почковидные, радиально-лучистые структуры и тонкая зональность роста кварца и гематита) указывают на приповерхностные условия рудообразования, окислительную обстановку и слабощелочные условия рудоотложения. Золотое оруденение в силицитолитах носит дисперсный характер, обнаруживает сходство с золоторудными месторождениями карлинского типа с дисперсным золотом [1].

Установлены интересные закономерности развития промышленного золотого оруденения по отношению к силицитолитовым горизонтам [15]. Так, скарновые проявления в экзоконтактах мезозойских массивов, приуроченные к породам с силицитолитовыми горизонтами, характеризуются повышенными концентрациями рудных элементов, в том числе и золота, а скарны вне этих горизонтов слабо минерализованы или вообще не минерализованы. Эти же осо-

бенности характерны и для других морфологических типов золотого оруденения. Учитывая эти данные, для золоторудных месторождений, локализованных в плитном комплексе, можно предположить единый источник золота – силицитолитовые горизонты, а сами золоторудные объекты являются регенерационными. Формационные и морфологические типы золотого оруденения определяются, скорее всего, расстоянием от магматических центров, степенью и интенсивностью регенерации и мобилизации рудного вещества из силицитолитовых горизонтов и физико-химическими особенностями вмещающих пород. В этих горизонтах заключены огромные ресурсы золота. При их средней общей мощности 40 м и средней концентрации золота 0.01 г/т на площади 3000 км<sup>2</sup> содержится более 3 тыс. т золота, что сопоставимо со сверхкрупными золоторудными месторождениями.

В силицитолитах с наложенными гипергенными процессами локализовано месторождение золота “Комсомольская залежь”. Наиболее масштабное оруденение приурочено к горизонту серых битуминозных оолитовых доломитов, залегающая в них горизонтально, согласно напластованию [10]. Залежь имеет длину 140 м, ширину 5–20 м и мощность около 1 м. Края залежи четкие, извилистые. Руды окисленные, рыхлые, состоят из глинистого материала, кварца и лимонита с вкрапленностью золота, пирита, халькозина, халькопирита, гнезд малахита и азурита. Гидроксиды железа составляют более половины минеральной массы, они образуют натечные колломорфные агрегаты или псевдоморфозы по пириту. Среднее содержание золота в рудах составляет 8.4 г/т, отмечаются высокие концентрации Ag (до 300 г/т), а также Bi, Pb, Cu, Zn. Месторождение изучено недостаточно, но его минеральные парагенезисы говорят о низкотемпературном происхождении руд и их гипергенном преобразовании. Не исключено, что оно может быть классифицировано как карлинский тип [1] с высокоокисленными рудами. Основными критериями отнесения оруденения в рассматриваемых силицитолитах к карлинскому типу являются [4]: 1) оруденение характеризуется четким литологическим контролем и приурочено к образованиям плитного комплекса докембрийской платформы; 2) основными рудовмещающими и рудогенерирующими породами являются известковистые осадки с незначительной примесью алевро-глинистого материала и примесью органического вещества (битумов); 3) силицитолитовые горизонты прошли длительный этап развития от диагенеза до поздних стадий; 4) промышленное оруденение чаще всего развивается в верхнем структурном ярусе, в слабо дислоцированных образованиях чехла древней платформы, на флексурных перегибах

и в ядрах антиклиналей; 5) важную роль в перераспределении золота играют магматические породы в виде интрузивов гранитоидов небольших размеров, лакколитов и штоков, а также крупные разломы и кольцевые структуры.

#### **Золотоносность Удской металлогенической зоны**

Удская золото-серебро-меднорудная минералогеническая зона выделяется в границах одноименного прогиба. В отношении перспектив промышленной золотоносности изучена недостаточно. Практический интерес в ней могут представлять медно-порфировые рудные объекты с золотом и серебром, золото-сульфидно-кварцевые и золото-серебряные проявления. В настоящее время ее золотоносность представлена золотосодержащими медными рудопроявлениями Устьэгукальским, Дуванакан, Эгукальским и Немуй. Золотоносность других многочисленных медных проявлений не исследовалась.

Проявление меди Устьэгукальское, приуроченное к субвулканической интрузии джелонских андезибазальтов, представлено кварцевыми жилами с гнездами малахита и азурита с содержаниями меди до 5 %, золота – до 1 г/т, серебра – до 8 г/т. На проявлении меди Дуванакан рассеянная вкрапленность сульфидов прослежена по разрозненным коренным выходам раннемеловых кварцевых диоритов удского комплекса на протяжении 400 м. В породах содержатся медь (до 6 %), золото (до 3 г/т), серебро (до 10 г/т) и молибден (0.03 %). На проявлении Эгукал в неке риолитов, превращенных во вторичные кварциты, установлена зона тонкопрожилкового окварцевания мощностью 100–200 м с содержаниями золота 1–3 г/т и серебра до 30 г/т. На рудопроявлении Немуй среди вулканитов джелонской свиты выявлены три зоны (мощность – 4–8 м, протяженность – 100–250 м) дробления, окварцевания и сульфидизации (пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, блеклые руды) с содержанием золота до 2.5 г/т, серебра до 20 г/т.

#### **Золотоносность Преджугджурской металлогенической зоны**

Преджугджурская медно-серебро-золоторудная металлогеническая зона пространственно отвечает одноименному вулканогенному прогибу, наложенному на юго-восточную окраину Сибирской платформы. Зона несет ярко выраженные черты серебро-золоторудной специализации. Золоторудные рудопроявления и месторождения представлены золото-сульфидной скарновой (Людвигитовое, Кума), золото-кварцевой (Кундумы, Ланда, Этара), золото-серебряной (Перевальное, Приятное, Авлакан, Крутое, Киранкан-1, 2, Аркай) и порфировой

(Ветвистое-3, 4, Бургале, Обзорное) рудными формациями.

#### **Золото-сульфидная скарновая формация**

Золото-сульфидные скарновые проявления золота встречаются в приконтактных зонах интрузий меловых гранодиоритов, диоритов и субщелочных гранитов, прорывающих архейские плагиогнейсы и карбонатные толщи. Золотоносные скарновые тела имеют, как правило, значительные размеры. Например, на месторождении Кума в экзоконтакте штока позднемеловых гранодиоритов, прорывающих гнейсы, рудная залежь эпидот-гранат-пироксеновых с магнетитом скарнов мощностью от 10 до 100 м прослеживается на 450 м. В скарнах установлены серебро (до 300 г/т), золото (до 3.1 г/т), медь (0.03–12.92 %), цинк (до 21.2 %), свинец (до 8.4 %), кадмий (до 0.8 %) и кобальт (до 0.08 %). Повсеместное распространение в них имеют кварц и кальцит, которые несут более поздний, наложенный характер. Рудные залежи состоят на 20–95 % из халькопирита, сфалерита, галенита, пирита, гематита, магнетита, пирротина, арсенопирита, марказита, самородного серебра, золота, борнита, ковеллина, халькозина, мельниковита и гидроксидов железа. Руды, как правило, вкрапленно-линзовидно-прожилкового и жильного типа.

В бороносных скарнах, развивающихся только по магнезиальным породам [10], выявлено рудопроявление золота Людвигитовое. В нем известно более 60 различных минералов, в том числе и золото. Мощность зон скарнирования не превышает нескольких метров. Скарны вмещают залежи, жилы и линзы борносодержащих минералов – суанита, людвигита, котоита. Зональность в бороносных скарнах проявлена довольно отчетливо и для людвигитсодержащих разновидностей выглядит следующим образом (от периферии к центру): доломиты – мраморы – бруситовые кальцифиры – брусит-клинохлор-серпентиновые скарны – везувиан-серпентиновые скарны – тюрингит-магнетитовые скарны – пироксеновые эндоскарны. При этом магнетит является наиболее поздним минералом и может накладываться на все зоны, тяготея при этом к центральной. Золото обычно ассоциирует с магнетитом, что говорит об его образовании на наиболее поздних стадиях скарнирования.

Для определения условий образования скарнов использован образец К-4-98 с рудопроявления Людвигитовое, представляющий собой магнетит-везувиановый скарн. Исследовались крупные, негативно ограненные первичные газово-жидкие включения в буровато-зеленом среднекристаллическом везувиане, которые гомогенизировались при  $T_r$  715°C (табл. 1). Достоверность полученного необычно вы-



сокого значения  $T_r$  проверялась на 5 включениях. При этом неоднократно использовались тесты на воспроизводимость и производилась тщательная проверка герметичности включений. В некоторых включениях при низких температурах наблюдались прозрачные твердые фазы (кроме льда), разлагающиеся при  $+4.5$  и  $+7.5^\circ\text{C}$ . Возможно, это клатраты  $\text{CO}_2$ , что может свидетельствовать о присутствии во флюиде небольшого количества углекислоты.

#### **Месторождения и рудопроявления золото-сульфидно-кварцевой формации**

Проявление золота Кундумы находится на восточном фланге Мевачанского рудного узла. На территории рудного объекта развиты архейские плагииграниты древнестанового комплекса и залегающие на них позднемеловые андезиты мотаринской свиты, прорванные субвулканическими интрузиями и дайками андезитов, дацитов и риолитов. Золотоносные тела, сконцентрированные в полосе северо-восточного простирания шириной 0.7 км и протяженностью 1.6 км, представлены кварцевыми жилами и сопряженными с ними зонами прожилково-метасоматического окварцевания. Установлено 36 золотоносных тел. Мощность кварцевых жил – от 0.2 до 4 м, а зон прожилково-метасоматического окварцевания – от 1–2 до 30 м при протяженности от 50 до 700 м. Вмещающие вулканы пропилитизированы, а плагииграниты охвачены гидрослюдисто-серицит-кварцевыми изменениями. Рудные минералы (не более 1–3 %) представлены золотом, ильменитом, магнетитом, арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом, марказитом, галенитом и баритом. Содержание золота в рудоносных телах колеблется от 0.03 до 62.5 г/т, серебра – от 0.03 до 200 г/т, молибдена – до 0.8 %, меди, свинца и цинка – до 0.1 %. Золото-серебряное отношение в рудах меняется от 4/3 до 1/7.

Рудопроявление золота Ланда расположено на северной окраине Иктандинского рудно-россыпного узла и приурочено к зоне трещиноватости северо-восточного простирания. Золотоносные тела контролируются участками повышенной трещиноватости и брекчирования меловых вулканических магейской и тунумской свит и представлены жилами кварц-карбонатного состава, зонами гематит-кварцевого прожилкования и прожилково-метасоматического окварцевания. В рудных телах присутствует мелкая вкрапленность золота, пирита, гематита, аргентита, самородного серебра и халькопирита. Выявлено одиннадцать золотоносных зон. Наиболее крупная из них зона Центральная протяженностью 1200 м и шириной 100–170 м представляет собой систему сложно ветвящихся, кулисообразно расположенных трещин,

сопровождающихся брекчированием пород, прожилково-метасоматическим окварцеванием и карбонат-кварцевыми жилами. Содержание золота в зоне колеблется от 0.03 до 33.5 г/т, серебра – от 1 до 330 г/т. На северном фланге зоны в карбонатно-кварцевой жиле протяженностью 300 м и мощностью от 0.6 до 3 м содержание золота составляет 13.3 г/т, серебра – от 1.8 до 36.22 г/т. В целом, для этого рудопроявления характерно преобладание золота над серебром, что свидетельствует о его принадлежности к золото-кварцевой или золото-карбонатно-кварцевой формации.

К золото-сульфидно-кварцевой формации относится и месторождение золота Етара, которое располагается в зоне влияния Джугджурского глубинного разлома. В пределах этой зоны широко проявлены процессы динамометаморфизма, выражающиеся в интенсивном рассланцевании и разгнейсовании архейских анортозитов, плагиигранитов и гнейсов, а по ее простиранию прослеживается цепочка интрузий и небольших штоков позднемеловых гранитоидов. Само месторождение площадью 10 км<sup>2</sup> располагается в пределах Етаринского массива позднемеловых кварцевых сиенитов и монзонитов джугджурского комплекса, прорывающих архейские анортозиты. Золотое оруденение связано с зонами дробления и милонитизации, насыщенными прожилками и жилами кварцевого и кварц-сульфидного состава. Всего в пределах месторождения известно пять минерализованных зон: Баритовая, Центральная, Северная, Южная и Западная. Они представляют собой линзовидные тела мощностью от 1 до 25 м и протяженностью 100–600 м. В зонах развиваются сложноветвящиеся маломощные прожилки существенно сульфидного состава. Мощные жилы на 90–95 % сложены кварцем, который сечется тонкими прожилками кальцита и сульфидов, представленных пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом и блеклыми рудами. Содержание золота в целом по месторождению варьирует в пределах 0.1–10 г/т, достигая местами 267 г/т, серебра – 10–200 г/т (до 600 г/т), меди, свинца и цинка – до 1–3 %, висмута – до 0.1 %. Баритовая зона прослежена на 600 м при мощности 1–9 м, содержание золота в ней колеблется от 0.4 до 106.9 г/т, в среднем 17.8 г/т. Зона Центральная шириной до 100 м прослежена на 400 м. В ней выделено рудное тело длиной 260 м и мощностью 4 м со средними содержаниями металла 7.9 г/т. Месторождение Етара контролируется обширными ореолами золота (до 3 г/т), серебра (до 4 г/т), свинца, цинка, меди и молибдена.

Несколько другой тип золоторудной минерализации установлен на рудопроявлении Налкидяк, где на площади в 0.5 км<sup>2</sup> среди катаклазированных ран-

неархейских габброидов, обнажающихся из-под меловых андезитов, кварцевые жилы мощностью 0.3–15 м и протяженностью 80–380 м содержат вкрапленность пирита, галенита, гематита и халькопирита. В жилах содержания золота достигают 18 г/т, серебра – 60 г/т, меди – 0.2 %.

### **Золото-серебряная формация**

Проявления золото-серебряной формации располагаются как в меловых вулканитах, так и в анортозитах Геранского массива древнеджугджурского комплекса, вблизи их контактов с вулканитами. Наиболее перспективными представителями золото-серебряной формации являются месторождения и рудопроявления Арбагастак, Ветвистое-3, Авляякан, Перевальное, Мевачан, Киранкан-2, Киранкан-1, Крутое, Приятное, Аркай и др.

На комплексном рудопроявлении Арбагастак среди карбонат-эпидот-хлоритовых пропилитов по меловым вулканитам выявлены зоны гнездово-прожилкового окварцевания мощностью до 25 м и общей протяженностью до 3.2 км, в которых линзы, прожилки и гнезда барит-кварцевого и кварцевого состава содержат вкрапленность (1–25 %) пирита, блеклой руды, галенита, сфалерита, пирротина и халькопирита. В штучных пробах содержатся до 7094 г/т серебра, 1 г/т золота, 0.1 % цинка и молибдена, 3 % свинца и цинка и 1 % сурьмы и олова.

В зоне прожилкового окварцевания пропильтизированных меловых туфов рудопроявления Ветвистое-3 установлены золото (до 0.1 г/т), серебро (до 202 г/т) и молибден (до 0.3 %). В кварцевых жилах рудопроявления Ветвистое-4 содержание золота достигает 5.1 г/т, серебра – 280 г/т, свинца – 2–5 % и молибдена – 0.3 %.

На месторождении Перевальное в пропильтизированных андезитах немуйканской свиты и архейских анортозитах выявлена 21 зона жильно-прожилкового окварцевания мощностью 0.5–7 м и протяженностью от 100 до 750 м. Содержание золота в кварц-золоторудных телах варьирует от 0.02 до 39.8 г/т. Совместно с золотом присутствуют пирит, галенит, сфалерит, аргентит, халькопирит и пирротин (в сумме до 15 %). В этих же телах установлены серебро (до 107.4 г/т), свинец, цинк и медь (все до 3 %). На рудопроявлении Приятное в древнеджугджурских анортозитах и андезитах немуйканской свиты выявлено 15 зон дробления и прожилково-метасоматического окварцевания мощностью до 85 м и протяженностью до 5 км. Мощность собственно золотоносных кварц-карбонатных брекчий достигает 20 м; средние содержания золота по отдельным пересечениям не превышают 0.3 г/т, достигая в ряде слу-

чаев 20–50 г/т. Наряду с золотом присутствуют серебро (до 60 г/т), свинец (до 1 %), медь (до 0.8 %) и молибден (до 0.03 %).

На месторождении Авляякан в Левоавляяканской вулcano-тектонической депрессии, выполненной нижне- и верхнемеловыми вулканитами магейской, мотаринской и тунумской свит, золотоносны кварцевые и кварц-карбонатные жилы, зоны прожилкового и прожилково-метасоматического окварцевания. Жильные тела крутопадающие (60–80°) на север, часто линзуются и ветвятся. Мощность их варьирует от 0.1 до 10 м. Практический интерес представляют зоны Центральная и Северо-Восточная. В первой опробованием выявлено два рудных тела мощностью 1.5–9 м и 1.4–4.8 м, протяженностью 78 м со средними содержаниями золота, соответственно, 34.5 г/т и 17.3 г/т, серебра – 472.5 г/т и 28.8 г/т. Зона Северо-Восточная представлена четырьмя рудными телами мощностью 0.9–1.9 м и протяженностью 100–265 м со средними содержаниями золота от 10.2 до 102 г/т, серебра – до 450.5 г/т.

В сходной геологической ситуации находится и рудопроявление золота Мевачан. Рудопроявление сложено двумя рудными телами в поле развития ранне- и поздне меловых вулканитов магейского, мотаринского и тунумского комплексов (рис. 7). Одно из них представлено кварц-карбонатной жилой мощностью 10 м, локализованной в зоне брекчирования и окварцевания; второе – тектонической брекчией с кварцевым, серицит-карбонат-кварцевым цементом мощностью 1.5 м в зоне прожилкового окварцевания. Средние содержания золота в них составляют 143.2 г/т и 8.06 г/т, серебра – 628 г/т и 40 г/т, соответственно.

Для термобарогеохимических исследований взят образец К-6-98 флюорит-кварцевой породы (табл. 1) с рудопроявления Аркай. Бледно-зеленый флюорит кристаллизовался одновременно с кварцем, о чем говорит частое присутствие его октаэдрических кристаллов внутри зерен кварца. Первичные газожидкие включения во флюорите имеют низкую соленость ( $T_n = -1 \div -0.5^\circ\text{C}$ , 1–1.5 % NaCl экв.) и температуру гомогенизации  $220^\circ\text{C}$ . Поправки на давление к  $T_g$  составляют здесь не более  $5\text{--}10^\circ\text{C}$  (глубина рудообразования 100–300 м), поэтому температуры рудообразования оцениваются в  $225\text{--}230^\circ\text{C}$ .

### **Золото-порфировая формация**

Представлена рудопроявлениями Нагим-1, Нагим-2, Ветвистое, Бургале и Обзорное, локализованными в полях вулканитов поздне мезозойского возраста. На рудопроявлениях Нагим-1 и Нагим-2 среди серицит-гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов по туфам и игнимбрикам дацитов магейской свиты

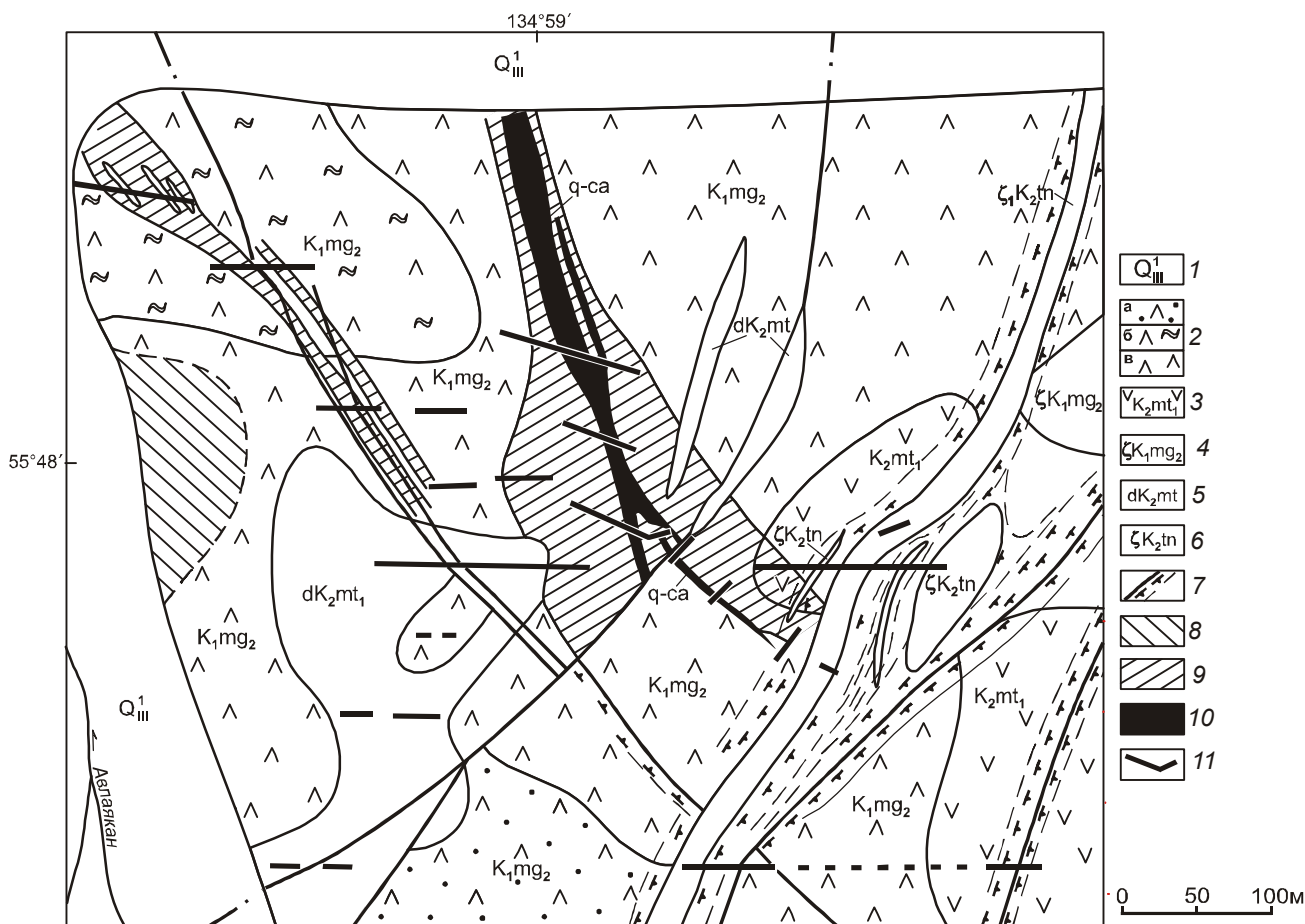


Рис. 7. Геологическая карта месторождения Мевачан (по Гурьянову В.А., 1992 г.).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – магейская свита: а – туфы дацитов, б – игнимбриты дацитов, в – дациты; 3 – мотаринская свита (андезиты); 4 – субвулканические дациты магейского комплекса; 5 – субвулканические интрузии и дайки андезитов мотаринского комплекса; 6 – дайки дацитов тунумского комплекса; 7 – разрывные нарушения, зоны катаклаза и милонитизации; 8 – пропилиты и пропилитизированные породы; 9 – зоны прожилкового окварцевания; 10 – кварц-карбонатные жилы (q-ca); 11 – каналы.

выявлено соответственно 19 и 12 субпараллельных зон прожилково-метасоматического окварцевания с редкими кварцевыми жилами. В их пределах оконтурены золоторудные тела мощностью первые метры и протяженностью до 150 м со средними содержаниями золота 0.6–1.3 г/т и серебра 47–150 г/т.

На рудопроявлении Бургале кроме золота и серебра отмечается медная минерализация. Здесь в пропилитизированных андезитах, туфах и вторичных кварцитах содержание золота составляет 1 г/т, меди – 0.01 %. В зонах интенсивного развития тонких прожилков адуляр-кварцевого состава (с кальцитом, альбитом и серицитом) содержания меди достигают 6.14 % при концентрации золота до 0.4 г/т. В этих зонах отмечается рассеянная вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, халькозина, ковеллина и борнита. Более высокие содержания золота (до 13.9 г/т), серебра (до 30 г/т) и цин-

ка (до 0.8 %) установлены только в кварцевых жилах мощностью до 1.3 м среди серицит-кварцевых метасоматитов.

Золотоносные тела рудопроявления Обзорное представлены кварц-сульфидными жилами, содержащими пирит, халькопирит, галенит, золото, блеклые руды, самородную медь и вторичные минералы зоны окисления. Вмещающие их гранитоиды джугджурского комплекса неравномерно серицитизированы, окварцованы и сульфидизированы. Протяженность кварц-сульфидных жил при мощности до 3 м колеблется от 20 до 250 м. Содержание золота – 0.01–6 г/т, серебра – от 10 до 200 г/т, меди – от 0.02 до 3 %, свинца и цинка – от 0.05 до 0.3 %, молибдена – до 0.05 %. Такие содержания рудных компонентов и структурное положение рудного объекта свидетельствуют о его принадлежности к золото-меднопорфировой формации.

**Таблица 2. Рудные формации рудопоявлений и месторождений золота вулcano-плутонических зон юго-востока Сибирской платформы.**

Рудовмещающие породы	Рудная формация	Структурные условия локализации оруденения	Рудосопровождающие изменения пород	Морфологический тип рудных тел	Основные формы золота	Среднее содержание Au в г/т	Попутные компоненты	Примеры рудных объектов
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>1. Улканский прогиб</b>								
Песчаники, кислые эффузивы улканской серии (PR <sub>1</sub> ), граниты Улканского массива (PR <sub>1</sub> )	Золото-кварцевая малосульфидная	Зоны трещиноватости, катаклаза и дробления, оперяющие полого падающий субширотный разлом	Аргиллизиты, адуляр-кварцевые и серицит-гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты	Жилы, зоны прожилково-вкрапленной минерализации	Свободное, сростковое, дисперсное в рудных минералах	3–5	Ag, Mo, Pb, Cu	Широтное, Пионер
<b>2. Кет-Капская металлогеническая зона</b>								
Известняки, алевролиты тумулдурской и пестроцветной свит нижнего кембрия, доломиты юдомской серии венда	Золото-сульфидная скарновая	В экзоконтактах штоков и силлов мезозойских монцодиоритов, сиенодиоритов, реже в кровле интрузии	Скарны актинолитовые и сложного состава с магнетитом	Пластообразные залежи	Свободное, сростковое	7–85.4	Ag, Cu, Zn	Рябиновое, Виктория, Василек, Клин
Терригенно-карбонатные толщи среднего рифея, раннемеловые интрузии кварцевых диоритов, монцодиоритов	Золото-кварцевая жильная	Зоны трещиноватости, дробления, катаклаза	Окварцованные, аргиллизированные, серицитизированные породы	Жилы, кварцевые штокверки линейного типа	Свободное, сростковое	9.8–50.89	Ag, Cu	Крутое, Усмун
Среднерифейские терригенные и вендские карбонатные образования	Золото-сульфидная	Поля распространения силлов и субпластовых даек монцодиоритовых порфиринов раннемелового возраста	Кварц-гидрослюдистые метасоматиты, прожилково-жильное и метасоматическое окварцевание	Субпластовые зоны, жилы, зоны послыйного прожилкования	Свободное, сростковое	3–80.1	-	Шумный, Тас, Дарья, Левобережное
Углеродистые доломиты юдомской серии венда	Золоторудная в селицитолитах	Углеродистые базальные слои юдомской серии и перекрывающей ее нижнекембрийской пестроцветной свиты	Кальцит-кварцевые, гематит-кальцит-кварцевые, кварц-барит-флюоритовые, гематит-галенит-барит-флюоритовые линзы и прожилки	Протяженные минерализованные горизонты в подошве и кровле углеродистых доломитов	Дисперсное, тонкодисперсное	До 1	Fe, Pb, Zn, Cu, Pt?, Pd?	Ареалы распространения углеродистых доломитов юдомской серии на хр. Кет-Кап

Таблица 2. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>3. Удская металлогеническая зона</b>								
Субвулканические интрузии андезибазальтов джелонского комплекса (J) и массивы раннемеловых кварцевых диоритов	Медно-порфировая	Зоны трещиноватости и катаклаза в интрузиях раннемелового возраста	Окварцевание, обохренность с гнездами малахита и азурита	Жилы, зоны прожилкования	Свободное, сростковое	1–3	Cu, Ag, Mo	Устьэгукальское, Дуванакан
Экструзивно-жерловые вулканы раннего мела	Золото-сульфидно-кварцевая	Некк риолитов на пересечении разрывных нарушений	Вторичные кварциты	Зона тонкопрожилкового окварцевания	Свободное, сростковое	1–3	Ag	Этукал и др.
Вулканы джелонской свиты юры	Золото-серебряная	Протяженные зоны дробления, катаклаза	Окварцевание, сульфидизация	Зоны тонкопрожилкового окварцевания и сульфидизации	Свободное	1–2.5	Ag, Zn, Cu	Немуй и др.
<b>4. Преддугджурская металлогеническая зона</b>								
Архейские плагиогнейсы и рифейские карбонатные толщи	Золото-сульфидная скарновая	Приконтактные зоны интрузий позднемеловых гранодиоритов, диоритов и гранитов джугджурского комплекса	Скарны эпидотгранат-пироксеновые, тюрингитмагнетитовые, везувиансерпентиновые	Залежи с рудами вкрапленного, линзовидно-прожилкового и жильного типов	Свободное, сростковое	1–3	Ag, Cu, Pb, B, Zn, Cd, Co	Кума, Людвигитовое и др.
Меловые вулканы мотаринской свиты, разнейсованные породы кристаллического фундамента, гранитоиды джугджурского комплекса (K <sub>2</sub> )	Золото-сульфидно-кварцевая	Зоны повышенной трещиноватости, катаклаза и брекчирования, оперяющие глубинные разломы	Прожилково-метасоматическое окварцевание, пропилитизация, сульфидно-кварцевые жилы	Жилы, жильные зоны	Свободное, сростковое	7.5	Ag, Mo, Cu, Pb, Zn	Кундумы, Етара, Налкидях и др.
Меловые вулканы тунумской и магейской свит	Золото-карбонатно-кварцевая (золото-кварцевая)	Сложно ветвящаяся кулисообразная система протяженных трещин в зоне влияния глубинного разлома	Прожилково-метасоматическое окварцевание, кварц-карбонатное и гематит-кварцевое прожилкование	Жилы, зоны	Свободное, сростковое	13.3. 8.6 143.2	Ag, Cu	Ланда, Мевачан
Меловые вулканы и породы кристаллического фундамента (AR)	Золото-серебряная	Узлы пересечений радиальных и дуговых разломов в обрамлении вулканокупольных структур	Пропилитизация, прожилково-метасоматическое окварцевание	Жилы, штокверковые тела, зоны	Свободное сростковое	10.2–143.2	Ag, Pb, Zn, Cu	Перевальное, Авляякан, Киранкан-2 и др.
Меловые туфы и ингимбриты дацитов магейской свиты, монцогранодиориты джугджурского комплекса (K <sub>2</sub> )	Золото-порфировая	Зоны повышенной трещиноватости, обрамляющие интрузивно-купольные структуры	Пропилитизация, окварцевание, серицит-гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты, кварц-сульфидные жилы	Жилы, зоны, штокверки	Свободное, сростковое, дисперсное	0.6–13.9	Ag, Cu, Mo, Pb, Zn	Нагим-1, Бургале, Обзорное и др.

Сводная характеристика всех формационных типов золотого оруденения приведена в таблице 2.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В вулканоплутонических структурах юго-восточной части Сибирской платформы установлено три металлогенических эпохи формирования золоторудных объектов: мезопротерозойская, юрско-раннемеловая и позднемеловая. Рудовмещающие вулканогенные прогибы и вулканоплутонические зоны имеют палеопротерозойский, позднеюрско-меловой и позднемеловой возраст.

Золотоносные металлогенические зоны локализируются на жестких докембрийских блоках над погружающейся фронтальной частью Мая-Селемджинской структуры и контролируются зоной градиента мощности литосферы. Для них характерны несколько формационных типов золоторудных проявлений: скарновые, гидротермальные кварцево-жильные, в кварц-гидрослюдистых метасоматитах и в силицитолитах. По морфологии рудные залежи подразделяются на стратиформные и секущие. Наибольшим разнообразием формационных и морфологических типов залежей отличается Кет-Капская зона.

Скарновые проявления тесно связаны с интрузиями субщелочных и щелочных пород юрско-раннемелового кет-капского и умеренно кислыми интрузиями позднемелового джугджурского интрузивных комплексов, внедрившихся в карбонатные толщи докембрия и нижнего палеозоя. Гидротермальные кварцево-жильные образования и кварц-гидрослюдистые метасоматиты месторождений имеют ранне-, поздне-меловой и позднепротерозойский возраст. На участках, где скарновые и жильные золотопоявления присутствуют совместно, по секущему положению жил устанавливается более позднее образование последних. В Кет-Капской зоне отложение золота началось в последние этапы скарнообразования и закончилось формированием кварцевых жил и субсогласных залежей в метасоматитах кислотного выщелачивания, причем есть основания предполагать сближенность этих процессов по времени. В Предджугджурской зоне разрыв в возрасте скарнов и кварцевых жил может быть заметно большим. В Улканском прогибе золотое оруденение формировалось со значительным отрывом от предшествующей редкометалльной минерализации [8, 9].

Что касается золота в силицитолитовых горизонтах карбонатных пород венда, обогащенных железом и кремнием, то в них присутствуют явные признаки гидротермального процесса: золото концентрируется в кальцит-кварцевых, гематит-кальцит-кварцевых, гематит-галенит-барит-флюоритовых прожилках и

гнездах [15], отмечаются повышенные концентрации калия (до 4–9 %), свинца, цинка, серебра и молибдена. Время их формирования не выяснено. Е.Б. Ялынычев и Г.С. Мирзеханов [15] считают их докембрийскими эксгаляционно-гидротермально-осадочными. Крупные ресурсы заключенного в них золота требуют дальнейших работ с целью выявления участков с промышленными содержаниями.

Температура рудообразования золотого оруденения различных формационных типов различная: для скарновых она составляет 500–715°C, кварцево-жильных – 220–260°C, для руд в кварц-серицитовых и кварц-гидрослюдистых метасоматитах – 160–220°C. Наблюдается смена во времени высокотемпературных типов золотой минерализации низкотемпературными, что свидетельствует о постепенном охлаждении рудопроизводящих очагов.

В составе включений из минералов этих пород преобладают водные растворы хлоридов Na, K и Ca с концентрациями до 40 % NaCl экв. Для них характерно присутствие во флюиде CO<sub>2</sub>.

Из всех выделенных типов золотого оруденения на юго-востоке Сибирской платформы наиболее перспективными нам представляются объекты золотосульфидной формации в кварц-гидрослюдистых метасоматитах Кет-Капской и золото-серебряной формации в пропицитизированных и березитизированных вулканитах Предджугджурской металлогенических зон. В дополнительном изучении и выяснении их перспектив нуждаются золоторудные объекты порфирового типа и в силицитолитовых горизонтах венда.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ДВО РАН 09-I-II Президиума РАН 14-07

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакулин Ю.И., Буряк В.А., Пересторонин А.Е. Карлинский тип золотого оруденения. Хабаровск: Изд-во ДВИМСА, 2001. 159 с.
2. Бердников Н.В. Термобарогеохимия метаморфических комплексов Дальнего Востока. М.: Наука, 1987. 115 с.
3. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Наука, 1982. С. 37–47.
4. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск: Наука, 1972. 237 с.
5. Горощко М.В., Кириллов В.Е. Новые данные по абсолютному возрасту редкометалльного оруденения юго-восточной части Алданского щита // Труды ассоциации геологических организаций Дальнего Востока. Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 66–70.
6. Горощко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 372 с.

7. Гурьянов В.А., Карсаков Л.П., Горошко М.В., Осипов А.Л. Золотоносность докембрийских комплексов Учуро-Майского района (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 98–105.
8. Гурьянов В.А. Золотое оруденение Улканского вулканогенного прогиба // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 139–146.
9. Гурьянов В. А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 226 с.
10. Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Родионов С.М., Романовский Н.П. Глубинное строение и перспективы поисков крупных и сверхкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке // Крупные и суперкрупные месторождения (закономерности размещения и условия образования). М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 423–430.
11. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
12. Палажченко В.И., Степанов В.А., Данилов А.А. Ассоциация минералов в золотоносных скарнах месторождения Рябиновое (Хабаровский край) // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 6. С. 808–813.
13. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. Петрология мезозойского монзонит-сиенитового магматизма Кет-Капско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 1. С. 74–80.
14. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте м-ба 1:1 500 000 / Отв. ред. Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцин, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко. Владивосток-Хабаровск, 2005. 264 с.
15. Ялынычев Е.В., Мирзеханов Г.С. Золото-полиметаллическая минерализация в отложениях чехла юго-восточной части Сибирской платформы (Учурский район) // Минералогия месторождений Дальнего Востока. Владивосток: ВО АН СССР, 1988. С. 71–80.
16. Kirillov V.A., Berdnikov N.V., Guryanov V.A., Yang Zhengxi. Geological setting and conditions of gold-bearing occurrences in the southeastern part of the Siberian Platform // Journal of Chengdu University of Technology. 2002. V. 29, N 2. P. 119–130.
17. Potter R.W. Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system H<sub>2</sub>O-NaCl // U.S. Geol. Surv. J. Res. 1977. V.5. P. 603–607.
18. Roedder E. Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy. 1984. V. 12. Washington: Miner. Soc. Am. 644 p.

*Рекомендована к печати Н.А. Горячевым*

***M.V. Goroshko, V.A. Guryanov, N.V. Berdnikov, V.Ye. Kirillov***

### **Gold potential of volcano-plutonic zones, southeastern Siberian Platform, and physical-and-chemical conditions of the deposits formation**

Numerous gold deposits and shows are recognized in the south-eastern part of the Siberian Platform in the regions of tectono-magmatic activation. They are located in the four metallogenic zones: Ket-Kap (skarns, quartz veins and stockworks, gold-bearing lodes in silicitolites, argillite-sericite metasomatites), Ulkan (clay-micaceous metasomatites, quartz veins), Preddzhugdzhur (quartz veins, skarns, sericite-hydromicaceous metasomatites), and Uda (sericite-hydromicaceous metasomatites). Skarn mineralization is of Mesozoic age. Mineralization in quartz veins, quartz in hydromicaceous metasomatites and quartz-sulfide veins may be Mesozoic, Paleozoic or Late Proterozoic.

The highest-temperature processes of ore formation could occur in the Preddzhugdzhur skarns (500–715°C) and hydromicaceous metasomatite assemblages of the Ket-Kap zone (510–539°C). The composition of gas-liquid inclusions in the minerals of these rocks is dominated by water solutions of Na, K and Ca chlorides with concentrations of ≤ 40 % NaCl eq. They are characterized by CO<sub>2</sub> presence in the fluid. Quartz veins and stockworks in the Ket-Kap zone formed at high (≤ 465°C) and moderate temperatures with solutions concentration of ≤ 32 % NaCl eq. Sometimes the minerals of these rocks hold inclusions of low-density carbon dioxide. The gold-bearing lodes of the Preddzhugdzhur zone formed at 225–230°C and solutions concentration of 1–2 % NaCl eq. The gold-bearing lodes of the Ulkan zone are distinguished by potassium-sodium-chloride specialization of the ore-forming solutions with concentrations of 2–10 % NaCl eq., and the temperature of their formation is 220–280°C.

***Key words:* gold, volcano-plutonic zones, deposits, ore formations, metasomatites, physical-and-chemical conditions of formation, southeastern Siberian Platform.**

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ УЛЬТРАБАЗИТОВ МАССИВА КОНДЕР И ОЦЕНКА ЕГО  
ВОЗРАСТА***А.С. Каретников**Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Поступила в редакцию 24 декабря 2007 г.

Проведено петро- и палеомагнитное исследование ультраосновных пород (дунитов, клинопироксенитов, косьвитов) массива Кондер. Приведены аргументы в пользу первичности и термоостаточной природы выделенных для них характеристических компонент намагниченности. Координаты вычисленных по ним палеомагнитных полюсов составляют для: а) дунитов –  $Plat = -4^\circ$ ,  $Plong = 178^\circ$ ,  $d_p = 5^\circ$ ,  $d_m = 8^\circ$ ; б) клинопироксенитов –  $Plat = -2^\circ$ ,  $Plong = 181^\circ$ ,  $d_p = 6^\circ$ ,  $d_m = 10^\circ$ ; в) косьвитов –  $Plat = 71^\circ$ ,  $Plong = 206^\circ$ ,  $d_p = 5^\circ$ ,  $d_m = 6^\circ$ . На основании палеомагнитных и петромагнитных данных возраст дунитов и клинопироксенитов предполагается как раннепротерозойский, косьвитов – раннемеловой. Возраст массива в целом датируется в настоящей работе как раннепротерозойский (1000–950 млн лет).

**Ключевые слова:** палеомагнитные исследования, ультрабазиты, петрографический анализ, полюсы, возраст массива, Кондер, Алданский щит.

**ВВЕДЕНИЕ**

Массив Кондер был обнаружен в 1936 г. и описан в 1937 г. геологом треста “Золото-разведка” (трест “Якутзолото”) В.П. Кулешом. С 1956 г. (года составления первой геологической карты массива) началась история его изучения. До сих пор установить возраст массива и возраст его наиболее древних [3, 4] – ультраосновных – пород не удалось. По прямым геологическим данным возраст массива не определялся, поскольку отсутствуют контакты ультраосновных пород с вмещающими толщами, так как они окружены кольцом габброидов и диоритов. Неоднократные попытки определения возраста массива по его ультраосновным породам с помощью различных изотопных методов не привели к успеху. Установленные для ультрабазитов изотопные датировки предполагают либо их докембрийский [7], либо палеозойский [17], либо мезозойский [2, 8, 20] возраст. В этих условиях возраст массива в целом приходится определять на основании косвенных признаков. И здесь безусловный интерес представляют данные палеомагнитных исследований, причем, в первую очередь, результаты исследования ультраосновных, самых древних [3, 4], пород массива.

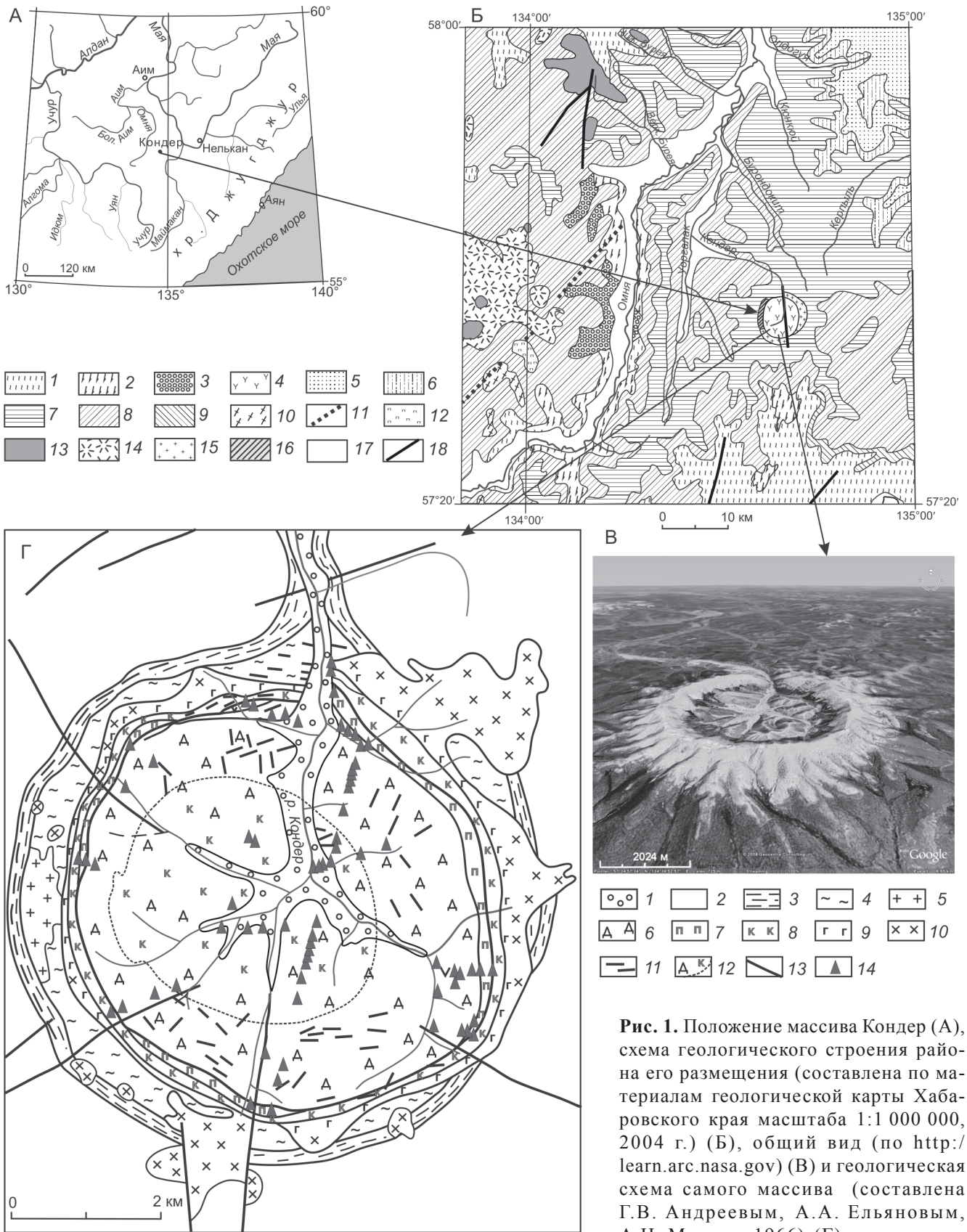
В настоящей статье впервые в полном объеме представлены результаты палеомагнитного исследо-

вания всех трех разновидностей ультраосновных пород массива – дунитов, клинопироксенитов и косьвитов. При этом материал, опубликованный ранее [12] и касающийся клинопироксенитов и косьвитов, был уточнен в части определения носителей намагниченностей и дополнен в части определения их природы. На основании полученных палеомагнитных определений, отвечающих требованиям, предъявляемым в настоящее время к качеству палеомагнитных данных [38], оценивается возраст ультрабазитов массива и возраст самого массива Кондер. В качестве стратиграфической основы в работе используется схема, предложенная М.А. Семихатовым и С.Н. Серебряковым [26].

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА**

**Кондерский массив** (географические координаты –  $\varphi = 57^\circ 36'$  с.ш. и  $\lambda = 134^\circ 37'$  в.д.) расположен в юго-восточной части Сибирской платформы в бассейне р. Мая, в междуречье ее левых притоков Омня и Маймакан (рис. 1А). Породы массива обнажаются среди архейских метаморфических пород и перекрывающих их терригенных отложений верхнепротерозойского комплекса (рис. 1Б). Массив в плане имеет правильную округлую форму диаметром около 7.5 км (рис. 1В), нарушающуюся двумя апофизами диоритов на юге и на северо-востоке (рис. 1Г). Строение





**Рис. 1.** Положение массива Кондер (А), схема геологического строения района его размещения (составлена по материалам геологической карты Хабаровского края масштаба 1:1 000 000, 2004 г.) (Б), общий вид (по <http://learn.arc.nasa.gov>) (В) и геологическая схема самого массива (составлена Г.В. Андреевым, А.А. Ельяновым, А.Н. Мильто, 1966) (Г) с указанием мест отбора ориентированных образцов ультраосновных пород.

массива концентрически-зональное, характеризуется наличием центрального ядра и окружающих его концентрических замкнутых колец, сформированных породами разного состава (рис. 1Г). Центральная часть массива сложена дунитами, составляющими вместе с другими ультраосновными породами до 90 % площади массива на современном эрозионном срезе. Дуниты образуют изометрическое в плане штокообразное тело, размеры которого в поперечном сечении – достигают 6.5 км. Клинопироксениты и меланократовые габброиды нормального ряда щелочности образуют относительно узкую кольцевую зону мощностью до 500 м вокруг дунитового ядра.

Многочисленные дайкообразные тела косьвитов также образуют кольцевую зону по периферии штока ультрабазитов, кроме того, слагают крупное поле в центре массива и встречаются в виде обособленных жильных тел среди дунитов и клинопироксенитов. Большая часть крупного поля развития косьвитов в центре массива не обнажена. Его граница была уточнена по результатам геологических наблюдений. Среди косьвитов выделяются участки крупнозернистых апатит-биотит-титаномагнетит-пироксеновых пород. Иногда они образуют самостоятельные тела среди дунитов и клинопироксенитов. Широко распространены на Кондерском массиве жильные и дайковые образования щелочных нефелин-сиенитовых пегматитов, секущие его ультраосновные породы.

#### ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА УЛЬТРАБАЗИТОВ

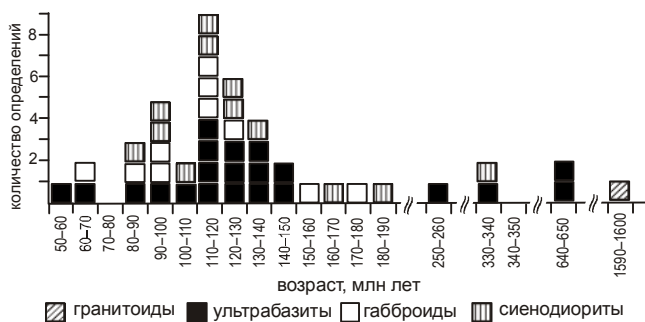
До середины 90-х годов прошлого столетия все попытки установления возрастов ультраосновных

пород массива (а по ним и его возраста) ограничивались определениями, полученными только К-Аг методом. Эти определения отличаются большим разбросом значений – от 50 до 650 млн лет [13]. Это хорошо видно на рис. 2, где дано распределение значений датировок, учитывающее все изотопные определения, полученные не только для ультрабазитов массива, но и для окружающих их габброидов, а также для нефелиновых сиенитов центральной части массива и сиенодиоритов его окраины. На гистограмме представлена и Rb-Sr (около 1.6 млрд лет) датировка, полученная для мелкозернистых гранитов из внешнего обрамления массива, интрузирующих безмагнетитовые пироксениты в его западной части, и интерпретируемая авторами [10] как минимальный возраст пироксенитов. Однако одни авторы [18] считают ее завышенной, поскольку названные граниты имеют реоморфический генезис, связанный с внедрением кондерских ультрабазитов и их мощным тепловым воздействием на породы архейского кристаллического фундамента. Другие авторы [25] считают, что эта датировка, вероятно, лишь примерно соответствует возрасту вмещающих Кондерский массив докембрийских гранитов, которые подверглись локальному плавлению в контакте с ультрабазитами. Разброс К-Аг датировок свидетельствует, по мнению автора настоящей работы и авторов многих других работ, например [18], о крайней нестабильности К-Аг системы магматических образований Кондера во времени и ее непригодности для оценки их истинного возраста. Из 20 определений, полученных для ультрабазитов массива К-Аг методом, половина

---

Условные обозначения для Б: 1 – нижний архей: батомгская серия (гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты); 2–3 – раннеархейские интрузии: 2 – хоюндиинский комплекс (граниты, плагиограниты, тоналиты), 3 – джакдаканский комплекс (кварцевые диориты, гранитоиды, диориты); 4 – раннепротерозойские (?) интрузии: кондерский комплекс (дуниты, перидотиты, клинопироксениты, оливиниты, габбро, косьвиты, горнблендиты); 5–9 – верхний протерозой: 5 – ципандинская свита (доломиты, известняки), 6 – малгинская свита (известняки, прослой битуминозных доломитов и аргиллитов, сланцев, туффитов), 7 – омнинская свита (алевролиты, аргиллиты, песчаники), 8 – кондерская свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты), 9 – маильская свита (песчаники, алевролиты, конгломераты); 10 – вендская система: юдомская серия (доломиты, известняки, песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты); 11 – позднедевонские интрузии: омнинский комплекс (долериты, габбродолериты, базальты, габбро); 12 – позднеюрско-раннемеловой бокурский субвулканический комплекс (трахидациты); 13–16 – раннемеловой (кет-капский) интрузивный комплекс: 13 – субщелочные граниты, лейкограниты, гранит-порфиры, граниты, 14 – сиениты, сиенит-порфиры, кварцевые сиениты, граносиениты; 15 – кварцевые монцониты, кварцевые монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры; 16 – монцодиориты, монцониты, монцонит-порфиры, диорит-порфиры; 17 – четвертичные аллювиальные галечники, валунники, пески, суглинки, глины; 18 – разломы.

Условные обозначения для Г: 1 – рыхлые четвертичные отложения; 2, 3 – верхний протерозой, омнинская свита: 2 – алевролиты и аргиллиты ороговикованные, 3 – алевролиты и песчаники ороговикованные; 4 – архей, утукачанская свита (высокоглиноземистые и гиперстенсодержащие гнейсы, кварциты, мраморы), 5 – позднеархейские пегматоидные граниты; 6–12 – образования Кондерского массива: 6 – дуниты, 7 – клинопироксениты, 8 – косьвиты, титаномагнетит-биотит-пироксеновые и титаномагнетит-амфибол-пироксеновые породы (поля линзовидных тел и даек), 9 – меланократовые габброиды; 10 – диориты, сиенодиориты, 11 – щелочные пегматиты, 12 – поле интенсивного развития жильных и дайковых тел косьвитов в центре массива; 13 – разломы; 14 – точки отбора ориентированных образцов.



**Рис. 2.** Гистограмма всех определений возрастов, полученных с помощью различных изотопных систем для пород массива Кондер.

попадает в интервал 150–110 млн л. (с максимумом определений около 120 млн л.). В последние годы были получены датировки, установленные для магматических образований кондерского комплекса другими (в частности, Ar-Ar, Sm-Nd и Rb-Sr) методами. Авторы этих материалов [25] считали определение  $120 \pm 1$  млн л., полученное  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по биотиту из кондерской дайки магнетитового перидотита [35], соответствующее максимуму на гистограмме, наиболее точным и геохимически достоверным. Однако вопрос о том, отражает ли этот возраст время образования гипербазитового ядра массива, для них оставался все же открытым. Определенный Rb-Sr и Sm-Nd изохронный возраст пироксенитов и габбропегматитов ( $122.6 \pm 1.5$  млн л. и  $93 \pm 47$  млн л., соответственно) согласуется с приведенной выше датировкой в  $120 \pm 1$  млн л. При этом, сами же авторы приведенных материалов отмечали, что Rb-Sr изохронный возраст для пироксенитов, определенный по валовым пробам, имеет большую неопределенность ( $119 \pm 160$  млн л.), а результат, полученный с помощью Sm-Nd метода для габбропегматитов, не согласуется с изохронной моделью. Это вызывает вполне обоснованные сомнения при определении истинного возраста кондерских магматических образований подобными изотопными методами. В конце 90-х годов прошлого столетия были получены для одного из кондерских минералов платиновой группы, извлеченного из дунитов, – иридосмина – возрастные датировки 370–260 млн л., установленные Re-Os методом [14]. Было высказано предположение [17], что эти определения характеризуют не только абсолютный возраст платиноидной минерализации на массиве, но и возраст вмещающих эти минералы дунитов. Этот тезис вызывает определенные сомнения и, в частности, опровергается результатами палеомагнитного исследования кондерских ультрабазитов, представленными в настоящей работе.

На момент начала исследования автором палеомагнетизма ультрабазитов массива Кондер (это первая половина 90-х годов прошлого столетия), одной из задач которого была оценка их возраста (а по ним и возраста самого массива), существовало две точки зрения относительно возраста массива [8, 19 и 31, 32]. В конце 90-х годов появилась еще одна, упомянутая выше, точка зрения на его возраст [17]. Подробнее о проблеме определения возраста массива Кондер, см. в работе [13].

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Испытаниям подверглись ориентированные образцы всех трех разновидностей ультраосновных пород – дунитов, клинопироксенитов и косьвитов, отобранные практически по всей площади массива (рис. 1Г). Коллекцию составили: 100 образцов дунитов, 45 образцов клинопироксенитов и 26 образцов косьвитов. Отбор ориентированных образцов осуществлялся вручную с ориентировкой маркируемых плоскостей при помощи горного компаса. Все измерения проводились по общепринятым методикам [28, 29] на астатическом магнитометре МА-21 и рок-генераторе JR-4. Для определения компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM) образцы подвергались размагничиванию переменным магнитным полем (Н-чистка) и терморазмагничиванию (Т-чистка).

Происхождение стабильных компонент NRM изучалось двумя методами: методом сравнения температурных спектров остаточной и лабораторной термоостаточной намагниченностей и методом сравнения коэрцитивных спектров нормальных намагниченностей, полученных из естественного (ЕС) и нулевого (НС) магнитных состояний с определением температурно-чувствительного параметра  $N_1$ , отражающего температуру окончательного формирования фазового состава многодоменного ферромагнетика [33]. Стоит отметить неоднозначность результатов, полученных с помощью этих методов, поскольку к настоящему времени не существует универсального способа, дающего возможность однозначно отделять в магматических породах (являющихся объектом исследования данной работы) химическую намагниченность от термоостаточной.

Носители NRM определялись с помощью терромагнитного анализа намагниченности насыщения  $I_s(T)$ , выполненного на вибрационном терромагнитометре конструкции И.Л. Соловьева [27]. При этом учитывались результаты: (1) просмотра образцов ультрабазитов на электронном микроскопе (Горный университет, г. Санкт-Петербург) и (2) микрозондирования на “Камебакс” (СВКНИИ ДВО РАН, г. Ма-

гадан) [6]. Диагностика аксессуарных магнитных минералов – потенциальных носителей NRM – осуществлялась по точкам Кюри ( $T_K$ ). При определении компонентного состава NRM, выделении характеристической компоненты и выяснении ее происхождения предпочтение отдавалось температурной (магнитной) чистке. Суть ее заключалась в поэтапных нагревах до температур  $650^\circ\text{C}$  в скомпенсированном магнитном поле с шагом  $100^\circ\text{C}$  (в некоторых температурных интервалах использовался шаг  $25$  или  $50^\circ\text{C}$ ). Нагревание образцов осуществлялось в печи с бифилярной обмоткой, помещенной в кольца Гельмгольца. После каждого цикла нагрева вместе с NRM измерялась магнитная восприимчивость (для части образцов на каппаметре KLY-2) с целью косвенного контроля минералогических изменений в образцах в ходе термочистки. Обработка результатов магнитной чистки осуществлялась с использованием пакета графоаналитических программ С.В. Шипунова. Для выделения характеристических компонент NRM широко применялся компонентный анализ [36], при котором в случае неоднородной намагниченности (обычно использовалось не менее 3-х точек) оценивалось направление NRM за пределами интервала возможного влияния ее низкотемпературных компонент. Для иллюстрации полученных результатов использованы стандартные формы отображения палеомагнитных данных – диаграммы Зийдерверльда [39], стереограммы распределения векторов NRM на сфере и графики терморазмагничивания NRM [24].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ УЛЬТРАБАЗИТОВ

При проведении детальных магнитных чисток образцов всех трех разновидностей кондерских ультрабазитов температурой и переменным магнитным полем было установлено, что наиболее эффективной из них оказалась термомагнитная чистка. Ниже рассматриваются результаты, полученные отдельно для каждой разновидности кондерских ультраосновных пород.

#### Дуниты

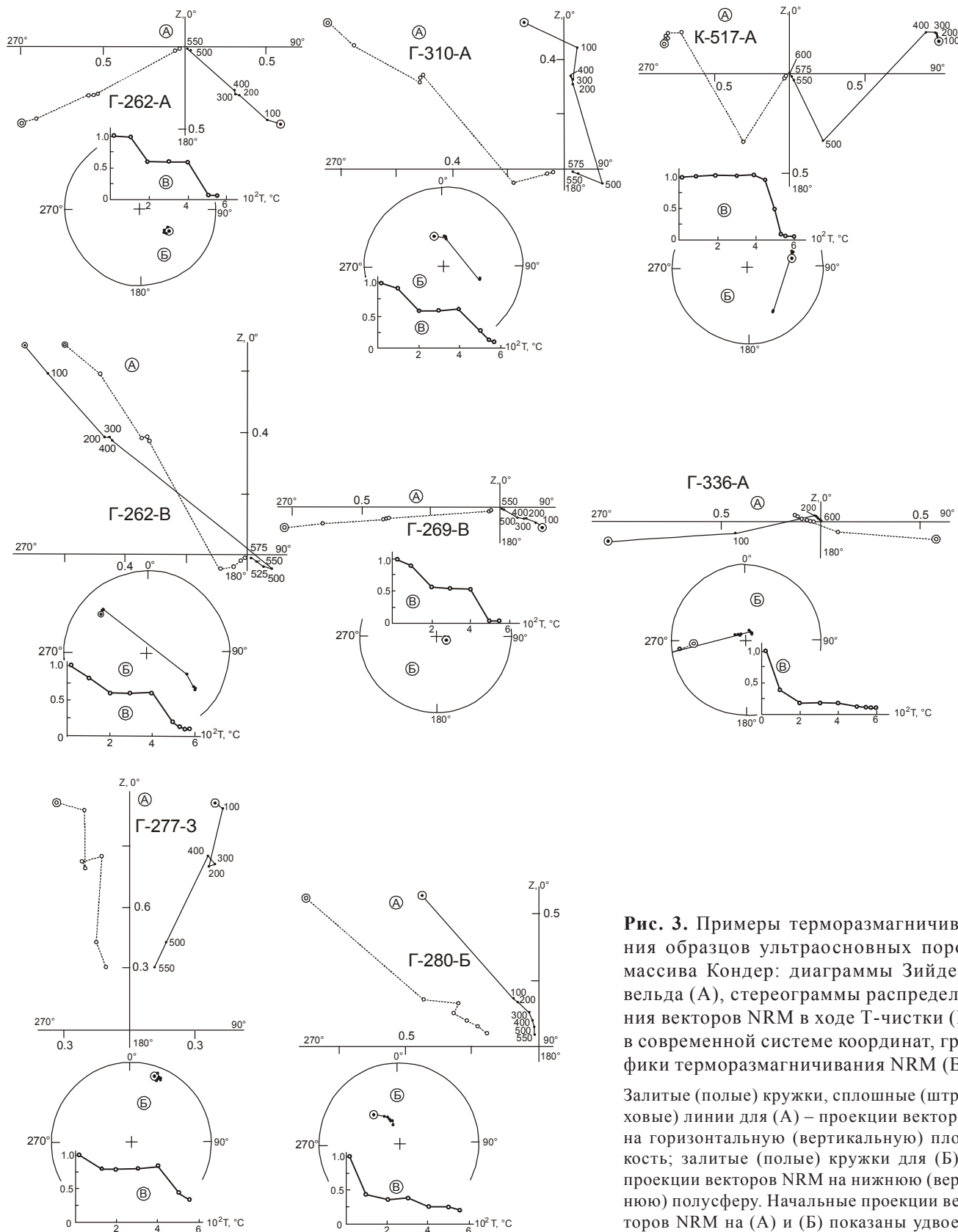
Результаты Т-чистки дунитов, в том числе и двух других разновидностей ультрабазитов, представлены на рис. 3. Породы именно этой разновидности имеют одно- и двухкомпонентный составы NRM. Неустойчивые компоненты намагниченности, которые разрушаются зачастую при температуре порядка  $500^\circ\text{C}$ , имеют, как правило, три направления. Из них первое направление близко к современному магнитному полю, второе – северо-восточное и третье – юго-восточное, с крутыми ( $>55^\circ$ ) наклонениями. Ре-

зультатом проведенной температурной чистки дунитов явилось устойчивое выделение для всех образцов стабильных составляющих намагниченности только прямой полярности. Они на стереопроекции формируют три достаточно четкие совокупности направлений (группы “а”–“в”, рис. 4). Первая совокупность векторов (группа “а”, рис. 4) стабильных составляющих NRM имеет среднее направление, близкое к направлению современного геомагнитного поля. Для таких образцов дунитов (их количество составляет 35 штук, а это более трети изученной выборки) характерны только однокомпонентные намагниченности. Вторая группа дунитов, также состоящая из 35 образцов, векторы стабильных компонент NRM которых фиксируются в северо-восточных румбах (совокупность “в”, рис. 4), имеет среднее направление намагниченности:  $D_{\text{ср.}} = 30^\circ$ ,  $J_{\text{ср.}} = 65^\circ$ . Векторы подобного направления выделяются только у образцов дунитов, отобранных из зон их контактов с маломощными жильными и дайковыми телами косьвитов и щелочных сиенитов. Третья группа дунитов, имеющих стабильные составляющие NRM юго-восточного направления (совокупность “б”, рис. 4), состоящая из 30 образцов, имеет среднее направление намагниченности:  $D_{\text{ср.}} = 132^\circ$ ,  $J_{\text{ср.}} = 44^\circ$ .

Компонентный анализ, проведенный для образцов двух последних групп стабильных векторов NRM, показал, что их намагниченности содержат одну или две компоненты. У некоторых образцов дунитов (например, у образцов Г-310-А и К-517-А на рис. 3) нестабильная компонента NRM исчезает в процессе нагрева, как правило, при температуре  $500^\circ\text{C}$ . Доля стабильной компоненты NRM, составляющая иногда менее 5 % начального значения, сохраняется вплоть до  $600^\circ\text{C}$ . Магнитная восприимчивость изменяется незначительно (в пределах 20 %) и на поведении NRM не сказывается.

Две последние, выделенные для дунитов группы направлений стабильных составляющих NRM характеризуются заметным разбросом в направлениях по склонению и, особенно, по наклонению. Для выяснения причин этого разброса был выполнен петрографический анализ образцов, представляющих разные группы векторов стабильных компонент NRM и имеющих различные значения склонений и наклонений. Результаты выполненного анализа представлены в таблице 1. Там же приведены значения температур Кюри магнитных минералов этих образцов и величины параметра  $N_T$ , полученные для отдельных образцов. Данные петрографического анализа образцов, имеющих однокомпонентные намагниченности с направлениями, близкими к современ-

Дуниты



**Рис. 3.** Примеры терморазмагничивания образцов ультраосновных пород массива Кондер: диаграммы Зийдervельда (А), стереограммы распределения векторов NRM в ходе Т-чистки (Б) в современной системе координат, графики терморазмагничивания NRM (В). Залитые (полые) кружки, сплошные (штриховые) линии для (А) – проекции векторов на горизонтальную (вертикальную) плоскость; залитые (полые) кружки для (Б) – проекции векторов NRM на нижнюю (верхнюю) полусферу. Начальные проекции векторов NRM на (А) и (Б) показаны удвоенным кружком. На диаграмме Зийдervельда указаны номера образцов.

Клинопироксениты

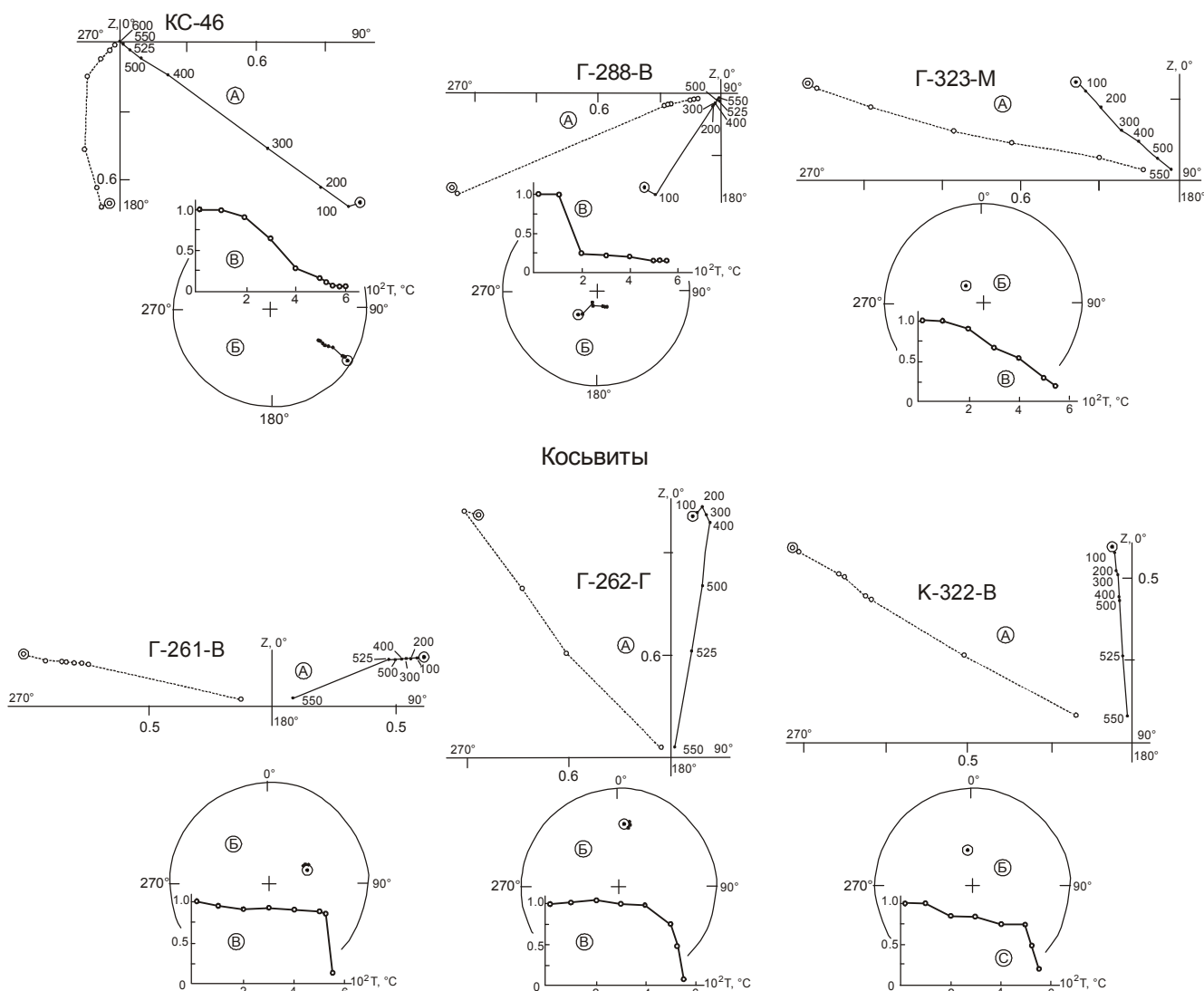


Рис. 3. Продолжение.

ному геомагнитному полю, говорят о том, что в них в наибольшей степени проявлены вторичные процессы. В шлифах именно таких образцов встречается значительное количество продуктов распада породообразующих минералов с образованием вторичных ферромагнетиков (в качестве примера – образец дунита Г-280-Б в табл. 1). На рис. 3, где показаны кривые терморазмагничивания образцов кондерских ультрабазитов из каждой группы направлений стабильных составляющих NRM с разными значениями склонений и наклонений, представлена и кривая размагничивания этого образца. Видно, что выделить в подобном образце какую-либо компоненту, кроме современной, не удастся. Поэтому такие образцы с устойчивыми направлениями NRM, близкими совре-

менному геомагнитному полю, при расчете координат палеополюсов не учитывались.

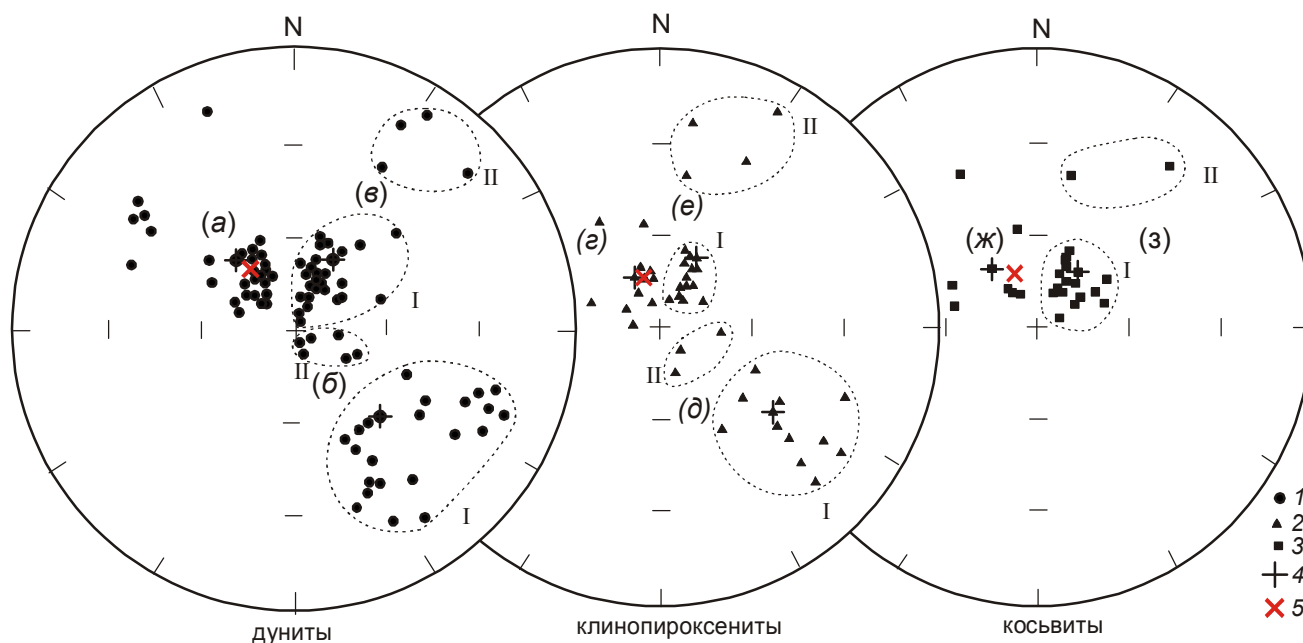
Дуниты, отобранные непосредственно из зон контактов с маломощными жильными и дайковыми телами косьвитов и щелочных сиенитов, имеют стабильные компоненты NRM только северо-восточного направления. Такие компоненты, по всей видимости, характеризуют магнитное поле времени образования этих тел. Группа подобных образцов (рис. 4, “в”), отличающаяся разбросом в направлениях стабильных компонент NRM по наклонению, характеризуется (по материалам проведенного петрографического анализа) существенным проявлением вторичных процессов. Особенно оно заметно в образцах, имеющих устойчивые компоненты NRM северо-

Таблица 1. Петрографическая характеристика представительных образцов ультрабазитов массива Кондер, значения их температур Кюри ( $T_k$ ) и величины параметра  $N_T$ .

№ образца	Описание шлифов	Вторичные изменения	$T_k$ °C	$N_T$	Направление стабильной компоненты	
					D°	I°
1	2	3	4	5	6	7
Г-262-А	Среднезернистый дунит. Редкие зерна аксессуарного хромшпинелида приурочены к стыкам зерен оливина.	Слабая степень серпентинизации (1–3%).	540	0.48	133	52
Г-310-А	Среднезернистый дунит.	Слабая степень серпентинизации (5–7 %).	568	–	112	52
К-517-А	Крупнозернистый дунит. В плоскости шлифа – редкие слегка оплавленные зерна аксессуарного хромита.	Слабая степень серпентинизации (1–3%).	575	0.45	155	32
Г-262-В	Крупно-среднезернистый дунит. Редкие зерна хромита распределены равномерно.	Слабая степень серпентинизации (~7 %).	570	0.36	123	27
Г-269-В	Порфириовидный среднезернистый дунит. В стыках зерен оливина располагаются агрегаты ксеноморфных (оплавленных) зерен хромита.	Разбит системой трещин, вдоль которых развит серпентин с мелкой сыпью вторичного магнетита (?). Степень серпентинизации – до 15%.	595	0.20	116	71
Г-336-А	Порфириовидный трещиноватый дунит. Аксессуарный хромит (до 1%) распределен равномерно.	Степень серпентинизации 7–10%.	620	–	16	85
Г-277-3	Порфириовидный дунит. Редко встречается аксессуарный хромит.	Степень серпентинизации – до 30%. Вдоль зон серпентинизации широко развит вторичный магнетит.	620	–	28	15
Г-280-Б	Дунит.	Степень серпентинизации ~30%. Наблюдаются редкие зерна корродированного аксессуарного хромита, обильные скопления вторичного магнетита.	615	0.18	354	73
КС-46	Плотный мелко-среднезернистый клинопироксенит с обилием титаномагнетита (20–25 %), сформировавшего сидеронитовую структуру. Зерна клинопироксена (состава диопсид-авгит [2]) оптически прозрачны, с ясными линиями спайности. Границы между зернами титаномагнетита и клинопироксена четкие (резкие).	Видимых изменений нет.	562	0.32	113	50
Г-288-В	Мелко-среднезернистый клинопироксенит с сидеронитовой структурой. Содержание титаномагнетита – до 30%.	Зерна клинопироксена частично замутнены за счет интенсивного развития вдоль плоскостей спайности тонкозернистого агрегата вторичного рудного минерала (магнетита?). Границы между зернами клинопироксена и титаномагнетита частично корродированны.	567	0.21	160	75
Г-323-М	Мелко-среднезернистый клинопироксенит с обилием рудного минерала (титаномагнетита, магнетита?) по стыкам и внутри зерен клинопироксена.	Степень оптической прозрачности зерен клинопироксена невысокая. В них наблюдаются пылеобразные скопления вторичного рудного минерала (магнетита?), распространенные по всему объему зерен, сгущаясь особенно сильно в их центральных частях и ослабевающая к периферии. На отдельных участках шлифа наблюдаются скопления зерен биотита, развивающихся по стыкам, а также внутри зерен клинопироксена.	568	0.17	351	71

1	2	3	4	5	6	7
Г-261-В	Мелко-среднезернистый косьвит с полосчатой текстурой. Полосы представлены средне-крупнозернистым амфиболом,* агрегатом мелко-среднезернистого амфибола с гранулированным клинопироксеном, мономинеральным мелкозернистым клинопироксеном. Две последние полосы пронизаны титаномагнетитом.	Видимых изменений нет.	562	0.27	71	68
Г-262-Г	Мелко-среднезернистый косьвит с фрагментарно ориентированной текстурой.	В некоторых зернах амфибола* наблюдаются структуры распада с образованием вторичного рудного минерала (магнетита?)	566	0.21	11	40
К-322-В	Косьвит с полностью неупорядоченной текстурой. Содержание рудных минералов не менее 30 %	В тонкозернистом однородном агрегате клинопироксена и рудного минерала встречаются наравномерно распределенные крупные зерна амфибола.* В некоторых зернах амфибола наблюдаются изометричные включения вторичного рудного минерала и клинопироксена, в других зернах – мелкие игольчатые выделения вторичных силикатов.	575	0.18	344	72

*Примечание.* Дуниты по минеральному составу – анхимономинеральная порода [2], сложенная оливином (70–96 %), хромитом (1–2%), серпентином (3–30%). Клинопироксениты – мономинеральная порода, сложенная, как правило, одним клинопироксеном, иногда в ней наблюдается титаномагнетит (до 30%). Косьвиты сложены клинопироксеном (56–77 %), титаномагнетитом (11–30 %), амфиболом (0–11 %), биотитом (0–21 %), акцессорными апатитом (до 3%), сфеном, а также хлоритом. Под термином “титаномагнетит”, наряду с минералом, определенным по пониженным температурам Кюри [5] (в качестве примера – образцы в табл. 1) как титаномагнетит, понимается и магнетит с изоморфной примесью титана [15]. \* – Все амфиболы изученных косьвитов представлены минералом, плеохроирующим в коричневых тонах. Шлифы изготовлены и описаны в ИТиГ ДВО РАН. D°, I° – склонение и наклонение вектора NRM в современной системе координат. Прочерк – определение не производилось.



**Рис. 4.** Совокупности направлений стабильных компонент естественной остаточной намагниченности после Т-чистки: (а)–(в) – дуниты; (г)–(е) – клинопироксениты; (ж)–(з) – косьвиты.

Все направления приведены в современной системе координат. 1, 2, 3 – проекции NRM, соответственно, дунитов, клинопироксенитов, косьвитов на нижнюю полусферу; 4 – среднее направление NRM в группе; 5 – направление современного геомагнитного поля. Римскими цифрами обозначены выделенные штриховой линией совокупности направлений стабильных компонент NRM, отличающиеся пологими (до 55°) и крутыми наклонениями.

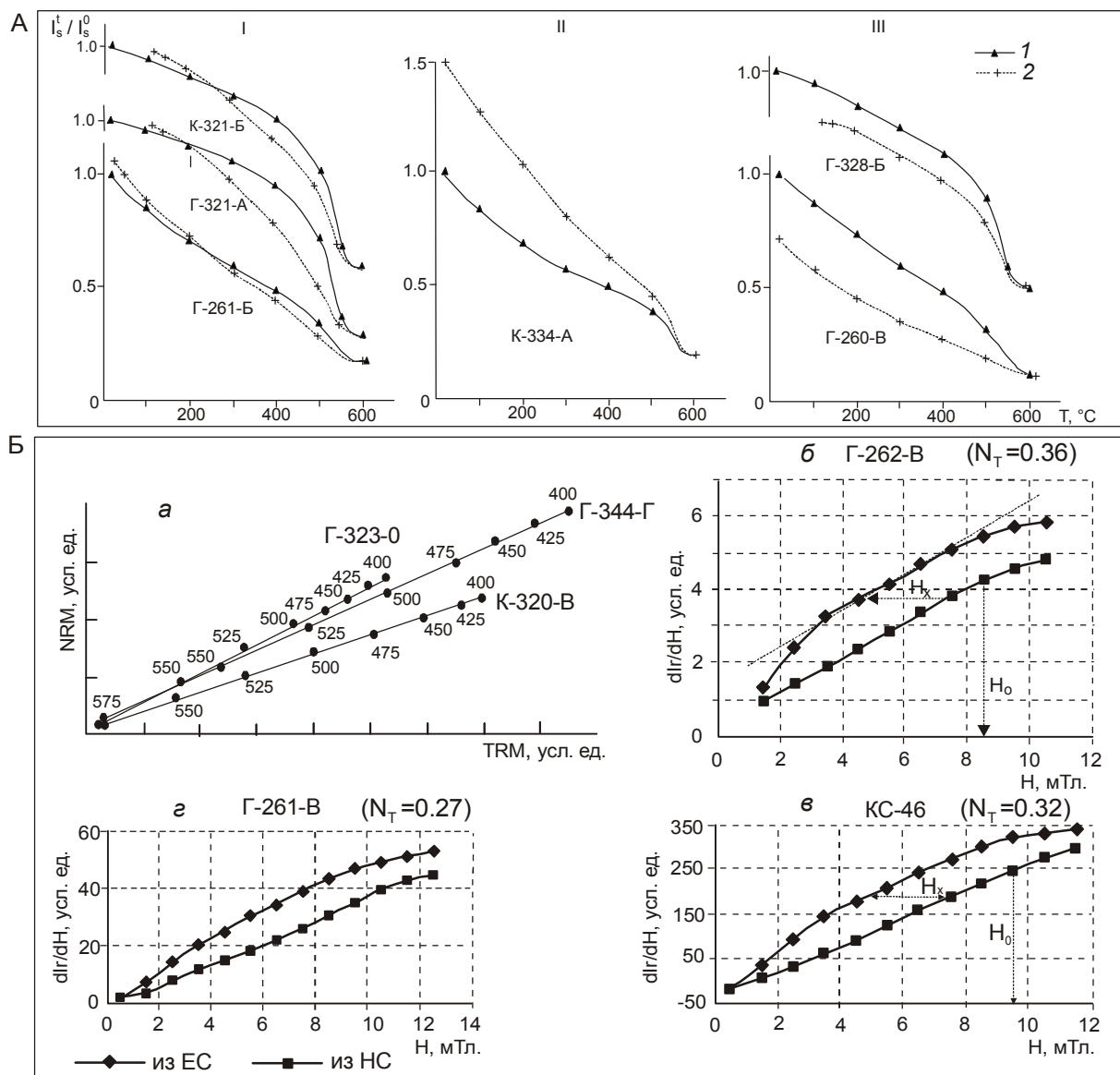


восточного направления с пологим ( $<55^\circ$ ) наклоном. Например, в образце дунита Г-277-з (табл. 1) степень серпентинизации достигает 30 %, т.е. величины, характеристической для образцов перемагниченных современным полем (см. ту же табл.). Образцы, содержащие такие компоненты с пологими наклонами (их среди дунитов оказалось 4), от которых проведенной Т-чисткой избавиться полностью не удастся, были выделены в отдельную группу (совокупность “в-П” на рис. 4) и при вычислении координат соответствующего палеополюса не учитывались. Величина наклона, разделяющая совокупность северо-восточных векторов, была определена опытным путем (по материалам петрографического анализа) и составила  $55^\circ$ . При вычислении палеополюса в расчет бралась совокупность северо-восточных векторов стабильных составляющих NRM с крутыми ( $>55^\circ$ ) наклонами, имеющая среднее направление намагниченности:  $D_{cp.} = 28^\circ$ ,  $J_{cp.} = 73^\circ$  (группа “в-Г” на рис. 4).

Совокупность векторов стабильных составляющих намагниченности юго-восточного направления также отличается разбросом в направлениях и по склонению, и по наклону (рис. 4). По результатам проведенного петрографического анализа часть образцов дунитов, имеющих намагниченности, содержащие компоненты подобного направления, характеризуются существенным проявлением наложенного вторичного процесса метасоматических изменений. Особенно это заметно в образцах, имеющих устойчивые компоненты NRM юго-восточного направления с крутыми ( $>55^\circ$ ) наклонами. В подобных образцах степень серпентинизации составляет 15–20 %, и этот процесс сопровождается образованием вторичного ферромагнетика. Направления стабильных компонент NRM таких образцов группируются в области высоких углов наклона (в качестве примера, образец Г-269-В, табл. 1). Величина наклона, разделяющая совокупность юго-восточных векторов, также была определена экспериментально и составила те же  $55^\circ$ . Образцы дунитов с компонентами NRM, имеющими крутые ( $>55^\circ$ ) наклона, были выделены в самостоятельную группу со средним направлением намагниченности:  $D_{cp.} = 115^\circ$ ,  $J_{cp.} = 78^\circ$  (совокупность “б-П”, состоящая из 6 образцов, на рис. 4), для которой координаты палеополюса в дальнейшем вычислялись отдельно. Уменьшить разброс по склонению этой совокупности образцов, имеющих стабильные составляющие NRM юго-восточного направления, учитывая результаты их петрографического анализа, не удалось, поскольку образцы, имеющие компоненты NRM с разными склонениями (например, как в образцах Г-310 А и К-517-А в

табл. 1), характеризуются либо отсутствием в них заметных следов какого-либо наложенного процесса метасоматических изменений, либо крайней незначительностью его проявления (как правило, это первые проценты, не превышающие 7 %). Все подобные образцы (имеющие компоненты NRM юго-восточного направления с пологими (до  $55^\circ$ ) наклонами) с разными значениями склонения вошли в группу со средним направлением намагниченности:  $D_{cp.} = 133^\circ$ ,  $J_{cp.} = 36^\circ$  (совокупность “б-Г” на рис. 4), для которой также отдельно вычислялся палеополюс.

Главные носители NRM исследованных дунитов определялись по результатам ТМА (Т-размагничивания намагниченности насыщения  $I_s$  в постоянном магнитном поле  $H=600$  мТл), дополненного перечисленными выше методами определения состава магнитных минералов. Было установлено, что в магнитных фракциях образцов рассмотренных дунитов присутствуют: (1) феррихромшпинелиды с аномально низким содержанием титана и высоким содержанием хрома, близкие ряду герцинит-шпинель, с  $T_k \sim 545\text{--}570^\circ\text{C}$ ; (2) титаномагнетиты с  $T_k \sim 564\text{--}570^\circ\text{C}$ ; (3) ферримагнетиты, относящиеся к промежуточным членам серии твердых растворов магнетит-маггемит с  $T_k \sim 580\text{--}630^\circ\text{C}$ . Для всех этих минералов были установлены три типа необратимых термомагнитных кривых (рис. 5А). Первый тип характерен для дунитов, имеющих однокомпонентную намагниченность юго-восточного направления с пологим (до  $55^\circ$ ) наклоном. Магнитные минералы, охарактеризованные подобным типом кривых, имеют пониженные по сравнению со стехиометрическим магнетитом  $T_k$  ( $\sim 545\text{--}570^\circ\text{C}$ ) и относятся к феррихромшпинелидам без маггемитовой составляющей (образец Г-261-Б на рис. 5А). Подобный необратимый тип кривых характеризуется приблизительно равными исходными и конечными состояниями. Однако термомагнитные кривые фиксируют происходящие при прокаливании структурные изменения, что приводит к несоответствию кривых охлаждения и нагревания – наблюдается частичное уменьшение намагниченности. Это явление обусловлено, вероятно, процессом структурно-чувствительной диффузии [11]. Второй тип необратимых термомагнитных кривых характеризует ферримагнитные минералы дунитов, стабильные составляющие NRM которых имеют юго-восточное направление с пологим наклоном и выделяются в процессе Т-размагничивания при температурах выше  $500^\circ\text{C}$ . Эти минералы относятся к титаномагнетитам, поскольку имеют пониженные по сравнению с магнетитом  $T_k$  ( $564\text{--}570^\circ\text{C}$ ). Отличительной особенностью данных ферримагнетитов является резкое увеличение их намагниченности в ре-



**Рис. 5.** Типы необратимых кривых (А) терморазрушения (I-II-III) намагниченности насыщения  $I_s$  (Т) в постоянном магнитном поле 600 мТл для дунитов (Г-261-Б, К-334-А, Г-260-В), клинопироксенитов (Г-321-А) и косьвитов (К-321-Б, Г-328-Б); свидетельства термоостаточной природы образования (Б) характерных компонент NRM юго-восточного направления с пологими ( $<55^\circ$ ) наклонениями, выделенных у дунитов и клинопироксенитов, и северо-восточного направления с крутыми ( $>55^\circ$ ) углами наклонения, выделенной у косьвитов.

1 – нагрев, 2 – охлаждение; а – пример сопоставления спектров размагничивания естественной (NRM) и термоостаточной (TRM) намагниченностей дунита (Г-344-Г), клинопироксенита (Г-323-О) и косьвита (К-320-В); б–г – коэрцитивные спектры нормальных намагниченностей из естественного (ЕС) и нулевого (НС) магнитных состояний, соответственно, для дунита Г-262-В, клинопироксенита КС-46, косьвита Г-261-В.

зультате прокаливания [15] (образец К-334-А на рис. 5А). Третий тип необратимых кривых характерен для ферромагнитных минералов дунитов, имеющих однокомпонентные намагниченности, ориентированные по современному магнитному полю, или имеющие векторы намагниченности северо-восточного направления. Подобный тип кривых характерен так-

же для образцов, имеющих двухкомпонентную намагниченность и выделенных в отдельную группу (совокупность “б-II” на рис. 4). Для таких образцов в процессе Т-чистки выделяются стабильные составляющие NRM, имеющие юго-восточные направления с крутыми ( $>55^\circ$ ) наклонениями. Основным магнитным минералом таких дунитов является, по-

видимому, маггемитизированный магнетит, имеющих повышенные по сравнению с магнетитом точки Кюри  $T_k$  (~580÷630° С). Отличительной особенностью этих ферримагнетиков является уменьшение начального значения намагниченности в результате их нагрева (как в образце Г-260-В на рис. 5А).

### Клинопироксениты

Вторая разновидность кондерских ультрабазитов имеет в подавляющем большинстве случаев однокомпонентный состав NRM. У них в результате температурной чистки были выделены, как и у дунитов, устойчивые компоненты NRM только прямой полярности. На рис. 3 представлены примеры термомагнитной чистки некоторых образцов клинопироксенитов. На стереопроекции их намагниченности формируют три группы векторов (совокупности “z”–“e” на рис. 4), совпадающие по направлению с векторами стабильных компонент NRM, выделенных для дунитов. В частности, первая группа клинопироксенитов (составляющая четвертую часть выборки) характеризуется только однокомпонентными намагниченностями (в качестве примера, образец Г-323-М на рис. 3), векторы которых имеют направления, близкие к современному геомагнитному полю (совокупность “г” на рис. 4). Как и в случае дунитов, эта группа образцов была отбракована при расчете координат палеополусов. Вторая группа стабильных компонент NRM, фиксирующихся в северо-восточных румбах (совокупность “e” на рис. 4, состоящая из 20 образцов и также характеризующаяся, главным образом, однокомпонентными намагниченностями) имеет среднее направление:  $D_{cp.} = 25^\circ$ ,  $J_{cp.} = 65^\circ$ . Как и в случае дунитов, векторы устойчивых компонент NRM подобного направления присущи только образцам клинопироксенитов, непосредственно контактирующих с маломощными жилами и дайками щелочных сиенитов. Наличие стабильных составляющих NRM северо-восточного направления только у образцов, непосредственно контактирующих с жильными и дайковыми щелочными образованиями, по-видимому, свидетельствует, как и в случае с дунитами, о том, что NRM подобных образцов клинопироксенитов зафиксировала направление магнитного поля времени образования этих маломощных жильных и дайковых тел щелочных сиенитов. Близость средних направлений совокупностей северо-восточных векторов стабильных составляющих NRM, выделенных и для дунитов, и для клинопироксенитов, позволила предположить, что образование жильных и дайковых тел косьвитов и щелочных сиенитов в дунитах и образовании подобных им тел щелочных сиенитов в клинопироксенитах происходило в одно и то же время.

Наконец, третья группа клинопироксенитов, имеющих стабильные составляющие NRM юго-восточного направления, состоящая из 14 образцов (совокупность “д” на рис. 4), имеет среднее направление намагниченности:  $D_{cp.} = 129^\circ$ ,  $J_{cp.} = 46^\circ$ . Обращает на себя внимание близость, как и в случае совокупности северо-восточных векторов стабильных составляющих NRM, выделенных для дунитов и клинопироксенитов средних направлений совокупностей и их юго-восточных векторов.

Компонентный анализ, проведенный для образцов клинопироксенитов последних двух групп векторов NRM, показал, что в некоторых случаях (очень редких) их намагниченности содержат две компоненты. В качестве такого случая можно рассматривать пример терморазмагничивания образца Г-288-В, представленный на рис. 3. Для подобных образцов неустойчивые компоненты разрушаются при температурах порядка 400–500° С и имеют, как правило, два направления: одно – близкое направлению современного геомагнитного поля, второе – юго-восточное с крутым (>55°) наклоном.

Две последние, выделенные для клинопироксенитов группы векторов стабильных составляющих NRM (совокупности северо-восточного (“e”) и юго-восточного (“д”) направлений на рис. 4) характеризуются разбросом в направлениях, особенно заметным по наклону. Для выяснения причин разброса, как и в случае дунитов, был выполнен петрографический анализ (табл. 1). Оказалось, например, что в наибольшей степени вторичные процессы проявлены, как и у дунитов, в образцах клинопироксенитов, имеющих однокомпонентные намагниченности с направлениями, близкими к современному магнитному полю. В шлифах именно таких образцов (образец Г-323-М, табл. 1) встречается значительное количество продуктов распада породообразующих минералов с образованием вторичных ферромагнетиков. По результатам петрографического анализа было установлено, что образцы клинопироксенитов (отобранные из зон их контактов с маломощными жильными и дайковыми телами щелочных сиенитов), имеющие намагниченности северо-восточного направления с пологими (<55°) наклонами, отличаются от образцов, имеющих NRM подобного направления с крутыми (>55°) наклонами, гораздо большей степенью метасоматических изменений. Величина наклона, разделяющая эту группу образцов, была определена, как и в случае дунитов, опытным путем и составила 55°. Образцы с устойчивыми компонентами NRM северо-восточного направления с пологими наклонами содержат, по-видимому, вторич-

ную компоненту, от которой проведенной T-чисткой избавиться не удастся. Поэтому они были выделены в отдельную группу (“e-II”, состоящую всего из 4-х образцов, на рис. 4) и при вычислении координат соответствующего палеополюса не учитывались. Среднее направление совокупности северо-восточных векторов устойчивых компонент NRM, имеющих только крутые ( $>55^\circ$ ) наклоны (группа образцов “e-I” с направлением намагниченности:  $D_{cp} = 27^\circ$ ,  $J_{cp} = 73^\circ$ ) характеризует направление магнитного поля времени образования жильных тел щелочных сиенитов в кольцевой зоне клинопироксенитов. Именно эта совокупность и учитывалась при вычислении координат палеополюса.

Для совокупности юго-восточных векторов стабильных составляющих NRM наибольшей степенью метасоматических изменений (по результатам петрографического анализа) обладают только образцы с намагниченностями, имеющими крутые ( $>55^\circ$ ) наклоны. Величина наклона, разделяющая совокупность юго-восточных векторов (“д” на рис. 4), определялась, как и в других случаях, экспериментально. О наибольшей степени метасоматических изменений образцов с намагниченностями, имеющими крутые ( $>55^\circ$ ) наклоны, свидетельствует анализ представленных в табл. 1 петрографических характеристик образцов с устойчивыми векторами NRM (или их компонентами) юго-восточного направления с относительно пологими и крутыми наклонами (например, таких, как образцы КС-46 и Г-288-В, характеризующиеся, соответственно, наклонами  $50^\circ$  и  $75^\circ$ ). Разница в степени метасоматических изменений подобных образцов практически не отражается на результатах ТМА (точки Кюри магнитной фракции образцов практически не различаются, см. те же образцы КС-46 и Г-288-В в табл. 1). Образцы с компонентами NRM, имеющими крутые наклоны, были выделены в отдельную группу со средним направлением намагниченности:  $D_{cp} = 125^\circ$ ,  $J_{cp} = 77^\circ$  (совокупность “д-II” на рис. 4, состоящая в данном случае всего из 3-х образцов), и, несмотря на их малочисленность, координаты палеополюса для нее были вычислены отдельно.

Совокупность векторов стабильных компонент NRM юго-восточного направления с пологими ( $<55^\circ$ ) наклонами (совокупность “д-I”, рис. 4) отличается разбросом, как и в случае дунитов, по склонению (он доходит до  $45^\circ$ ). Результаты петрографического анализа, выполненного для образцов этой совокупности, имеющих компоненты NRM, различающиеся склонением, не позволили, как и в случае образцов дунитов, уменьшить их разброс. Поэтому координаты

виртуального палеополюса вычислялись для всех образцов совокупности “д-I” (рис. 4) со средним направлением намагниченности:  $D_{cp} = 129^\circ$ ,  $J_{cp} = 35^\circ$ .

В ходе определения носителей намагниченности изученных клинопироксенитов был установлен по результатам ТМА только один ферромагнитный минерал. По пониженным температурам Кюри ( $T_k \sim 546-568^\circ \text{C}$ ) он был определен как титаномагнетит. В результате микроскопического и микрозондового исследований было установлено, что речь в данном случае идет о магнетите с изоморфной примесью титана [15]. Подобные минералы имеют пониженные температуры Кюри, обусловленные наличием в них изоморфных примесей. Для всех изученных клинопироксенитов был зафиксирован один тип необратимых термомагнитных кривых с незначительным магнитным гистерезисом (в качестве примера, обр. Г-321-А, рис. 5А), отличительной особенностью которого является приблизительное равенство исходных и конечных магнитных состояний. Но термомагнитные кривые фиксируют происходящие при прокаливании структурные изменения, поэтому кривые охлаждения не соответствуют кривым нагревания – наблюдается несовпадение намагниченности в их средней части. Это явление обусловлено, как и у некоторых дунитов, процессом структурно-чувствительной диффузии [11]. Кроме того, на термомагнитных кривых не фиксируется  $\gamma$ - $\alpha$ -переход, что указывает на отсутствие маггемита в ферромагнитной фракции всех изученных клинопироксенитов.

### Косьвиты

На рис. 3 представлены результаты термомагнитной чистки некоторых образцов косьвитов, свидетельствующие о том, что породы этой разновидности кондерских ультрабазитов, как и клинопироксениты, в большинстве случаев имеют однокомпонентный состав NRM. Их устойчивые компоненты только прямой, как и в случае двух первых разновидностей ультрабазитов, полярности формируют на стереопроекции две группы направлений (совокупности “ж” и “з” на рис. 4). Из них 8 образцов первой группы векторов (совокупность “ж” на рис. 4, составляющая чуть менее трети всей изученной выборки образцов косьвитов) имеют только однокомпонентные устойчивые направления NRM, близкие направлению современного геомагнитного поля (в качестве такого примера обр. К-322-В на рис. 3). Вторая группа косьвитов (совокупность “з” на рис. 4, состоящая из 18 образцов, что составляет более 2/3 выборки), стабильные составляющие NRM которых фиксируются в северо-восточных румбах, имеет среднее направление намагниченности:  $D_{cp} = 37^\circ$ ;  $J_{cp} = 67^\circ$ . Из 18 об-

разцов, составляющих вторую совокупность, половина имеет однокомпонентные намагниченности северо-восточного направления, устойчивые к нагревам. У второй половины образцов Т-размагничиванием было выявлено, что их NRM имеет двухкомпонентный состав. Неустойчивая компонента имеет направление, близкое современному геомагнитному полю, и убирается, как правило, при температуре 200–300° С. При этом, магнитная восприимчивость коьсвитов в процессе Т-размагничивания изменяется незначительно – в пределах 10 % относительно начального значения. Среднее направление совокупности северо-восточных векторов устойчивых компонент NRM, выделенных у коьсвитов, совпадает со средними направлениями совокупностей стабильных составляющих NRM северо-восточного направления, выделенными у дунитов и клинопироксенитов, которые были отобраны из зон контактов с маломощными жилами и дайками коьсвитов и щелочных сиенитов. Близость этих средних направлений NRM свидетельствует о том, что вообще намагниченность северо-восточного направления характеризует магнитное поле времени образования маломощных жильных и дайковых интрузивных тел в центральной части массива. Совокупность образцов коьсвитов с векторами стабильных компонент NRM, располагающимися в первом квадранте стереограммы (речь идет о группе “з” на рис. 4), отличает, как и в случае двух других разновидностей ультрабазитов, значительный разброс в направлениях, но только по наклону (от пологих (~ 20°) до крутых (~ 80°)).

Для выяснения причины этого разброса и получения ответа на вопрос, какое же из направлений стабильных компонент NRM, различающихся наклоном, отвечает намагниченности, соответствующей моменту кристаллизации коьсвитовых даек и жил, были привлечены, как и в первых двух случаях, результаты петрографического исследования. Они были получены как для образцов, имеющих намагниченность северо-восточного направления с крутым наклоном, так и для образцов с выделенной стабильной компонентой такого же направления, но с пологим наклоном, а также для образца, полностью перемагниченого современным геомагнитным полем (обр. Г-261-В, Г-262-Г и К-322-В в табл. 1). Было установлено, что во втором и третьем случаях образцы коьсвитов характеризуются, соответственно, частично и абсолютно неупорядоченной текстурой. В шлифах подобных образцов наблюдаются структуры распада этих минералов с образованием вторичного рудного материала. Направления стабильных, выделяемых Т-чисткой, компонент NRM таких образцов группируются в

области низких наклонов (как в случае обр. Г-262-Г, табл. 1). Было установлено, что величина наклона, разделяющая группу северо-восточных векторов компонент NRM, равняется, как и в случае дунитов и клинопироксенитов, 55°. Таких образцов, имеющих стабильные компоненты NRM северо-восточного направления с пологим (до 55°) наклоном и отличающихся заметным присутствием вторичного рудного минерала, оказалось всего два. Они были выделены в отдельную группу (“з-II” на рис. 3) и, наряду с группой образцов коьсвитов, перемагниченных современным магнитным полем, были отбракованы и при вычислении координат палеополюса не учитывались. В расчет брались только образцы коьсвитов группы “з-I” со средним направлением намагниченности:  $D_{cp.} = 35^\circ$ ,  $J_{cp.} = 73^\circ$ .

Терромагнитный анализ изученных образцов коьсвитов показал, что состав магнитной фракции их существенно не отличается от подобного состава клинопироксенитов. Основным носителем намагниченности большинства образцов, по результатам ТМА, является магнетит с изоморфной примесью титана [15]. В некоторых пробах содержится и маггемит. Для магнитной фракции всех изученных коьсвитов установлены два типа необратимых терромагнитных кривых. Первый тип характерен для ферромагнетиков из коьсвитов, имеющих стабильную компоненту намагниченности прямой полярности северо-восточного направления с наклоном, превышающим 55° (подобные обр. Г-261-В, рис. 3). Эти минералы отличаются пониженными температурами Кюри ( $T_k \sim 557\text{--}567^\circ\text{C}$ ) по сравнению с  $T_k$  стехиометрического магнетита. Они характеризуются приблизительно равными исходным и конечным состояниями с незначительным магнитным гистерезисом (обр. К-321-Б, рис. 5А). Такие минералы относятся к магнетитам без маггемитовой составляющей. На терромагнитных кривых подобного типа не фиксируется  $\gamma$ - $\alpha$ -переход, что и указывает на отсутствие в магнитной фракции маггемита. Второй тип необратимых терромагнитных кривых характерен для магнитных минералов коьсвитов, имеющих однокомпонентные намагниченности, ориентированные по современному геомагнитному полю (подобные обр. К-322-В, рис. 3), а также для минералов из образцов небольшой группы “з-II” (рис. 4), для которых, в свою очередь, была выделена стабильная компонента NRM северо-восточного направления с пологим (до 55°) наклоном (как у обр. Г-262-Г на рис. 3). Подобные ферромагнетики, отличительными особенностями которых являются некоторое понижение, как и в первом случае, температуры Кюри (~560–570° С) по сравнению с  $T_k$

магнетита и уменьшение начальных значений их намагниченности при прогревах (как у обр. Г-328-Б на рис. 5А), по всей видимости, представлены магнетитсодержащим магнетитом. Вторая особенность подобных ферромагнетиков как раз и указывает на присутствие в них магнетита, несмотря на отсутствие на кривых явного  $\gamma$ - $\alpha$ -перехода.

#### СВИДЕТЕЛЬСТВА ТЕРМОСТАТОЧНОЙ ПРИРОДЫ И ПЕРВИЧНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ КОМПОНЕНТ НАМАГНИЧЕННОСТЕЙ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Чтобы оценить возраст ультраосновных пород массива путем сопоставления вычисленных для них координат виртуальных палеомагнитных полюсов с палеополюсами, полученными для пород с надежно установленными возрастными датировками, необходимо, в первую очередь, найти аргументы, свидетельствующие о первичности и термоостаточной природе образования некоторых выделенных для образцов всех трех разновидностей ультрабазитов стабильных компонент намагниченностей.

В результате палеомагнитного изучения ультрабазитов было установлено, что для дунитов и клинопироксенитов выделяются по три совокупности стабильных компонент NRM: по одной – северо-восточного направления с крутым ( $>55^\circ$ ) наклоном и по две – юго-восточного направления с пологим ( $<55^\circ$ ) и крутым ( $>55^\circ$ ) наклонами (соответственно, совокупности “в-Г”, “е-Г”; “б-Г”, “б-II” и “д-Г”, “д-II” на рис. 4). Для третьей разновидности – косьвитов – выделена только одна совокупность компонент NRM северо-восточного направления с крутыми (более  $55^\circ$ ) наклонами (совокупность “з-Г”, рис. 4).

В ходе лабораторных исследований образцов всех трех разновидностей ультрабазитов были получены данные, указывающие на то, что только выделенные в дунитах и клинопироксенитах компоненты намагниченности юго-восточного направления с пологими ( $<55^\circ$ ) наклонами и выделенная в косьвитах компонента намагниченности северо-восточного направления с крутым ( $>55^\circ$ ) наклоном имеют термоостаточную природу образования. Подобные образцы ультрабазитов отличаются по результатам проведенного петрографического анализа либо полным отсутствием в них следов наложенных вторичных процессов метасоматических изменений (как в образцах дунитов Г-262-А, К-517-А, клинопироксенита КС-46, косьвита Г-261-В, табл. 1), либо незначительностью их проявления (как в образцах дунитов Г-310-А, Г-262-В, та же табл.).

Результаты, свидетельствующие о термоостаточной природе перечисленных выше характери-

стических компонент намагниченностей, представлены на рис. 5Б. Они включают в себя два факта. (1) Совпадение температурных спектров выделенной и созданной в образцах лабораторной термоостаточной (TRM) намагниченности после  $400^\circ\text{C}$  (рис. 5Б, а). (2) Величина параметра  $N_T$  в образцах с многодоменными зернами ферромагнетика превышает значение 0.24. Это свидетельствует о том, что ферромагнитная компонента образцов испытала воздействие температур выше  $T_k$  на стадии их кристаллизации (рис. 5Б, б-г). В табл. 1 приведены значения параметра  $N_T$  ( $<0.24$ ) для некоторых образцов ультрабазитов, имеющих компоненты NRM других направлений.

В палеомагнитных исследованиях ультрабазитов главным, наряду с происхождением перечисленных выше характеристических компонент NRM, является и вопрос их первичности. Необходимо иметь в виду, что Кондерский массив мог сформироваться, с одной стороны, либо в результате кристаллизации собственно дунитового расплава [2 и др.], либо в процессе внедрения и кристаллизационной дифференциации ультраосновного расплава повышенной щелочности [18 и др.]. С другой стороны, он мог быть сформирован в итоге перемещения к земной поверхности в закристаллизованном (но твердопластичном) состоянии неизмененного мантийного отторженца [1]. В первом случае первичность понимается как синхронность образования исследуемых пород и выделенной в них намагниченности. Во втором случае выделенные для ультраосновных пород намагниченности (или их компоненты) не характеризуют момент кристаллизации мантийного отторженца. В то же время, они будут первичны по отношению к моменту перехода разогретого мантийного отторженца, содержащего ферромагнетика, через их точку Кюри. Геологическая ситуация на массиве Кондер не дает возможности для применения всего комплекса палеомагнитных методов, обычно используемых для определения временного интервала, в течение которого могли бы возникнуть выделяемые при терморазмагничивании компоненты NRM. Все же были получены факты, свидетельствующие о первичности образования в ультрабазитах упомянутых выше компонент намагниченности.

Для дунитов таким фактом является совпадение направлений юго-восточных векторов стабильных компонент NRM, имеющих пологие ( $<55^\circ$ ) наклоны, выделенных для образцов, содержащих разные магнитные минералы (в частности, феррихромшпинелиды и титаномагнетиты).

Для клинопироксенитов плодотворный фактор – совпадение вектора определенной для них характери-

тической компоненты NRM юго-восточного направления, имеющей пологое ( $<55^\circ$ ) наклонение, с вектором выделенной для образцов дунитов характеристической компоненты NRM подобного направления, для которой есть свидетельства ее первичности. Речь идет о совокупностях “б-Г” и “д-Г” (рис. 4), соответственно, со средними направлениями намагниченности:  $D_{\text{ср.}} = 133^\circ$ ,  $J_{\text{ср.}} = 36^\circ$  и  $D_{\text{ср.}} = 129^\circ$ ,  $J_{\text{ср.}} = 35^\circ$ .

Для косьвитов аргументом, свидетельствующим о первичности образования характеристической компоненты NRM северо-восточного направления с крутым ( $>55^\circ$ ) наклонением, служит близость векторов характеристических компонент NRM подобного направления (практически их совпадение), выделенных для образцов косьвитов и дунитов, непосредственно контактирующих между собой. Такие образцы рассматриваются автором, соответственно, как обжигающие и обожженные. Это группа косьвитов “з-Г”, имеющих среднее направление намагниченности:  $D_{\text{ср.}} = 35^\circ$ ,  $J_{\text{ср.}} = 73^\circ$  и группа дунитов “в-Г” со средним направлением NRM:  $D_{\text{ср.}} = 28^\circ$ ,  $J_{\text{ср.}} = 73^\circ$  (рис. 4).

В качестве вспомогательного аргумента, свидетельствующего о первичности образования упомянутых выше характеристических компонент намагниченностей, можно рассматривать, по мнению автора, факт совпадения направлений стабильных компонент NRM у образцов каждой разновидности ультрабазитов из удаленных (до 7 км) друг от друга точек их отбора.

Совокупность приведенных фактов указывает на то, что характеристические компоненты намагниченности юго-восточного направления с пологими (до  $55^\circ$ ) наклонениями, выделенные для дунитов и клинопироксенитов, а также характеристическая компонента NRM северо-восточного направления с крутым (более  $55^\circ$ ) наклонением, выделенная для косьвитов, имеют термоостаточную природу образования и являются первичными. По положению виртуальных палеомагнитных полюсов, вычисленных для перечисленных выше направлений характеристических компонент NRM, можно оценить возраст всех трех разновидностей ультрабазитов, а также возраст массива в целом.

#### **ОЦЕНКА ВОЗРАСТА УЛЬТРАБАЗИТОВ (ПО ПОЛОЖЕНИЮ ВЫЧИСЛЕННЫХ ДЛЯ НИХ ВИРТУАЛЬНЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ)**

Среди работ, затрагивающих в той или иной степени проблемы возраста ультраосновных-щелочных пород массива Кондер или вообще интрузий центрального типа Алданского щита, являются достаточно обоснованными и заслуживают внимания, по мнению автора, работы, представляющие три

точки зрения, упомянутые в разделе “Проблема возраста ультрабазитов”. Согласно мнению Г.В. Андреева и др. [2, 8, 9, 19, 20], ультрабазиты и щелочные породы подобных интрузий являются образованиями единого магматического цикла мезозоя. Согласно мнению авторов, представляющих вторую точку зрения [31, 32], среди ультраосновных и щелочных пород мезозойского возраста некоторых массивов, в том числе Кондера, следует выделять дуниты докембрийского возраста. И, наконец, по мнению автора работы [17], представляющей третью точку зрения, образование подобных Кондеру массивов Сибирской платформы следует связывать с одной из критических эпох развития чехла платформы – заключительной стадией среднепалеозойского цикла (поздний девон–ранний карбон).

Поэтому из многочисленных, накопленных к настоящему времени палеомагнитных определений, более или менее отвечающих современным требованиям к качеству этих данных, особое внимание автором было уделено ряду палеополюсов именно по докембрию, палеозою и мезозою Алданского блока Сибирской платформы. В качестве референтных в настоящей работе используются следующие данные. Это, во-первых, фрагмент сибирской кривой кажущейся миграции полюса (КМП), представленный в работе В.Э. Павлова с соавторами [23]. В ней последовательность сибирских полюсов образована полюсами, полученными для рифейских осадочных пород керпильской (малгинская свита) [21], лахандинской (нерюенская и игнеканская свиты) [22], уйской (кандыкская и усть-кирбинская свиты) серий и позднерифейских основных силлов Юдомо-Майской зоны [23] Учуро-Майского района, а также вендским полюсом, по Е.Л. Гуревичу [5], и ранне-среднекембрийскими полюсами из работы С.А. Писаревского с соавторами [37]. Фрагмент представлен на рис. 6А. Во-вторых, – фрагмент кажущейся миграции палеомагнитного полюса Сибирской платформы в интервале поздний кембрий–средний триас [30], представленный на том же рис. 6В. И, наконец, в-третьих, – уточненная траектория кажущейся миграции палеополюса для Евразии за последние 200 млн лет [34], также представленная на рис. 6Б.

В первую очередь, координаты палеополюсов (табл. 2) были вычислены по характеристическим компонентам NRM юго-восточного направления с пологими ( $<55^\circ$ ) наклонениями, выделенным для образцов дунитов и клинопироксенитов (совокупности образцов “б-Г” и “д-Г”, рис. 4), и по характеристической компоненте NRM северо-восточного направления с крутым ( $> 55^\circ$ ) наклонением, выделенной для

Таблица 2. Палеомагнитные характеристики ультрабазитов массива Кондер.

Порода	Группа	Кол-во определений	Способ определения	Полярность	D° <sub>ср</sub>	I° <sub>ср</sub>	K	α° <sub>95</sub>	Plong°	Plat°	d <sub>p</sub> °	d <sub>m</sub> °
Дуниты	б-I	24	Т-размагничивание	N	133	36	18	7	178	-4	5	8
	в-I	31	-«-	N	28	73	91	3	206	75	4	5
	б-II	6	-«-	N	115	78	92	6	163	44	11	11
Клинопироксениты	д-I	11	-«-	N	129	35	24	8	181	-2	6	10
	е-I	16	-«-	N	27	73	223	2	204	75	4	4
	д-II	3	-«-	N	125	77	62	10	161	39	18	19
Косъвиты	з-I	16	-«-	N	35	73	102	3	206	71	5	6

*Примечание.* Т-размагничивание – терморазмагничивание до температуры 600°C; N – прямонамагнитные образцы; D°<sub>ср</sub> I°<sub>ср</sub> – склонение и наклонение среднего вектора NRM в современной системе координат; K – кучность распределения (разброс направлений NRM); α°<sub>95</sub> – радиус круга доверия для уровня вероятности 0.95; Plong°, Plat° – долгота и широта Северного полюса Земли в эпоху образования NRM пород (относительно современной градусной сетки); d<sub>p</sub>° и d<sub>m</sub>° – полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0.95.

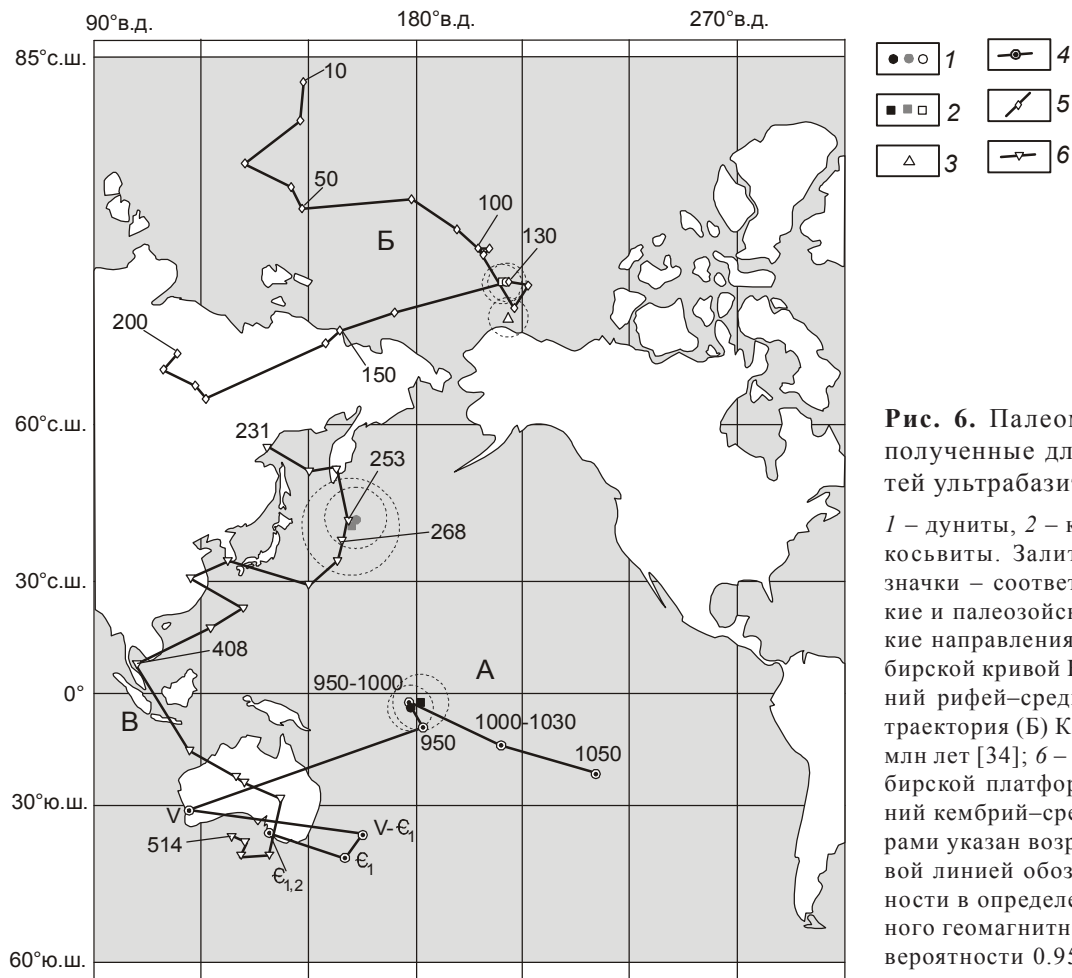
косъвитов (совокупность “З-I”, рис. 4). Для них в ходе лабораторных исследований были получены свидетельства, указывающие на первичность и термоостаточную природу образования.

Результат сопоставления полученных для дунитов и клинопироксенитов палеомагнитных полюсов друг с другом и с референтными палеополюсами позволил автору сделать вывод об одновременности (в геологическом смысле) кристаллизации дунитов и клинопироксенитов. При этом, палеополюсы, полученные для этих характеристических намагнитченностей, располагаются в непосредственной близости от палеомагнитных полюсов позднерифейских (1000–950 млн лет, возраст определен с помощью Sm-Nd, K-Ag и U-Pb методов) силлов Учуро-Майского района, а также от полюса, полученного по породе, близкой им по возрасту кандыкской свиты уйской серии [23] (рис. 6А). Это, в свою очередь, позволило сделать вывод о том, что одновременная (или близкая по времени) кристаллизация дунитов ядерной части массива и клинопироксенитов краевой кольцевой зоны происходила в позднем рифее. Отличие же направления первичной намагнитченности, выделенной в косъвитах, от направлений первичных намагнитченностей, выделенных в дунитах и клинопироксенитах, говорит о том, что косъвиты не являются образованиями одного с ними возраста. Палеополюс, вычисленный для характеристической, выделенной для косъвитов, намагнитченности северо-восточного направления с крутым (>55°) наклоном, располагается в непосредственной близости от палеомагнитного полюса раннего мела для Евразии [34], что свидетельствует о мезозойском (точнее, раннемеловом) возрасте косъвитов. Отмеченная выше близость направлений характеристических компонент NRM со-

вокупностей северо-восточных векторов, имеющих крутые (>55°) наклоны, выделенных для всех трех разновидностей ультрабазитов, и, как следствие, близость координат их палеополюсов свидетельствуют о том, что формирование многочисленных мало-мощных даек и жил косъвитов и щелочных сиенитов среди пород двух разновидностей ультрабазитов – дунитов и клинопироксенитов – ядерной части массива происходило одновременно в раннемеловое время и является следствием мезозойской тектономагматической активизации, охватившей Сибирскую платформу, Алданский щит и массив.

По палеомагнитным полюсам, рассчитанным для двух наиболее древних разновидностей ультрабазитов массива Кондер, возраст самого массива оценивается автором настоящей работы как поздне-рифейский. При этом следует отметить, что вывод об одновременности образования дунитов и клинопироксенитов массива и об их позднерифейском возрасте противоречит мнению исследователей [например, 32], относящих только дуниты к докембрийским образованиям, а клинопироксениты – к мезозойским продуктам переработки дунитов, возникшим при воздействии на них высокотемпературной основной магмы в зонах их контакта. Этот тезис об одновременности кристаллизации дунитов и клинопироксенитов в докембрии нашел свое подтверждение в единственной на настоящее время работе [16], посвященной исследованию особенностей распределения элементов платиновой группы в дунитах и клинопироксенитах двух концентрически-зональных массивов Алданского щита (Кондера и Инагли). В этой работе автор указывал на необходимость выделения этих двух разновидностей ультрабазитов в составе единой докембрийской интрузивной фазы. Вывод об





**Рис. 6.** Палеомагнитные полюсы, полученные для трех разновидностей ультрабазитов массива Кондер. 1 – дуниты, 2 – клинопироксениты, 3 – косцевиты. Залитые (черные и серые) значки – соответственно, докембрийские и палеозойские, полые – мезозойские направления; 4 – фрагмент (А) сибирской кривой КМП в интервале поздний рифей–средний кембрий [23]; 5 – траектория (Б) КМП для Евразии за 200 млн лет [34]; 6 – фрагмент (В) КМП Сибирской платформы в интервале поздний кембрий–средний триас [30]. Цифрами указан возраст, млн лет. Штриховой линией обозначены круги погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0.95.

отличии возраста косцевитов от возрастов дунитов и клинопироксенитов противоречит представлениям Г.В. Андреева [2] и М.П. Орловой с соавторами [19], которые придерживались в своих работах тезиса о равенстве возрастов всех трех разновидностей кондерских ультрабазитов и относили их образование к мезозойскому периоду активизации Алданского щита. В основе этих представлений лежат возрастные определения (порядка 150–120 млн лет), полученные К-Аг методом.

Палеополюсы, вычисленные по характеристическим компонентам намагниченностей, выделенным у ничтожно малого количества образцов дунитов и клинопироксенитов, имеющих юго-восточные направления с крутыми (>55°) наклонениями (совокупности “б-II” и “д-II” в табл. 2), близки друг к другу. Они лежат в непосредственной близости от палеополюсов ранней и поздней перми Сибирской платформы [30]. Наличие в коллекциях образцов двух разновидностей ультрабазитов (дунитов и клинопироксенитов) из центральной части массива, имеющих векторы NRM юго-восточного и северо-восточ-

ного направлений с крутыми наклонениями, является, по мнению автора, свидетельством того, что Кондер претерпел за время своего существования палеозойскую и мезозойскую посткристаллизационные активизации. Последствия палеозойского этапа в ультрабазитах были почти полностью уничтожены результатами произошедшей затем мезозойской активизации. Этим, по-видимому, и объясняется малое число образцов с NRM юго-восточного направления, имеющими крутые (>55°) наклонения. Так, из 100 исследованных автором ориентированных образцов дунитов всего у 6 выделяются устойчивые компоненты NRM юго-восточного направления с крутыми наклонениями, из 45 изученных образцов клинопироксенитов – всего у 3-х.

Дополнительным свидетельством того, что Кондер претерпел два этапа (палеозойский и мезозойский) посткристаллизационной активизации, могут служить геохронологические определения, с одной стороны, порядка 150–120 млн лет, с другой стороны – определение в 250 млн лет, полученное для ультрабазитов массива К-Аг методом [13]. Еще

одним аргументом, свидетельствующим о палеозойском этапе активизации, являются данные о возрасте платиноидной минерализации, полученные Re-Os методом для одного из кондерских минералов платиновой группы – иридомина, – извлеченного из дунитов. Полученный для него изотопный возраст варьирует в интервале 370–260 млн л. [14]. То, что Кондер (по результатам палеомагнитного изучения ультрабазитов) претерпел мезозойскую активизацию, согласуется с мнением С.Н. Авдонцева и К.Н. Малича [1] о том, что окончательное становление Кондерского комплекса связано с мезозойской активизацией Сибирской платформы.

### ВЫВОДЫ

Анализ результатов палеомагнитных исследований, выполненных на образцах всех трех разновидностей ультраосновных пород массива Кондер – дунитов, клинопироксенитов, косьвитов, – позволяет сделать следующие выводы:

1. Для части исследованных образцов выделены характеристические компоненты NRM, для которых были установлены первичность и термооста- точная природа происхождения. Они могут быть использованы для оценки возраста всех разновидностей ультраосновных пород.

2. Кристаллизация дунитов ядерной части массива и клинопироксенитов внешнего кольца, окаймляющего дуниты, по вычисленным для них координатам палеополюсов (соответственно,  $P_{long} = 178^\circ$ ,  $P_{lat} = -4^\circ$  и  $P_{long} = 181^\circ$ ,  $P_{lat} = -2^\circ$ ), происходила одновременно в позднем рифее.

3. Косьвиты не являются образованиями одного с дунитами и клинопироксенитами возраста; по полученным для них координатам палеополюса ( $P_{long} = 206^\circ$ ,  $P_{lat} = 71^\circ$ ) их возраст оценивается как раннемеловой.

4. Образование маломощных жильных и дайковых тел косьвитов и щелочных сиенитов в дунитах и подобных им тел щелочных сиенитов в клинопироксенитах массива происходило одновременно в раннем мелу.

5. Возраст массива на основании палеомагнитных данных по двум наиболее древним разновидностям ультраосновных пород – дунитов и клинопироксенитов – оценивается автором как позднерифейский.

Автор выражает искреннюю благодарность А.Н. Диденко за ряд полезных замечаний и ценных советов по статье.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционной программы Отделения Наук о Земле РАН № 7 и РФФИ (проект № 09-05-00223).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонцев С.Н., Малич К.Н. Геодинамическая модель образования массивов Кондерского комплекса // Геология и геофизика. 1989. № 7. С. 27–32.
2. Андреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 76 с.
3. Архангельская В.В., Кац А.Г. Мезозойские магматические породы восточной окраины Алданского щита // Сов. геология. 1959. № 4. С. 67–82.
4. Архангельская В.В. Гетерогенные интрузивные массивы платформ и областей завершённой складчатости // Сов. геология. 1968. № 1. С. 36–45.
5. Гуревич Е.Л. Палеомагнетизм верхнедокембрийских толщ Иркутского амфитеатра, проблемы их корреляции и палеогеографического положения // Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Л.: ВНИГРИ, 1981. С. 11–22.
6. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
7. Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Докл. АН СССР. 1961. Т. 141, № 3. С. 687–689.
8. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южноверхолян- ской провинций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 15–23.
9. Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Но- восибирск: Наука. 1991. 168 с.
10. Емельяненко Е.П., Масловский А.Н., Залищак Б.Л. и др. Закономерности размещения рудной минерализации на Кондерском щелочно-ультраосновном массиве // Геологи- ческие условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 100–113.
11. Жилиева В.А., Колесников Л.В., Петрова Г.Н. О частич- ном самообращении термоостаточной намагниченности у природных ферримангнетиков ряда  $FeFe_2O_4-Mg_2TiO_4$  // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 10. С. 59–71.
12. Каретников А.С. О возрасте клинопироксенитов и косьви- тов массива Кондер (по палеомагнитным характери- стикам) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 5. С. 588–599.
13. Каретников А.С. К проблеме определения возраста масси- ва Кондер // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 4. С. 76– 83.
14. Костянов А.И. Модельный Re-Os возраст платиновых минералов // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 6. С. 545–550.
15. Малич К.Н. Типоморфизм и платиноносность ферриши- пинелидов Кондерского ультраосновного массива // Зап. ВМО, 1989. Вып. 3. С. 35–42.
16. Малич К.Н. Особенности распределения элементов пла- тиновой группы в породах ультраосновных массивов Алданского щита // Геохимия. 1990. № 3. С. 425–429.
17. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, ге- незис). СПб.: ВСЕГЕИ. 1999. 296 с.
18. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно- ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.

19. Орлова М.П., Авдеева О.И., Федорова И.В., Яковлева Л.В. Новые данные по радиологическому датированию Кондерского массива и вмещающих его пород (восточная часть Алданского щита) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 677–680.
20. Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива (Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1991. Т. 20, № 1. С. 80–88.
21. Павлов В.Э., Галле И. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце мезопротерозоя по палеомагнитным данным // Геотектоника. 1999. № 6. С. 16–28.
22. Павлов В.Э., Галле И., Шацилло А.В. Палеомагнетизм верхнерифейской лахандинской серии Учуро-Майского района и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента // Физика Земли. 2000. № 8. С. 23–34.
23. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
24. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
25. Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С. Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ag изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80–91.
26. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
27. Соловьев И.Л. Вибрационный магнитометр с магнитной подвеской // Магнитные свойства минералов и проблемы палеомагнетизма и петромагнетизма. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 186–191.
28. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 527 с.
29. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 252 с.
30. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: Изд-во ВНИИГРИ, 1991. С. 154–176.
31. Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных-щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 23–35.
32. Шнай Г.К., Куранова В.Н. Новые данные о возрасте дунитов в сложных массивах ультраосновного-щелочного состава // ДАН СССР. 1981. Т. 261, № 4. С. 950–952.
33. Шолпо Л.Е., Лузянина Э.Н. Метод изучения температурной предыстории горных пород // Магнетизм горных пород. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1974. С. 71–78.
34. Besse J., Courtillot V. Revised and Synthetic Apparent Polar Wander Paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and True Polar Wander Since 200 Ma // Journal of Geophysical Research, 1991. V. 96, N B3, P. 4029–4050.
35. Cabri L.-J., Stern R.A. and Gzamanske G.K. Osmium isotope measurements of Pt-Fe alloy placer nuggets from the Konder intrusion using a Shrimp II ion microprobe // 8<sup>th</sup> International Platinum Symposium. Abstracts. 28 June-3 July 1998. Johannesburg. The South African Institute of Mining and Metallurgy. Sympos. Ser. S18. P. 55–58.
36. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Rog. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
37. Pisarevsky S.A., Gurevich E.L., Khramov A.N. Paleomagnetism of Lower Cambrian sediments from the Olenek river section (northern Siberia): paleopoles and the problem of magnetic polarity in the Early Cambrian // Geophys. J. Int. 1997. N 130. P. 746–756.
38. Van der Voo R. Paleomagnetism of the Atlantic Tethys and Lapetus oceans. Cambridge Univ. Press. 1993. 411 pp.
39. Zijdeveld J.D. A. c. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism / Ed. D.W. Collinson, K.M. Kreer. Amsterdam: Elsevier Publ. Co. 1967. P. 254–286.

*Рекомендована к печати А.Н. Диденко*

### *A.S. Karetnikov*

#### **Paleomagnetism of ultrabasites in the Konder massif and its age assessment**

Petro- and paleomagnetic study of ultrabasic rocks (dunites, clinopyroxenites, koswites) was carried out in the Konder massif. The arguments in favor of the priority and thermal remanence nature of the distinguished characteristic magnetization components are given. The calculated paleomagnetic pole coordinates are the following: a)  $Plat = -4^\circ$ ,  $Plong = 178^\circ$ ,  $d_p = 5^\circ$ ,  $d_m = 8^\circ$ , for dunites; b)  $Plat = -2^\circ$ ,  $Plong = 181^\circ$ ,  $d_p = 6^\circ$ ,  $d_m = 10^\circ$ , for clinopyroxenites; c)  $Plat = 71^\circ$ ,  $Plong = 206^\circ$ ,  $d_p = 5^\circ$ ,  $d_m = 6^\circ$ , for koswites. Based on paleomagnetic and petromagnetic data, the age of dunites and clinopyroxenites is presumed to be Early Proterozoic; and that of koswites, Early Cretaceous. Generally, the massif is dated as Early Neoproterozoic (1000–950 Ma).

**Key words:** paleomagnetic studies, ultrabasites, petrographic analysis, poles, the age of the massif, Konder, the Aldan Shield.

**СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД В МЕТАВУЛКАНИТАХ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ**

*И.А. Тарарин, З.Г. Бадрединов, Е.А. Ноздрачев, О.И. Шарова*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Поступила в редакцию 29 июля 2009 г.

Приведены детальные минералогические и геохимические данные по метаморфизованным железо-марганцевым породам, образующим редкие линзовидные тела среди метавулканитов Хавывенской возвышенности и Ганальского хребта Восточной Камчатки. Показано, что это своеобразные порфирированные породы полосчатого строения, состоящие из марганцовистого граната и амфибола, к которым приурочены крупные (до 1–5 мм) порфиробласты магнетита. Совместно с магнетитом в железо-марганцевых породах Хавывенской возвышенности, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, присутствует ильменогематит. Магнетит аналогичных пород Ганальского хребта, измененных в условиях амфиболитовой фации, характеризуется структурами распада и содержит тонкие ламеллы марганцовистого ильменита, окруженного мельчайшими кристаллами железо-глиноземистой цинксодержащей шпинели. Сопоставление железо-титановых оксидов железо-марганцевистых сланцев Хавывенской возвышенности и Ганальского хребта свидетельствует, что метаморфизм этих структур отличался не только температурой и давлением, но и летучестью кислорода. Метаморфогенное минералообразование в сланцах Хавывенской возвышенности происходило в более окислительных условиях, чем в аналогичных породах Ганальского хр.

Гранаты изученных пород обладают прогрессивной зональностью, выражающейся в увеличении содержания железа, магния и кальция и снижении концентрации марганца от центра к краям кристаллов. Прогрессивный тип зональности характерен и для амфиболов железо-марганцевых пород Хавывенской возвышенности, в которых ядра кристаллов сложены марганцовистым актинолитом, а краевые зоны – кальциево-натриевым амфиболом (винчитом и реже барруазитом), свидетельствуя о повышении температуры, давления и фугитивности кислорода в процессе метаморфизма. Для более высокотемпературных пород Ганальского хр. типична магнезиальная и чермакитовая роговая обманка.

Линзовидная морфология Fe-Mn пород Восточной Камчатки, приуроченность их к существенно вулканогенным отложениям, высокие содержания оксида железа (до 20 и более %) и оксида марганца (до 7–10 %) и пониженные содержания Ba, Sr и Pb позволили сопоставить изученные породы с железо-марганцевыми корками океанических областей и предположить их осадочное (гидрогенное) происхождение и формирование в условиях окраинноморского бассейна островодужных систем активной континентальной окраины тихоокеанского типа в периоды резкого затухания вулканической деятельности и сильных подводных течений, выносящих основную часть литогенного осадочного материала.

**Ключевые слова:** основные метавулканиты, железо-марганцевые породы, Ti-Fe-Mn оксиды, Восточная Камчатка.

**ВВЕДЕНИЕ**

Железо-марганцевые породы и руды пользуются широким распространением в различных по геологическому положению, возрасту, происхождению и степени метаморфизма породах западной части Тихоокеанского пояса. Они известны на Сино-Корейском и Алданском щитах, Ханкайском и Буреинском массивах, в Становой, Монголо-Охотской и Сихотэ-

Алинской складчатых областях, в Охотском море, на подводных вулканах Курильской островной дуги и в Японии [1, 6, 14, 17, 22, 23]. Марганцевые породы и руды приурочены к разновозрастным вулканогенно-осадочным, реже осадочным формациям. По своей природе они являются вулканогенно-осадочными, осадочными и реже гидротермальными образованиями, сформировавшимися в морских бассейнах, озерах

и океанических областях и в процессе формирования нередко испытывавшими региональный метаморфизм от зеленосланцевой до гранулитовой фации, контактовый метаморфизм и метасоматоз. Рудоносные горизонты железо-марганцевых пород и руд приурочены к верхам осадочно-вулканогенных ритмов – к осадкам, отвечающим периодам относительного затишья в активной вулканической деятельности. Рудные залежи – преимущественно линзо- и пластообразные слои различной мощности и происхождения.

Об источниках марганца существуют диаметрально противоположные взгляды. Одни исследователи [10–12, 18 и др.] считают, что основная часть марганца, значительное количество железа, кремния и целого ряда других элементов, содержащихся в морской воде, имеют гидротермальное происхождение, по мнению других [4, 30 и др.], – “...эндогенные процессы не являются существенным источником поставки Mn для формирования железо-марганцевых отложений (ЖМО) в океане... Основным источником Mn для формирования океанических Fe-Mn-руд является терригенный снос с континентов” [4, с. 155]. Г.Н. Батурин [5] считает, что “основным источником вещества в океане традиционно считаются континентальные массивы и недра Земли под дном океана, основными путями доставки в океан – речной сток, вулканические извержения и гидротермальные флюиды” [5, с.7].

Железо-марганцевые породы и руды характерны и для поздне меловых стратифицированных комплексов северо-западной и юго-восточной зон Камчатки [25, 28, и др.], различающихся по составу и условиям формирования. В составе позднего мела северо-западной зоны преобладают песчано-сланцевые отложения, отлагавшиеся у подножия континентального склона пассивной окраины Азиатского континента [36], а в одновозрастных разрезах юго-восточной зоны преимущественным развитием пользуются вулканогенные образования (туфы и туфогенно-осадочные породы), слагающие выступы среди кайнозойских отложений [37]. Границей между вулканогенными комплексами позднего мела юго-восточной зоны с одновозрастными терригенными отложениями северо-западной зоны является крупный Ватыно-Лесновско-Андриановский шов, формировавшийся в течение эоцена–раннего миоцена [13, 16, 29, 35, 37].

Во многих районах северо-западной и юго-восточной зон Камчатки среди поздне меловых и палеогеновых кремнисто-вулканогенных формаций установлены мелкие марганцевые рудопроявления, образующие линзообразные залежи небольшой мощности (до 3–10 м) преимущественно среди вулканоген-

ных пород, кремнистых алевролитов и кремнистых сланцев [8, 19]. Подобные рудопроявления обнаружены в Корякском нагорье (Итчайваямское рудопроявление), на западном (Паланское рудопроявление) и восточном побережьях Камчатки, на о. Карагинском, в междуречье Хайрюзово-Тигиль, на западных склонах Валагинского хр. и в черте г. Петропавловска-Камчатского. Рудные тела этих рудопроявлений представлены линзами и пластами мощностью 0.2–3.0 м среди кремнистых и песчано-глинистых отложений и сложены в основном браунитом, родохрозитом и гаусманитом [8]. Содержание оксида марганца в рудах варьирует от 4–10 до 35–45 мас. %.

Неметаморфизованные микрослойки аргиллитов, обогащенных оксидами железа и марганца (18–20 % FeO, 3–5 % MnO), встречаются в толще ритмичного переслаивания красно-бурых радиоляритовых яшм и розовых нанопланктоновых и кремнистых известняков в составе смагинской свиты альб-сеноманского возраста Восточной Камчатки. Химический состав аргиллитов отвечает составу древних и современных металлоносных осадков Тихого океана [27].

Значительно реже среди поздне меловых метаморфизованных вулканогенных отложений Камчатки встречаются линзовидные тела “экзотических” образований, обогащенных магнетитом и марганцовистым гранатом. Эти метаморфизованные железо-марганцевые породы (обычно описываемые как гранатиты) обнаружены среди основных метавулканитов ганальской серии Ганальского хребта и зеленых сланцев Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки (рис. 1).

#### ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ ПОРОДЫ ХАВЫВЕНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

В Хавывенской возвышенности, расположенной в западной части п-ова Озерного (1, рис. 1) и сложенной метаморфическими породами зеленосланцевой фации, метаморфизованные железо-марганцевые сланцы встречаются в виде делювиальных обломков в истоках р. Правая Кварцевая среди зеленых сланцев верхней толщи хавывенской серии.

В составе хавывенской серии выделены нижняя толща амфибол-слюдистых ( $\pm$ гранат), эпидот-слюдистых ( $\pm$ гранат) кристаллических сланцев и слюдистых ( $\pm$ гранат) кварцитовых сланцев видимой мощностью около 500 м и верхняя толща эпидот-амфиболовых и фенгит-амфиболовых зеленых сланцев и эпидот-амфибол-слюдистых кварцитов общей мощностью около 750 м. Детальная характеристика минерального, химического и изотопного состава метаморфических пород хавывенской серии приведена в работах [3, 21, 31, 32, 34].

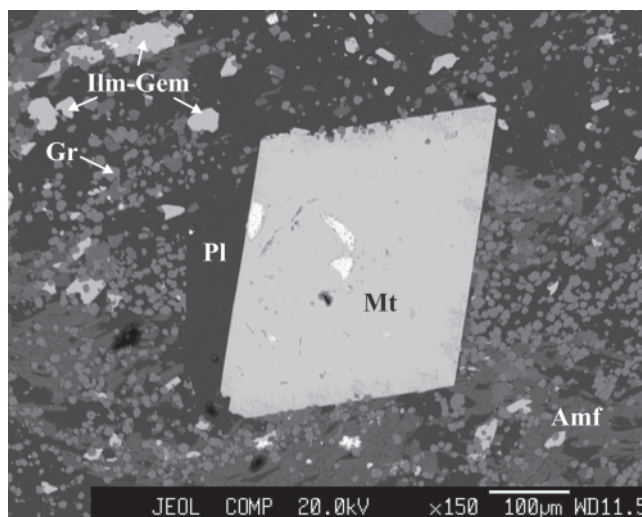
В зеленых сланцах верхней толщи преобладают альбит и сине-зеленый амфибол, к которым в



**Рис. 1.** Хавывенская возвышенность (1) и Ганальский хребет (2) на обзорной карте Камчатки.

различных количественных соотношениях присоединяются эпидот, хлорит, мусковит-фенгит, апатит, сфен, магнетит, ильменит и сульфиды (в основном пирит). Для краевых зон кристаллов амфибола типична смена кальциевого амфибола ядра (актинолит, марганцевый актинолит) кальциево-натриевым (винчитом, по [38]).

По составу зеленые сланцы отвечают альбитизированным (спилитизированным) базальтам (преобладают), трахибазальтам и трахиандезитобазальтам толеитовой и известково-щелочной серий островных дуг [32, 34]. Специфической особенностью состава этих пород является повышенная титанистость и железистость, низкие концентрации оксида калия и литофильных элементов с большими ионными радиусами. Низкие K-Na-отношения обусловлены интенсивными процессами спилитизации исходных вулканических пород с замещением первичного плагиоклаза альбитом. Для зеленых сланцев характерен деплетированный спектр распределения легких лантаноидов, аналогичный спектру распределения РЗЭ толеитов MOR [34]. Существенным отличием этих пород от толеитов срединно-океанических хребтов является значительный Nb-Ta-минимум, свидетельствующий об участии субдукционного компонента в магмогенезисе исходных вулканитов. Отношения изотопов неодима в зеленых сланцах варьируют в пределах 0.512972–0.513243 [34], соответствуя толеитам MOR, в которых  $\epsilon_{Nd} = 8-13$ . В связи с интенсивной спилитизацией исходных пород состав изо-



**Рис. 2.** Порфирировидный кристалл магнетита, окруженный альбитовой оторочкой, в магнетит-альбит-амфибол-гранатовом зеленом сланце Хавывенской возвышенности (обр. 1180-1).

Снимок в отраженных электронах.

топов стронция изменяется в широких пределах ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70445-0.70815$ ), отвечая изотопным отношениям стронция измененных базальтов срединно-океанических хребтов. Изотопные отношения свинца отвечают области составов между изотопными отношениями свинца примитивной мантии и островных дуг ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.0919-18.5581$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.37-15.5112$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.0227-38.0350$ ).

Метаморфизованные железо-марганцевые образования – порфиробластические полосчатые породы с тонкоплойчатой текстурой. Порфиробласты (около 10–15 % объема) представлены хорошо образованными кристаллами магнетита размером до 1–3 мм, нередко окруженными тонкими оторочками альбита (рис. 2). Полосчатость подчеркивается невыдержанными слоями альбит-амфиболового состава мощностью 1–5 мм и более мощными (до 10–20 мм) полосками существенно гранатового состава. Порфиробласты магнетита располагаются как в альбит-амфиболовых, так и гранатовых слоях.

В гранатовых слоях преобладают изометричные кристаллы зонального граната размером 5–40 микрон (рис. 3), ассоциирующегося с призматическими кристаллами зеленого амфибола размером 0.05–0.5 мм. В альбит-амфиболовых полосках плагиоклаз количественно резко подчинен амфиболу. В этих же полосках отмечаются редкие чешуйки биотита, частично замещающего амфибол. Эпидот и ильменогематит с апатитом образуют редкие маломощные прожилки.

Состав минералов железо-марганцевых сланцев Хавывенской возвышенности приведен в табл. 1. Из нее видно, что кристаллы граната характеризуются высоким содержанием спессартиновой молекулы (до 60–70 % *Spes*\*) и прогрессивной зональностью, выражающейся в снижении содержания марганца и увеличении концентраций железа, магния и кальция от центра к краям кристаллов. Содержание пирропа в гранатах ничтожно мало.

Амфибол сланцев, образующий призматические и реже скелетные (футлярообразные) кристаллы, также обладает зональным строением. Центральные части кристаллов сложены актинолитом, а краевые зоны – кальциево-натриевым амфиболом (винчитом и реже барраузитом). Подобный характер зональности и использование эмпирического амфиболового геотермометра [24] свидетельствуют, что кальциево-натриевые амфиболы краевых зон формировались при низких температурах (около 350°C) и повышенном давлении (около 3 кбар), накладываясь на еще более низкотемпературные и низкobarные ассоциации центральных частей кристаллов ( $T = 300^\circ\text{C}$ ;  $P_s$  – около 1 кбар), формировавшихся на начальных этапах прогрессивного метаморфизма исходных пород (табл. 1).

Магнетит порфирированных выделений (рис. 2) содержит незначительную примесь оксида марганца и не содержит оксида титана (табл. 1), что свидетельствует о метаморфогенной природе этого минерала. В краевых зонах и по микротрещинам магнетит замещается гематитом. Основным концентратом титана в породе является ильменогематит, содержание оксида титана в котором может достигать 8 мас. % (табл. 1). Ильменогематит образует мелкие (размером в первые микроны) удлиненные кристаллы в ассоциации с гранатом и амфиболом (рис. 3).

Структурные взаимоотношения силикатных (зональность гранатов и амфиболов) и рудных минералов (последовательная смена оксидов железа более окисленными формами, обрастание и замещение магнетита гематитом) изученных пород отвечают условиям повышения температуры метаморфогенного минералообразования, происшедшего на фоне увеличения парциального давления кислорода, значения которого превосходили уровень магнетит-гематитового буфера, о чем свиде-

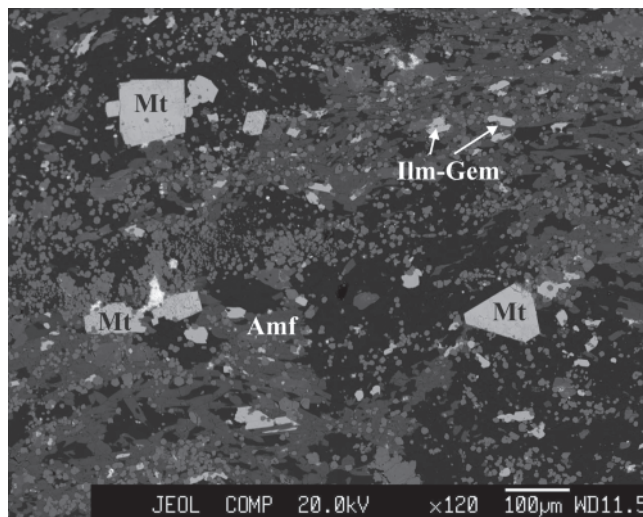


Рис. 3. Магнетит-альбит-амфибол-гранатовый сланец Хавывенской возвышенности (обр. 1180-1).

Магнетит – крупные, хорошо ограненные кристаллы белого цвета, ильменогематит – мелкие удлиненные кристаллы. Серые мелкие изометричные зерна – спессартиновый гранат. Снимок в отраженных электронах.

тельствует смена магнетита ильменогематитом и замещение актинолита кальциево-натриевым амфиболом (винчитом и барраузитом).

#### ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ ПОРОДЫ ГАНАЛЬСКОГО ХРЕБТА

В Ганальском хр. (2, рис. 1) метаморфизованные железо-марганцевые породы встречаются среди метаморфических образований ганальской серии, в составе которой выделяются три толщи (снизу-вверх): вахталкинская, воеводская и дявольская [8, 15, 20, 33]. Вахталкинская толща мощностью 800–900 м сложена амфиболитами и биотит-амфиболовыми сланцами с маломощными прослоями плагиогнейсов, аподацитовых метавулканитов, кварцитов и мраморов. Воеводская толща (200–300 м) состоит из биотитовых, гранат-биотитовых и гранат-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов и реже гнейсов и их мигматизированных разновидностей, содержащих маломощные прослои амфиболитов, кварцитов и мраморов. Дявольская толща мощностью более 2000 м, венчающая разрез ганальской серии, представлена чередованием амфиболитов, биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов с редкими прослоями кварцитов и мраморов.

Метаморфизованные железо-марганцевые образования образуют небольшие линзовидные обособления среди амфиболитов вахталкинской и дявольской толщ, породы которых по составу отвечают островодужным (содержание  $\text{TiO}_2$  обычно ниже

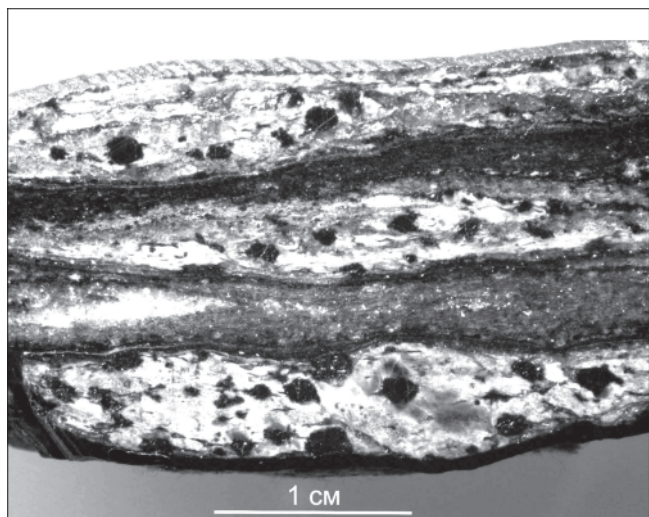
\*В статье приняты следующие символы: *Alm* – алмандин, *Amf* – амфибол, *Gr* – гранат, *Grs* – гроссуляр,  $f\text{O}_2$  – фугитивность кислорода, *Ilm* – ильменит, *Ilm-Hem* – ильменогематит, *Mt* – магнетит,  $Pl_{17}$  – плагиоклаз и содержание в нем анортитовой молекулы  $X_{An} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ , *Prp* – пирроп, *Spes* – спессартин, *Q* – кварц,  $X_{Mg} = \text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})$ . С – центр, г – край кристалла. Состав амфибола – по [38].

**Таблица 1. Представительные микронзондовые анализы минералов магнетит-альбит-амфибол-гранатовых сланцев Хавывенской возвышенности (обр. 1180-1).**

Компонент	Гранат			Амфибол							Альбит	Ортоклаз	Магнетит	Ильмено-гематит
	1 <sub>c</sub>	1 <sub>r</sub>	2 <sub>r</sub>	1 <sub>c</sub>	1 <sub>r</sub>	2	3 <sub>c</sub>	3 <sub>r</sub>	4 <sub>c</sub>	4 <sub>r</sub>				
SiO <sub>2</sub>	37.57	37.09	38.03	50.58	51.68	53.74	54.22	50.87	50.32	52.35	68.23	63.06	-	-
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	-	7.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.72	20.31	18.31	4.26	2.82	1.81	1.42	4.12	4.74	2.32	19.44	17.86	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	68.97	86.11
FeO	6.62	16.41	9.68	16.83	15.15	12.85	11.83	16.10	18.03	14.11	0.37	0.56	30.62	-
MnO	30.82	16.96	27.34	1.28	1.25	1.66	1.33	1.00	0.91	1.34	0.00	0.00	0.38	0.50
MgO	0.03	0.30	0.00	11.38	12.72	14.49	14.69	11.93	10.97	13.65	0.00	0.00	-	-
CaO	6.18	7.94	6.39	7.64	8.56	9.75	10.40	7.95	7.45	9.29	0.07	0.22	-	-
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	2.64	2.13	1.26	1.06	2.70	3.37	1.78	11.31	0.06	-	-
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.04	0.04	18.15	-	-
Сумма	99.39	99.06	99.75	94.60	94.31	95.56	94.94	94.67	95.91	94.92	99.46	99.91	99.97	99.84
X <sub>Mg</sub>	0.001	0.016	-	0.518	0.580	0.640	0.665	0.554	0.508	0.611	-	-	-	-
Alm	14.4	37.0	21.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Prp	0.1	1.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Spes	68.2	38.8	60.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Grs	17.3	23.0	18.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Амфибол	-	-	-	винчит	актинолит	актинолит	актинолит	винчит	барроизит	актинолит	-	-	-	-
T, °C	-	-	-	350	350	320	300	350	360	325	-	-	-	-
P <sub>s</sub> , кбар	-	-	-	3.0	2.0	1.0	<1.0	3.0	3.7	1.5	-	-	-	-

*Примечание.* Анализы выполнены в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на микроанализаторе JXA-8100, оснащенный энергодисперсионным анализатором INCA (модель 7412). Режим съемки – ускоряющее напряжение катода 20 kV и ток излучения  $1 \cdot 10^{-8}$  А. Точность определения концентраций основных элементов  $\pm 1$  мас. %. Магнетит – среднее из 11, ильменогематит – из 16.





**Рис. 4.** Порфиробласты магнетита (черное) в полосчатом магнетит-амфибол-гранатовом сланце Ганальского хребта.

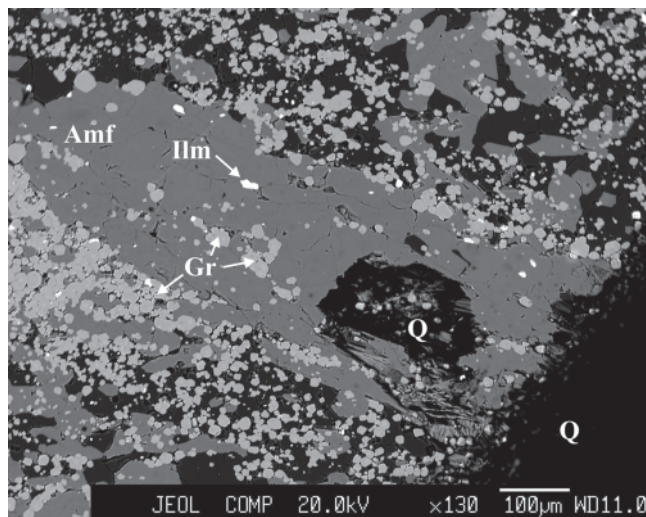
Магнетит-гранатовые полосы светлого цвета, магнетит-амфиболовые – темного. Обр. 697-Г-1 (истоки р. Дьявольской).

1.0 мас. %) базальтам и меньше андезибазальтам умеренно калиевой известково-щелочной серии. Железо-марганцевые сланцы обнаружены в истоках р. Дьявольской, в верховьях левых притоков р. Правая Авача и верховьях р. Вактан Малкинский. Это полосчатые породы, в которых невыдержанные по мощности магнетит-гранатовые полосы мощностью от 1–3 мм до 1–3 см чередуются с аналогичными по мощности полосками магнетит-амфиболового состава (рис. 4).

Гранат сланцев имеет альмандин-спессартиновый состав (с подчиненным количеством гроссуляра и пирропа) и наблюдается в виде агрегатов мельчайших зональных кристаллов. В разных образцах отмечаются довольно значительные колебания компонентного состава изученных гранатов (табл. 2), определяемые, видимо, вариациями исходного состава пород. Снижение концентрации марганца и нередко железа и рост содержания магния и кальция от центра к краям кристаллов подчеркивает прогрессивный тип зональности граната.

Амфибол (рис. 5) железо-марганцевых сланцев представлен магнезиальной или реже чермакитовой роговой обманкой (табл. 2). В некоторых образцах ядра кристаллов амфибола имеют куммингтонитовый состав, а краевые зоны отвечают составу магнезиальной роговой обманки (табл. 2, обр. Gan-4-2).

Преобладающим рудным минералом является магнетит, образующий кристаллы размером до 3–5 мм. Он неравномерно распределен в породах, наиболее крупные его кристаллы приурочены к магне-



**Рис. 5.** Структурные взаимоотношения амфибола и марганцовистого граната в магнетит-амфибол-гранатовом сланце Ганальского хр.

Обр. Gan-4-2 (истоки правого притока р. Правая Авача). Снимок в отраженных электронах.

тит-гранатовым прослойкам (рис. 4). Магнетит характеризуется структурами окислительного распада первичного титано-алюмо-железистого оксидного твердого раствора и содержит тонкие пластинчатые выделения ильменита, окруженного мельчайшими кристаллами железо-глиноземистой шпинели (табл. 3) с повышенными концентрациями ZnO (до 5–6 %) и  $V_2O_3$  (до 2.5 %).

Расчет температуры и летучести кислорода равновесного существования магнетита и ламелл ильменита, выполненный по программе QUILF [2], показал, что прекращение внутрикристаллической диффузии компонентов в этих минералах отвечает температуре 200–250°C и фугитивности кислорода  $\lg fO_2 = -28.941$ .

В отличие от железо-марганцевых сланцев Хавывенской возвышенности, в некоторых образцах марганцовистых сланцев Ганальского хр. в ассоциации с магнетитом наблюдается марганцовистый ильменит (содержащий до 10–40 % MnO), который слагает мелкие самостоятельные кристаллы или образует сростки с магнетитом. На контакте с магнетитом ильменогематит отделяется зоной ильменита и характеризуется тонкими структурами распада ильменит-гематитового твердого раствора (рис. 6). Магнетит в породах Ганальского хр. не имеет гематитовой оторочки.

Наличие ильменит-магнетитового парагенезиса позволило оценить температуру и летучесть кислорода формирования этих минералов с помощью про-

**Таблица 2. Представительные микронзондовые анализы минералов из магнетит-амфибол-гранатовых сланцев Ганальского хребта.**

Компонент	697-Г-1						697-Г-2			
	Гранат				Амфибол		Гранат			
	1 <sub>c</sub>	1 <sub>r</sub>	2 <sub>c</sub>	2 <sub>r</sub>	1	2	1 <sub>c</sub>	1 <sub>r</sub>	2 <sub>c</sub>	2 <sub>r</sub>
SiO <sub>2</sub>	37.81	38.31	37.32	38.41	44.16	42.62	38.02	37.64	37.51	37.95
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0.36	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.57	20.49	18.44	20.12	10.96	11.76	20.26	20.00	19.71	19.82
FeO	13.12	16.63	18.50	18.99	16.86	18.51	15.80	16.29	14.99	16.12
MnO	20.48	15.31	17.51	13.72	1.47	1.58	15.13	14.72	18.10	15.33
MgO	0.66	1.57	1.90	2.00	10.98	9.27	1.69	1.66	1.15	1.71
CaO	7.78	8.26	5.69	7.24	10.28	11.37	7.32	7.72	7.51	7.48
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	2.13	1.56	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.53	0.75	-	-	-	-
Сумма	99.42	100.58	99.36	100.47	97.36	97.77	98.23	98.03	99.98	98.41
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.034	0.080	0.085	0.098	0.517	0.451	0.088	0.087	0.058	0.088
<i>Alm</i>	29.1	36.5	39.4	41.6	-	-	36.3	37.0	33.3	36.4
<i>Prp</i>	2.6	6.1	7.2	7.8	-	-	6.9	6.7	4.6	6.9
<i>Spes</i>	46.1	34.1	37.8	30.4	-	-	35.2	33.8	40.7	35.1
<i>Grs</i>	22.2	23.3	15.6	20.2	-	-	21.6	22.5	21.4	21.6

Компонент	697-Г-2			Gan-4-2				Gan-4-3		
	Амфибол			Гранат		Амфибол		Гранат		Амфибол
	1 <sub>c</sub>	1 <sub>r</sub>	2	1 <sub>c</sub>	1 <sub>r</sub>	1 <sub>c</sub>	1 <sub>r</sub>	1 <sub>c</sub>	1 <sub>r</sub>	1
SiO <sub>2</sub>	46.28	46.35	45.41	37.33	37.49	53.44	48.42	37.85	37.54	53.89
TiO <sub>2</sub>	0.31	-	0.39	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.38	8.90	9.81	19.19	20.13	1.97	7.69	18.25	19.76	2.57
FeO	14.11	14.27	15.50	19.08	17.47	16.77	14.69	13.75	13.89	12.58
MnO	1.65	1.28	1.45	16.73	15.33	3.99	2.54	22.76	21.02	3.72
MgO	12.40	12.69	11.48	2.34	2.73	18.32	14.49	1.04	1.55	16.34
CaO	10.27	10.53	10.80	4.77	5.26	1.56	7.24	6.55	6.05	9.36
Na <sub>2</sub> O	1.36	1.30	1.36	-	-	-	0.85	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0.51	0.40	0.45	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	96.25	95.72	96.64	99.43	98.41	96.05	95.91	100.20	99.81	98.46
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.583	0.595	0.547	0.104	0.128	0.611	0.599	0.048	0.073	0.641
<i>Alm</i>	-	-	-	41.2	39.2	-	-	29.3	30.4	-
<i>Prp</i>	-	-	-	9.0	10.9	-	-	3.9	6.1	-
<i>Spes</i>	-	-	-	36.6	34.8	-	-	50.0	46.5	-
<i>Grs</i>	-	-	-	13.2	15.1	-	-	17.8	17.0	-

граммы QUILF [2]. Для расчетов использован состав магнетита, полученный по данным микронзондового сканирования поверхности распавшегося кристалла, с учетом включений ламелл ильменита и кристаллов шпинели. Давление при метаморфизме в расчетах принималось равным 4.0 кбар [33]. Полученные значения температуры и летучести кислорода ( $T = 460-548^\circ\text{C}$ ,  $\lg f_{\text{O}_2} = -17.365 \div -23.280$ ; табл. 3) соответствуют точкам, располагающимся на графике буферных кривых летучести кислорода на 3 порядка выше изоплеты кварц-магнетит-фаялитового буфера. Эти значения температуры и летучести кислорода отвечают условиям кристаллизации пород как с магнетит-ильменитовым (обр. Gan-4-2), так и с магнетит-ильменогематит-ильменитовым парагенезисами (обр. 686-Г-1, 687-Г-2) рудных минералов.

В некоторых образцах рассматриваемых пород наблюдаются многочисленные метасоматические

апатит-эпидот-кварцевые прожилки, содержащие небольшое количество олигоклаза  $Pl_{17-18}$  (рис. 7, обр. Gan-4-3). В этих зонах метасоматического преобразования сланцев отмечается укрупнение кристаллов граната, его частичное замещение эпидотом, а также замещение магнезиальной роговой обманки хлоритом и низкотемпературным амфиболом. Зерна эпидота апатит-эпидот-кварцевых прожилков обрастают тонкими оторочками ортита, содержащего до 3 мас. % легких лантаноидов (La, Ce, Nd).

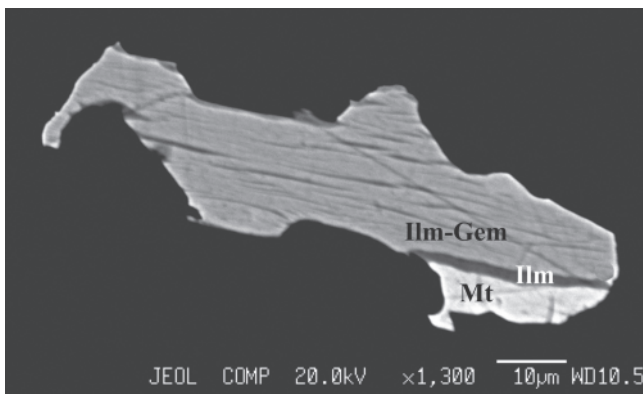
#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД

Содержание петрогенных и некоторых рассеянных элементов изученных железо-марганцевых пород приведено в табл. 4. Из нее видно, что эти породы резко обогащены оксидом железа и обеднены оксидом марганца, что характерно для железо-марган-

**Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы Ti-Fe-Mn оксидов из магнетит-амфибол-гранатовых сланцев Ганальского хребта.**

Компонент	Gan-4-2				Gan-4-3		687-Г-1		687-Г-2		
	Mt	Ilm	Mt	Ilm	Mt	Ilm	Mt	Ilm	Mt	Ilm	Ilm-Gem
	Скан.		Матр.	Ламел.	Матр.	Ламел.	Ср. из 2				Скан.
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	0.36	0.59	0.80	0.51	-
TiO <sub>2</sub>	0.65	49.57	0.01	49.52	0.01	51.26	0.59	47.90	0.60	43.05	16.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.42	-	-	-	0.62	-	-	-	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	64.84	4.01	68.57	2.63	68.21	1.01	67.30	5.00	67.75	13.36	75.36
FeO	31.37	25.17	31.05	31.31	29.94	6.94	31.61	18.53	31.62	18.55	-
MnO	0.62	19.16	-	13.72	1.17	38.66	-	24.93	-	21.02	4.52
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	-	0.35	0.78	-	-	0.44	-	-	0.60	0.59
Сумма	99.32	97.91	99.98	97.96	99.95	97.87	99.96	96.95	100.77	97.08	97.00
P (кбар)	4.0		4.0		4.0		4.0		4.0		
lgfO <sub>2</sub>	-23.280		-29.514		-29.475		-21.243		-17.365		
T°C	460		249		201		495		548		

*Примечание.* Магнетиты и ильмениты рассчитаны по стехиометрическому составу. В ильменогематитах (Ilm-Gem) все железо пересчитано на Fe<sup>3+</sup>. Принятые сокращения: скан. – сканирование по площади минералов, матр. – состав магнетитовой матрицы, ламел. – ламелли.



**Рис. 6.** Взаимоотношения магнетита, ильменита и ильменогематита в магнетит-амфибол-гранатовых сланцах Ганальского хребта.

Обр. 697-Г-2. Снимок в отраженных электронах.

цевых образований островодужных систем активной окраины Азиатского континента [26]. Об этом же свидетельствуют значительные вариации Mn/Fe отношения (марганцевого модуля), изменяющегося в пределах 0.25–0.31. Отношение Si/Al в описываемых породах варьирует в пределах 4.7–7.6 и аналогично этому отношению железо-марганцевых корок и конкреций океанических областей. Низкие концентрации Ba, Sr и Pb подтверждают осадочный генезис изученных железо-марганцевых пород, так как Fe-Mn отложения и руды гидротермального происхождения обычно обогащены этими элементами, а также Ag, W и особенно Tl [26].

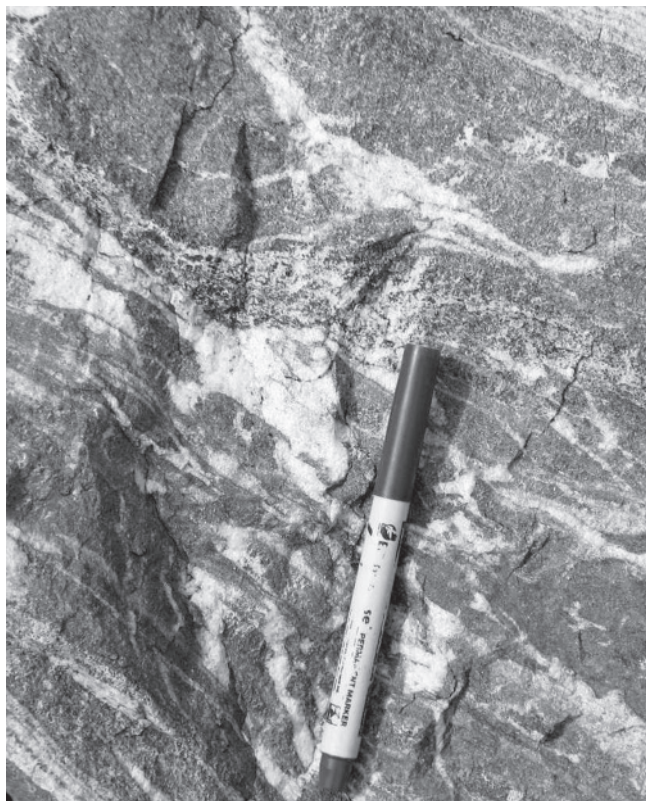
Содержание малых рудных компонентов в изученных породах ниже, чем в конкрециях и кор-

ках пелагических частей океана [5, 11]. Так, среднее содержание Co в железо-марганцевых конкрециях Тихого океана равно 0.33 %, а среднее значение этого элемента в изученных пробах – 0.05 % (табл. 4). Для Ni эти значения соответственно равны 0.59 и 0.027 %; для Cu – 0.38 и 0.02 %. Пониженные значения концентраций малых элементов в железо-марганцевых образованиях Восточной Камчатки подтверждает уже установленный факт, что железо-марганцевые корки и конкреции периферических частей океана, где расположены островные дуги и окраинные моря, обеднены рудными микроэлементами [5, 11].

Высокие содержания оксида железа (20 и более %, табл. 4) и марганца (до 7–10 %) и низкие содержания Ba, Sr и Pb позволяют сопоставлять железо-марганцевые образования Восточной Камчатки с метаморфизованными гидрогенными железо-марганцевыми корками, формировавшимися на поверхности вулканогенных отложений подводных вулканов активных островодужных систем в условиях сильных подводных течений, выносящих с поверхности формирующихся корок основную массу литогенного осадочного материала [11].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Железо-марганцевые породы и руды обычно приурочены к кремнисто-вулканогенным отложениям, образуя среди них линзовидные и пластовые тела небольшой мощности. Химический состав этих пород свидетельствует, что это существенно глинисто-кремнистые образования, обогащенные железом и марганцем [26]. Эти особенности химического состава руднят их с современными железо-марганцевыми



**Рис. 7.** Апатит-эпидот-кварцевые прожилки в магнетит-амфибол-гранатовом сланце Ганальского хребта. Обр. Gan-4-3 (истоки правого притока р. Правая Авача).

корками и конкрециями, формирующимися на различном субстрате подводных вулканов активных островодужных систем Западной Пацифики в условиях незначительного поступления терригенного материала.

Подтверждением образования железо-марганцевых пород среди осадочно-вулканогенных образований в условиях морского бассейна является морфология тел, незначительные масштабы железо-марганцевого оруденения, слагающего небольшие линзовидные (и реже пластовые) тела, ориентированные согласно залеганию вмещающих отложений [26].

Линзовидная морфология изученных железо-марганцевых пород Хавывенской возвышенности и Ганальского хребта, незначительный масштаб Fe-Mn оруденения, приуроченность этих пород к существенно вулканогенным отложениям позволяют предполагать их осадочное происхождение и формирование в условиях окраинноморского бассейна островодужной системы в периоды резкого затухания вулканической деятельности и сильных подводных течений, способствующих выносу основной массы литогенного материала [11].

**Таблица 4.** Химический состав (петрогенные элементы, S и Cl – в мас. %, остальные элементы – в г/т) метаморфизованных железо-марганцевых пород (магнетит-амфибол-гранатовых сланцев).

Образец	1180-1	697-Г-1	697-Г-2	Gan-4-2	Gan-4-3
SiO <sub>2</sub>	50.01	58.80	53.14	45.25	73.90
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.79	0.41	0.70	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.11	9.07	7.00	9.15	4.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	22.60	16.37	25.10	25.49	14.31
MnO	6.25	3.32	6.12	5.07	3.77
MgO	2.79	3.58	2.16	7.80	1.98
CaO	5.13	5.66	5.59	5.47	1.49
Na <sub>2</sub> O	2.28	1.40	0.08	0.36	0.01
K <sub>2</sub> O	0.08	0.44	0.02	0.05	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.25	0.53	0.32	0.32
Сумма	99.94	100.12**	100.15	100.17	100.89
S	0.002	0.026	0.006	0.008	0.024
Cl	0.004	0.004	0.004	0.002	0.002
Rb	3.5	9.3	2.7	1.1	2.0
Sr	269	148	63	11	3
Ba	54	837	30	22	98
Zr	144	124	138	149	85
Y	104	70	102	109	82
Ga	15	15	11	11	9
Co	82	46	68	55	30
Ni	251	137	316	311	110
Cr	30	68	20	18	21
Cu	58	455	105	54	214
V	302	298	294	366	206
Zn	260	178	249	113	89
Pb	35	13	5	2	2
Th	12	4	5	5	4
U	2.1	1.7	2.7	1.6	1.1

*Примечание.* \* – все железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. \*\* – в сумму дополнительно включено 0.44 % П.п.п. Места отбора образцов: обр. 1180-1 – Хавывенская возвышенность, остальные образцы – Ганальский хребет. Высокое содержание оксида кремния в обр. Gan-4-3 обусловлено послойной импрегнацией образца кварцем. Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом на автоматическом спектрометре S<sub>4</sub> Pioneer в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

В составе метаморфизованных железо-марганцевых пород Восточной Камчатки, локализованных среди аповулканогенных образований, главную роль играют спессартиновый гранат, амфибол и Ti-Fe-Mn оксиды. Различная степень метаморфических преобразований исходных пород Ганальского хребта и Хавывенской возвышенности обуславливают специфику их пороодообразующих минералов. В железо-марганцевых сланцах Хавывенской возвышенности амфибол представлен актинолитом, ядра которого окружены кальциево-натриевым амфиболом (винчитом и реже баррузитом), свидетельствуя о повышении температуры и литостатического давления при прогрессивных метаморфических преобразованиях. В

Fe-Mn сланцах Ганальского хребта, метаморфизованных в амфиболитовой фации, преобладает чермакитовая и магнезиальная роговая обманка.

Гранаты описываемых пород характеризуются прогрессивной зональностью, выражающейся в увеличении содержания магния, железа и кальция и снижении концентрации марганца от центра к краям кристаллов. В породах Хавывенской возвышенности в гранатах преобладает спессартин (до 40–70 %) при подчиненной роли альмандина и гроссуляра и ничтожной концентрации пиропы (табл. 1). Для более высокотемпературных образований Ганальского хребта типичны гранаты, в составе которых содержание спессартина не превышает 30–40 %, тогда как концентрация альмандиновой, пироповой и гроссуляровой составляющих значительно выше (табл. 2).

Очень специфичен состав рудных минералов изученных пород. Среди рудных минералов преобладает магнетит, образующий крупные (до 1–5 мм) порфиробласты, приуроченные как к существенно гранатовым, так и амфиболовым полоскам. В Fe-Mn сланцах Хавывенской возвышенности магнетит (табл. 1), содержащий незначительную примесь оксида марганца, ассоциирует с ильменогематитом (до 5–8 % оксида титана). В аналогичных породах Ганальского хребта магнетит (табл. 3) характеризуется структурами распада в виде тонких ламелл ильменита, окруженных мельчайшими кристаллами железо-глиноземистой шпинели. В отличие от сланцев Хавывенской возвышенности магнетит Ганальского хребта ассоциирует с марганцовистым ильменитом (до 10–40 % MnO), слагающим самостоятельные кристаллы и образующим сростки с магнетитом. Шпинель из структур распада магнетита содержит повышенные концентрации ZnO (до 5–6 %) и  $V_2O_3$  (до 2.5 %).

Химический состав изученных пород характеризуется резким обогащением железом и марганцем, причем Mn/Fe отношение варьирует в пределах 0.25–0.31, что обычно для подобных образований, формирующихся в условиях окраинноморского бассейна островодужных систем Западной Пацифики. Низкие концентрации Ba, Sr и Pb в метаморфизованных Fe-Mn сланцах Восточной Камчатки (табл. 4) позволяют сопоставлять эти породы с метаморфизованными гидрогенными железо-марганцевыми корками окраинноморских бассейнов островодужных систем и предполагать их осадочный генезис, так как отложения гидротермального происхождения обычно обогащены этими элементами, а также Ba, W и Ti [26]. Отношение Si/Al изученных пород также аналогично этому отношению железо-марганцевых корок.

(Mn+Fe)/Ti модуль железо-марганцевых пород Ганальского хребта и Хавывенской возвышенности

варьирует от 30 до 90, отвечая модулю существенно гидрогенных железо-марганцевых корок и конкреций Западной Пацифики [7].

Таким образом, суммируя приведенные выше данные по геологической позиции, минералогии и химическому составу метаморфизованных железо-марганцевых пород Восточной Камчатки, можно сделать вывод об их осадочном происхождении и отложении в виде железо-марганцевых корок на поверхности вулканогенных отложений подводных вулканов окраинноморских бассейнов активной континентальной окраины Западной Пацифики в условиях интенсивных подводных течений, способствующих выносу основной массы литогенного материала [11].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведены детальные минералогические и геохимические данные по метаморфизованным железо-марганцевым породам, образующим редкие линзовидные тела среди метавулканитов Хавывенской возвышенности и Ганальского хребта Восточной Камчатки. Показано, что это своеобразные порфирировидные породы полосчатого строения, состоящие из полосок марганцовистого граната и полосок амфибола, к которым приурочены крупные (до 1–5 мм) порфиробласты магнетита. Совместно с магнетитом в железо-марганцевых породах Хавывенской возвышенности, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, присутствует ильменогематит, замещающий магнетит и слагающий самостоятельные кристаллы в породе. Магнетит аналогичных пород Ганальского хребта, измененных в условиях амфиболитовой фации, характеризуется структурами распада и содержит тонкие ламеллы марганцовистого ильменита, окруженного мельчайшими кристаллами железо-глиноземистой цинксодежающей шпинели. В ассоциации с распавшимся магнетитом встречаются мелкие кристаллы марганцовистого ильменита, а также ильменогематита со структурами гематит-ильменитового распада твердого раствора.

Сопоставление железо-титановых оксидов гранат-амфиболовых марганцовистых сланцев Хавывенской возвышенности и Ганальского хребта свидетельствует, что метаморфизм этих структур отличался не только уровнем температуры и давления, но и летучестью кислорода. Метаморфогенное минералообразование в сланцах Хавывенской возвышенности происходило в более окислительных условиях, вероятно поддерживаемых процессами дегидратации метаморфогенных минералов на фоне прогрессивного роста температуры, чем в аналогичных породах Ганальского хребта.

Гранаты изученных пород обладают прогрессивной зональностью, выражающейся в увеличении со-

держания железа, магния и кальция и снижении концентрации марганца от центра к краю кристаллов. Содержание спессартиновой молекулы в гранатах Хавывенской возвышенности варьирует от 30 до 70 %, а в гранатах Ганальского хребта не превышает 40 %. Прогрессивный тип зональности характерен и для амфиболов железо-марганцевых пород Хавывенской возвышенности, в которых ядра кристаллов сложены марганцовистым актинолитом, а краевые зоны – кальциево-натриевым амфиболом (винчитом и реже барруазитом), свидетельствуя о повышении температуры и давления в процессе метаморфизма. Для более высокотемпературных пород Ганальского хребта типична магнезиальная и чермакитовая роговая обманка.

Линзовидная морфология Fe-Mn пород Восточной Камчатки, приуроченность их к существенно вулканогенным отложениям, высокие содержания оксида железа (до 20 и более %) и оксида марганца (до 7–10 %) и пониженные содержания Ba, Sr и Pb позволили сопоставить изученные породы с железо-марганцевыми корками океанических областей и предположить их осадочное (гидрогенное) происхождение и формирование в условиях окраинноморского бассейна островодужных систем активной континентальной окраины тихоокеанского типа в периоды резкого затухания вулканической деятельности и сильных подводных течений, выносящих основную часть литогенного осадочного материала

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность официальным рецензентам за ценные конструктивные замечания и рекомендации, учтенные при окончательной редакции рукописи статьи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волюнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Авченко О.В. Компьютерная программа QUILF для петрологов // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 150–153.
3. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф. и др. О природе метаморфизма пород Хавывенской возвышенности Камчатки // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 2. С. 405–409.
4. Базилевская Е.С. Источники поставки марганца для Fe-Mn руд океана // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48, № 2. С. 155–166.
5. Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
6. Гавриленко Г.М., Храмов С.В. Железомарганцевые образования подводных склонов Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1986. № 2. С. 97–100.
7. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ю.Г. Волохин, М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник и др. М.: Наука, 1995. 368 с.
8. Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Т. 31. Полезные ископаемые / Под ред. Г.М. Власова. М.: Недра, 1977. 351 с.
9. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические породы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
10. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Науч. мир, 1998. 340 с.
11. Железо-марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана / Ю.А. Богданов, О.Г. Сорохтин, Л.П. Зоненшайн и др. М.: Наука, 1990. 229 с.
12. Зеленов К.К. Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 213 с.
13. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
14. Казаченко В.Т. Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
15. Карта полезных ископаемых Камчатской области. 1:500 000 / Под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патоки, Б.А. Марковского и др. СПб: ВСЕГЕИ, 1999.
16. Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника. 2004. № 4. С. 64–90.
17. Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. 466 с.
18. Лисицын А.П. Геология Мирового океана в третьем тысячелетии – новые подходы, достижения и перспективы // Новые идеи в океанологии. Т. 2. Геология. М.: Наука, 2005. С. 7–66.
19. Лоншаков Е.А., Вакин Е.А., Бочаров Г.И., Округин В.М. Вулканогенные рудные жилы юго-восточной Камчатки // Геология руд. месторождений. 1977. № 4. С. 121–124.
20. Лучицкая М.В., Рихтер А.В. Геотектоническая расслоенность метаморфических образований Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 76–85.
21. Маракушев А.А., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г., Тарарин И.А. Рудно-петрологические комплексы Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2005. 296 с.
22. Марганцевое рудообразование на территории СССР / Под ред. Д.Г. Сапожникова. М.: Наука, 1984. 293 с.
23. Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР / Е.А. Кулиш, Л.И. Кулиш, К.М. Меркурьев, Е.А. Панских. М.: Наука, 1981. 208 с.
24. Мишкин М.А. О природе метаморфизма пород Берингова моря // Докл. РАН. 1994. Т. 338, № 4. С. 641–644.
25. Очерки тектонического развития Камчатки / Под ред. В.В. Белоусова. М.: Наука, 1987. 248 с.
26. Рой С. Месторождения марганца. М.: Мир, 1986. 520 с.
27. Савельева О.Л., Савельев Д.П. Смагинский палеогайот в аккреционной структуре Восточной Камчатки // Материалы ежегодн. конф., посвященной Дню вулканолога, 28–31 марта 2007 г., г. Петропавловск-Камчатский. Петропавловск-Камчатский, 2007. С. 284–287.
28. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
29. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И. и др. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной плитой // Докл. РАН. 2004. № 4. С. 64–90.

- ментальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 5. С. 666–668.
30. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 292).
31. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г. О природе доверхнемелового фундамента Восточной Камчатки // Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки / Под ред. Ю.А. Мартынова. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 23–47.
32. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Эгириनावгит-кроссит-альбитовые метасоматиты офиолитового комплекса Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // Петрология. 1997. Т. 5, № 1. С. 99–108.
33. Тарарин И.А., Чубаров В.М., Философова Т.М. Базификация плагиогнейсов на контакте с габброидами Юрчикского массива в Ганальском хребте Камчатки // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 29–47.
34. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Дриль С.И. Геохимия и возраст метаморфических пород Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // Геохимия. 2007. № 9. С. 962–980.
35. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозой (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66–74.
36. Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И. и др. Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблемы источников // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 6. С. 94–106.
37. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваем-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
38. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // *Canad. Mineral.* 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

*I.A. Tararin, Z.G. Badredinov, Ye.A. Nozdrachev, O.I. Sharova*

### **Composition and origin of metamorphosed ferromanganese rocks in metavolcanics of Eastern Kamchatka**

The paper presents the detailed mineralogical and geochemical data on the metamorphosed ferromanganese rocks, which form rare lens-like bodies among the metavolcanics of the Khavyven Highland and the Ganal Ridge in Eastern Kamchatka. They are peculiar porphyry-like rocks with banded structure composed of bands of manganic garnet and bands of amphibole with large ( $\leq 1-5$  mm) porphyroblasts of magnetite confined to them. In the ferromanganese rocks of the Khavyven Highland, greenschist-facies metamorphosed, ilmenohematite occurs together with magnetite. Magnetite of the analogous rocks of the Ganal Ridge, altered under amphibolite-facies conditions, is characterized by decay structures and contains thin lamellas of manganic ilmenite surrounded with fine crystals of iron-aluminiferous zinc-bearing spinel.

Comparison of iron-titanium oxides of the ferromanganese rocks of the Khavyven Highland and the Ganal Ridge shows that the metamorphism of these structures differed not only in temperature and pressure levels, but also in oxygen volatility. Metamorphism in the Khavyven Highland occurred under higher oxidizing conditions than in the analogous rocks of the Ganal Ridge.

Garnets of the studied rocks have progressive zonality, which is evidenced in the increasing content of iron, magnesium, and calcium and decreasing concentration of manganese from the center to the rims. A progressive type of zonality characterizes also amphiboles of the ferromanganese rocks of the Khavyven Highland in which the crystal cores are composed of manganic actinolite, and marginal zones, of calcium-sodium amphibole (vinchite and less often, barroisite) testifying to an increase of temperature, pressure, and oxygen volatility in the metamorphism process. Higher-temperature rocks of the Ganal Ridge usually contain magnesia hornblende and tchermakitic hornblende.

The lens-like morphology of the ferromanganese rocks in Eastern Kamchatka, their restriction to the essentially volcanogenic deposits, high contents of iron oxide (up to 20% and more) and manganese oxide (about 7 to 10%), higher concentrations of Ni and Cu, and lower contents of Ba, Sr, and Pb allowed us to compare the studied rocks with the ferromanganese crusts of the oceanic areas and to suggest their sedimentary (hydrogenic) origin and formation under conditions of the back-arc basin of island-arc systems of the Pacific-type active continental margin during the periods of abrupt waning of volcanic activity and intensive underwater currents evacuating the bulk of the lithogenic sedimentary material.

**Key words:** basic metavolcanics, ferromanganese rocks, Ti-Fe-Mn oxides, Eastern Kamchatka.

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОПРОСЫ  
ГЕНЕЗИСА ГАББРОНОРИТОВОГО МАССИВА ЧЕК-ЧИКАН, ЮГО-ВОСТОЧНОЕ  
ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА**

*И.В. Бучко, А.А. Сорокин*

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск*

Поступила в редакцию 1 апреля 2008 г.

Массив Чек-Чикан является типичным представителем базитового магматизма, широко распространенного в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна. В составе интрузива отмечаются габбронориты и амфиболовые габбро, габброанортозиты и анортозиты.

Геохимическая близость габброноритов, амфиболовых габбро и анортозитов позволяет предполагать их генетическое родство и рассматривать как продукты внутрикамерной дифференциации. Основной геохимической особенностью данной ассоциации является высокая степень фракционирования расплава. Для пород рассматриваемого массива характерно обогащение крупноионными литофильными элементами Sr (424–1018 ppm), Ba (50–754 ppm) и умеренные и низкие содержания высоkozарядных Nb (1–17 ppm), Hf (0.4–1.0 ppm) и Th (0.05–1.14 ppm). Согласно модельным расчетам, состав исходного расплава был близок к базальту, кристаллизация которого происходила при температурах около 1180° С и давлении до 4 кбар. Возраст массива составляет 203±1 млн лет (U-Pb метод по циркону). Геохимические особенности пород массива и его расположение в пределах северного обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса позволяют предполагать, что его становление обусловлено либо развитием Сибирского суперплюма, либо одним из этапов закрытия Монголо-Охотского палеоокеана в тыловой части зоны субдукции или в обстановке отрыва субдуцируемой пластины.

**Ключевые слова:** габбронориты, геохимия, петрология, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона.

**ВВЕДЕНИЕ**

В юго-восточном обрамлении Северо-Азиатского кратона широко распространены разнообразные по формационной принадлежности и петролого-геохимическим особенностям разрозненные выходы расслоенных ультрамафит-мафитовых и габброанортозитовых массивов, наиболее крупными и представительными из которых являются Хорогинский (габбро-анортозитовый), Лукиндинский (дунит-троктолит-габбровый), Чек-Чикан (габброноритовый), Петропавловский (перидотит-габбро-монцодиоритовый) и др. Согласно традиционным представлениям [8, 9, 20], все они без исключения вместе с вмещающими их гранитоидами и метаморфическими комплексами считались неотъемлемой частью докембрийского фундамента, хотя это предположение до сих пор не подкреплено надежными геохронологическими данными. Более того, в последнее время получены изотопные свидетельства существенно бо-

лее молодого возраста значительной части геологических комплексов южного обрамления Сибирского кратона, ранее считавшихся докембрийскими [4, 17–19]. В этом отношении западная часть Джугджуро-Станового супертеррейна, в пределах которого широко представлены массивы, сложенные породами ультраосновного-основного состава, исследована в наименьшей степени. В данной статье приведены результаты петролого-геохимического изучения габброноритового массива Чек-Чикан – одного из наиболее полно представленных массивов, расположенных в пределах западной части Джугджуро-Станового супертеррейна.

**КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ**

Небольшие расслоенные ультрабазит-базитовые массивы габброноритовой формации, площадью первые км<sup>2</sup>, достаточно широко распространены в пределах западной части Джугджуро-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Северо-



Азиатского кратона. Они образуют цепочку вытянутых в северо-западном направлении тел согласно с простиранием вмещающей их геологической структуры (рис. 1). Контакты с вмещающими интрузии породами тектонические, что позволяет предполагать их аллохтонное залегание.

Одним из наиболее представительных габброноритовых массивов указанной структуры является массив Чек-Чикан, расположенный в верховьях одноименного ручья. Он представляет собой вытянутое в юго-восточном направлении тело размером  $2 \times 1.5$  км. Не исключено, что на поверхности представлены лишь верхние части интрузии, а на глубине, можно предполагать, находятся не вскрытые эрозией ультрабазиты, что косвенно подтверждается локальными аномалиями гравитационного и магнитного полей [12, 22], ориентировка которых совпадает с ориентировкой выходов базитов.

Как отмечалось выше, контакты пород массива с вмещающими образованиями западной части Джугджуро-Станового супертеррейна тектонические [8, 9, 22], и согласно существующим представлениям они вместе с метаморфизованными в амфиболитовой фации породами условно относятся к позднему архею [8, 9, 12, 22].

Преобладающими породами в составе массива Чек-Чикан являются габбронориты, амфиболовые габбро, габброанортозиты и анортозиты. Следует отметить, что между вышперечисленными разновидностями отмечаются плавные переходы, обусловленные различными соотношениями породообразующих минералов – орто- и клинопироксенов, плагиоклазов, что позволяет объединить их в единую серию.

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск), а содержаний элементов-примесей – рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН и методом ICP MS (P3Э, Sc, Ga, Ge, Rb, Cs, Ba, Pb, Y, Hf, Nb, Ta, Th, U) в Институте аналитического приборостроения РАН (г. Санкт-Петербург).

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при  $1050\text{--}1100^\circ\text{C}$ . Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S (Брукер, Германия). Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний элементов-

примесей методом ICP-MS осуществлялось с помощью методики кислотного разложения в микроволновой печи. Измерения проводились на приборе «PlasmaQuad» фирмы «VG Elemental» в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс производилась по многоэлементному стандартному раствору редкоземельных элементов фирмы «Matthew Johnson». Относительная погрешность определений составляет 3–10 %.

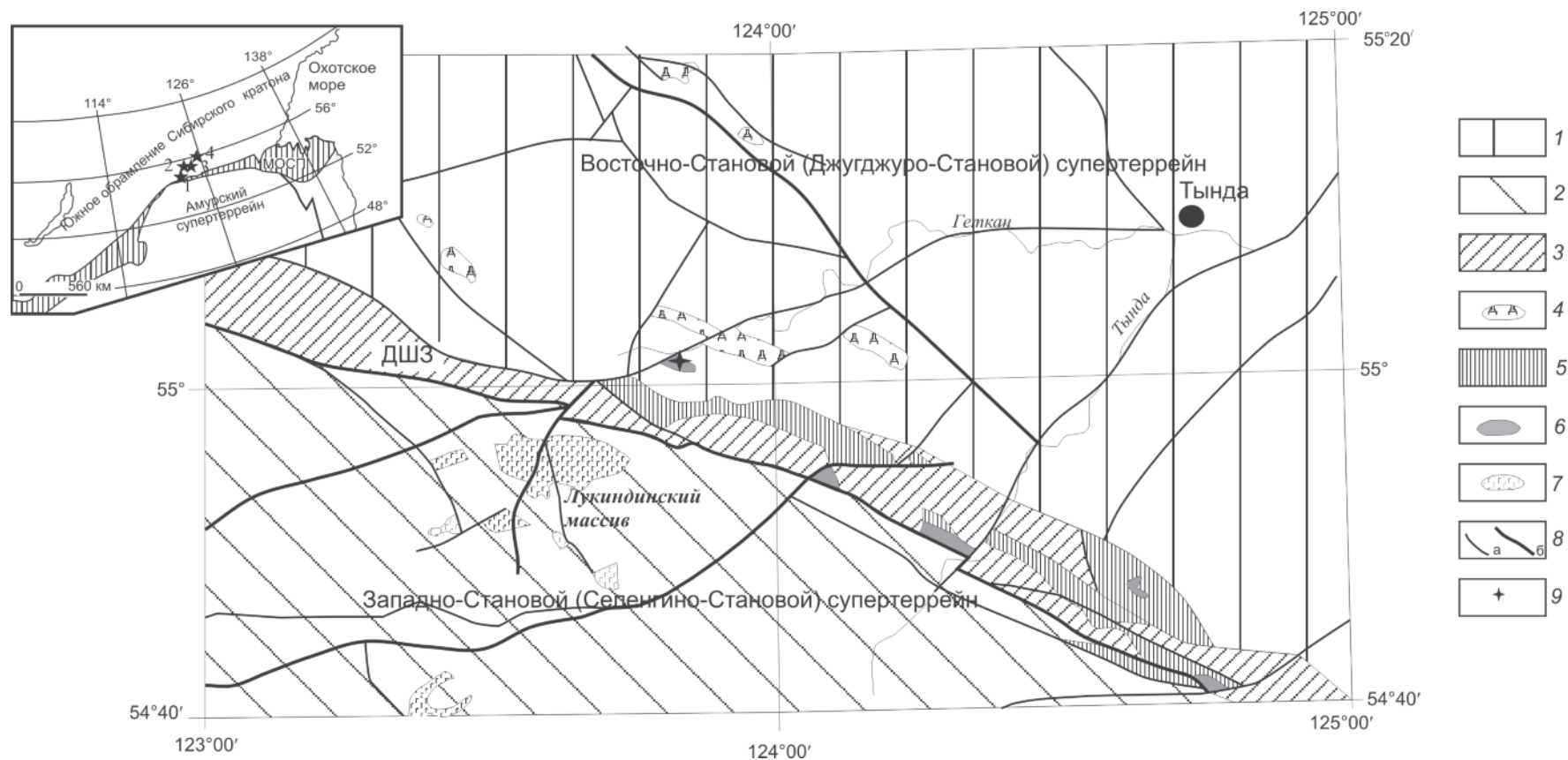
#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Петрохимические и геохимические особенности.** По соотношению кремнезема и суммы щелочей амфиболовые габбро и анортозиты массива Чек-Чикан соответствуют субщелочным породам, в то время как габбронориты относятся к образованиям нормальной щелочности (рис. 2, табл. 1).

На вариационных диаграммах (рис.3), где в качестве индекса магматической дифференциации использована магнезиальность ( $\#Mg = MgO \cdot 100 / (MgO + FeO^*)$ ), точки химического состава габброноритов, амфиболовых габбро и анортозитов образуют тренд, выражающийся в практически постоянных содержаниях  $Al_2O_3$  при изменении  $\#Mg$ . Максимальные значения магнезиальности  $\#Mg = 52\text{--}58$  отмечаются в габброноритах, что позволяет считать их наиболее ранними дифференциатами. В целом, для габброидной группы отмечаются широкие вариации  $\#Mg$  от 58 в габброноритах до 19 в габброанортозитах и анортозитах. Общее увеличение  $TiO_2$  и  $FeO^*$  в процессе кристаллизации габброидов (рис.3) характеризует феннеровский тип дифференциации.

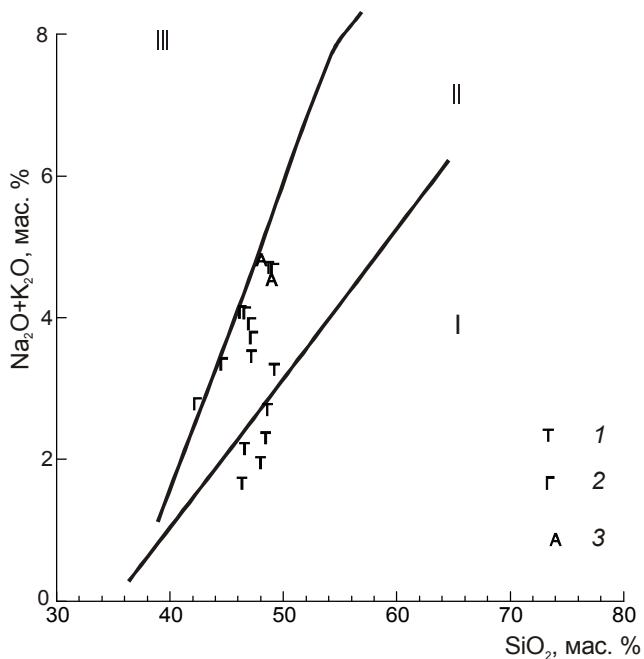
Габбронориты, амфиболовые габбро и габброанортозиты характеризуются относительно высокими содержаниями REE и дифференцированными спектрами распределения редкоземельных элементов ( $(La/Yb)_N = 2.9\text{--}8.7$ ) (рис. 4), с отчетливо выраженным европейским максимумом в габброноритах ( $Eu/Eu^* = 1.2\text{--}1.7$ ) и отсутствием такового в амфиболовых габбро ( $Eu/Eu^* = 0.9\text{--}1.1$ ) и габброанортозитах ( $Eu/Eu^* = 1.0\text{--}1.1$ ). При этом максимальные величины содержаний LREE установлены для габбро ( $(La/Yb)_N = 8.7$ ).

Следует отметить, что для габброидной группы пород характерны высокие содержания совместимых элементов. Так, в габброноритах  $Sr = 424\text{--}761$  ppm,  $Ba = 50\text{--}474$  ppm, в амфиболовых габбро –  $Sr = 576\text{--}1260$  ppm,  $Ba = 240\text{--}754$  ppm, в габброанортозитах –  $Sr = 984\text{--}1018$  ppm,  $Ba = 351\text{--}383$  ppm. При этом для габброидов свойственны очень низкие концентрации Rb (от 1 ppm в габброноритах до 12 ppm в габбро), Nb (от 1–9 ppm в габброноритах до 17 ppm в габбро), Hf (от 0.4 ppm в габброноритах до 1.0 ppm в габбро)



**Рис. 1.** Схема расположения мафитовых и ультрамафит-мафитовых массивов Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов. Составлена по [8, 9, 12, 20, 22].

1 – Джугджуро-Становой супертеррейн; 2 – Селенгино-Становой супертеррейн; 3 – Желтулакская шовная зона; 4 – позднеархейские (?) габброанортозиты хорогочинского интрузивного комплекса; 5–7 раннепротерозойские (?) образования: 5 – желтулакская серия, 6 – габброноритовый комплекс, 7 – дунит-троктолит-габбровый (лукиндинский) комплекс; 8 – тектонические нарушения: а – второстепенные; б – главные; 9 – массив Чек-Чикан. Заштрихованная область на врезке – МОСП – Монголо-Охотский складчатый пояс. Цифрами на врезке обозначены массивы: 1 – Петропавловский, 2 – Лукиндинский, 3 – Чек-Чикан, 4 – Хорогочинский.



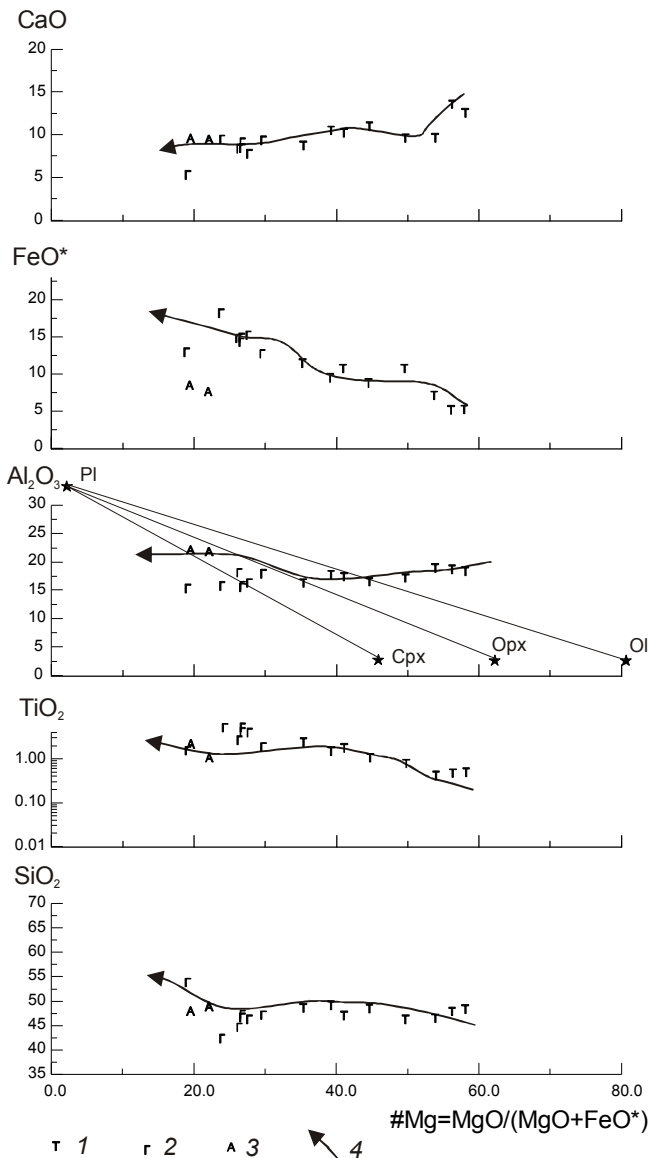
**Рис. 2.** Диаграмма SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) для пород массива Чек-Чикан. 1 – габбронориты, 2 – амфиболовые габбро, лейкогаббро, 3 – габброанортозиты, анортозиты. Римскими цифрами обозначены области пород: I – нормального, II – субщелочного, III – щелочного составов.

и Th (от 0.05 в габброноритах до 1.14 ppm в габбро) (табл. 1, рис. 5).

На спайдердиаграмме (рис. 5) для пород массива Чек-Чикан отмечаются отчетливые максимумы для Ba, Sr и K, отчетливые минимумы для Ta, Nb, Hf, U, Th и, в меньшей степени, Ti и Zr. Конформность спектров распределения малых элементов и закономерное увеличение содержаний большинства элементов с уменьшением степени основности (рис. 4, 5) позволяет полагать, что габбронориты, амфиболовые габбро и анортозиты массива являются дифференциатами единого магматического расплава. По содержанию редкоземельных и малых элементов габбронориты и амфиболовые габбро наиболее близки к базитам континентальных рифтов, в то время как габброанортозиты – к базальтам ОИВ (рис. 4, 5).

Общими геохимическими особенностями пород рассматриваемого массива являются обогащение крупноионными литофильными элементами Rb, Ba, Sr и LREE, при умеренных содержаниях высокозарядных элементов – Zr, Nb, Hf и Ta (табл. 1) (рис. 5).

**Модельные расчеты кристаллизации родоначального расплава.** Оценка составов исходных расплавов для габброидных массивов определяется, как правило, либо по их закалочной фации [1, 24], либо



**Рис. 3.** Петрохимические особенности массива Чек-Чикан.

Условные обозначения см. рис. 2. 4 – тренды эволюции составов пород габброноритовой формации.

путем расчета средневзвешенного состава [1, 24], либо методом геохимической термометрии по методике А.А. Арискина [1, 26]. Закалочных фаций для интрузива Чек-Чикан не установлено, поэтому определение состава вероятного исходного расплава произведено по методу геохимической термометрии [1].

Для расчета траекторий эволюции состава исходного расплава массива Чек-Чикан с помощью программ [1, 14, 27] использованы химические анализы 16 образцов; наилучшие результаты были получены по 5 из них (габбронорит, габбро, габброанортозит), составы которых резко отличаются. Вероят-

Таблица 1. Химический состав представительных образцов габброноритового массива Чек-Чикан.

Образец	И-720	И-703	И-719	И-714	И-706	И-700	И-712	И-704	И-709	И-710	И-702	И-708	И-705	И-716	И-722	И-721
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	46.28	47.10	47.90	48.37	48.53	48.63	49.14	42.32	44.66	46.31	46.71	47.12	47.29	49.16	48.00	48.90
TiO <sub>2</sub>	0.72	1.78	0.53	0.55	0.87	2.13	1.60	4.51	2.28	2.92	2.99	1.83	3.44	1.79	2.00	1.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.24	17.46	18.75	18.44	16.55	16.36	17.83	15.84	18.14	16.37	15.58	17.96	15.88	20.53	22.16	21.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11.06	11.06	6.74	6.76	9.54	11.64	10.08	16.88	14.22	14.57	13.82	12.63	14.33	9.33	9.30	8.63
MnO	0.16	0.15	0.10	0.10	0.14	0.17	0.15	0.18	0.18	0.21	0.21	0.14	0.19	0.12	0.08	0.07
MgO	10.87	7.66	8.61	9.31	7.65	6.33	6.47	5.29	5.06	5.57	5.03	5.32	5.22	4.20	2.24	2.43
CaO	9.60	10.23	13.56	12.56	11.00	8.74	10.52	9.47	8.40	7.78	8.43	9.34	9.11	8.76	9.59	9.46
Na <sub>2</sub> O	1.53	3.04	1.78	2.08	2.34	3.67	3.03	2.47	3.05	3.24	3.39	3.57	3.19	4.20	4.35	4.20
K <sub>2</sub> O	0.14	0.43	0.18	0.22	0.36	1.05	0.25	0.31	0.31	0.86	0.69	0.35	0.54	0.49	0.49	0.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.04	0.03	0.03	0.08	0.32	0.03	0.07	0.55	0.36	1.36	0.30	0.33	0.26	0.76	0.63
ППП	0.79	1.23	1.22	1.54	1.36	0.95	0.86	1.16	1.52	1.79	1.78	1.02	0.42	1.13	1.16	0.75
<b>Сумма</b>	<b>98.44</b>	<b>100.18</b>	<b>99.39</b>	<b>99.95</b>	<b>98.41</b>	<b>99.99</b>	<b>99.94</b>	<b>98.50</b>	<b>98.36</b>	<b>99.98</b>	<b>99.97</b>	<b>99.57</b>	<b>99.93</b>	<b>99.98</b>	<b>100.12</b>	<b>98.60</b>
Cs	0.03	0.07	0.05	0.15	0.09	0.49	0.03	0.09	0.05	0.40	0.17	0.05	0.03	0.18	0.29	0.07
Rb	1	1	1	1	2	12	1	1	1	7	6	1	2	1	2	1
Sr	649	692	761	745	625	424	747	609	1063	654	576	726	506	1260	984	1018
Ba	154	285	50	131	261	474	209	240	313	754	637	250	595	460	383	351
Ga	12	17	13	12	15	18	16	21	21	22	20	20	22	19	19	21
La	2.53	5.37	1.96	2.4	5.52	11.99	3.17	5.13	12.61	15.61	27.23	13.3	16.85	10.26	12.03	15.12
Ce	5.48	12.31	4.96	5.14	14.17	31.42	8.68	11.78	35	32.62	65.35	37.25	45.04	28.92	32.21	37.82
Pr	0.87	2.48	0.79	0.99	2.18	4.48	1.32	2.08	6.14	5.54	9.23	5.82	5.53	5.21	4.97	5.45
Nd	4.58	10.62	4.17	4.94	10.56	20.55	6.46	10.43	30.74	25.2	38.92	29.72	25.74	26.18	23.37	24.26
Sm	1.05	2.75	1.16	1.21	2.39	5.52	1.89	2.81	6.77	5.31	8.51	7.14	5.3	6.47	5.09	4.92
Eu	0.55	1.37	0.61	0.64	1.14	1.72	1.03	1.28	2.29	2.06	2.47	2.14	2.09	2.43	1.67	1.82
Gd	1.29	2.7	1.43	1.38	2.47	4.84	1.62	2.59	6.13	5.19	7.95	6.6	5.59	6.08	4.71	4.47
Tb	0.19	0.45	0.23	0.21	0.48	0.77	0.3	0.48	0.97	0.75	1.12	1	0.94	1.04	0.64	0.64
Dy	1.11	2.42	1.51	1.44	2.46	4.66	1.97	2.57	5.35	4.29	5.44	6	5.71	5.65	3.28	3.51
Ho	0.22	0.52	0.29	0.28	0.52	1.02	0.36	0.57	1.1	0.89	1.25	1.19	1.18	1.19	0.62	0.8
Er	0.64	1.37	0.75	0.62	1.57	2.33	0.92	1.41	2.67	2.52	2.81	2.91	3.12	3.15	1.63	1.89
Tm	0.08	0.21	0.12	0.1	0.21	0.35	0.16	0.21	0.42	0.33	0.39	0.47	0.47	0.43	0.23	0.22
Yb	0.67	1.19	0.59	0.55	1.21	2.06	0.81	1.19	2.27	2.17	2.11	2.3	2.55	2.64	1.45	1.27
Lu	0.1	0.18	0.08	0.09	0.19	0.36	0.16	0.18	0.35	0.36	0.36	0.37	0.43	0.35	0.18	0.16
Y	5.5	13.5	6.6	6.4	13.6	24.7	9	12.7	26.4	24.0	31.6	29.9	28.8	27.0	15.2	16.7
Th	0.09	0.06	0.05	0.05	0.15	0.54	0.06	0.07	0.08	0.18	1.14	0.15	0.29	0.15	0.09	0.13
U	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.11	0.01	0.01	0.02	0.1	0.36	0.05	0.09	0.04	0.02	0.03
Zr	25	41	30	29	51	143	36	56	41	74	79	40	145	50	28	28
Hf	0.4	0.7	0.4	0.7	0.8	1.1	0.6	0.8	0.8	1.0	0.7	0.6	0.9	0.9	0.3	0.5
Nb	2	7	1	1	5	9	5	14	15	17	11	6	15	15	5	4
Ta	0.16	0.34	0.09	0.15	0.27	0.52	0.35	0.79	0.68	0.88	0.59	0.23	0.97	0.65	0.24	0.18
Zn	37	54	14	17	39	58	45	92	77	97	91	62	84	44	32	31
Cu	9	14	2	33	12	7	58	24	16	27	18	9	13	9	22	10
Co	56	35	38	43	38	29	42	47	28	44	42	30	34	23	19	19
Ni	112	23	51	69	19	19	18	10	12	26	3	6	8	6	2	3
Sc	16	31	25	26	39	24	29	33	22	31	27	32	38	25	11	13
V	70	302	130	125	204	252	210	644	135	353	316	165	493	79	150	144
Cr	41	45	216	279	80	83	23	12	19	39	8	13	31	12	16	16

Примечание. 1–7 – габбронориты; 8–14 – амфиболовые габбро, лейкогаббро; 15–16 – габброанортозиты, анортозиты. Оксиды даны в масс. %, элементы – в ppm, \* – суммарное железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

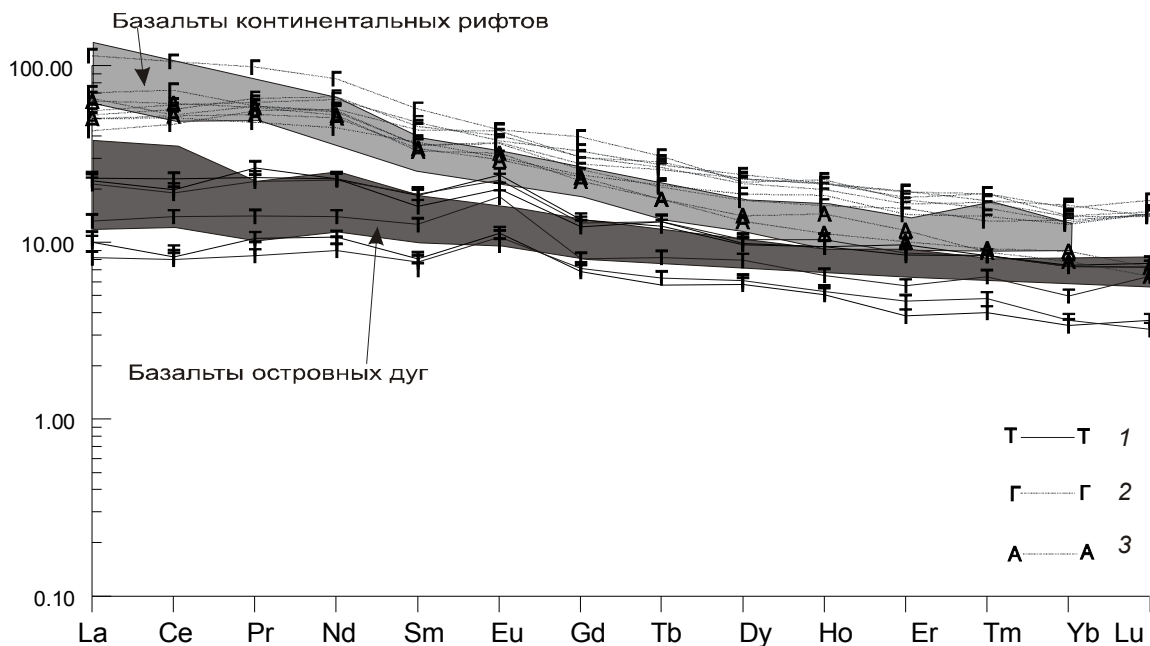


Рис. 4. Нормированные по хондриту C<sub>1</sub> спектры распределения РЗЭ в породах массива Чек-Чикан.

1 – габбронориты, 2 – амфиболовые габбро, лейкогаббро, 3 – габброанортозиты, анортозиты. Поля типичных составов базальтов островных дуг и базальтов континентальных рифтов приведены по [7]. Использован состав хондрита по [30].

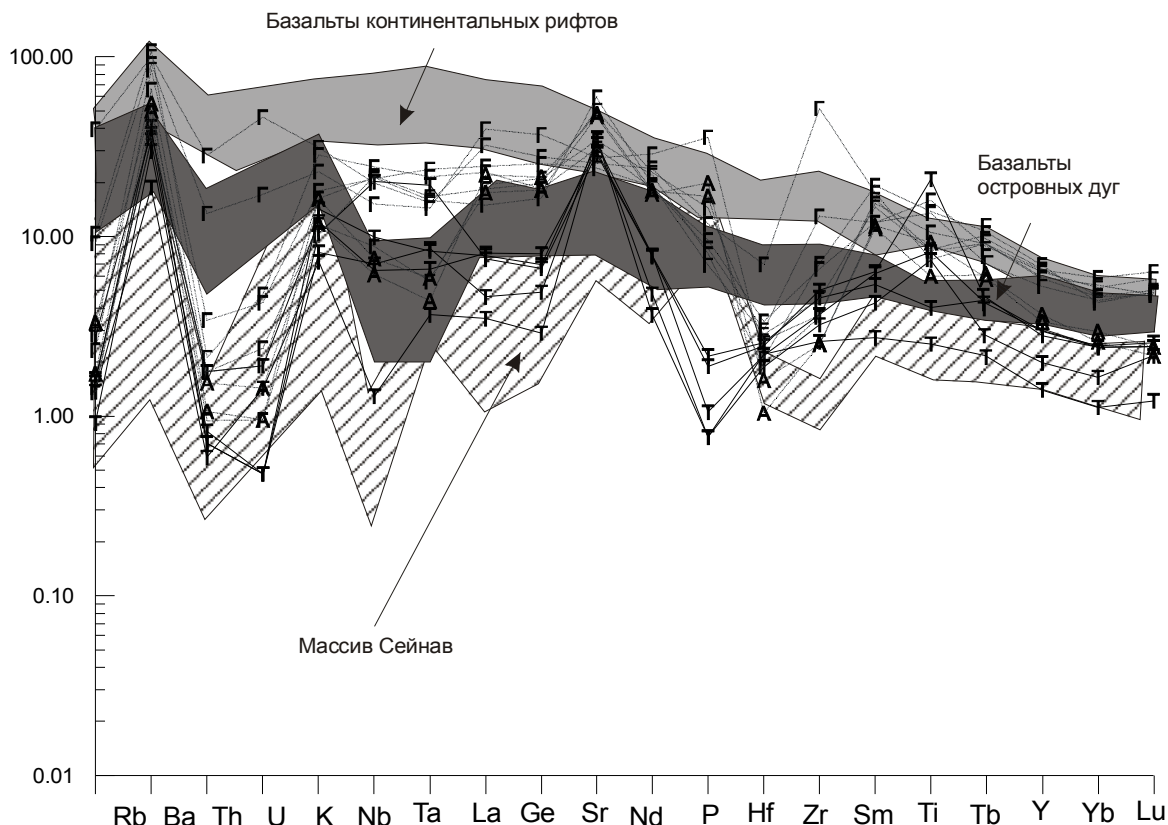


Рис. 5. Нормированные по примитивной мантии спектры распределения малых элементов для пород массива Чек-Чикан.

Условные обозначения на рис. 4. Поля типичных составов базальтов островных дуг и базальтов континентальных рифтов приведены по [7], поле состава пород массива Сейнав – по [16]. Использованы геохимические характеристики пород, соответствующих по содержанию MgO породам массива Чек-Чикан, n=1, а состав примитивной мантии – по [32].

ный состав исходного расплава массива соответствует базальту ( $\text{SiO}_2$  – 51.00;  $\text{TiO}_2$  – 2.40;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 15.00;  $\text{FeO}$  – 13.00;  $\text{MgO}$  – 7.10;  $\text{CaO}$  – 7.50;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 3.00;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.8;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.2 %).

Оценка температуры образования различных групп пород массива Чек-Чикан и фугитивности кислорода проведена на основании данных о содержаниях петрогенных оксидов по программе Petrolog [27]. При этом температура образования амфиболовых габбро и габброноритов составила 1180–1200° С,  $f_{\text{O}_2}$  = -6.8-7.0. Оценки фугитивности кислорода близки для всех типов пород и соответствуют буферам Ni-NiO и QFM (кварц-фаялит-магнетит).

Оценка температур кристаллизации пород массива Чек-Чикан по геотермометру оливин-расплав [29] составила для габброноритов 1134–1202° С, для амфиболовых габбро – 1064–1172° С, для анортозитов – 978–993° С.

Моделирование с помощью программы Pluton [14] производилось при давлении от 1 до 9 кбар, активности кислорода, отвечающей буферу QFM, без учета водной составляющей. По проведенным расчетам в этом диапазоне давлений последовательность кристаллизации близка к наблюдаемой в массиве, при этом составы кумулятов и породообразующих минералов меняются незначительно. Наиболее оптимальная сходимость наблюдаемых и экспериментальных составов пород массива установлена при давлении до 4 кбар и активности кислорода, соответствующей буферу QFM.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрографические особенности пород позволяют охарактеризовать массив Чек-Чикан как габброноритовый.

В соответствии с основными минералогическими тенденциями в процессе кристаллизационной дифференциации (с уменьшением магнезиальности #Mg) в породах наблюдается незначительное увеличение  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$  при практически постоянном  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и незначительном снижении  $\text{CaO}$  (рис. 3).

К наиболее характерным петрохимическим особенностям габброноритового массива Чек-Чикан относится его относительно низкая магнезиальность, причем по содержанию  $\text{MgO}$  входящие в его состав породы можно разделить на две группы: низкомагнезиальную с содержанием  $\text{MgO}$  менее 8 % (габброанортозиты, габбро и единичные образцы габброноритов) и умеренномагнезиальную – от 8 до 10.8 %  $\text{MgO}$  (габбронориты). Следует отметить, что габброиды низкомагнезиальной серии (< 8 %  $\text{MgO}$ ) соответствуют наиболее распространенному типу базальтов в островных дугах [21, 23].

Следует отметить, что для пород массива Чек-Чикан характерны также относительно высокая кальциевость ( $\text{CaO}$  до 13.56 %), нормальная кремнекислотность ( $\text{SiO}_2$  более 42.32 %), высокие содержания  $\text{TiO}_2$  (0.53–4.51 %), что резко отличает их от аналогичных пород Лукиндинского массива, для которых установлена недосыщенность кремнеземом ( $\text{SiO}_2 < 55.94$ ), высокие магнезиальность ( $\text{MgO} > 28$  %,  $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 0.61$ ) и глиноземистость ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  до 28–30 %) при низких содержаниях оксидов титана ( $\text{TiO}_2 < 1.24$  %), фосфора ( $\text{P}_2\text{O}_5 < 0.18$  %) и щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 4.89$  %) [5]. Наиболее близкие петрохимические характеристики установлены для позднеюрского перидотит-габбро-монцодиоритового Петропавловского массива, расположенного в восточной части Селенгино-Станового супертеррейна и сформированного в тыловой части зоны субдукции или в обстановке отрыва субдуцируемой плиты [6].

В целом, анализируя геохимические особенности пород массива Чек-Чикан, следует отметить их определенную двойственность. С одной стороны, низкая магнезиальность, высокая глиноземистость, низкие содержания Zr, Nb, Hf, Ta, высокие отношения  $\text{La/Ta} = 47$ –51 типичны для пород активных континентальных окраин. С другой стороны, по соотношению  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{TiO}_2$  точки составов габброидов массива Чек-Чикан преимущественно попадают в поля базальтов океанических островов, а единичные составы отвечают полю толеитов островных дуг (рис. 6). На диаграмме Nb/Y – Zr/Y основное количество составов габброидов исследованного массива тяготеют к полю пород, имеющих связь с плюмовым источником (рис. 7).

Геохимические и петрохимические особенности позволяют предполагать генетическое родство габброноритов, амфиболовых габбро и габброанортозитов. Совместимые элементы Ni, Co, Cr, V, Sc обнаруживают линейную зависимость от  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , причем их содержания увеличиваются прямо пропорционально с ростом содержаний  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  и обратно пропорционально –  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (табл. 1). Полученные данные позволяют сделать заключение о вхождении этих элементов в состав ранних кумулюсных фаз (клинопироксена и титаномagnetита), что привело к обеднению ими остаточных расплавов в процессе дифференциации [2]. Необходимо также отметить преобладание Co над Ni, о чем свидетельствует отношение  $\text{Ni/Co} = 0.1$ –0.7.

Единые тенденции в распределении REE и малых элементов в породах массива позволяют считать породы этой ассоциации дифференциатами единого базальтового расплава, близкого к базитам континен-

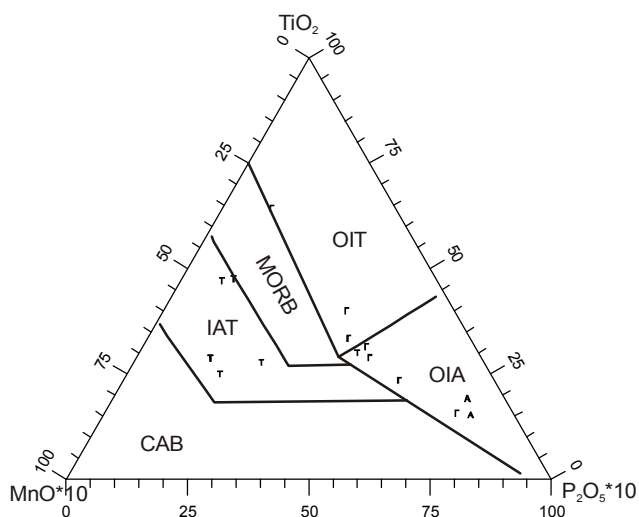


Рис. 6. Диаграмма  $TiO_2-10MnO-10P_2O_5$  [31] для пород массива Чек-Чикан.

Поля составов: IAT – толеитов островных дуг, MORB – базальтов срединно-океанических хребтов, OIT – толеитов океанических островов, OIA – щелочных базальтов океанических островов, CAB – известково-щелочных базальтов островных дуг.

тальных рифтов (рис. 4). В то же время, габбро-анортозиты и часть габброноритов близки к базальтам OIB (рис. 5, 6). Существенное обогащение легкими лантаноидами габброидной группы может быть связано с плавлением надсубдукционной литосферной мантии. В этом случае обогащение рассматривается как результат метасоматоза мантийного клина водными высококальциевыми флюидами с высокими содержаниями LILE и низкими содержаниями HFSE, отделенными при дегидратации субдуцирующей океанической литосферы [2, 13]. Не исключено также, что обеднение тяжелыми лантаноидами было вызвано присутствием граната в мантийном источнике при генерации родоначального расплава [13].

Следует отметить, что базит-гипербазитовые массивы характерны не только для внутриплитных обстановок. В частности, известны базит-гипербазитовые расслоенные массивы, сформировавшиеся в условиях субдукционной обстановки. Примерами такого магматизма являются расслоенные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Олюторской зоны (Корякское нагорье), которые, согласно данным многих исследователей, являются однотипными с базит-гипербазитовыми массивами урало-алаянского типа [16]. Хотя представления о тектонической позиции этих массивов дискуссионны и варьируют от возможности формирования на ранних стадиях развития океанических дуг до формирова-

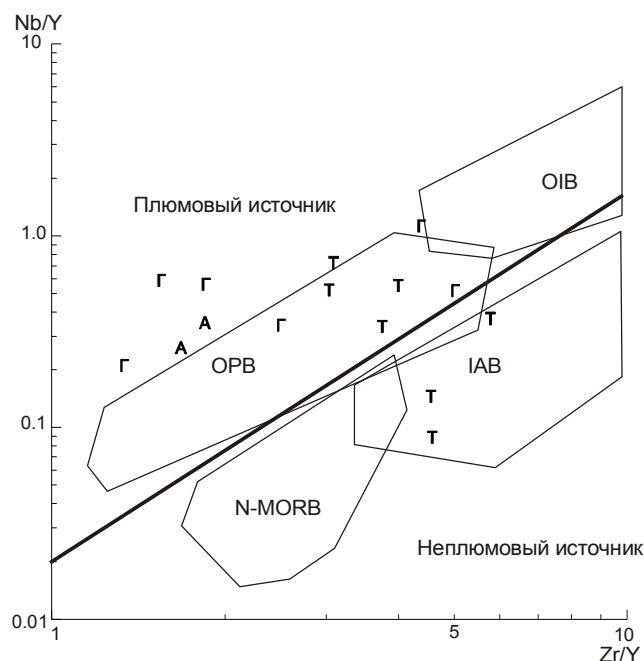


Рис. 7. Диаграмма  $Nb/Y - Zr/Y$  [28] для пород массива Чек-Чикан.

Поля составов: OPB – базальты океанических плато, OIB – базальты океанических островов, N-MORB – N-тип базальтов срединно-океанических хребтов, IAB – базальты островных дуг.

ния в условиях задугового бассейна, большинство исследователей рассматривают становление таких массивов в связи с субдукционными процессами. Расслоенный дунит-клинопироксенит-габбровый массив Сейнав (Корякия) является типичным и достаточно хорошо изученным массивом такого типа [15, 16]. Геохимическое сопоставление пород массивов Чек-Чикан и Сейнав на спайдердиаграмме (рис. 5) показывает, что геохимические характеристики сравниваемых массивов хотя и не идентичны, но весьма близки, что не исключает возможность формирования массива Чек-Чикан в субдукционной обстановке.

Согласно неопубликованным данным авторов и Е.Б. Сальниковой, А.Б. Котова (ИГГД РАН), возраст массива составляет  $203 \pm 1$  млн. лет (U-Pb метод по циркону), и он соответствует раннемезозойскому этапу проявления ультрамафит-мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна. По времени этот этап совпадает с базитовым магматизмом Северо-Азиатского кратона, связанным с Сибирским суперплюмом [3, 19, 25]. Поэтому представлялось бы вполне правомочным рассматривать становление массива Чек-Чикан в определяемой Сибирским суперплюмом внутриплитной обстановке, для которой по-

добные плутоны являются весьма типичными образованиями. Пермотриасовые перидотит-троктолит-габбровые интрузивы установлены в Монголии в составе Селенгинского вулcano-плутонического пояса [3]. К этому типу относится Номгонский троктолит-анортозит-габбровый интрузив ( $256 \pm 21$  млн лет), с которым связано малосульфидное медь-палладий-платиновое оруденение. Пояс расслоенных массивов этого типа прослеживается в восточном направлении вдоль Монголо-Охотской сутуры вплоть до Жарчинского массива в Забайкалье [11] и, возможно далее на восток. Учитывая геохимические особенности пород и расположение массива в пределах северного обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса, можно предполагать, что его становление обусловлено либо развитием Сибирского суперплюма, либо связано с одним из этапов закрытия Монголо-Охотского палеоокеана в тыловой части зоны субдукции, или в обстановке отрыва субдуцируемой пластины.

#### ВЫВОДЫ

1. Массив Чек-Чикан принадлежит к габброноритовой формации, при этом петрохимические и геохимические особенности позволяют предполагать генетическое родство габброноритов, амфиболовых габбро и анортозитов.

2. Его основными петрохимическими особенностями являются относительно низкая магнезиальность, высокая глиноземистость и кальциевость.

3. Породы массива Чек-Чикан несут определенные черты двойственности. С одной стороны, они обладают признаками, типичными для пород активных континентальных окраин, с другой стороны – близки породам внутриплитных обстановок.

4. Состав исходного расплава, определенный способом геохимической термометрии, отвечает базальту, кристаллизация которого происходила при давлении до 4 кбар и начальной температуре кристаллизации  $1180^\circ\text{C}$ .

5. Расположение интрузива в пределах северного обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса позволяет предполагать, что его становление связано либо с одним из этапов формирования данного пояса (тыловая часть зоны субдукции, разрыв субдуцируемой пластины, падающей под южную окраину Джугджуро-Станового супертеррейна), либо с активным рифтингом, обусловленным Сибирским суперплюмом.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (проекты “Геодинамическая эволюция восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса в палеозое и мезозое”, “Крупные

магматические провинции Восточной Азии: металлогения, модели магматизма и рудообразования”).

Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам В.С. Приходько и Р.А. Октябрьскому за конструктивную критику и замечания к рукописи статьи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М: Наука, 2000. 363 с.
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М: Наука, 1976. 267 с.
3. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э. и др. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.
4. Бучко И.В., Кудряшов Н.М., Деленицин А.А. Геохимия и геохронология расслоенного мафит-ультрамафитового комплекса (южное обрамление Сибирского кратона) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003. С. 94–96.
5. Бучко И.В., Кудряшов Н.М. Геохимические особенности расслоенных массивов восточной части Западно-Станового террейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 95–109.
6. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и геохимические особенности позднеюрских ультрамафит-мафитовых массивов Селенгино-Станового террейна южного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1321–1333.
7. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных // Докл. РАН. 2005. Т. 401. С. 1–4.
8. Геологическая карта региона БАМ. 1:500 000. Лист N-51-Б / Ред. Л.П. Карсаков. Л: ВСЕГЕИ, 1984.
9. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000: Объясн. зап. СПб.-Благовещенск-Харбин, 1999. 135 с.
10. Добрецов Н.Л. Пермско-триасовый магматизм и осадконакопление Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 4. С. 497–500.
11. Изох А.Э. Поляков Г.В. Гибшер А.С. и др. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1565–1577.
12. Козак З.П., Давыдов А.С., Вахтомин К.Д. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200000. (Изд-ние 2-ое). Серия Становая. Лист N-51-XVI. СПб: ВСЕГЕИ, 2000.
13. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.
14. Лавренчук А.В., Балькин П.А., Бородин Е.В. Состав исходного расплава и мантийного субстрата Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива Становой складчатой системы // Петрология магматических и метаморфи-



- ческих комплексов. Томск, 2002. Т. 1. С. 114–119.
15. Леднева Г.В., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И. Петрология и геодинамические аспекты формирования массивов гетерогенного ультрамафит-мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Петрология. 2000. Т. 8, № 5. С. 477–505.
  16. Леднева Г.В. Геохимия, условия и механизм формирования пород расслоенных дунит-клинопироксенит-габбровых серий (на примере массива Сейнав, Олюторская зона, Корякия) // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Науч. мир, 2001. С. 31–63.
  17. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов Кодарского и Тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 267–279.
  18. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 4. С. 395–399.
  19. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Тектоническая эволюция центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: результаты U-Pb геохронологических и изотопно-геохимических (Nd, Sr, Pb) исследований // Изотопная геология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003. С. 253–257.
  20. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО “Дальгеология”, 1990. 215 с.
  21. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 511 с.
  22. Петрук Н.Н., Шилова М.Н., Козлов С.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000. (Изд-ние третье). Лист N-51 (Сковородино). СПб: ВСЕГЕИ, 2006.
  23. Пополитов Э. И., Вольнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги. Новосибирск: Наука, 1981. 181 с.
  24. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М: Недра, 1983. 200 с.
  25. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
  26. Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Neilsen R.L. Comagmat: a Fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155–1170.
  27. Danyushevsky, L. V. The effect of small amount of H<sub>2</sub>O on fractionation of mid-ocean ridge magmas / Abstr. AGU Spring Meeting. Eos 79, 1998. N. 17/suppl., S375.
  28. Fitton G., Hardarson B. S., Saunders A. D., Norry M. J. The chemical distinction between depleted plume and N-MORB mantle sources / Abstract. 1996. 167 P.
  29. Ford C.E., Russel D.G., Craven J.A., Fisk M.R. Olivine-Liquid Equilibria: Temperature, Pressure and Composition Dependence of the Crystal/Liquid Cation Partition Coefficients for Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ca and Mn // Journal of Petrology. 1983. V. 24, Pt. 3. P. 256–265.
  30. McDonough W., Sun S-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120, Is. 3-4. P. 223–253.
  31. Mullen E. MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a major element discriminant for basaltic rocks of ocean environments and implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62, N 1. P. 41–58.
  32. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Sp. Pub. N 42. Blackwell Sci. Pub. 1989. P. 313–346.

*Рекомендована к печати В.Г. Гоневчуком*

***I.V. Buchko, A.A. Sorokin***

### **Petrochemical and geochemical peculiarities of the Chek-Chikan gabbro-norite massif and the problems of its genesis, south-eastern framing of the North Asian craton**

The Chek-Chikan massif is a typical representative of basic magmatism, which is widespread within the south-eastern framing of the North Asian craton. Gabbro-norites and amphibole-gabbro, gabbro-anorthosites and anorthosites occur in the massif.

The geochemical affinity between gabbro-norites, amphibole gabbro and anorthosites suggests their genetic similarity and allows us to consider them as products of intrachamber differentiation. The enrichment in the large ion lithophilic elements Sr (424–1018 ppm), Ba (50–754 ppm), and moderate and low concentration of highly charged Nb (1–15 ppm), Hf (0.4 - 1.0 ppm) and Th (0.05–1.14 ppm) is characteristic for the rocks of the study massif. According to the model calculations the composition of the initial melt was close to that of basalt, which was crystallized at a temperature of ~ 1180°C and pressure ≤ 4 kbar. The age of the massif is 203±1 Ma (U-Pb zircon method). The geochemical peculiarities and location of the massif within the northern framing of the eastern segment of the Mongolian-Okhotsk fold belt allows us to presume that its formation was conditioned by either the development of the Siberian superplume or by one of the stages of the closure of the Mongolian-Okhotsk paleocean.

***Key words:* gabbro-norites, geochemistry, petrology, south-eastern framing of the North Asian craton.**

**ТОРФЯНИК О. КЕТОЙ – ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ СРЕДНЕГО-ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА  
ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ**

**Н.Г. Разжигаева<sup>1</sup>, Л.А. Ганзей<sup>1</sup>, Т.А. Гребенникова<sup>1</sup>, Л.М. Мохова<sup>1</sup>, Т.А. Копотева<sup>2</sup>,  
А.В. Рыбин<sup>3</sup>, А.А. Харламов<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

<sup>2</sup>Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск

<sup>3</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

<sup>4</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 15 июня 2008 г.

Приводятся результаты комплексного изучения разреза голоценового торфяника в южной части о. Кетой, который предлагается в качестве опорного для района Центральных Курил. Стратиграфическое расчленение торфяника проведено на основе ботанического, спорово-пыльцевого, диатомового анализов. Для разреза получено 16 <sup>14</sup>C-дат, изучен состав вулканических пеплов. Накопление торфа началось около 6500 л.н. Установлено изменение растительного покрова на острове в среднем-позднем голоцене, выделены фазы развития растительности и определен возраст палеоландшафтных смен, связанных с климатическими изменениями и влиянием вулканических извержений.

**Ключевые слова:** торфяники, голоцен, стратиграфия, климатические изменения, палеоландшафты, о. Кетой, Центральные Курилы.

**ВВЕДЕНИЕ**

Центральные Курилы являются своеобразным белым пятном в отношении стратиграфии голоцена, палеоклиматических и палеоландшафтных реконструкций. Большинство из этих островов являются труднодоступными, и в течение последних 30–40 лет не посещались геологами, занимающимися изучением четвертичного периода. Вместе с тем, эта часть Большой Курильской гряды представляет большой интерес для палеорекоkonструкций. На островах расположены вулканы, активно действующие в голоцене [4, 6, 16, 20], история их активизации остается слабоизученной. Остается нерешенным вопрос, какова роль вулканических извержений в развитии ландшафтов небольших островов и как они влияют на изменение растительности на фоне климатических изменений. Невыясненным также остается вопрос, каким образом проявлялись климатические изменения на Центральных Курилах за последние тысячелетия.

Острова отделены от соседних блоков Курильской гряды глубокими широкими проливами, которые существовали и в ледниковые эпохи плейстоцена и являются естественными барьерами, препятствующими расселению отдельных видов растений при

климатических изменениях. Центральные Курилы выделяют в особый во флористическом отношении среднекурильский район [2]. На о. Кетой проходит северная граница ареалов таких восточноазиатских видов, как *Taxus cuspidata*, *Sasa kurilensis*, *Sorbus commixta*, *Salix reinii* и др., которые южнее широко распространены и являются ландшафтообразующими.

В 2006–2007 гг. на Центральных Курилах были проведены комплексные экспедиции, во время которых изучались разрезы голоценовых отложений практически на всех крупных островах из группы Центральных Курил [13]. Полученный к настоящему времени материал позволяет предположить, что одним из наиболее информативных разрезов для реконструкции развития природной среды района Центральных Курил в голоцене является торфяник, обнаруженный на юге о. Кетой.

**МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ**

В ходе экспедиционных комплексных работ 2006 г. на о. Кетой было проведено изучение пяти разрезов торфяников, вскрытых в пределах небольших болот в южной части острова (рис. 1). Отбор проб проводился с интервалом 5 см. Для разреза

4006 выполнены ботанический, спорово-пыльцевой, диатомовый анализы. При интерпретации данных спорово-пыльцевого анализа учитывались результаты изучения субфоссильных спорово-пыльцевых спектров о. Кетой [15]. В разрезах обнаружены многочисленные прослои вулканических пеплов, изучение которых включало микронзондовый анализ вулканического стекла и пироксенов (Радиевый институт им. В.Г. Хлопина, г. Санкт-Петербург), химический состав валовой пробы (ДВГИ ДВО РАН), гранулометрический анализ на ситах с шагом  $\gamma$  и выполненный на "Analysette 22" (ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток). Радиоуглеродное датирование выполнено в ГИН РАН (г. Москва, лабораторный индекс ГИН) и СПбГУ (индекс ЛУ) по общей горячей щелочной вытяжке гуминовых кислот. Калибровка радиоуглеродных дат в календарные сделана с помощью программы OxCal 3.9. [22, 27]. Для определения возраста палеоландшафтных смен использованы некалиброванные  $^{14}\text{C}$ -даты для удобства сопоставления с ранее опубликованными данными по югу Дальнего Востока. Для возрастной привязки частных разрезов использовались также данные тефростратиграфии.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Остров Кетой расположен к северу от о. Симушир, отделен от него проливом Дианы (ширина 18.5 км, глубина до 400 м), от о-вов Ушишир – проливом Рикорда (ширина 25.9 км, глубина до 200 м) [19]. Остров имеет округлую форму (диаметр около 10 км, площадь 71 км<sup>2</sup>) и представляет собой одну из наиболее сложно устроенных вулканических построек на Курильских островах, образованную несколькими

разновозрастными вулканами [4, 16]. В центральной части острова расположен влк. Палласа (высота 993 м), неоднократно извергавшийся в историческое время – 1843–1846; 1924; 1960; 1962 гг. [12], в западной части – влк. Кетой (высота 1172 м), постройка которого частично разрушена, в центре расположена древняя кальдера, занятая оз. Малахитовым. Возраст построек – от позднего плейстоцена до голоцена [4, 6, 16]. В юго-восточной части острова хорошо выражено плато, полого спускающееся к морю с высотами 60–120 м, ограниченное абразионными и абразионно-денудационными уступами (высотами 60–100 м). Плато образовано спекшимися туфами, залегающими на пачке пемз, перекрывающих потоки андезибазальтов. Плато прорезано каньонообразными долинами водотоков I–II порядков, имеющими многочисленные водопады и пороги.

Климат на острове океанический, характеризуется небольшой разницей между зимними и летними температурами. По данным метеостанции "Косточко" (о. Симушир) [18], среднегодовая температура – 2.5°C, зима относительно теплая,  $T_{\text{ср}}$  февраля = -5.8°C, лето прохладное, самый теплый месяц август –  $T_{\text{ср}}$  = 11.0°C. Сумма активных температур (>10°C) – 518°C. В этой части Курильских островов отмечено наибольшее количество среднегодовых осадков – 1610 мм, с максимумом выпадения с апреля по октябрь – 1080 мм. Высота снежного покрова варьирует от 16 до 110 см, снежники в верховьях долин могут сохраняться все лето. Характерны сильные туманы, количество ясных дней не превышает 7 за год. В этом районе отмечено максимальное количество дней с сильным ветром (>15 м/с) – до 185 в год.

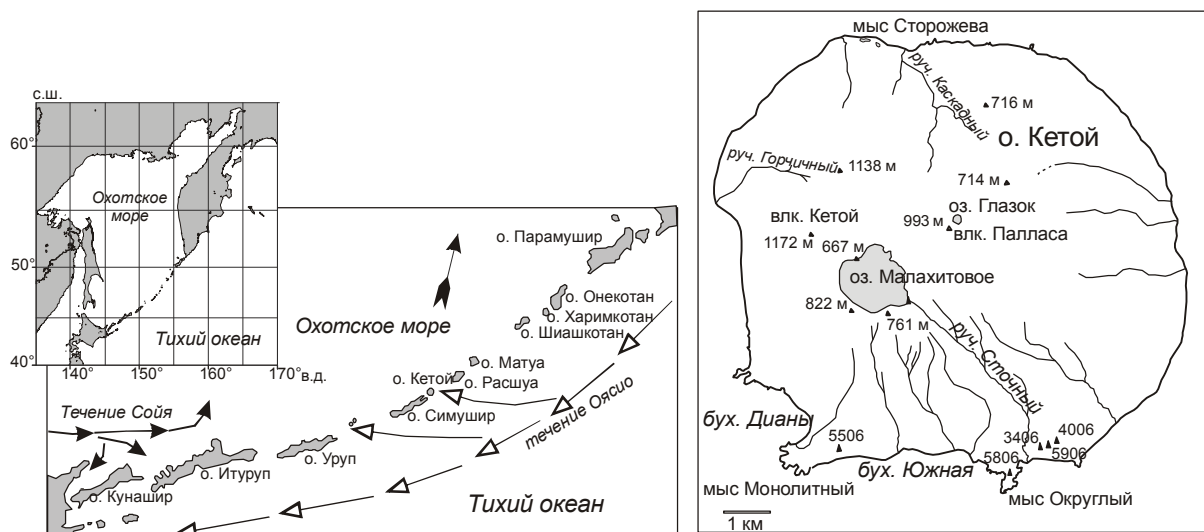


Рис. 1. Схема района работ и местоположение разрезов.

На плато широко распространены рощи из каменной березы (*Betula ermanii*), густые заросли кедрового стланика (*Pinus pumila*), ольховника (*Dusshelia fruticosa*), рябины (*Sorbus sambucifolia*), местами развиты разнотравные луга, небольшие заболоченные участки (рис. 2), а на мысах – шикшовники [2]. Нижние части склонов заняты березовыми лесами с бамбучниковым покровом, сменяющиеся вверх по склонам зарослями кедрового стланика и ольховника; на влк. Палласа растительность отсутствует. Ландшафтная структура острова, несмотря на небольшой размер, сложно организована, что связано с активной вулканической деятельностью, а также обусловлено орографическим фактором и микроклиматическими особенностями [3].

### РЕЗУЛЬТАТЫ

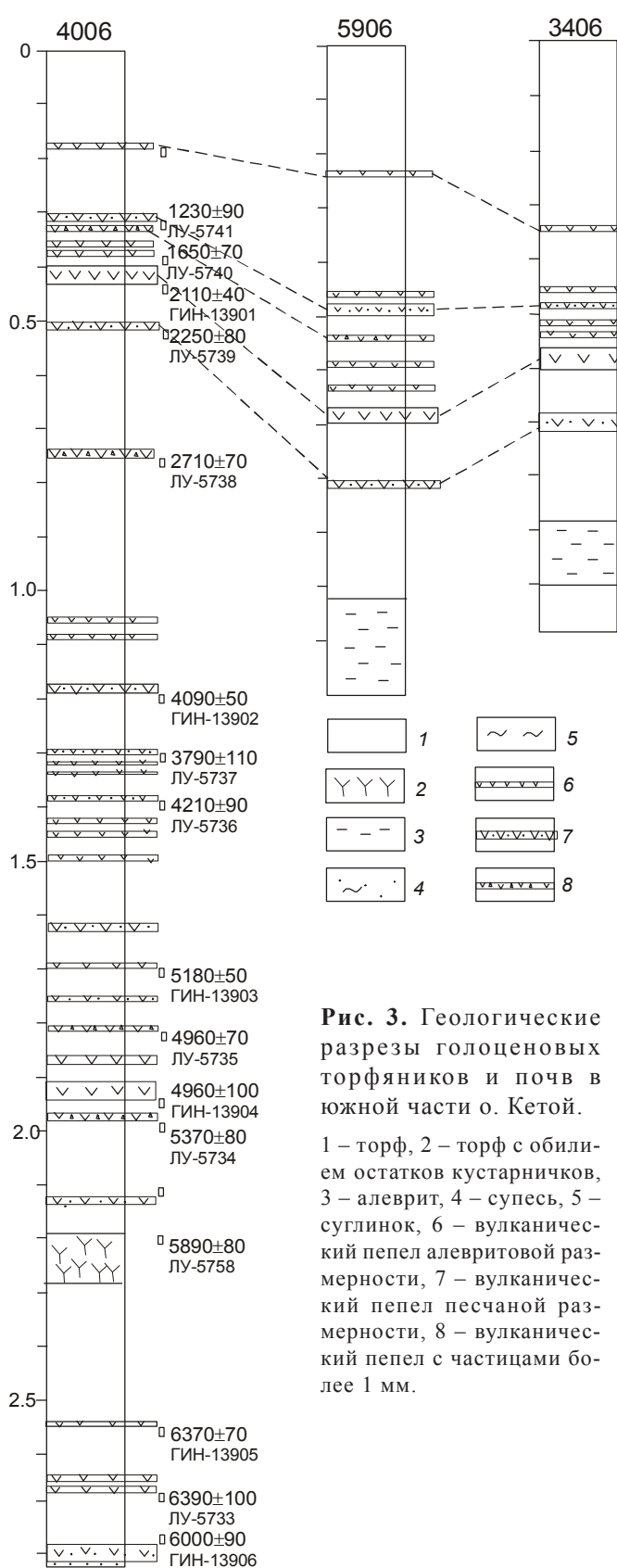
Болотистые участки на плато имеют ограниченное распространение и приурочены к локальным линейным понижениям, направленным к морю (рис. 2). Небольшое болото встречено у подножья склона юго-восточной экспозиции в пределах речной долины около м. Монолитного. Большинство вскрытых торфяников имеют небольшую мощность от 0.5 до 1.1 м, подстилаются глиной и суглинками (рис. 3). В качестве опорного разреза для палеореконструкций был выбран разрез торфяника 4006, расположенный к востоку от руч. Сточный (47°18.008' с.ш., 152°30.629' в.д.). Мощность торфа в изученном болотном массиве достигает 2.83 м. Здесь вскрыты: на-

почвенный растительный покров с доминированием мхов (0–0.02 м); пушицевый (0.02–0.08 м), осоковый (0.08–1.29 м), пушицевый (1.29–1.39 м), осоковый (1.39–1.63 м), пушицево-осоковый (1.63–1.69 м), сфагново-осоковый (1.69–1.81 м), пушицево-сфагновый (1.81–1.91 м), сфагновый (1.91–1.95 м), пушицевый, пушицево-сфагновый, осоково-пушицевый (1.95–2.08 м), кустарничково-сфагновый (2.08–2.28 м), травяно-зеленомошный (2.28–2.48 м), травяной (2.48–2.77 м) торф. Торф лежит на тefре (2.77–2.83 м), представленной в кровле серым, песчанистым алевритом (преобладает фракция 0.01–0.05 мм – до 41 %, доля фракций < 10 мкм – 19 %) и мелкозернистым песком.

**Геохронология.** Для разреза 4006 получено 16 радиоуглеродных дат (табл. 1), показывающих, что накопление торфа началось около 6.4–6.5 тыс. л.н. <sup>14</sup>C-дата из основания разреза 6000±90 л.н., ГИН-13906, рассматривается как омоложенная. Большая часть торфяника накопилась в среднем голоцене. Для среднеголоценовой части разреза торфяника отмечены инверсии дат, при палеогеографических построениях использовались более древние даты. Инверсии не могут быть объяснены длительными перерывами в торфонакоплении [7], поскольку распределение <sup>14</sup>C-дат по разрезу показало (рис. 4), что торфяник накапливался без перерывов, хотя величина скоростей торфонакопления существенно менялась (от 0.17 до 1.46 мм/год). Резкие изменения скоростей накопления торфа связаны с разной степенью разложения

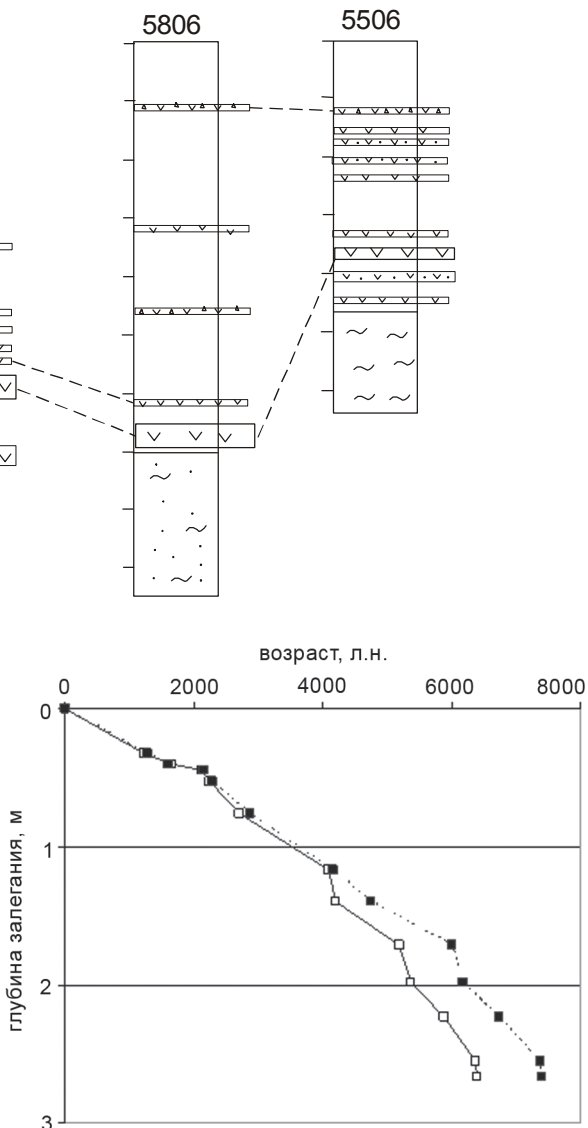


Рис. 2. Ландшафты в южной части о. Кетой.



**Рис. 3.** Геологические разрезы голоценовых торфяников и почв в южной части о. Кетой.

1 – торф, 2 – торф с обилием остатков кустарничков, 3 – алеврит, 4 – супесь, 5 – суглинок, 6 – вулканический пепел алевритовой размерности, 7 – вулканический пепел песчаной размерности, 8 – вулканический пепел с частицами более 1 мм.



**Рис. 4.** Распределение радиоуглеродных дат по разрезу 4006. Сплошная линия –  $^{14}\text{C}$ -даты; пунктирная – калиброванные  $^{14}\text{C}$ -даты.

растительных остатков, которая во многом контролируется ботаническим составом основных растений-торфообразователей [1], а также свидетельствуют об изменении гидротермических условий накопления торфа. Некоторое снижение скоростей торфонакопления отмечено в интервале 2110–1230 л.н. Возможно, инверсии связаны с особенностями датирования разных временных интервалов среднего голоцена. Омоложение некоторых прослоев торфа под вулканическими пеплами могло происходить за счет инфильтрации по водоносным слоям грунтовых вод, обогащенных более молодыми гуминовыми кислотами. Омоложение  $^{14}\text{C}$ -дат для торфяников, сложенных

Таблица 1. Список радиоуглеродных дат из разреза торфяника о. Кетой.

Номер образца	Интервал, м	Материал для датирования	<sup>14</sup> C-дата, л.н.	<sup>14</sup> C-дата калиброванная (2σ), л.н.	Лабораторный индекс
2/4006	0.31–0.32	торф	1230±90	1350–1010	ЛУ-5741
3/4006	0.39–0.40	торф	1650±70	1770–1430	ЛУ-5740
4/4006	0.43–0.44	торф	2110±40	2350–1970	ГИН-13901
5/4006	0.52–0.53	торф	2250±80	2520–2050	ЛУ-5739
6/4006	0.75–0.76	торф	2710±70	2900–2825	ЛУ-5738
7/4006	1.19–1.20	торф	4090±50	4870–4470	ГИН-13902
8/4006	1.28–1.29	торф	3790±110	4600–3900	ЛУ-5737
9/4006	1.39–1.40	торф	4210±90	5050–4450	ЛУ-5736
10/4006	1.70–1.71	торф	5180±50	6220–5800	ГИН-13903
11/4006	1.87–1.91	торф	4960±70	5950–5640	ЛУ-5735
12/4006	1.94–1.95	торф	4960±100	5980–5520	ГИН-13904
13/4006	1.98–1.99	торф	5370±80	6350–5990	ЛУ-5734
14/4005	2.18–2.23	торф	5890±80	6950–6540	ЛУ-5758
15/4006	2.55–2.56	торф	6370±40	7480–7290	ГИН-13905
16/4006	2.66–2.67	торф	6390±100	7650–7050	ЛУ-5733
17/4006	2.77–2.78	торф	6000±90	7250–6600	ГИН-13906

Таблица 2. Химический состав вулканических пеплов из разрезов торфяников о. Кетой (%).

№ пробы	Интервал, м	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
8a/3406	0.44–0.445	67.17	0.54	16.90	0.55	2.62	0.11	1.96	5.21	3.30	1.49	0.17
9a/5906	0.47–0.48	61.03	0.83	18.22	3.36	1.15	0.10	4.93	6.08	3.22	0.98	0.08
4/4006	0.17–0.175	67.17	0.54	16.90	0.55	2.62	0.11	1.96	5.21	3.30	1.49	0.17
6/4006	0.30–0.31	58.84	0.92	15.66	5.23	3.35	0.16	4.44	7.36	3.42	0.49	0.13
11/4006	0.40–0.43	69.37	0.73	15.01	1.55	1.74	0.14	1.94	4.49	3.77	1.10	0.18
14/4006	0.50–0.52	58.05	0.78	15.61	8.19	1.20	0.11	5.17	6.38	3.38	1.03	0.09
25a/4006	1.05–1.06	57.09	1.01	17.99	1.87	4.49	0.19	4.67	8.85	2.62	0.88	0.34
28/4006	1.17–1.19	54.16	0.68	20.82	3.37	2.00	0.18	5.03	9.90	2.97	0.69	0.19
31/4006	1.29–1.30	57.77	0.81	16.65	3.01	3.65	0.14	4.96	9.14	2.74	0.97	0.15
32/4006	1.31–1.32	58.55	0.78	16.61	2.65	3.63	0.14	4.55	9.03	2.91	1.01	0.14
33/4006	1.38–1.39	58.88	0.78	16.28	2.05	4.36	0.14	4.77	8.70	2.85	1.01	0.17
34a/4006	1.42–1.425	58.95	0.92	16.64	2.07	3.66	0.14	4.28	9.09	3.00	1.12	0.14
36a/4006	1.44–1.445	59.80	0.68	16.33	2.84	4.19	0.17	4.52	7.51	2.88	0.89	0.18
36b/4006	1.49–1.495	60.38	0.71	17.66	1.86	3.74	0.15	3.99	7.22	3.01	1.07	0.21
37/4006	1.62–1.63	56.00	0.86	16.61	3.31	4.74	0.15	4.96	9.77	2.61	0.85	0.14
39/4006	1.69–1.70	61.85	0.83	17.68	2.60	2.60	0.10	2.88	7.25	3.06	1.04	0.11
41/4006	1.75–1.76	58.98	0.86	16.53	1.42	4.17	0.14	4.34	9.19	3.10	1.09	0.17
42a/4006	1.80–1.805	60.88	0.87	15.42	2.42	3.06	0.14	4.80	8.09	2.96	1.18	0.17
45/4006	1.91–1.94	58.25	0.89	17.09	4.11	4.50	0.15	2.89	8.23	3.14	0.56	0.20
48/4006	1.97–1.98	61.39	0.74	16.98	1.63	3.43	0.17	4.38	7.02	3.09	1.03	0.13
51a/4006	2.13–2.135	61.30	0.58	17.02	1.65	3.44	0.17	4.31	7.28	3.04	1.07	0.13
60/4006	2.54–2.55	67.81	0.75	16.41	0.97	2.29	0.12	1.67	4.76	3.47	1.37	0.38
63a/4006	2.65–2.655	65.28	0.80	15.69	2.31	2.87	0.15	3.35	5.45	2.86	1.07	0.18
63b/4006	2.66–2.665	72.77	0.89	12.99	1.09	1.89	0.08	2.16	4.59	2.21	1.18	0.15
66/4006	2.77–2.83	65.32	0.69	17.50	3.43	1.44	0.13	2.17	3.61	4.33	1.12	0.28

Примечание. Химический анализ выполнен в ДВГИ ДВО РАН, аналитики: Л.В. Недашковская, В.У. Крамаренко. Все анализы пересчитаны на безводный остаток.

осоками с вертикальными геотропными корнями, а в некоторых случаях и сфагновым торфом, отмечено Н.Е. Зарецкой [5].

**Тефростратиграфия.** В разрезе 4006 встречено 24 прослоя вулканических пеплов (мощностью от нескольких мм до 3 см) как от местных источников, так и от удаленных вулканов. Преобладают пеплы андезитового состава, относящиеся к умеренно калиевой

известково-щелочной серии. Встречено четыре прослоя пепла дацитового состава, два – андезибазальтового и два – риолитового (табл. 2). По-видимому, большая часть пепловых прослоев образована в результате извержений вулканов о. Симушир. Полученные <sup>14</sup>C-даты позволили определить возраст нескольких извержений (рис. 3). Вулканический пепел, подстилающий торфяник, имеет дацитовый состав, вул-

каническое стекло характеризуется низким содержанием  $K_2O$  (1.08 %).

К транзитным пеплам предварительно отнесено 18 прослоев, сложенных хорошо сортированным материалом с преобладанием частиц алевритовой размерности. В основании разреза торфяника выходят слои пепла один риолитового и два дацитового состава, представленные светло-желтым и светло-серым, почти белым, хорошо сортированным мелким алевритом. Верхний пепел имеет одномодальную кривую распределения (мода 20–30 мкм), содержание фракции 0.01–0.05 мм составляет 54 %, примесь песка – 10 %. Пеплы включают вулканическое стекло со средним и высоким содержанием  $K_2O$  (2.53–2.92 %), высоким содержанием  $TiO_2$  (0.43–0.57 %) (табл. 3). Они имеют близкий возраст – из торфа под нижним и верхним прослоем получены  $^{14}C$ -даты 6390±100 л.н., ЛУ-5735; 6370±40 л.н., ГИН-13905. Эти пеплы имеют удаленный источник и, по-видимому, могут в дальнейшем использоваться как маркирующие. В интервале 1.91–1.94 м вскрыт прослой темно-серого вулканического пепла, представленного алевритистым песком (фракции >0.1 мм 56.5 %) с примесью пелита (7.1 %) с бимодальной кривой распределения (моды 20–30 мкм и 100–125 мкм). По химическому составу он относится к андезитам ( $SiO_2$  58.25 %) с низким содержанием  $K_2O$  (0.56 %, в вулканическом стекле – 0.60 %). Источником этого пепла могло быть сильное извержение на о. Симушир (возможно, влк. Прево), которое произошло во второй половине среднего голоцена (рис. 3). В позднего-

лоценовой части разреза обнаружен прослой (инт. 0.40–0.43 м) риолитового вулканического пепла, сложенного светло-желтым алевритом (фракции 0.01–0.05 37.5 %) с бимодальной кривой распределения (моды 20–30; 80–90 мкм) с примесью песка (до 26.5 %). Вулканическое стекло отличается по морфологии от других пепловых прослоев – преобладают волокнистые разновидности и обломки стенок крупных пузырьков. Содержание  $K_2O$  в вулканическом стекле 1.89 %. Вулканический пепел прослеживается во всех разрезах торфяников и может являться хорошим возрастным маркером.  $^{14}C$ -дата из нижележащего торфа – 2110±40 л.н., ГИН-13901; из вышележащего – 1650±70 л.н., ЛУ-5740. В верхней части всех разрезов прослежен прослой темно-серого вулканического пепла (мощностью до 2 см) андезитового состава с низким содержанием  $K_2O$  (0.49 %), сложенный хорошо сортированным песком (мода 0.25–0.315 мм). Из нижележащего торфа получена  $^{14}C$ -дата 1230±90 л.н., ЛУ-5741.

К близлежащим источникам (в том числе влк. Палласа) в разрезе 4006 предположительно относятся семь простоев тефры, сложенных плохо сортированным песком с примесью грубого материала (до 5–8 мм). По составу они относятся к андезитам и дацитам умеренно калиевой известково-щелочной серии, содержание  $K_2O$  – 0.98–1.18 %. В вулканическом пепле, образованном в результате извержения, которое произошло на границе среднего-позднего голоцена ( $^{14}C$ -дата 2250±80 л.н., ЛУ-5739), встречены моноклинные и ромбические пироксены. Пепел сложен

**Таблица 3. Химический состав вулканического стекла из прослоев вулканических пеплов торфяников о. Кетой, Центральные Курилы (%).**

№ п/п	№ образца	Глубина отбора, м	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$Na_2O$	$K_2O$	Сумма
1	4/4006	0.17–0.175	76.69	0.45	12.69	2.09	nd	nd	2.05	3.47	2.39	99.81
2	6/4006	0.30–0.31	62.01	0.67	18.34	5.87	0.26	1.49	5.59	5.01	1.11	99.90
3	11/4006	0.40–0.43	78.44	0.38	11.66	1.89	nd	nd	1.72	3.73	1.89	99.72
4	18/4006	0.74–0.75	75.59	0.45	14.11	1.84	nd	nd	2.05	3.37	2.49	99.90
5	25a/4006	1.05–1.06	56.21	0.43	22.92	4.31	0.10	1.53	9.62	4.28	0.51	99.94
6	28/4006	1.17–1.19	68.88	0.65	15.82	3.65	nd	nd	4.24	3.86	2.29	99.45
7	366/4006	1.49–1.495	77.66	0.37	12.22	2.02	nd	nd	1.26	3.32	3.09	99.96
8	39/4006	1.69–1.70	63.38	0.70	17.52	5.32	nd	0.22	6.85	4.36	1.41	99.73
9	44a/4006	1.86–1.87	59.60	0.66	19.72	5.58	0.13	0.39	7.27	4.85	1.45	99.65
10	45/40065	1.91–1.94	59.26	1.00	16.40	9.85	0.19	1.37	6.89	4.35	0.60	99.91
11	57a/4006	2.40–2.405	77.52	0.48	12.48	2.15	nd	nd	1.77	3.10	2.49	100.00
12	60/40065	2.54–2.55	77.16	0.43	12.16	1.93	nd	nd	1.77	4.09	2.53	100.09
13	63a/4006	2.65–2.655	76.28	0.46	12.95	1.93	nd	nd	1.36	3.94	2.92	99.85
14	636/4006	2.66–2.665	76.45	0.57	12.19	2.90	nd	nd	1.89	3.17	2.77	99.94
15	66/4006	2.77–2.83	74.09	0.42	12.92	3.99	nd	nd	2.80	4.49	1.08	99.76

*Примечание.* Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе SAMSCAN-4 с полупроводниковым спектрометром AN-10000 (Радиовый институт им. В.Г. Хлопина, г. Санкт-Петербург) Кречером Ю.Л. nd – ниже предела чувствительности анализа.

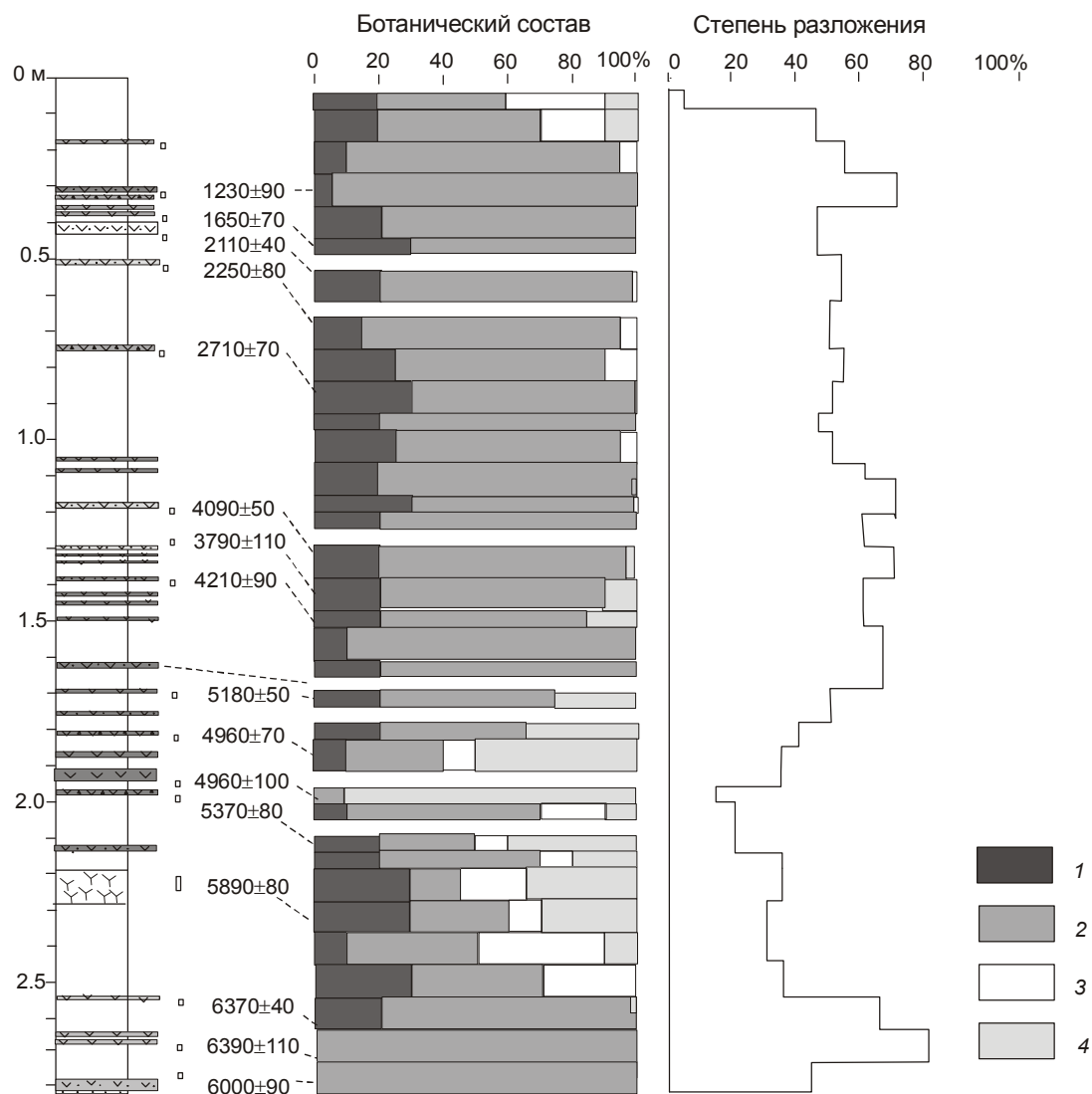
умеренно сортированным крупнозернистым песком с бимодальной кривой распределения (моды 0.5–0.63, 0.8–1 мм). В кровле некоторых разрезов торфяников встречен прослой грубой тefры, отвечающий одному из исторических извержений влк. Палласа (рис. 3).

В целом, прослой вулканических пеплов хорошо прослеживаются в разных разрезах и их корреляция позволяет сказать, что большинство торфяников на острове имеет позднеголоценовый возраст.

**Ботанический анализ торфа.** В отложениях, подстилающих торфяник (разрез 4006), встречены редкие остатки корней злаков, возможно, вейника. Определение ботанического состава торфа показало, что залежь полностью относится к низинному типу (рис. 5). В нижней части торфяной залежи обнаруже-

ны резкие смены растений-торфообразователей. В основании торфяника (инт. 2.48–2.77 м) залегает сильно разложившийся (степень разложения – до 80 %) травяной торф, в составе которого преобладают остатки осок и камыша (*Scirpus lacustris*), древесные остатки (кедровый стланик) не превышают 20 %, единично встречены сфагновые мхи. Торф накапливался в среднем голоцене ( $^{14}\text{C}$ -даты – 6370±70, ГИН-13905; 6390±110, ЛУ-5734; 6000±90, ГИН-13906).

В инт. 2.28–2.48 м вскрывается травяно-зелено-мошный торф, в составе которого помимо остатков осок, камыша увеличивается количество сфагновых мхов (10 %), появляются бриевые мхи (до 40 %), в том числе гидрофильный *Paludella squarrosa*, из кустарничков – клюква (до 10 %), что свидетельствует



**Рис. 5.** Ботанический состав разреза торфяника 4006 о. Кетой.

Остатки: 1 –древесных пород, кустарников и кустарничков, 2 –трав, 3 – зеленых мхов, 4 – сфагновых мхов.



об увеличении обводненности болота. В нижней части обнаружены остатки кедрового стланика (до 30 %). Степень разложения торфа незначительная (30–40 %).

Выше (инт. 2.08–2.28 м) залегает кустарничково-сфагновый слабо разложившийся торф (степень разложения 30–40 %), основными торфообразователями являлись сфагновые (до 35 %) и бриевые (до 20 %) мхи и клюква (до 30 %). Среди трав помимо осок появляются пушица и росянка. Торф формировался в условиях постоянного переувлажнения во второй половине среднего голоцена ( $^{14}\text{C}$ -дата 5890±80, ЛУ-5758).

В инт. 1.95–2.08 м основными торфообразователями являлись пушица с участием осок, камыша озерного и мхи, среди которых преобладают сфагновые (до 40 %), в том числе *Sphagnum magellanicum*, *S. obtusum*, и встречены бриевые (до 20 %). Остатки кустарничков (до 20 %) представлены клюквой, появляется *Spiraea beauverdiana*. Степень разложения незначительная (20–40 %). Торф накапливался во влажных условиях, но обводнение болота снизилось ( $^{14}\text{C}$ -дата 5370±80, ЛУ-5734).

Выше (инт. 1.94–1.95 м) выделяется прослой сфагнового торфа, сложенный на 80 % остатками сфагновых мхов исключительно секции Cuspidata (преобладает *Sphagnum obtusum*), также встречены остатки бриевых мхов (10 %), осок, пушицы, единично древесные и кустарнички. Материал практически не разложился (степень разложения 10–20 %), поскольку был перекрыт прослоем плотного вулканического пепла (инт. 1.91–1.94 м).

В инт. 1.81–1.91 м залегает пушицево-сфагновый торф, растениями-торфообразователями помимо сфагновых мхов (до 50 %) становятся пушица (*Eriophorum scheuchzeri*), осоки (до 30 %), бриевые мхи (10 %), по-видимому, из рода *Drepanocladus*, древесные остатки и кустарнички (10 %). Степень разложения 30–40 %.

Выше (инт. 1.69–1.81 м) залегает сфагново-осоковый, умеренно разложившийся торф (степень разложения 40–50 %), сложенный в основном остатками трав (до 50 %) – осок, камыша, пушицы, хвоща, содержание сфагновых мхов сокращается (30–35 %), присутствуют *Sphagnum magellanicum*, *S. squarrosum* и бриевые мхи (5 %). Увеличивается содержание остатков древесных и кустарничков (до 20 %) ( $^{14}\text{C}$ -дата 5180±50, ГИН-13903).

Верхняя часть торфяной залежи сложена хорошо разложившимся (степень разложения до 70 %) травяным торфом. В инт. 1.63–1.69 м выделяется пушицево-осоковый торф, в котором также встречены

остатки камыша, болотницы жемчужной (*Eleocharis mergaritacea*), белокрыльника (*Calla palustris*), доля древесных и кустарничков составляет 20 %. Выше (инт. 1.39–1.62 м) среди травянистых растений (до 90 %) преобладают остатки осок, отмечены сфагновые мхи (до 15 %), торф образовался около 4210±90 л.н., ЛУ-5736. Выше (инт. 1.29–1.39 м) залегает прослой пушицевого торфа, включающий остатки осок и вейника, среди древесных остатков (20 %) встречается береза (*Betula ermanii*). В интервале 0.08–1.29 м состав торфа становится более однообразным, основными растениями-торфообразователями были осоки (*Carex appendiculata*, *C. rhynchophysa*, *C. middendorffii*, *C. aquatilis*, *C. vesicata*, *C. cryptocarpa*, *C. limosa*, *Carex* sp.), в некоторых прослоях довольно много остатков пушицы (*Eriophorum gracile*), отмечены камыш (*Scirpus* sp.), вахта (*Menyanthes trifoliata*), ситник (*Juncus filiformis*). Среди древесных и кустарничков (в сумме до 30 %) присутствуют кедровый стланик, ольховник, ива, в нижней части – багульник. Встречены сфагновые (*Sphagnum fallax*, *S. squarrosum*) и бриевые (*Isopterigium turfatum*) мхи, количество которых возрастает к кровле. Травяной торф начал накапливаться около 4090±50 л.н., ГИН-13902. В кровле торфяника (0–0.08 м) преобладает *Eriophorum gracile* и *Glyceria* sp., много бриевых мхов (*Dicranum fuscescens*, *Isopterigium* sp.) с участием печеночных (*Cephalozia connivens*) и сфагновых (*Sphagnum rubellum*), встречены остатки чешуй шишек кедрового стланика.

**Спорово-пыльцевой анализ.** Изменение соотношения спор и пыльцы по разрезу позволило выделить семь палинозон (рис. 6):

Палинозона Kt-1 (2.48–2.77 м) характеризуется преобладанием пыльцы трав и кустарничков (до 97 %). В группе пыльцы древесных пород и кустарничков преобладает пыльца *Duschekia* и *Pinus* s/g *Haroxylon*, в небольшом количестве встречается *Betula* (до 13 %), *Taxus* (до 3.6 %), единично *Salix*, *Myrica*, *Lonicera*. Пыльца темнохвойных (*Abies*, *Picea*, *Pinus* s/g *Diploxylon*) и широколиственных (*Quercus*), скорее всего, занесена ветром. Среди трав и кустарничков преобладает разнотравье (Asteraceae – до 44 %, Poaceae – до 25 %, Apiaceae – до 13.6 %, Rosaceae – 1.3 %), в верхней части увеличивается содержание Сурегасеae (до 45 %), что свидетельствует о начале заболачивания. Из других влаголюбивых растений встречены *Lysichiton* (до 13.7 %), Ranunculaceae (до 6.6 %), из кустарничков – Ericaceae (до 4 %). Среди спор доминирует Polypodiaceae (до 95 %), присутствуют разные виды *Lycopodium*, единично *Sphagnum*. Такой состав палиноспектров отражает развитие разнотравных лугов и начало заболачивания по-

нижений на плато. Ближе к склонам вулкана были развиты кустарниковые группировки из ольховника и кедрового стланика с папоротниковым покровом и березовые леса с участием тиса.

Палинозона Kt-2 (1.75–2.48 м). Преобладает пыльца трав и кустарничков, среди которой доминирует пыльца болотной и влаголюбивой растительности (Сурегасеае – до 60.8 %, Егисасеае – 38.9 %, Polygonасеае – до 21.3 %, Ranunculасеае – 7.4 %, *Drosera* – 2.7 %, *Rumex* – 1.8 %). В пробах, богатых пыльцой, в группе древесных и кустарников, отмечено высокое содержание пыльцы *Pinus s/g Haploxylon*. В группе спор увеличивается содержание *Sphagnum*, практически исчезает Polypodiасеае. Палинозона отражает развитие болотных ландшафтов, происходило активное заболачивание в понижении на плато. По обрамлению болота были развиты заросли кустарников и березовые леса.

Палинозона Kt-3 (1.19–1.75 м). Пробы содержат более богатые спектры, преобладает пыльца травянистых и кустарничков (до 81.6 %). В группе древесных пород и кустарников доминантом становится пыльца *Betula* (до 53 %), причем встречена пыльца, сходная по морфологии с пыльцой кустарниковых берез. Вверх по разрезу увеличивается количество пыльцы древесных берез. Субдоминантами являются *Pinus s/g Haploxylon* (до 37.2 %) и *Duschekia* (до 26 %). Единично встречена пыльца *Taxus*, *Salix*, *Myrica*, *Ilex*. Отмечено увеличение содержания аллохтонной пыльцы темнохвойных (*Picea* – до 15 %, *Abies* – до 2.6 %) и широколиственных пород (*Quercus*, *Corylus*, *Fagus*, *Juglans*). Среди трав на фоне преобладания пыльцы болотных растений (Сурегасеае – до 83 %, Егисасеае – до 47 %, *Drosera*) увеличивается содержание пыльцы разнотравья (Asterасеае – 8.9 %, Роасеае – 2.7 %, Rosасеае – 3.2 %, Chenopodiасеае – 2 %). Содержание спор незначительно, преобладает *Lycopodium*, появляется Polypodiасеае (до 18.6 %), *Selaginella* (в том числе *Selaginella selaginoides* – до 13.9 %), встречены *Sphagnum*, *Botrychium*. Такой состав палиноспектров отражает снижение увлажненности, березовые леса с участием тиса получили более широкое распространение (<sup>14</sup>С-дата из основания интервала – 5180±50 л.н., ГИН-13903, из верхней части – 4090±50 л.н., ГИН-13902).

Палинозона Kt-4 (1.07–1.19 м). Возросло содержание пыльцы древесных и кустарниковых пород (44.9%), доминирует *Duschekia* (89 %). Состав пыльцы травянистых и кустарничков тот же, появляется Fabасеае. Споры немногочисленны (до 4.3 %). Состав палиноспектров, скорее всего, отражает сукцессию после сильного пеплопада.

Палинозона Kt-5 (0.77–1.07 м). Преобладающими становятся споры (до 89.4 %), среди которых доминирует *Selaginella* (до 99.5 %), в небольших количествах встречены *Lycopodium*, единично Polypodiасеае. В группе древесных и кустарников снижается количество пыльцы *Duschekia* (до 19 %), увеличивается содержание пыльцы *Betula* (33.3 %), *Pinus s/g Haploxylon* (19 %). Среди пыльцы трав и кустарничков преобладают Сурегасеае, Егисасеае. Пыльцевые спектры отражают в первую очередь локальную растительность болота, на котором в конце среднего голоцена (<sup>14</sup>С-дата 2710±70 л.н., ЛУ-5738) получили широкое распространение ассоциации с плаунком.

Палинозона Kt-6 (0.32–0.77 м). Увеличивается содержание пыльцы древесных пород и кустарников (до 50.7 %), а также трав и кустарничков (до 86.1 %). Доминирует пыльца *Duschekia* (до 55.9 %), *Betula* (34.5 %), *Pinus s/g Haploxylon* (до 64.5 %). Встречена пыльца, сходная с *Alnus* (до 3.9 %). В небольших количествах спектры включают перенесенную ветром пыльцу *Quercus*, *Corylus*, *Fagus*, *Abies*, *Picea*. Среди трав и кустарничков доминирует пыльца представителей семейств Егисасеае (до 70.4 %) и Сурегасеае (до 46.2 %). Споры встречены единично. Палиноспектры свидетельствуют, что в позднем голоцене (<sup>14</sup>С-даты от 2250±80 л.н., ЛУ-5739 до 1650±70, ЛУ-5740) по обрамлению плато были развиты луга и небольшие болота, вокруг которых существовали группировки кедрового стланика и ольховника и березовые леса.

Палинозона Kt-7 (0–0.32 м) характеризуется увеличением содержания пыльцы древесных пород и кустарников (до 61.8 %). Преобладает *Pinus s/g Haploxylon* (до 84.6 %), содержание пыльцы *Betula* не превышает 25.3 %, существенно снижается количество пыльцы *Duschekia* (до 10.7 %). Почти во всех пробах встречена пыльца *Myrica* (до 4.4 %). Среди трав и кустарничков возросло содержание Сурегасеае (до 90.2 %). Содержание спор невелико (до 8.1 %). Палиноспектры свидетельствуют, что основным компонентом ландшафта на плато становится кедровый стланик. Из основания интервала получена <sup>14</sup>С-дата 1230±90 л.н., ЛУ-5741.

**Диатомовый анализ.** В торфянике выявлено 59 таксонов пресноводных диатомовых, представленных пениатными формами, среди которых наиболее представительны роды *Pinnularia* (17), *Navicula* (14), *Eunotia* (11), остальные роды включают 2–3 таксона. В целом, состав пресноводной диатомовой флоры характерен для мало минерализованных водоемов с пониженной или близкой к нейтральной рН среды. В подстилающих отложениях присутствуют единичные

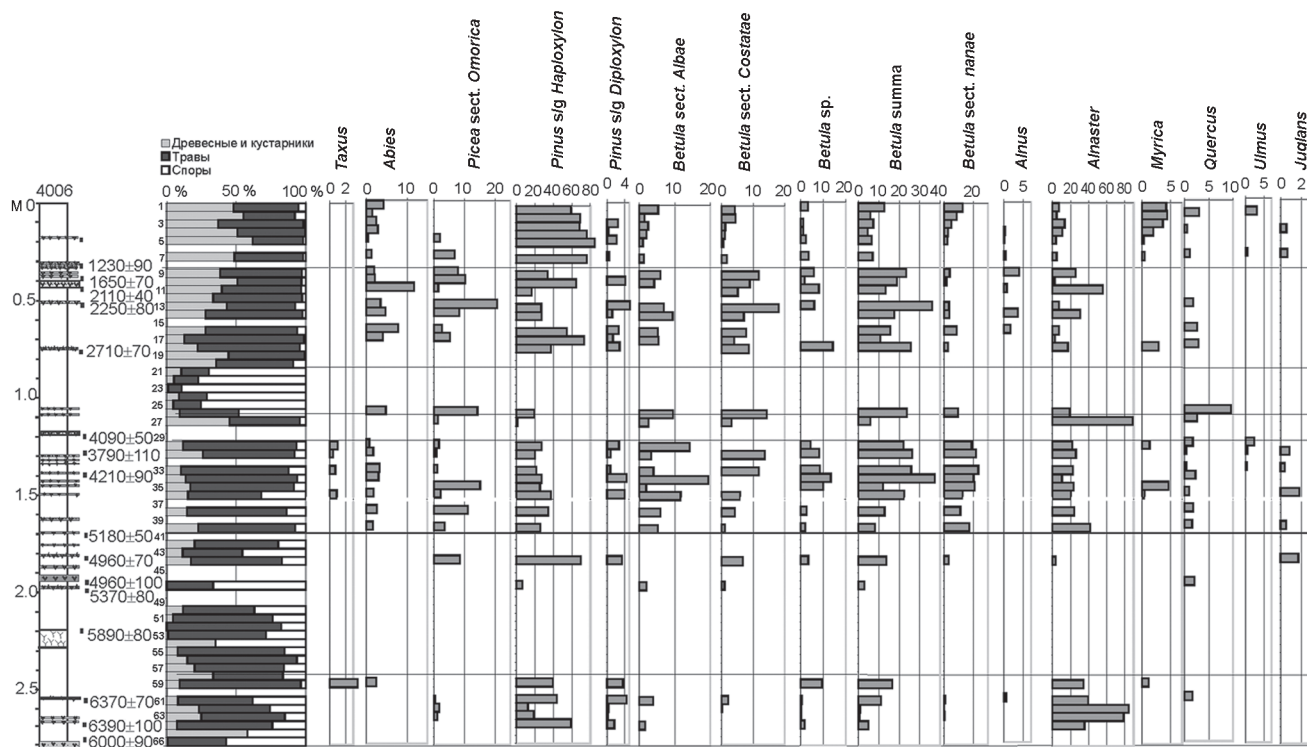


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника (разрез 4006) о. Кетой.

фрагменты пресноводных диатомовых. В разрезе торфяника выделено шесть комплексов диатомей.

Комплекс 1 (инт. 2.48–2.78 м) характеризуется низким видовым разнообразием (11 таксонов) и малым количеством диатомовых. Ведущее положение занимают донные виды (88–90.8 %). В подошве абсолютное доминирование имеет *Pinnularia borealis* Ehr. (до 83.3 %), характерный для слабо увлажняемых местообитаний. Вверх по разрезу увеличивается содержание *Eunotia praerupta* Ehr. (до 21 %) и появляется *Pinnularia subcapitata* Greg. (до 12.4 %), которым необходимо постоянное увлажнение. Содержание остальных видов не превышает 1–2 %. В основании торфяника ведущими по отношению к pH среды являются циркумнейтральные виды (до 84.2 %), по отношению к минерализации доминирует группа индифферентов (до 85.8 %), участие которых снижается вверх по разрезу (60 и 61 %, соответственно). В верхней части интервала (2.48–2.54 м) доминирует *Diadsmis contenta* (Grun.) D. Mann (24 %), хорошо переносящий временное осушение, высоким остается содержание *Pinnularia borealis* (до 12 %), *Eunotia praerupta* (до 8.4 %), а также донные *Pinnularia isostauron* (Ehr.) Cl. (21 %), *P. intermedia* (Lagerst.) Cl. (9 %), *P. obscura* Krasske (4.9 %). Экологическая структура комплекса отражает изменение условий от засушливых к более обводненным и начало забла-

чивания котловины. Кратковременное иссушение болота, зафиксированное в самой кровле интервала, вероятно, связано с вулканическим пеплопадом.

Комплекс 2 (инт. 2.03–2.48 м) характеризуется увеличением численности видов (36 форм) и количественного содержания створок диатомовых. В нижней части интервала (2.43–2.48 м) преобладают *Pinnularia divergentissima* (Grun.) Cl. (31.3 %), *P. subcapitata* (25.6 %), *P. appendiculata* (Ag.) Cl. (7.7 %) и *Navicula festiva* Krasske (15.4 %), оптимально развивающийся при pH менее 5.5. В инт. 2.08–2.38 м возрастает участие *Eunotia paludosa* Grun. (28–42 %), *E. fallax* A. Cl. (до 26 %), *E. paludosa* var. *trinacria* (Krasske) Nörpel. (до 6.7 %), еще больший вес приобретают донные *Navicula festiva* (до 22 %), *N. mediocris* Krasske (до 21 %), сократилась численность видов рода *Pinnularia*, за исключением *Pinnularia subcapitata* (до 4.5 %). Следует отметить, что в интервалах 2.38–2.43, 2.28–2.33, 2.13–2.18 м отмечено появление донных *Frustulia rhomboides* var. *saxonica* (Rabenh.) De T. (до 5 %) и *Anomoeoneis brachysira* (Breb.) Grun. (до 9 %). Резкое замещение в составе комплекса одних видов другими является свидетельством быстрой смены экологической обстановки. В подошве слоя доминируют ацидофилы (66–77 %), высоким остается участие индифферентов (40–67 %), выше по разрезу

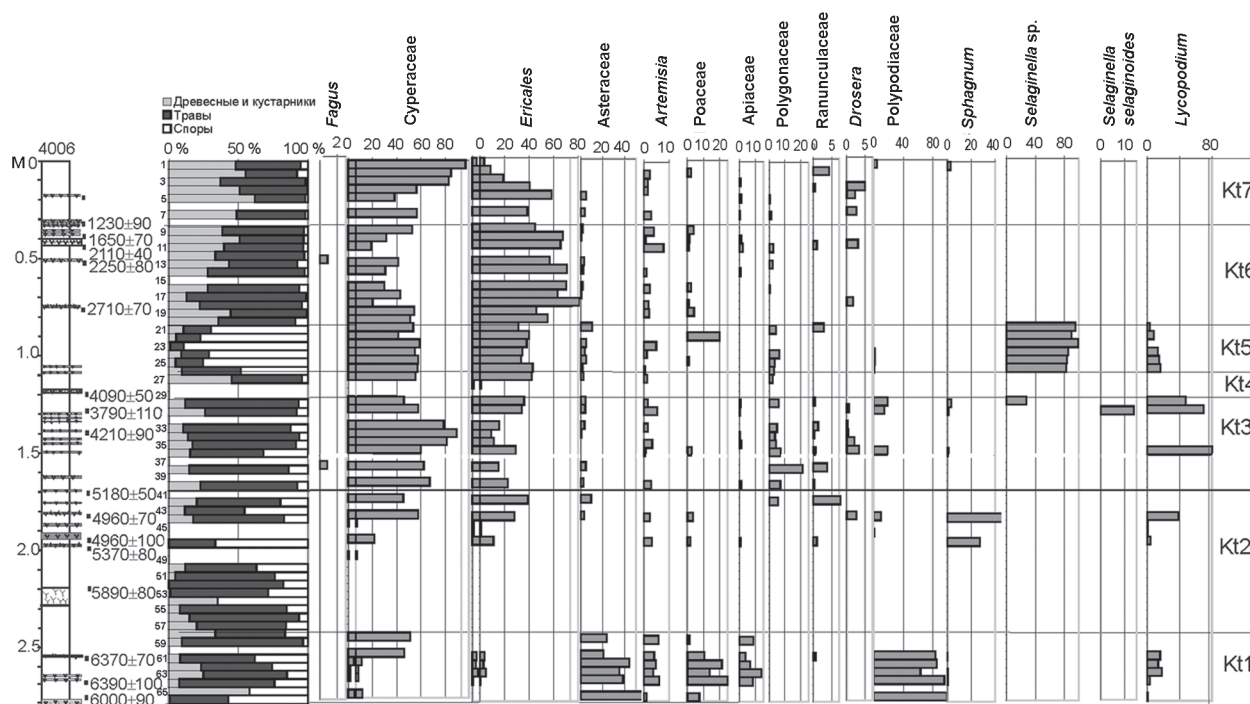


Рис. 6. (Продолжение).

на фоне преобладания ацидофилов заметное участие приобретают ацидобионты (до 23 %), а по отношению к минерализации доминируют галофобы (91 %). Такой состав диатомовых свидетельствует о быстром и интенсивном заболачивании.

Комплекс 3 (инт. 1.95–2.03 м) включает 26 форм диатомей. Общий фон составляют виды рода *Eunotia*, но доминирующее значение приобретает донный циркумнейтральный индифферент *Pinnularia rupestris* Hantz. (до 43 %), в то время как участие ацидобионта *Navicula festiva* существенно снижается. Содержание ацидобионтов не превышает 3–4 %, а доля циркумнейтральных возрастает до 43.9 %, что может указывать на повышение показателей pH среды. По-видимому, увеличилась и электропроводность, о чем свидетельствует довольно высокое содержание диатомей из группы индифферентов (до 44 %). Такие изменения были вызваны, скорее всего, увеличением обводненности болота за счет большего стока, о чем говорят находки здесь таких видов как *Cymbella gracilis* (Rabenh.) Cl., *Martyana martyi* (Herib.) Round., *Fragilaria vaucheriae* (Kütz.) Peters. Не исключена и роль вулканических пеплопадов.

Комплекс 4 (1.29–1.95 м). В нижней части интервала торф включает множество прослоев вулканических пеплов, которые мало насыщены створками диатомовых. Здесь встречено 7 форм, характер-

ных для кислой, слабо минерализованной среды (*Eunotia paludosa* – 65.5%, *E. fallax* – 11 %, а из донных *Navicula festiva* – 30.3 %, *N. mediocris* – 17.1 %). В верхней части (инт. 1.29–1.69 м) насыщенность створками диатомовых высокая, обнаружено 32 таксона. Здесь, наряду с выше перечисленными формами, высоких показателей достигают *Eunotia glacialis* Meist. (14 %), *E. exigua* (Breb.) Rabenh. (4.4 %), *E. nymanniana* Grun. (до 10 %), из донных появляются *Pinnularia divergentissima* (до 3 %), *P. isostauron* (5.5 %), *Pinnularia subcapitata* (до 10 %) и др. В средней части интервала (1.39–1.69 м) в составе диатомовых в небольшом количестве (1–4 %) присутствуют *Diadesmis contenta* и *Navicula bryophila* Petersen, обычные виды как для слегка увлажненных, так и сухих субэаральных условий, что может говорить о более сухом климате и появлении в пределах болота слабо увлажненных участков. Над пепловым прослоем (инт. 1.55–1.62 м) отмечена вспышка *Frustulia rhomboides* var. *saxonica* (20 %) и *Anomoeoneis brachysira* (3.3 %). В целом, в комплексе доминируют ацидобионты (до 30 %) и ацидофилы (до 60 %), а по отношению к минерализации – галофобы (до 77–90 %). В инт. 1.29–1.30 м возрастает количество диатомей, характерных для более обводненных условий (*Pinnularia brevicostata* – 12 %), а также отмечены *Asterionella formosa* Hass.,

*Planothidium lanceolatum* (Breb.) Round et Burkht.,  
*Surirella amphioxys* W. Sm.

Комплекс 5 (инт. 0.97–1.29 м) характеризуется снижением видового богатства (23 формы) и количественного содержания диатомей. Ядро комплекса формируют донные *Pinnularia divergentissima* (25 %), *P. isostauron* (33 %), а из числа обрастающих высоких показателей достигают *Eunotia fallax* (11 %), *E. glacialis* (8 %). На фоне этих видов существенных значений достигают *E. praerupta* (до 37 %), *Pinnularia borealis* (до 20 %), *Diademsis contenta* (до 5 %), появляется *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. В экологической структуре комплекса господство по отношению к минерализации приобретают индифференты (до 75 %), по отношению к рН среды здесь существенно сократилось содержание ацидобионтов, а участие ацидофилов и циркумнейтральных имеют практически равные доли. Такой состав комплекса указывает на существование слабообводненных обстановок и начало иссушения болота. В средней части интервала (0.92–1.07 м) встречены виды диатомовых, характерные для проточных вод *Rhoicosphenia abbreviata* (Ag.) L.-B., *Asterionella formosa*, *Planothidium lanceolatum*, что, возможно, связано с увеличением стока в котловину.

Комплекс 6 (0–0.92 м) характеризуется еще более резким сокращением видового разнообразия (13 форм) и количественного содержания створок, что, скорее всего, указывает на неблагоприятные условия для развития диатомей, связанные с иссушением болота. В отдельных пробах встречены единичные створки *Eunotia paludosa*, *E. fallax*, *E. exigua*, а из представителей донной флоры наиболее часты *Pinnularia subcapitata*, *P. borealis*, *P. isostauron*, *P. divergentissima*. Гидрологические условия в период накопления верхней части торфяника были неустойчивыми. Выделяются прослой (инт. 0.50–0.52, 0.29–0.32, 0.08–0.12 м), где встречена богатая диатомовая флора с обилием *Eunotia paludosa* (до 80.9%), *E. fallax* (до 8.8 %), *E. exigua* (до 2.2 %), характерная для болотных обстановок.

По всему разрезу единично встречаются морские переотложенные виды широкого возрастного диапазона: океанические *Thalassiosira eccentrica* (Ehr.) Cl., *Neodenticula seminae* (Sim. et Kanaya) Akiba et Yanag., неритическая *Thalassiosira gravida* Cl. и сублиторальный *Cocconeis costata* Ehr. Переотложение этих видов, скорее всего, осуществлялось небольшими временными водотоками, о чем свидетельствует присутствие в составе диатомей, типичных для заболоченных условий, единичных створок таких видов, как *Rhoicosphenia abbreviata*, *Planothidium lanceolatum* и представителей рода *Symbella*.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Комплексное изучение стратиграфии разреза торфяника в южной части о. Кетой с детальным радиоуглеродным датированием показало, что ландшафты острова, включая локальные геокомплексы, прошли сложный путь развития. Выделяются несколько фаз, отвечающих периодам обводнения и уменьшения увлажнения. Большую роль в палеоландшафтных сменах на острове играли не только климатические изменения, но и вулканическая деятельность. Распределение прослоев вулканических пеплов по разрезу показало, что частота вулканических извержений в среднем-позднем голоцене была неравномерной. Активизация вулканической деятельности в районе Центральных Курил происходила около 6500–6370, 5370–5180; 4550–3600, 2250–1230 л.н., а также отмечены отдельные извержения, секторы разности пеплов которых захватывали территорию о. Кетой (рис. 3). По-видимому, большая часть пепловых прослоев образована в результате извержений вулканов о. Симушир. Вулканы о. Кетой были менее активными, преобладали фреатомагматические извержения вулканического типа, оказывавшие влияние только в пределах вулканической постройки влк. Палласа.

Использование комплекса био-стратиграфических методов позволило выявить, каким образом при ландшафтных сменах в среднем-позднем голоцене шло развитие отдельных биотических компонентов, по-разному реагирующих на внешнее воздействие и изменения экологических характеристик среды. Полученные данные позволили определить основные этапы развития палеоландшафтов на острове. Выделение временных границ проведено на основе интерполяции радиоуглеродных дат и расчета изменения скоростей торфонакопления.

Накопление торфяника началось около 6500 л.н. и связано как с благоприятными гидротермическими условиями, так и, возможно, со снижением вулканической активности на острове. Потепление, хорошо выраженное в районе Южных Курил [10, 11, 17, 25], о. Хоккайдо [24, 26], Южного и Восточного Сахалина [9, 14, 21], на о. Кетой ярко не проявилось. Растительный покров на плато отвечает первичной сукцессии после крупного цикла вулканической активности. Здесь на почвенно-пирокластическом чехле, вскрытом в верхней части береговых уступов (мощность до 1.5 м), начали формироваться разнотравные луга богатого видового состава. Широкое распространение получили группировки из ольховника и кедрового стланика с папоротниковым покровом. Березовые леса с учас-

тием тиса сохранились у подножья склонов кальдеры и на древних лавовых потоках. Возможно, тис был более распространен на острове, чем в современных условиях.

Увеличение увлажнения после относительно “сухого” периода (около 7500–6500 л.н.), хорошо выраженного на юге Курильской дуги [17], привело к заболачиванию отдельных линейных понижений на плато, где происходила разгрузка грунтовых, талых и дождевых вод. На начальном этапе развития торфяник накапливался в условиях слабого увлажнения, основными растениями-торфообразователями были осоки. В условиях низких скоростей торфонакопления формировался хорошо разложившийся травяной торф. На болоте присутствовали отдельные куртины кедрового стланика. Изменение экологической структуры диатомовых водорослей и появление пыльцы влаголюбивых растений в спорово-пыльцевых спектрах указывают на прогрессирующее увеличение обводнения болота около 6440 л.н.

Резкое повышение увлажнения около 6370–6300 л.н. произошло, по-видимому, как за счет летних атмосферных осадков, так и за счет интенсивного таяния снежников в более теплых, чем современные, климатических условиях. Увеличение атмосферных осадков могло быть связано с прохождением циклонов и проникновением в эту часть Курильской островной дуги теплых воздушных масс, насыщенных влагой, с южных островов, при контакте которых с холодными морскими водами и прохождении над гористыми островами выпадали дожди, образовывались морось и туманы. Об увеличении циклоногенеза во вторую половину среднего голоцена свидетельствуют находки аллохтонной пыльцы – широколиственных и темнохвойных, распространение которых, скорее всего, было ограничено Южными Курилами, и северная граница находилась на о. Итуруп [11].

Обводнение привело к быстрому росту торфяника, скорости торфонакопления увеличились до 0.7 мм/год. В составе болотной растительности появляются клюква, в обводненных понижениях – *Aldrovanda vesiculosa*. Одними из основных растений-торфообразователей становятся мхи, сначала бриевые, а затем и сфагновые, представленные гипергидрофильными видами, произрастающими в условиях постоянного переувлажнения, исчезает кедровый стланик. Состав диатомовых водорослей свидетельствует о существенном увеличении кислотности (рН менее 5.5) и снижении минерализации. Частая смена видов-доминантов среди диатомей и резкие изменения в ботаническом составе торфа говорят о неустой-

чивой экологической обстановке на болотном массиве. Это могло быть связано как с климатическими причинами, так и с влиянием вулканических извержений. Например, кратковременный период развития среди диатомей алкалифилов, показывающих иссушение болота, отмечено после выпадения риолитового вулканического пепла около 6370 л.н.

В развитии торфяника в среднем голоцене в условиях высокого обводнения выделяется несколько стадий, характеризующихся существенными изменениями в составе растений-торфообразователей, что указывает на нестабильные экологические условия:

6300–5510 л.н. – быстрое торфонакопление, скорости меняются от 0.7 до 0.4 мм/год, среди растительных-торфообразователей существенно возрастает участие мхов, для болотной среды характерны низкие значения рН и минерализации.

5510–5320 л.н. – рост скоростей торфонакопления (до 1.13 мм/год), повышение показателей рН и минерализации. Накопление торфа совпало с началом фазы вулканической активности, вначале произошло извержение на о. Кетой, в результате которого на болоте образовался прослой грубой тейфры, а далее происходило неоднократное выпадение транзитных вулканических пеплов, образованных в основном в результате извержений вулканов о. Симушир.

5320–5180 л.н. – увеличение кислотности, расцвет гидрофильных сфагновых мхов (*Sphagnum obtusum*, *S. squarossum*, *S. magellanicum*) среди болотной растительности. Однако отмечено сокращение содержания сфагновых мхов в торфе, лежащем выше прослоев вулканических пеплов, что свидетельствует о неблагоприятном влиянии пеплопадов на развитие мхов. Такой же эффект отмечен для развития растительности болот о. Хоккайдо [23]. Растительность плато и склонов вулканических построек мало менялась, возможно расширились площади, занятые березовыми лесами.

5180–4210 л.н. – снижение скоростей торфонакопления (до 0.3 мм/год), значения рН среды остаются низкими. В составе болотной растительности произошли существенные изменения – почти полностью исчезли мхи, основными торфообразователями стали травянистые растения – пушица, осоки и багульник. Встречена болотница жемчужная (*Eleocharis margaritacea*). Скорее всего, такие изменения связаны и с климатическими изменениями, обусловленными похолоданием, сопоставляемым с ухудшением климатических условий на границе атлантик-суббореал, которое более ярко проявилось на материковой части юга Дальнего Востока и крупных островах [8, 14, 21]. На похолодание может указывать увеличение

в спорово-пыльцевых спектрах доли пыльцы, сходной по морфологии с пыльцой кустарниковых берез. В массе появляются споры плаунов. Похолодание могло сопровождаться и некоторым снижением количества атмосферных осадков. Нельзя исключать, что некоторое снижение обводнения болота могло происходить за счет улучшения дренажа, вызванного неоднократным выпадением пеплов песчано-алевритовой размерности. Снижение скоростей обусловлено и изменением ботанического состава торфа, поскольку для травяных торфов характерна более высокая степень разложения [1].

4210–4090 л.н. – период с самыми высокими скоростями торфонакопления (1.42 мм/год), связанный с потеплением, сопровождавшимся увеличением увлажнения за счет летних осадков и таяния снежников. В составе болотной растительности появились гидрофильные сфагновые мхи из секции *Cuspidata* (*Sphagnum fallax*). Вероятно, на болоте сохранялись кустарниковые березы. Об увеличении стока воды на заболоченные участки плато свидетельствуют находки *Diploneis elliptica*, *Asterionella formosa*, *Planothidium lanceolatum*. Благоприятные климатические условия способствовали расширению площади березовых лесов на острове. Постоянное присутствие в палиноспектрах пыльцы тиса указывает на более широкое его распространение в этот период.

После 4090 л.н. произошли существенные изменения в развитии ландшафтов на острове, связанные с прогрессирующим похолоданием. Данные диатомового анализа показывают, что существенно снизилось обводнение болотного массива. Существенные изменения произошли в геохимической обстановке – повысились величины pH – среди диатомей увеличилась доля циркумнейтральных видов и алкалифилов, резкое снижение галофобов свидетельствует о повышении минерализации. Основными растениями-торфообразователями являлись осоки, пушица с участием багульника, среди кустарников на болоте появились кедровый стланик, ольховник, ива. В составе локальной растительности (на болоте или в обрамлении болота) около 3760–2880 л.н. в массе появились плаунки (*Selaginella* sp.). Снизились скорости торфонакопления (0.3–0.46 мм/год), причем некоторое увеличение скоростей до 0.64 мм/год, по-видимому, фиксирует потепление в начале позднего голоцена (около 2250–2110 л.н.). Именно в это время началось активное заболачивание понижений на плато и у подножья склонов. Отмечено сокращение содержания зеленых мхов среди растений-торфообразователей после выпадения вулканических пеплов. Самые низ-

кие скорости торфонакопления (до 0.17 мм/год) выявлены для интервала 1650–1230 л.н., совпадающего с похолоданием, ярко проявившимся на Южных Курилах и Японских островах [10, 11, 25, 26]. В последние 1200–1000 л.н. скорости торфонакопления несколько увеличились (до 0.25 мм/год), в составе растительности на болоте появляются зеленые и сфагновые мхи, возможно, восковник, увеличивается содержание пыльцы осок.

Около 4090–3760 л.н. на плато отмечена кратковременная фаза развития зарослей ольховника после извержения и выпадения слоя андезибазальтового пепла (мощностью до 3 см), возможно образованного во время извержения влк. Палласа. В конце среднего–начале позднего голоцена на острове вновь получили развитие березовые леса, возросла роль кедрового стланика. Особенно благоприятные условия для развития березовых лесов были при кратковременном потеплении в начале позднего голоцена. Ландшафты приобрели облик, близкий к современному, в последние 1230 лет. На плато и склонах вулканов существенно расширились площади, занятые кедровым стлаником.

Увеличение содержания аллохтонной пыльцы (*Abies*, *Picea*, *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fagus*) в составе палиноспектров из отложений, образованных последние 2600 лет, свидетельствует об активизации ее выноса с южных островов в весенне-летний период, что совпадает с данными, полученными при изучении голоценовых отложений Малой Курильской гряды [17].

## ВЫВОДЫ

Изучение торфяника позволило восстановить палеоландшафтные смены на о. Кетой в среднем-позднем голоцене, связанные как с климатическими причинами, так и с неоднократным выпадением вулканических пеплов разного состава. Органогенное накопление на острове началось около 6.5 тыс. л.н. и связано с благоприятными условиями – потеплением, увеличением увлажнения и снижением вулканической активности. Выделено несколько фаз развития болотных обстановок, связанных с климатическими колебаниями. Изменения в составе болотной растительности наиболее часто происходили в среднем голоцене. В это время в составе болотных сообществ увеличивалась роль мхов. В конце среднего–позднем голоцене основными торфообразователями становятся осоки, пушица. Активное заболачивание локальных участков на острове началось во время потепления в начале позднего голоцена. Максимальные скорости торфонакопления зафиксированы в

среднем голоцене, в позднем голоцене они существенно снизились.

На основе изучения диатомовой флоры выделено шесть этапов развития торфяника, соответствующих периодам обводнения и более сухим обстановкам. Режим увлажнения, скорее всего, контролировался изменением количества атмосферных осадков и температурным режимом. Смены этапов обводнения и обмеления вызывали изменения таких экологических параметров среды обитания, как рН и минерализация. Наиболее быстрой реакцией при изменениях экологической ситуации в болоте обладают группы диатомей, реагирующие на кислотно-щелочные свойства среды, в частности, группа ацидобионтов, в то время как замещение групп диатомей по отношению к изменению минерализации в водоеме происходило постепенно.

Выделено семь этапов изменения островных ландшафтов. Выделяются периоды, когда на острове преобладали группировки ольховника и кедрового стланика, наиболее благоприятные условия для развития березовых лесов существовали в конце среднего–первой половине позднего голоцена. Современный облик ландшафты приобрели около 1200 л.н.

Большую роль в палеоландшафтных сменах на острове играли не только климатические изменения, но и вулканические извержения. Выделено несколько фаз вулканической активизации в районе Центральных Курил: около 6500–6370, 5370–5180, 4550–3600, 2250–1230 л.н., а также отмечены отдельные извержения, секторы разноса пеплов которых захватывали территорию о. Кетой. После выпадения вулканических пеплов крупных извержений отмечено более широкое развитие ольховника в растительном покрове и уменьшение роли сфагновых и зеленых мхов среди болотных ассоциаций.

Данный разрез торфяника предлагается использовать в качестве опорного разреза голоцена для Центральных Курил.

Авторы выражают благодарность М.М. Певзнер, Л.Д. Сулержицкому (ГИН РАН) и Х.А. Арсланову (СПбГУ) за проведение радиоуглеродного датирования, Ю.Л. Крецеру (РИ им. В.Г. Хлопина, г. Санкт-Петербург) за проведение микронзондового анализа вулканического стекла, Н.П. Домре (БПИ ДВО РАН) за помощь в обработке материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 05-05-64063; 06-05-64033. Финансирование экспедиционных исследований проводилось в рамках Курильского Биокомплексного Проекта (грант NSF ARC-0508109, руководитель Бен Фицхью), грантов РФФИ 06-05-79033, 07-05-10040 и ДВО РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бамбалов Н.Н. Анализ гидротермической гипотезы разложения органического вещества // Болота и биосфера: Материалы четвертой научной школы, 12–15 сентября, Томск. Томск: Изд-во ЦНТИ, 2005. С. 61–68.
2. Баркалов В.Ю. Очерк растительности // Растительный и животный мир Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 35–66.
3. Ганзей К.С. Ландшафтная организация островов Кетой и Расшуа (Средние Курильские острова) // Географические и геоэкологические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: Дальнаука, 2008. (в печати).
4. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
5. Зарецкая Н.Е. Радиоуглеродные исследования торфяников и хронология событий голоцена Южной Камчатки и Волго-Окского междуречья: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2001. 24 с.
6. Камчатка, Курильские и Командорские острова / И.В. Мелекесцев, О.А. Брайцева, Э.Н. Эрлих и др. М.: Наука, 1974. 439 с.
7. Климин М.А., Орлова Л.А., Базарова В.Б. Искажения радиоуглеродных датировок в торфяных отложениях: одна из причин // Изучение глобальных изменений на Дальнем Востоке. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 46–50.
8. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С. и др. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое (миоцен–плейстоцен). Владивосток: ДВО РАН, 1996. 57 с.
9. Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. и др. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997. 195 с.
10. Короткий А.М., Разжигаяева Н.Г., Гребенникова Т.А. и др. Голоценовые отложения и палеогеография острова Кунашир (Курильские острова) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 1. С. 25–40.
11. Короткий А.М., Разжигаяева Н.Г., Гребенникова Т.А. и др. Осадконакопление и палеоландшафты позднего плейстоцена–голоцена бассейна р. Курилки (о. Итуруп, Курильские острова) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 5. С. 61–77.
12. Курильские острова (природа, геология, землетрясения, вулканы, история, экономика). Южно-Сахалинск: Сахалин. кн. изд-во, 2004. 226 с.
13. Левин Б.В., Фитцхью Б., Бурджуа Д. и др. Комплексная экспедиция на Курильские острова в 2006 г. (I этап) // Вестн. ДВО. 2007. № 1. С. 144–148.
14. Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Развитие природы юго-восточной части острова Сахалин в голоцене. Владивосток: ДВГУ, 1996. 130 с.
15. Мохова Л.М., Ганзей К.С. Соответствие субфоссильных споро-пыльцевых спектров структуре ландшафтов острова Кетой (Средние Курилы) // Изменения климата, природные катастрофы и становление ландшафтов юга Дальнего Востока в плейстоцене–голоцене. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 25–45.
16. Новейший и современный вулканизм на территории России / Н.П. Лаверов, Н.Л. Добрецов, О.А. Богатиков и др. М.: Наука, 2005. 604 с.



17. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Беянина Н.И., Гребенникова Т.А. Стратиграфия торфяника долины р. Горобец и развитие природной среды о. Шикотан (Малая Курильская гряда) в голоцене // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 96–112.
18. Справочник по климату СССР. Вып. 34. Л.: Гидромет. изд-во, 1968. Часть V (облачность). 189 с. Часть III (ветер). 248 с.
19. Справочник по физической географии Сахалинской области. Южно-Сахалинск: Сахалин. кн. изд-во, 2003. 110 с.
20. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенез. М.: Наука, 1989. 340 с.
21. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
22. Bronk Ramsey C. Development of the radiocarbon Program OxCal // Radiocarbon. 2001. V. 43, N 2A. P. 355–363.
23. Hotes S., Poschlod P., Takahashi H. et al. Effects of tephra deposition on mire vegetation: a field experiment in Hokkaido, Japan // Journal of Ecology, 2004. V. 92, N 4. P. 624–634.
24. Igarashi Y. Quaternary forest and climate history of Hokkaido, Japan, from marine sediments // Quat. Science Reviews. 1994. V. 13. P. 335–344.
25. Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzey L.A. et al. The role of global and local factors in determining the middle to late Holocene environmental history of the South Kurile and Komandar Islands, northwestern Pacific // Palaeog., Palaeoclim., Palaeoecol. 2004. V. 209. P. 313–333.
26. Sakaguchi Y. Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation // Bull. of the Dep. of Geogr. Univ. of Tokyo. 1983 V. 15 P. 1–31.
27. Stuiver M., Reimer P.J., Bard E. et al. INTCAL 98 Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal BP // Radiocarbon. 1998. V. 40, N 3. P. 1041–1083.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

***N.G. Razjigaeva, L.A. Ganzey, T.A. Grebennikova, L.M. Mokhova, T.A. Kopoteva, A.V. Rybin, A.A. Kharlamov***

#### **Peat bog of Ketoi Island – Middle-Late Holocene reference section of the Central Kuriles**

The results of complex study of the Holocene peat bog section of southern Ketoi Island, which is proposed as a reference section for the Central Kuriles, are considered. Stratigraphical division of the peat bog is based on botanical, spore-and-pollen and diatom analysis. 16 <sup>14</sup>C-dates were obtained. Volcanic ash composition was studied. Peat formation began about 6500 yr B.P. Vegetation changes during the Middle-Late Holocene were discussed, phases of vegetation development were established, and the age of paleolandscape changes, connected with climatic variations and volcanic eruption impact, was determined.

***Key words:*** peat bog, Holocene, stratigraphy, climatic changes, paleolandscapes, Ketoi Island, Central Kuriles.

## МОРФОТЕКТОНИКА НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Г.Ф. Уфимцев<sup>1</sup>, С.Н. Алексеенко<sup>2</sup>, Ф.С. Онухов<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 26 декабря 2008 г.

Морфотектоника Нижнего Приамурья определяется явлениями окраинно-материкового ареального рифтогенеза и их взаимодействиями с общими воздыманиями и умеренным тектоническим скупиванием на краю “устойчивого” континента. Окраинно-материковые рифты входят в общий эволюционный ряд форм переходной зоны от континента к океану и являются морфотектоническим выражением начальной стадии процесса утонения и преобразования материковой литосферы.

Край устойчивого континента на юге Дальнего Востока имеет сложную конфигурацию и оформлен большими уступами – непрерывными или композиционными, пространственно совпадающими с крупными гравитационными ступенями.

**Ключевые слова:** окраинно-материковый рифт, утонение литосферы, большой уступ, линейное коробление литосферы, переходная зона, юг Дальнего Востока.

### ВВЕДЕНИЕ

На материках мы встречаемся с двумя видами рифтовых зон. С одной стороны, это внутриконтинентальные рифтовые зоны – большие грабены Восточной Африки и их горное сопровождение [9, 10], Байкальская рифтовая зона [14, 18, 19, 29] и Верхнерейнский грабен [20, 22]. Для всех них характерно линейное расположение структурных элементов и оформление рифтов протяженными сбросами. Глубинные составляющие таких рифтогенов представляют собой выступы аномальной мантии в форме гигантских даек, достигающих раздела Мохо [18, 21].

Рифтовые системы иного рода представляют собой окраинно-материковые образования двух разновидностей: 1) впадины на шельфах и континентальных склонах пассивных континентальных окраин и сопровождающие их великие уступы [27] и 2) грабены и блоковые поднятия в тылу активных континентальных окраин в зонах растяжения, дробления (крошения) и утонения континентальной литосферы, сопряженные с шельфовыми бассейнами окраинных морей. Примеры подобного рода окраинно-материковых рифтов представляет нам Охотоморский регион и, в частности, Северное Приохотье [11–13] и Нижнее Приамурье [21], где они проявлены, пожалуй, в наиболее яркой форме.

Рифтовая система Нижнего Приамурья и эволюционный ряд морфотектонических элементов, обозначающий в тектоническом рельефе всю последовательность преобразований континентальной литосферы в условиях утонения в тылу активной переходной зоны от континента к океану, характеризовался нами ранее [17, 21]. В настоящей работе мы стремимся детализировать эти представления, внести в них существенные дополнения по преимуществу структурного характера, оценить взаимосвязанность, эволюционный ряд или последовательность явлений задугового рифтогенеза от котловин окраинных морей через шельфы и аваншельфы к прибрежным пониженным территориям. Район Охотского моря, Татарского пролива и Нижнего Приамурья в этом отношении представляет собой идеальный научный полигон.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Рис. 1 представляет собой модель тектонического рельефа, при построении которой благодаря преобразованиям топографических карт определенными морфометрическими приемами убираются (условно “засыпаются”) несущественные эрозионные формы рельефа [17]. Для Нижнего Приамурья морфометрический анализ выполнялся на картах 1:1 000 000 и

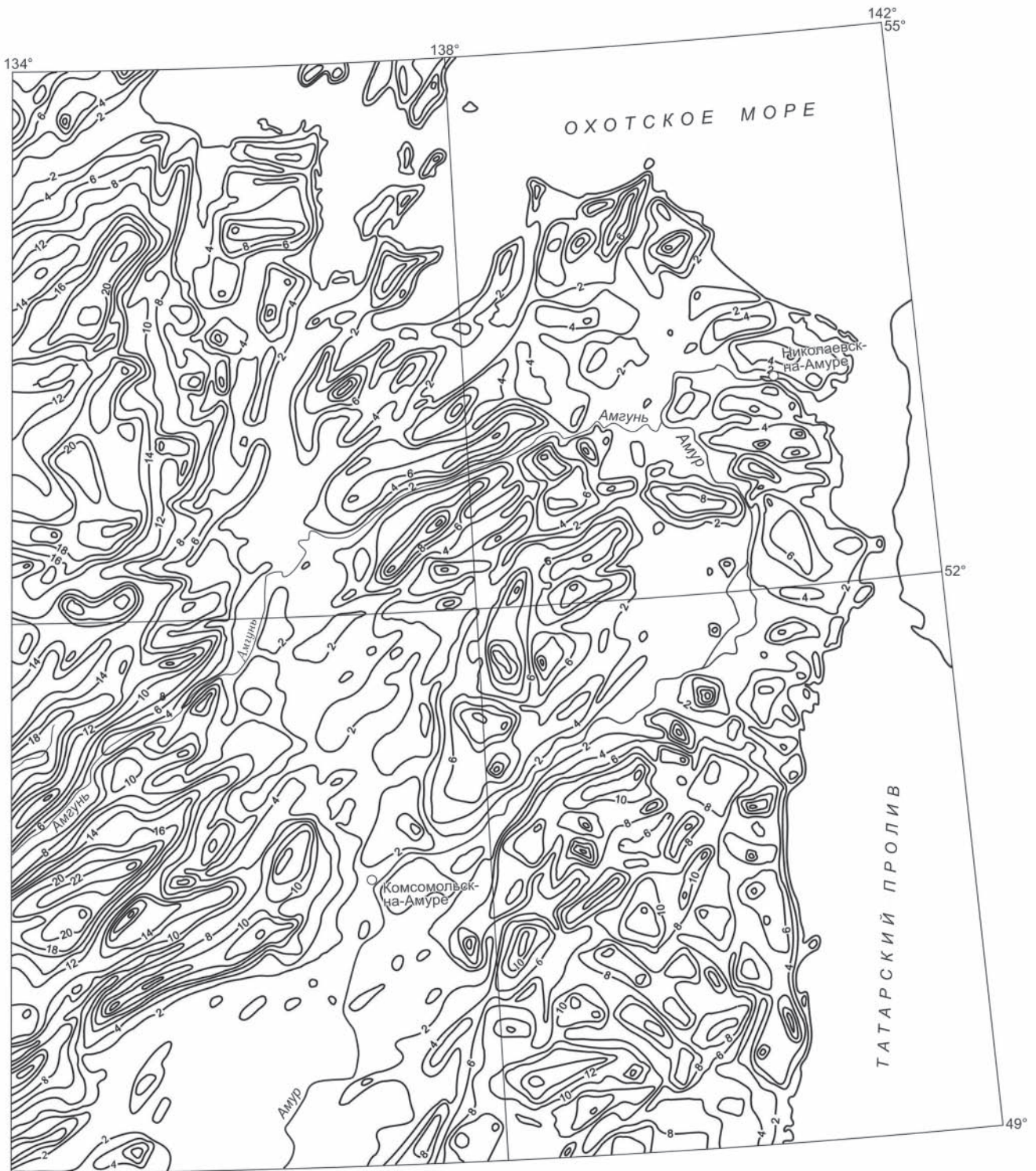


Рис. 1. Тектонический рельеф Нижнего Приамурья. Изолинии проведены через 200 м и оцифрованы в сотнях метров.

более крупного масштабов, с последующей генерализацией и разрядкой горизонталей до общего сечения через 200 м. Анализ батиметрических материалов на акватории Охотского моря и Татарского пролива выполнялся особо, поскольку данные о глубинах на навигационных картах представлены в цифровой форме.

Тектонический рельеф дает полное представление о морфологии и структурных особенностях основных неотектонических форм региона (рис. 1, 2). В Нижнем Приамурье выделяются зоны общих погружений и большие поднятия, зоны дифференцированных неотектонических перемещений – системы линейного коробления верхних частей литосферы и больших впадин в сопровождении блоковых полей и глыбовых поднятий, которые и составляют окраинно-материковую рифтовую зону. К общим погружениям относятся юго-западная часть Охотоморского шельфа, Среднеамурская впадина и линейный субмеридиональный прогиб Татарского пролива. Общие поднятия представляют собой как большие своды (Ямалинский), так и глыбовые поднятия (Сихотэ-Алинское).

Районы распространения форм линейного коробления, а это чередование вытянутых хребтов-сводов и сравнительно узких межгорных впадин, охватывают территорию северо-западнее Среднеамурской впадины (Баджальская зона) и систему хребтов Амур-Амгунского междуречья и севернее, которая по размерам невелика и представляет собой структурную группировку на уровне подзоны (субзоны). Она вложена в окраинно-материковую рифтовую зону и разделяет субмеридиональные Тугур-Чукчагир-Эворонскую и Нижнеамурскую системы больших впадин. К такого же рода образованиям, по-видимому, относится и субмеридиональная впадина Амурского лимана. Все эти погружения сопровождаются блоковыми полями – системами разновысотных тектонических ступеней и горстов. Среди последних особое значение имеют узкие (первые километры) и протяженные (десятки километров) низкогорные поднятия, разделяющие низкие аккумулятивные равнины и имеющие шовную природу. Наиболее наглядным примером такого рода образований является прерывистая полоса узких низкогорных горстов на левобережье Амура у устья р. Лимури; ее общая протяженность превышает 100 км. Долина Амура между Среднеамурской и Удыль-Кизинской впадинами разделяет Сихотэ-Алинское поднятие и Нижнеамгунскую подзону поднятий и впадин и, видимо, тоже имеет характер шовного грабена. Некоторые низкие ступени в пределах систем больших впа-

дин имеют характер междувпадинных перемычек. В Тугур-Чукчагир-Эворонской впадине такого рода образования распространены в ее южной части и имеют по преимуществу диагонально-поперечную по отношению к общему простиранию ориентировку. В Нижнеамурской впадине значение междувпадинной перемычки имеет изолированно расположенный свод хр. Пуэр, который к тому же имеет “аномальное” северо-западное простирание. Это обусловлено его положением внутри полосы поперечных линеаментов северо-западного простирания. На схеме тектонического рельефа (рис. 1) хорошо виден двойственный характер этого поднятия. С одной стороны, он подобен хребтам-сводам Омельдинскому, Омальскому и другим, составляющим Нижнеамгунскую зону линейного коробления. С другой – свод хр. Пуэр с его общим северо-западным простиранием входит в ансамбль тектонических ступеней и глыбовых поднятий, сопровождающих субмеридиональную Нижнеамурскую систему впадин и в особенности ее северную половину (Чля-Орельскую впадину), где линеаменты северо-западного простирания имеют решающее значение в неотектонической структуре.

Вообще говоря, в Нижнем Приамурье преобладают в неотектонической структуре протяженные разломы северо-восточного простирания двух близазимутальных систем. Большинство из них в тектоническом рельефе представляют собой уступы переменной высоты и хорошо видны в таковом своем качестве на схеме тектонического рельефа (рис. 1). Именно ввиду этого они не показаны на схеме морфотектоники (рис. 2), что сделало бы ее громоздкой и менее читаемой. Но на этой схеме специально выделены поперечные линеаменты северо-западного простирания, которые по большей части представляют композиционные образования, которые по простиранию изменяют свое морфологическое выражение: то это уступы, то сопряженные системы седловин и долин (блокораздельные проходы), сопряженные окончания неотектонических форм и прочее. Наиболее протяженные поперечные (северо-западного простирания) линеаменты группируются в системы, среди которых наиболее важное значение имеют следующие. Первая из них ограничивает юго-западные периклиналы сводов Баджальского и Джаки-Унахта-Якбыяна и затем северо-восточное окончание глыбового поднятия горного массива Вандан в Среднеамурской впадине (рис. 2). Вторая полоса поперечных линеаментов начинается на берегу Татарского пролива, пересекает Сихотэ-Алинь, где в ее пределах многие частные глыбовые поднятия и тектонические ступени приобретают северо-западную ориентиров-

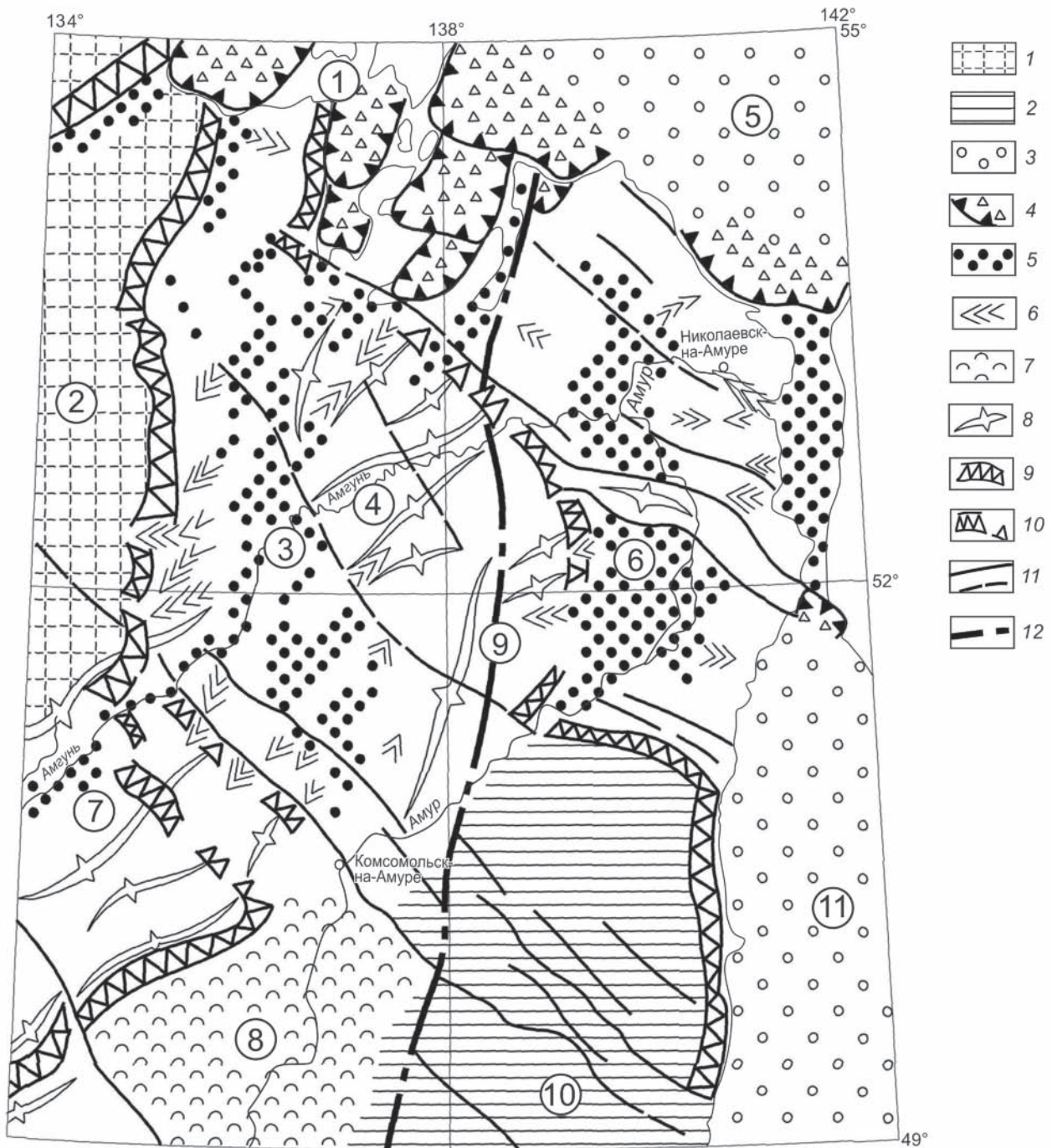


Рис. 2. Основные черты морфотектоники Нижнего Приамурья.

1 – большие сводовые поднятия; 2 – глыбовые поднятия; 3 – шельфовые бассейны; 4 – краевые погруженные блоки; 5 – большие впадины (рифтовые долины); 6 – угловатые погружения у бортов впадин (входящие углы); 7 – общие погружения междугорий; 8 – хребты-своды; 9–10 – большие уступы, в том числе композиционные (10); 11–12 – главные поперечные линейменты (11) и продольные сдвиги (12). Цифрами в кружках обозначены: прибрежная часть шельфа в Шантарском районе (1), Ямалинский свод (2), Тугур-Чукчагир-Эворонская впадина (3), Нижнеамгунская подзона линейного коробления (4), Охотоморский шельф (5), Нижнеамурская впадина (6), Баджалская зона линейного коробления (7), Среднеамурская впадина (8), Центрально-Сихотэ-Алинский разлом (9), Сихотэ-Алинское поднятие (10), прогиб Татарского пролива (11).

ку. Далее эта линеamentная система определяет северо-восточные замыкания Среднеамурской впадины и Баджальской зоны линейного коробления: периклиналы составляющих ее хребтов-сводов здесь выстроены в одну линию.

Еще один поперечный разлом оформляет северо-восточное окончание Сихотэ-Алинского поднятия и далее на северо-запад прослеживается до Чукчагирского озера, где он, возможно, разветвляется: одна из его составляющих прослеживается до долины р. Буряя, а другая – к району слияния р.р. Тугур и Нимелен.

В структурном отношении значение поперечных разломов в основном определяется тем, что они контролируют либо окончания, либо разграничения основных неотектонических форм и, в первую очередь, структурных зон и подзон.

Важное значение в неотектонической структуре Нижнего Приамурья имеют также сдвиговые системы: Итун-Иланская ветвь Танлу северо-восточного простирания и субмеридиональный Центрально-Сихотэ-Алинский разлом. Последний на западном крыле Сихотэ-Алинского поднятия выражен по преимуществу системой сопряженных долин-грабен, далее пересекает косо долину Амура и, будучи выражен в виде узких понижений тектонического рельефа, достигает берега Охотского моря в заливе Николая.

Особенное значение и в морфологии тектонического рельефа, и в неотектонической структуре региона имеют большие уступы двух разновидностей: это либо действительно монолитные тектонические уступы, разделяющие разновысотные большие ступени рельефа, либо композиционные образования, составные элементы которых следуют общему простиранию с большими разрывами. К числу первых относятся береговые уступы Джугджура и Сихотэ-Алиня, по сути дела, являющиеся геоморфологическим выражением окраинно-материковых вулканических поясов и глубинных разломов [17] и по своему характеру и структурному значению относящиеся к категории великих береговых уступов (эскарпментов) [27]. Береговой уступ Сихотэ-Алиня имеет общую протяженность более 1000 км и практически на всем протяжении он стеноподобен, будучи разделен на протяженные секции только устьевыми частями крупных долин. Лишь в районе Советской Гавани и Ванино береговой уступ выполаживается и прерывается, поскольку здесь располагается крупный вулканический массив, сложенный неогеновыми эффузивами. Севернее пос. Сизиман береговой уступ под почти пря-

мым углом отклоняется в сторону суши, несколько теряя высоту, и оформляет северное окончание Сихотэ-Алинского глыбового поднятия (рис. 1, 2).

На суше подобным великим береговым эскарпам является субмеридиональный уступ на восточном крыле Ямалинского сводового поднятия, протягивающийся от берега Удской губы на севере и до долины Амгуни на юге. Ямалинский великий уступ представляет собой геоморфологическое выражение одной из крупнейших на Дальнем Востоке гравитационной ступени, обозначающей резкое изменение структуры литосферы при общем ее утонении на восток [6, 7], в сторону окраинных морей. В нашем случае большие тектонические уступы можно считать элементами “края устойчивого континента”, до которого определено (выраженно структурно) достигает влияние геодинамики переходной зоны от континента к океану.

Большие уступы другой разновидности представляют собой композиционные формы, и составляющие их склоны или скаты разобщены широкими долинами или даже межгорными впадинами. Это линии однообразных перегибов основных форм тектонического рельефа, которые приурочены главным образом к поперечным разломам. Описанный выше большой уступ на восточном крыле Ямалинского свода на юге разветвляется. Составляющие его элементы приобретают юго-восточное простирание и контролируют положение на одной линии периклиналей хребтов-сводов Баджальской зоны линейного коробления либо продольных скатов тектонического рельефа в приближении к периклиналям, которые сопряжены с резкими изменениями ширины самих сводов (рис. 1, 2). Такого же рода композиционный большой уступ располагается и на восточном ограничении Нижнеамурской субзоны линейного коробления, где на одной линии северо-западного простирания располагаются периклиналы всех сводовых изгибов.

Примечательным является то обстоятельство, что большие уступы имеют угловатые перегибы по простиранию с чередованием участков субмеридионального и северо-западного направления. При этом большие уступы обращены на восток, и в их подножьях располагаются либо системы больших грабенов, либо линейные шельфовые прогибы, каким является район Татарского пролива. В этом нельзя не видеть того, что большие уступы так или иначе связаны (или сопряжены) с явлениями рифтогенеза и вообще растяжения и утонения литосферы на краю континентального массива. В какой-то мере они представляют собой элементы морфотектоники пле-

чей-противоподнятий рифтогенных ансамблей неотектонических форм и, в первую очередь, больших впадин. Не случайно, например, то обстоятельство, что восточная часть Ямалинского свода приподнята над Тугур-Чукчагир-Эворонской впадиной. Крыло сводового поднятия здесь сужено, и сам Ямалинский свод обретает элементы гигантского наклоненного на запад блока. Особенно это заметно на севере, в приближении к Удской губе, где тектонический рельеф Тайканского хребта полностью подчинен этому перекоосу. На юге же две ветви большого уступа оформляют ступенчатые понижения периклиналей сводов Баджальской зоны к рифтовой долине. Аналогичную ситуацию мы видим и на западном обрамлении Нижнеамурской впадины. А Сихотэ-Алинское глыбовое поднятие вообще представляет собой плечо-противоподнятие сложной системы задугового рифтогенеза в виде сопряженного ансамбля Япономорской глубоководной котловины и прогиба Татарского пролива [17, 23].

Структурные позиции больших уступов, их морфологические особенности, наряду с геофизической информацией о строении литосферы, свидетельствуют о том, что на юге Дальнего Востока край “устойчивого” континента имеет сложную конфигурацию. Большие уступы по простиранию кулисообразно сменяют друг друга, и благодаря этому от шельфовых бассейнов и глубоководных котловин окраинных морей во внутренние части материкового массива “вторгаются” обширные системы общих погружений. В Приамурье такого рода входящий угол зон общего и дифференцированного погружения составляет протяженная система: шельф юго-запада Охотского моря – рифтовая система Нижнего Приамурья – Среднеамурская впадина – синеклиза Сунляо – Бохайский залив. Такого же рода входящие углы или сквозные системы впадинообразования можно выделить практически на всей восточной окраине Евразийского материкового массива, где край “устойчивого” континента отодвинут на запад. Между впадинами и зонами общего погружения на суше и в окраинных морях располагаются геоблоки типа Сихотэ-Алинского поднятия со свойственной им континентальной литосферой, в целом составленной геологическими телами с дефицитом плотностей.

### ЗОНЫ ЛИНЕЙНОГО КОРОБЛЕНИЯ

Зоны линейного коробления – чередования цепей малых сводов и межгорных впадин – широко распространены в Евразии, и лучшим примером служит Тянь-Шань [23, 26, 28]. В нашем случае это Баджальская зона линейного коробления, включающая

хребты: Буреинский, Мяо-Чан, Джаки-Унахта-Якбыян, Куканский и другие, и Нижнеамгунская подзона линейного коробления, включающая среднегорные поднятия на междуречье Амура и Амгуни и группу хребтов между Тугур-Чукчагир-Эворонской и Нижнеамурской впадинами (Омальский, Омельдинский, Пуэр и другие). Последняя зона вложена в окраинно-материковую рифтовую систему, что само по себе интересно в тектоническом отношении. Обычно зоны линейного коробления, наряду с хребтами-сводами, включают и протяженные межгорные впадины с мощным (многие сотни метров и первые километры) вулканогенно-осадочным выполнением. При этом в “развитых” системах линейного коробления хребты-своды расширяются за счет впадин, которые выводятся из сферы осадконакопления. Таким образом, во временной геодинамике зон линейного коробления различаются два этапа: первоначальный – преобладание впадинообразования (фактически рифтогенез) – и последующий – рост хребтов-сводов. А в Нижнем Приамурье мы видим вложенность Нижнеамгунской субзоны линейного коробления в окраинно-материковую рифтовую систему и расположение рядом Баджальской зоны линейного коробления. Каковы же их структурные особенности в сравнении с «развитыми» системами линейного коробления и тектонического скупивания верхних частей литосферы, расположенными во внутренних частях континента?

Хребты Баджальской зоны характеризуются довольно хорошо выраженными сводовыми изгибами с относительной высотой не более 2000 м и осложняющими их тектоническими уступами двух видов. Во-первых, это краевые тектонические уступы, ограничивающие сводовые изгибы, и в нашем случае они более выражены на их юго-восточных крыльях. Это обстоятельство может считаться свидетельством того, что поперечное горизонтальное сжатие верхних частей литосферы, определяющее ее линейное коробление и умеренное тектоническое скупивание, вызвано смещением геоблоков на юг или юго-восток.

Тектонические уступы другой разновидности осложняют сводовые изгибы и обычно обращены к их осевым частям. Они образуют на крыльях поднятий своеобразную обратную ступенчатость тектонического рельефа, указывая тем самым на наличие антитетических сбросов, благодаря которым происходит относительное оседание замковых частей выпуклых изгибов, увеличивающее их радиусы кривизны при воздыманиях в сравнении с критическими значениями [28]. Это обычная структурная особенность сводовых поднятий в системах линейного коробления верхних частей литосферы.

В сравнении с алтайскими или тьяншанскими хребтами-сводами таковые в Нижнем Приамурье обладают двумя особенностями. Первая: нижнеамурские своды практически не имеют в своих замковых частях компенсационных относительных грабенов. Даже напротив. Вдоль осевых частей сводовые изгибы осложнены горстами с относительной высотой до 500 м и более. Характерный пример этого явления дают нам поперечные профили хребтов Джаки-Унахта-Якбыяна и Буреинского [17], у которых высоты осевых горстов сопоставимы или даже превышают таковые сводовых изгибов. При этом уступы антитетических сбросов на крыльях сводов обращены в сторону осевых горстов, так что обычно последние как бы “вырастают” из замковых относительных понижений тектонического рельефа. Это обстоятельство обусловлено тем, что горсты, осложняющие сводовые изгибы, представляют собой результат автономных воздыманий геологических тел, сложенных породами с дефицитом плотностей [5] – поздне-мезозойскими гранитоидами, субвулканическими образованиями и прочее. “Всплывающие” легкие интрузивные массивы, сам процесс их последующих и, по сути дела, протрузивных перемещений оказывают существенное влияние на морфологические и структурные особенности поднятий хребтов. Эта особенность морфотектоники линейного коробления верхних частей литосферы в наиболее ясной форме проявляется в пределах молодых или омоложенных (в условиях мезозойской складчатости, в нашем случае) орогенов. В пределах возрожденных гор внутриконтинентальных областей она не столь заметна, хотя в центральных частях хребтов-сводов и здесь залегают либо гранитные массивы (Тянь-Шань), либо гранито-гнейсовые купола (Забайкалье), но здесь они уже подверглись существенному денудационному срезу.

Вторая отличительная особенность зон линейного коробления Нижнего Приамурья заключается в том, что в их пределах межгорные впадины не испытали существенных последующих преобразований и в их днищах преобладают низкие аккумулятивные равнины. В возрожденных орогенах типа Тянь-Шаня краевые части впадин обычно инверсионно подняты и представляют собой либо предгорные пологонаклонные пьедесталы с форбергами, либо куэстоподобные гряды, наращивающие сводовые изгибы в ширину. Этого мы не наблюдаем в Нижнем Приамурье. Лишь в Верхнеамгунской впадине ее днище полого повышается в подошве Баджальского хребта, но без каких-либо существенных эрозионных врезов в ее поверхность. Роста сводовых изгибов за

счет окружающих впадин, равно как и периклинальных форбергов, мы здесь не наблюдаем.

Все эти обстоятельства свидетельствуют о том, что в структурно-морфологическом отношении системы линейного коробления и умеренного тектонического скучивания приповерхностных частей литосферы находятся на территории Нижнего Приамурья на более молодой стадии развития, нежели родственные им образования в возрожденных орогенических поясах Внутренней Азии. В отношении Нижнеамгунской подзоны хребтов-сводов, вложенной в окраинно-материковую рифтовую систему, встает вопрос, не является ли она остаточным образованием? В настоящее время по этому вопросу можно высказывать лишь рабочие гипотезы.

### ОКРАИННО-МАТЕРИКОВАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА

Три субмеридиональные системы больших впадин и сопровождающие их глыбовые поднятия и ступени (рис. 1) ограничиваются с запада описанными выше большими уступами и представляют собой морфотектоническое выражение зоны утонения литосферы, примыкающей к переходной зоне от континента к океану. Окраинно-материковая рифтовая зона (система) обладает рядом морфологических и структурных особенностей, отличающихся от внутриконтинентальных рифтов, например, Байкальского [19].

Первая и основная особенность рифтовых долин Нижнего Приамурья заключается в том, что они не имеют четких ограничений в форме протяженных сбросовых уступов (рис. 1, 2), – упомянутые выше большие уступы на краю “устойчивого континента” ограничивают с запада всю окраинно-материковую рифтовую зону, включая и поднятия, сопровождающие рифтовые долины. В каждой из этих последних наблюдаются особенности пространственных отношений составляющих их отдельных впадин и сопровождающих поднятий. В Тугур-Чукчагир-Эворонской рифтовой долине отдельные впадины северовосточного простирания кулисообразно сменяют друг друга по простиранию. То же самое свойственно и междувпадинным перемычкам в виде низких, относительно поднятых ступеней. Они имеют северовосточное простирание и обычно входят в виде угловатых, косо ориентированных выступов со стороны гор в рифтовую долину. Кулисообразное размещение структурных элементов рифтовой долины позволяет полагать, что в подошве края устойчивого континента происходят субмеридиональные сдвиговые перемещения геоблоков.

Такая же косая ориентировка структурных элементов свойственна и Нижнеамурской рифтовой до-



лине, состоящей из двух больших впадин (секций) – Чля-Орельской и Удыль-Кизинской, разделенных крупным поднятием хребта Пуэр. Особенность этой рифтовой долины заключается в следующем: поскольку структурные элементы на западных бортах Нижнеамурской впадины имеют северо-восточное, а на восточных – северо-западное простирания, то рифтовая долина в целом представляет собой своеобразный “структурный излом”, определение природы которого требует специального рассмотрения. Но влияние сдвиговых перемещений геоблоков и здесь наиболее вероятно, тем более, что параллельно этой рифтовой долине и западнее ее располагается северное продолжение крупнейшего Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига [3].

Третья субмеридиональная рифтовая долина Амурского лимана имеет небольшие размеры и одностороннее (с запада) горное сопровождение, а по простиранию ограничивается краевыми погруженными блоками краевой части Охотоморского шельфа и прогиба Татарского пролива.

Все рифтовые долины Нижнего Приамурья имеют сложные очертания и извилистые, с угловатыми изломами границы, контролируемые по преимуществу разломами диагональной ориентировки. Поэтому тектонические уступы на бортах долин непротяженны и редко достигают высоты более 300–400 м. Борты рифтов представляют собой, наравне с междувадинными перемычками, низкогорные или холмогорные ступени с развитием придолинного яруса рельефа в виде широких педиментов и локальных педипленов. Все это свидетельствует о преимущественно остаточном характере этих структурных форм, за счет комплексного денудационно-тектонического разрушения которых происходит расширение рифтовых долин. Отдельные поднятия и ступени на бортах рифтов разделяются узкими клинообразными понижениями (рис.1), представляющими собой свидетельства экспансии рифтовых долин в их горное обрамление. В структурном отношении эти клинообразные понижения в общем аналогичны подобным же формам в Байкальском рифте, названным В.В. Ламакиным местным образным термином “защербы”. В нашем случае подобные формы особенно наглядны в тектоническом рельефе борта Тугур-Чукчагир-Эворонского рифта.

Погружения входящих углов и остаточных педиментированных ступеней имеют одно геоморфологическое следствие – к ним приложены или в них вложены крупные озерные котловины [16, 24, 25]. Более того, береговые линии озер повторяют все особенности субэарального рельефа низких ступеней –

следствие активной их ингрессии – и остаются выровненными на сторонах, обращенных к низким аллювиально-озерным равнинам. Чукчагирское озеро, вложенное полностью в низкогорную педиментированную междувадинную перемычку [16], является лучшим примером такого рода ситуаций, вообще обычных в Нижнем Приамурье.

Если сравнивать явления экспансии рифтовых долин на их горное обрамление – ведущий процесс в механизме континентального рифтогенеза или остаточного-блокового механизма горообразования, – то мы должны признать, что в условиях окраинно-материкового утонения и преобразования литосферы этот процесс отличается существенно большей интенсивностью, нежели во внутриконтинентальной Байкальской рифтовой зоне. Кроме того, в пределах последней экспансия рифтов на их горное обрамление преимущественно локализована в зонах сбросовых уступов и носит линейный характер. Лишь там, где отсутствуют протяженные и высокие сбросовые уступы, например, на восточном побережье Среднего Байкала, происходят площадные структурно-морфологические преобразования [22]. В Нижнем Приамурье, если судить по морфологии тектонического рельефа (рис. 1), процесс экспансии рифтовых долин и впадин имеет ареальный характер и охватывает практически весь регион на восток и юго-восток от больших уступов края устойчивого континента, и, видимо, особенно интенсивно он осуществляется в прибрежной части шельфовой области.

#### МОРФОТЕКТОНИКА ПРИБРЕЖНОГО ШЕЛЬФА

Окраинно-материковые рифтовые системы Дальнего Востока – Северного Приохотья [11, 12] и Нижнего Приамурья [21] – интересны во многих отношениях, из которых два заслуживают особого внимания. Во-первых, это ареальные образования, в которых рифтовые долины не имеют щелевого, по [9, 10], характера и четких ограничений в виде сбросовых уступов. Во-вторых, в сторону шельфовых бассейнов рифтовые зоны образуют своеобразные переходные подзоны в виде систем краевых погруженных блоков, обладающих размерами от десятков и до первых тысяч км<sup>2</sup> – эти образования нами были выделены и впервые описаны в Северном Приохотье [15]. В Нижнем Приамурье эти неотектонические формы также широко распространены и в совокупности с остаточными ступенями и глыбовыми поднятиями образуют на прибрежном шельфе переходные подзоны от окраинно-материковой рифтовой системы к шельфовому бассейну (рис. 2). Краевые погруженные блоки представляют собой угловатые выделы, ограниченные с трех сторон чаще береговыми

линеаментами или перегибами дна, а с четвертой – открывающиеся в сторону больших глубин шельфовой равнины. Примерами их могут служить краевые погруженные блоки Удской губы, заливов Академии и Сахалинского, образующие выступы шельфовой равнины в сторону суши характерной конфигурации. Чаще всего краевые погруженные блоки наложены на прибрежные межгорные впадины с обрушением их бортов, так что эти блоки всегда значительно шире впадин. Обычно они образуют каскадные системы блоков, последовательно расширяющихся в сторону шельфа с увеличением глубин. Образно говоря, благодаря краевым погруженным блокам шельф Охотского моря буквально «вгрызается» в сушу (рис. 2). Характерные примеры этого явления мы можем видеть южнее Шантарских островов, где небольшой краевой погруженный блок вершины Ульбанского залива сменяется на более крупный по размерам, который, в свою очередь, сменяется обширным погруженным блоком залива Академии, а далее на северо-восток еще более крупным погруженным блоком между островом Бол. Шантар и мысом Александры, который, в свою очередь, открывається в шельфовый бассейн Охотского моря.

Такие же системы погруженных блоков с последовательным увеличением их размеров можно выделить в Тугурском заливе и в Удской губе. В прибрежном (внутреннем) шельфе Охотского моря мы видим, по сути дела, дальнейший процесс расширения (или экспансии) общих погружений на окраине континента, в конечном случае приводящий к становлению огромного шельфового бассейна. Не случайно поэтому, что под осадочным чехлом Охотоморского шельфа обнаружены погребенные системы поднятий и впадин (промежуточный структурный этаж) [1, 2, 11], аналогами которых являются окраинно-материковые рифты Нижнего Приамурья.

Крупный линейный прогиб Татарского пролива в морфотектоническом отношении также представляет собой систему погруженных блоков, которые в южном направлении последовательно увеличиваются в размерах и становятся более глубокими вплоть до перехода на уровень аваншельфа примерно на широте чуть южнее 49° с.ш. Причем этот перегиб дна прогиба Татарского пролива как бы сопровождается крупными неогеновыми вулканическими массивами – Ламанонским на Сахалине и Совгаванским на береговом склоне Сихотэ-Алиня.

#### **ЭВОЛЮЦИОННЫЙ РЯД ОКРАИННО-МАТЕРИКОВОГО РИФТОГЕНЕЗА**

Основные (структуроформирующие) элементы окраинно-материковой рифтовой системы Нижнего

Приамурья образуют эволюционный ряд форм, являющийся, по сути дела, морфотектоническим свидетелем растяжения и утонения литосферы в пределах окраинного моря и прилегающих частей суши. Прежде чем охарактеризовать (или построить) этот ряд, следует напомнить еще раз об одной особенности рифтогенеза на окраине континента, так или иначе связанной с общей геодинамикой переходной зоны от континента к океану. Рифтогенез здесь имеет ареальный характер в отличие от такового линейного (щелевого) во внутренних частях континента. Это определяется, видимо, тем, что главным элементом глубинного строения внутриконтинентальных рифтов являются выступы аномальной мантии в форме гигантских даек, поднимающихся из астеносферы вплоть до раздела Мохо, как это мы наблюдаем в Байкальской рифтовой зоне. В окраинно-материковых рифтах, видимо, преобладает процесс утонения литосферы у края устойчивого континента, что, в конечном счете, приводит к смене типа земной коры от континентальной к субматериковой на шельфах и далее субокеанической в глубоководных котловинах окраинных морей. Этот процесс имеет различные следствия, и в том числе – существование эволюционного ряда морфотектоники на окраине суши и шельфах.

Начальными элементами этого ряда являются угловатые выступы-вхождения понижений тектонического рельефа, сопровождающие межгорные впадины Нижнего Приамурья (рис. 2). Они довольно многочисленны, а в подошве высокого уступа края устойчивого континента образуют протяженную систему. Морфологически – это либо угловатые вхождения низких равнин в низкогорные ступени, либо пониженные и денудированные (педиментированные) ступени, в пределы которых осуществляются озерные ингрессии. В конечном счете, эти образования определяют сложную конфигурацию рифтовых долин Нижнего Приамурья, межгорные впадины которых являются вторым элементом рассматриваемого эволюционного ряда окраинно-материкового рифтогенеза. Последующую стадию увеличения растяжения литосферы и общих погружений обозначают краевые погруженные блоки прибрежного шельфа, а разделяющие их остаточные абрадированные ступени и поднятия по площади значительно сокращаются. Наконец, подзона краевых погруженных блоков сменяется шельфовым бассейном [11], под осадками которого другие (и более ранние) элементы эволюционного ряда уже находятся в погребенном состоянии.

Этот эволюционный ряд морфотектоники окраинно-материкового рифтогенеза продолжается в

сторону Охотоморского аваншельфа (впадина Дерюгина) и далее к Южно-Охотской глубоководной котловине, причем на бортах этих впадин системы краевых погруженных блоков тоже являются обычными структурными элементами [14].

Таким образом, в Нижнем Приамурье на континентальной окраине расположены крупные впадины-бассейны на разных стадиях развития и последующих структурных преобразований. Это определяет сложность границы края устойчивого континента, где, в сущности, становится малозаметным влияние геодинамики переходной зоны от континента к океану. Край устойчивого континента хорошо обозначен большими уступами на восточных и юго-восточных ограничениях Джугджура и Ямалинского свода, Баджальской зоны линейного коробления и восточном крыле свода Большого Хингана. В состав его входят в форме обширной ступени и инверсионные поднятия Зея-Буреинской впадины. А вот Сихотэ-Алинь и горные поднятия на юго-востоке Дунбея отделены от устойчивого континента обширными общими опусканиями и располагаются внутри полосы утонения литосферы. Их можно рассматривать в виде особых геоблоков – “осколков” устойчивого континента. В какой-то мере эта ситуация хорошо отображается в морфологии цокольной поверхности рельефа.

### РЕЛЬЕФ ЦОКОЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Цокольная, или базисная, поверхность рельефа является касательной по отношению к минимальным его отметкам (урезы уровня воды в крупных озерах и отметки тальвегов долин магистральных рек), и понятие о ней, равно как и методики построения ее моделей, сходны с используемым в структурной геологии понятием о зеркале складчатости. В обоих случаях рельеф как зеркала складчатости, так и цокольной поверхности несет информацию о региональных (на уровне зон, подзон, структурных ансамблей) тектонических деформациях. Представленный на рис. 3 рельеф цокольной поверхности рассматривается именно в таком качестве.

Каковы главные особенности рельефа цокольной поверхности Нижнего Приамурья? Во-первых, западная часть территории и Сихотэ-Алинь представляют собой общие поднятия с их разделением на частные изометричные выступы. Во-вторых, Нижнеамурской зоне рифтогенеза и Среднеамурской впадине свойственны низкие высоты цокольной поверхности, осложненные невысоким частным поднятием южной части Нижнеамурской субзоны линейного коробления. Внешняя простота рельефа цокольной поверхности заключает в себе весьма интересную в

структурном отношении информацию о морфотектонике и молодой геодинамике обширной территории на юге Дальнего Востока.

В рельефе цокольной поверхности довольно хорошо обозначается край устойчивого континента, которому свойственно двойное обширное поднятие. Северная его половина, соответствующая Ямалинскому большому сводовому поднятию, обладает явным перекосом с крутым наклоном на восток (отражение уступа края устойчивого континента) и пологим – на запад. Такая форма цокольного поднятия Ямалинского свода свидетельствует о том, что на его общий выпуклый изгиб наложен тектонический перекокс, вызванный, очевидно, двойственной его природой: это и общее устойчивое сводовое воздымание с центральным орографическим узлом, и, с другой стороны, Ям-Алинь обретает признаки плеча-противоподнятия окраинно-материковой рифтовой системы.

Цокольное поднятие, расположенное южнее, соответствует Баджальской зоне линейного коробления, и структурная позиция на нем отдельных хребтов-сводов тоже обладает определенной двойственностью. С одной стороны, хребты-своды располагаются на общем цокольном поднятии, как это мы наблюдаем, например, в Западном Тянь-Шане [26], и на юге этой зоны простирания сводов поперечны по отношению к скатам цокольной поверхности. С другой стороны, на северо-востоке Баджальской зоны наблюдаются простирания сводов-хребтов, согласующиеся с пологим уклоном цокольной поверхности, что, вообще говоря, редко бывает во внутриконтинентальных возрожденных орогенах. Поэтому по особенностям рисунка магистральных рек можно предполагать, что такие соотношения между рельефом цоколя гор и простираниями поднятий были свойственны начальной стадии развития возрожденных орогенов, когда впадинообразование преобладало над воздыманиями хребтов.

Цокольное воздымание Сихотэ-Алиня имеет небольшую (до 500 м) высоту и распадается по его простиранию на частные поднятия, что обусловлено, по видимому, двумя обстоятельствами. Первое – это наличие протяженных поперечных разломов (рис. 2), делящих глыбовое поднятие на секции [17]. Второе – в отличие от больших сводов, глубинное строение которых отличается насыщенностью геологическими телами, сложенными породами с дефицитом плотностей, у Сихотэ-Алинского глыбового поднятия, судя по геофизическим данным, нижнее ограничение легкого геоблока располагается на уровне границы Мохо [17]. Поэтому и оно, и аналогичные ему глыбовые поднятия вдоль окраинно-материковых Охотско-

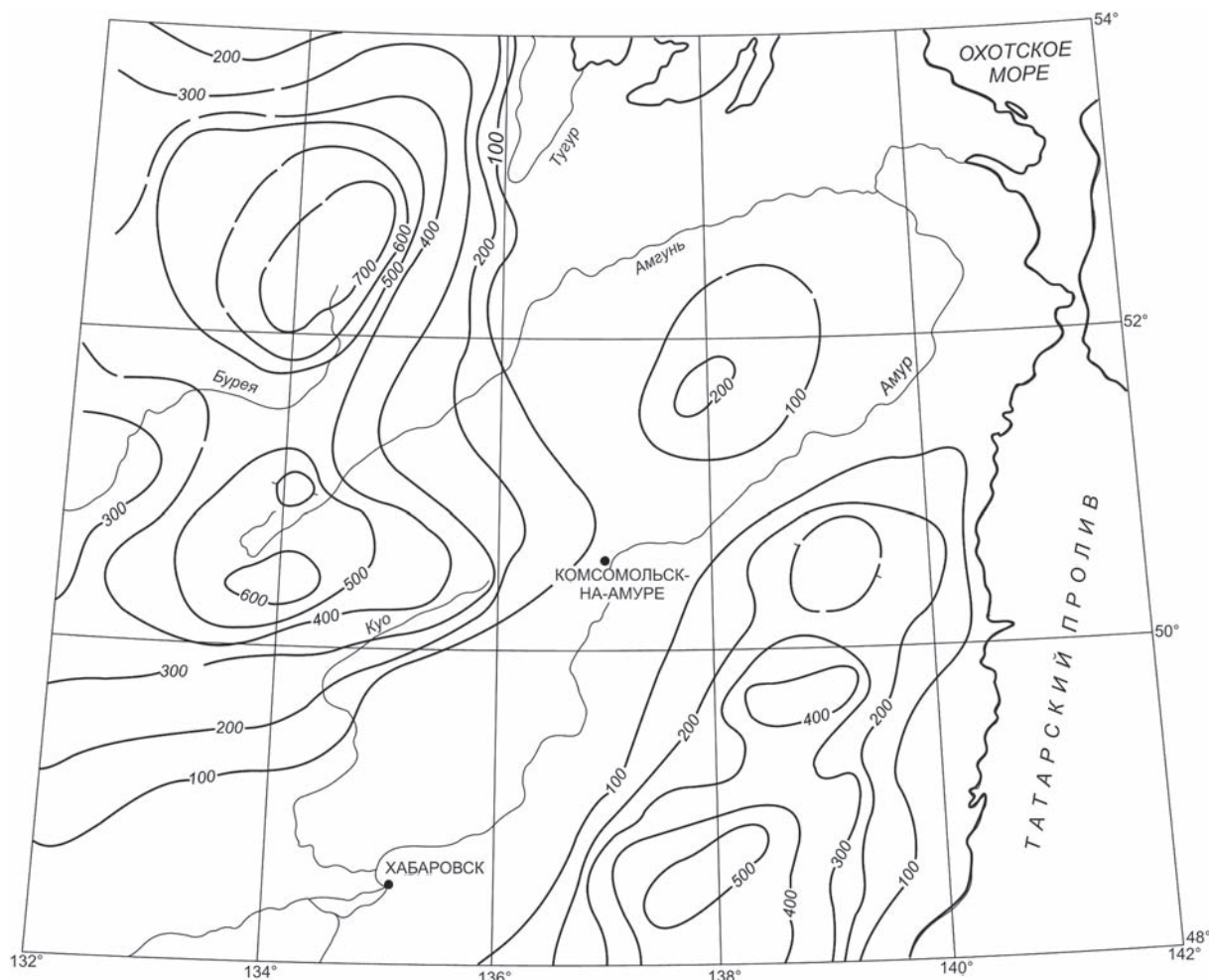


Рис. 3. Базисная поверхность Нижнего Приамурья. Изолинии проведены через 100 м.

Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов более “ломкие” и распадаются по простирацию на секции, существенно различающиеся между собой в морфотектоническом отношении.

Крупные поднятия цокольной поверхности разделяются обширной областью ее низких высот в низовьях Амура и Амгуни и в Среднеамурской впадине. Здесь наблюдается лишь небольшое и невысокое (до 200 м) изометричное поднятие в Амгунь-Амурском междуречье, соответствующее Нижнеамгунской подзоне линейного коробления, где сами сводовые изгибы на хребтах невелики, а высотная дифференциация их рельефа преимущественно обеспечивается автономными воздыманиями массивов молодых гранитоидов в осевых частях поднятий. В основном же эта низкая ступень цокольной поверхности – арена впадинообразования. Возможно, что указанное выше локальное поднятие обусловлено тектоническими перекосами в тылу располагающегося здесь

композиционного большого уступа на юго-западном ограничении Нижнеамурской рифтовой долины.

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ

Главной особенностью новейшей геодинамики юга Дальнего Востока является, пожалуй, процесс утонения литосферы на окраине континента и в переходной зоне к океану. Этот процесс выражается, в первую очередь, в разнообразных явлениях рифтогенеза и квазирифтогенеза (формировании крупных бассейнов осадконакопления) при сопутствующей высотной (и батиметрической) дифференциации окраины континента и переходной зоны, где выделяются ступени краевой части суши (рифтогенез, формирование междугорий – осадочных бассейнов), ступени шельфов и аваншельфов и глубоководных котловин окраинных морей. Этот эволюционный ряд ступеней рельефа представляет собой морфотектоническую составляющую процесса утонения континен-

тальной литосферы и ее преобразования в субматериковую, последующий разрыв в результате задугового рифтогенеза и появление в глубоководных котловинах окраинных морей земной коры субокеанического подтипа. Начало этого процесса свойственно окраинным частям суши, где формируются своеобразные окраинно-материковые рифтогены и ограничивающие их большие уступы края устойчивого континента. В отличие от линейных (щелевых) рифтов внутриконтинентальных областей, таковые на окраинах материка, скорее, следует обозначать как ареальные образования со сложной конфигурацией границ и распределением остаточных глыбовых поднятий и ступеней вокруг больших впадин. Это обусловлено тем, что в глубинной структуре первых главными элементами являются поднятия (выступы) аномальной мантии, а вторые формируются над участками общего утонения литосферы вдоль краев устойчивого континента. Горизонтальные перемещения геоблоков в таких условиях могут обуславливать и формирование структурных ансамблей линейного коробления и умеренного тектонического скупивания верхних частей литосферы, и их вложение в окраинно-материковые рифтовые системы, как это мы видим в Нижнем Приамурье.

Дополнительным процессом, влияющим на морфологию и структурные особенности неотектонических форм любого происхождения на юге Дальнего Востока, является автономное воздымание геологических тел, сложенных породами с дефицитом плотности – в первую очередь, это массивы мезозойских гранитоидов. В сложном процессе новейшей тектоники они, по сути дела, находятся в стадии протрузивного развития.

Одна из особенностей ареального окраинно-материкового рифтогенеза на юге Дальнего Востока, впрочем, повторяющаяся и в других частях востока Азии, например, на западных окраинах Великой Китайской равнины, – это интенсивные погружения остаточных (педиментированных) ступеней тектонического рельефа и формирование в их понижениях крупных озер, связанных с магистральными реками. В условиях недостатка потока наносов молодые погружения здесь компенсируются не осадконакоплением, а заполнением понижений водными массами [4], в том числе поступающими из магистральных рек при паводках. Ингрессирующие в понижения субаэрального рельефа озера и поглощают сток из магистральных рек, и регулируют его. Это обстоятельство имеет достаточно серьезные экологические следствия.

В этом отношении весьма нагляден пример (или урок) ноябрьской 2005 г. “бензоловой катастрофы” в

бассейне Амура. Если бы она произошла во время летнего паводка, то значительная доля вредного выброса поступила бы, что называется, на долгое хранение в нижеамурские озера со всеми вытекающими из этого экологическими следствиями.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (08-05-00105) и в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН “Окружающая среда в условиях изменяющегося климата: экстремальные природные явления и катастрофы” (09-1-П16-10).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гнибиденко Г.С. О рифтовой системе дна Охотского моря // Докл. АН СССР, 1976. Т. 229, № 1. С. 163–165.
2. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
3. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 115 с.
4. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 423 с.
5. Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф., Парфенов Л.М., Романовский Н.П. Плотностные инверсии в земной коре юга Дальнего Востока // Докл. АН СССР, 1977. Т. 232, № 2. С. 420–423.
6. Малышев Ю.Ф., Парфенов Л.М., Рейнлиб Э.Л., Романовский Н.П. Гравитационные аномалии Дальнего Востока // Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток, 1977. С. 18–29.
7. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 18–27.
8. Малышев Ю.Ф. Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 3–16.
9. Милановский Е.Е. Основные типы рифтовых зон материков // Вестн. МГУ. Геология. 1970. № 2. С. 13–35.
10. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
11. Осадочные бассейны Востока России. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна. Т. 1. / Ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.; Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Т. 2. / Ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
12. Песков Е.Г., Мигович И.М. Окраинно-континентальная рифтовая система на северо-востоке Азии // Геология и геофизика. 1980. № 2. С. 11–18.
13. Песков Е.Г. Сводообразование и рифтогенез на северо-востоке Азии // Геотектоника. 1984. № 2. С. 76–85.
14. Проблемы эндогенного рельефообразования (серия “История развития Сибири и Дальнего Востока”). М.: Наука, 1976. 252 с.
15. Уфимцев Г.Ф., Онухов Ф.С. Неотектоника прибрежной зоны дна Охотского моря у полуострова Кони // Колыма. 1974. № 9. С. 41–43.

16. Уфимцев Г.Ф., Иванов А.В. Морфоструктура озерных котловин Нижнего Приамурья // Геоморфология. 1984. № 1. С. 91–97.
17. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
18. Уфимцев Г.Ф. О структуре Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 1987. № 1. С. 93–106.
19. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.
20. Уфимцев Г.Ф., Фогт А. Морфотектоника Верхнерейнского грабена // Геоморфология. 1997. № 2. С. 116–126.
21. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника новейших рифтовых систем Евразии // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 3. С. 13–28.
22. Уфимцев Г.Ф., Сквитина Т.М. Новейшая структура восточного побережья Среднего Байкала // Отеч. геология. 2001. № 2. С. 26–29.
23. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2002. 494 с.
24. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Алексеенко С.Н. Озера Нижнего Амура. Статья 1. География и типы озер // Геоморфология. 2005. № 1. С. 82–97.
25. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Алексеенко С.Н. Озера Нижнего Амура. Статья 2. Геоморфология и морфотектоника озерных котловин // Геоморфология. 2005. № 1. С. 97–106.
26. Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М., Поволоцкая И.Э. Тектонический рельеф западного Тянь-Шаня // Изв. вузов. 2007. № 1-2 (Бишкек). С. 246–260.
27. Уфимцев Г.Ф. Горы Земли (климатические типы и феномены новейшего орогенеза). М.: Науч. мир, 2008. 352 с.
28. Уфимцев Г.Ф. Сводово-глыбовый или гобийский новейший орогенез // Литосфера. 2008. № 3. С. 14–25.
29. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

***G.F. Ufimtsev, S.N. Alekseenko, F.S. Onukhov***

### **Morphotectonics of the Lower Priamurye**

Morphotectonics of the Lower Priamurye is determined by marginal-continental areal rifting and its relation with general uplifting and moderate tectonic thickening on the rim of the “stable” continent. Marginal-continental rifts are part of the general evolutionary series of forms of the continent-to-ocean transition zone, and are the morphotectonic expression of the initial stage of thinning and transformation of continental lithosphere.

The rim of the stable continent in the southern Far East is of complex configuration arranged with large scarps – continuous or composite, coinciding spatially with large high-gradient gravity zones.

***Key words:* marginal-continental rift, thinning of lithosphere, large scarp, linear warping of lithosphere, transition zone, southern Far East.**

## ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ЦУСИМСКОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

*Г.З. Гильманова<sup>1</sup>, В.Г. Прокудин<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

<sup>2</sup>*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

Поступила в редакцию 12 марта 2009 г.

Выполнено двухмерное плотностное моделирование вдоль субширотного профиля глубинного сейсмического зондирования, расположенного в Цусимской котловине Японского моря. Полученные данные позволяют предположить, что процесс раскрытия Цусимской котловины происходил в условиях аномально разогретой мантии и сопровождался внедрением мантийного материала в кору котловины и области перехода от котловины к континентальной окраине Корейского п-ова с образованием океанической коры. Увеличенная, по сравнению с нормальной океанической, мощность коры котловины обусловлена накоплением большого количества терригенного материала и вулканогенных образований в верхней части коры и подслаиванием мантийного материала в ее низах.

**Ключевые слова:** плотностное моделирование, литосфера, Цусимская котловина, Японское море.

### ВВЕДЕНИЕ

Цусимская глубоководная котловина находится в юго-западной части Японского моря, между Корейским п-вом и о. Хонсю [1].

Известно несколько моделей образования Цусимской котловины. Среди наиболее часто упоминаемых – поворот юго-западной части Японских о-вов в результате задугового спрединга [17] и растяжение континентальной коры, связанное с движением Японской островной дуги на юг (механизм “pull-apart”) [12, 15]. Несмотря на многочисленные работы, проведенные в районе, не представляется возможным отдать предпочтение той или иной модели, так как глубинное строение Цусимской котловины все еще недостаточно изучено.

ТОИ ДВО РАН в двух морских экспедициях выполнил гравиметрические и сейсмические исследования в Цусимской котловине [2, 3] вдоль трех профилей (рис.1) с целью получения новых данных о скоростных, плотностных параметрах и структуре земной коры. Сейсмические исследования проведены методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) с донными сейсмическими станциями (ДСС) и пневматическими источниками упругих волн. Гравиметрические измерения выполнены тремя набортными гравиметрами ГМН-К. Точность съемки составила 5–7 мГл.

В статье рассмотрены результаты плотностного моделирования, выполненного вдоль профиля 1 на основе сейсмического разреза. Профиль пересекает (с востока на запад) глубоководную часть Цусимской котловины, материковый склон и шельф Корейского п-ова.

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Дно котловины ровное, его глубина плавно увеличивается в северо-восточном направлении от 1 км в краевой части котловины до 2.3 км. К обрамлению Цусимской котловины относятся материковый склон Корейского п-ова на западе, Корейское плато и возвышенности Уллындо и Криштофовича на севере, банка Оки и шельф о. Хонсю на востоке (рис. 1). Склоны подводных возвышенностей ограничены разломами и осложнены грабенами и сбросами второго порядка. Превышение их вершинных поверхностей над дном котловины достигает 1–2 км; на отдельных участках эскарпов имеются обрывы, где обнажаются скальные породы фундамента [1].

Образования фундамента Цусимской котловины перекрыты толстым осадочным чехлом. Косвенно об их составе можно судить по материалам драгирования, выполненного на структурах обрамления котловины в экспедициях ТОИ ДВО РАН. Фундамент возвышенности Криштофовича сложен метаморфичес-

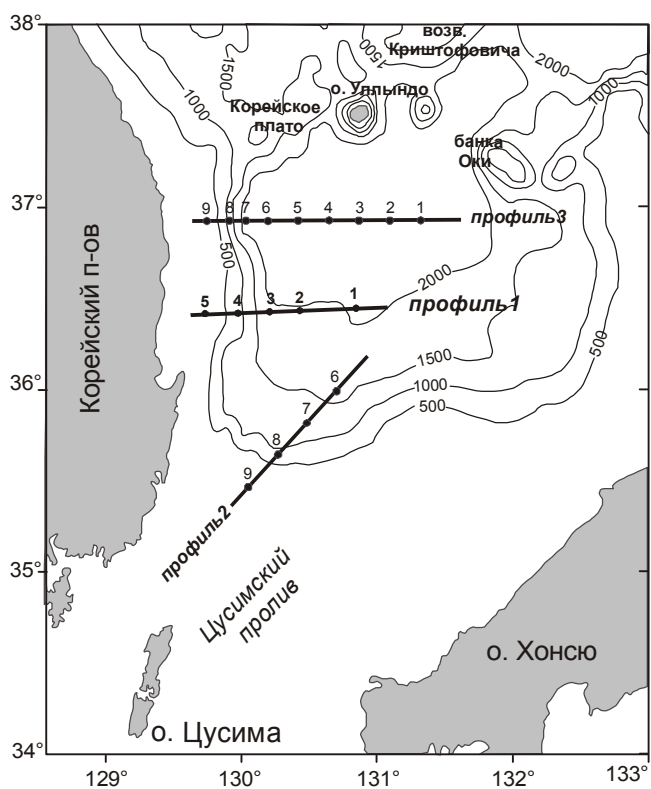


Рис. 1. Схема расположения профилей глубинного сейсмического зондирования.

Точками обозначено положение донных сейсмических станций. Цифры над точками – номера ДСС.

кими образованиями (амфиболитами, гнейсами и сланцами) архей-раннепротерозойского возраста; аналогичные по составу, степени метаморфизма и возрасту породы широко распространены на территории Кореи. Породы фундамента перекрыты олигоцен-нижнемиоценовой вулканокластической толщей, породы которой по содержанию кремнезема представляют непрерывный ряд от трахиандезита до трахириолита. Породы комплекса залегают в виде покровов на возвышенностях Уллындю, Криштофовича, Оки; характерно преобладание пирокластических продуктов над лавами, повышенная концентрация щелочей (8.0–11.5 % с преобладанием калия над натрием). Вулканокластическая толща трансгрессивно перекрыта диатомово-глинистыми породами среднего и верхнего миоцена и туфогенно-глинистыми плиоценовыми отложениями. Замыкают разрез породы щелочно-базальтоидного комплекса плиоцен-голоценового возраста, слагающие о.Уллындю и драгированные на других структурах обрамления Цусимской котловины: подводном вулкане Глебова, банке Оки и др. Породы этого комплекса В.Т. Съединим выделе-

ны в отдельный формационно-геохимический тип вулканитов континентальных рифтов [1].

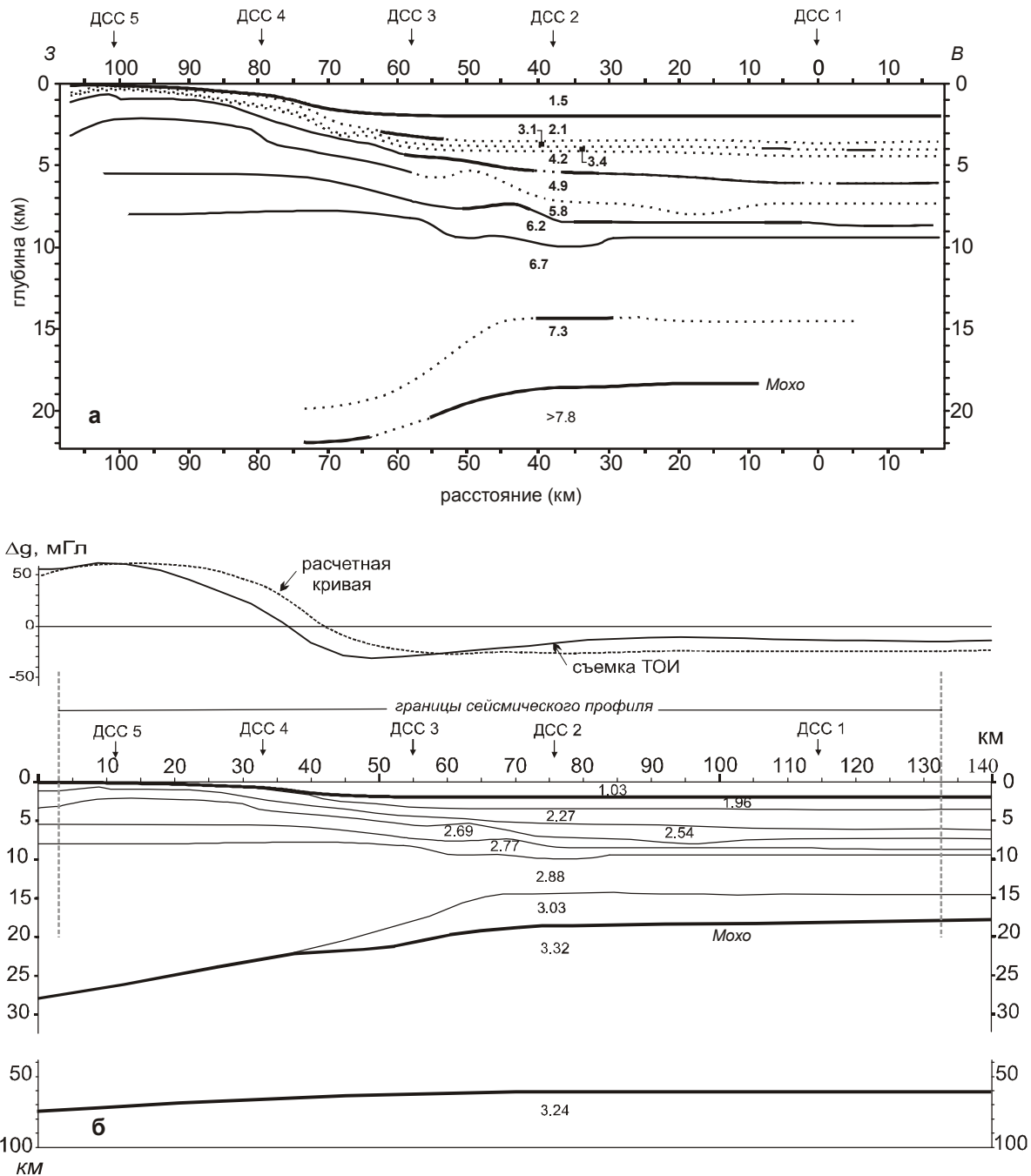
Аномалии гравитационного поля в свободном воздухе у подножия Корейского плато, банки Оки, в Цусимском проливе и у склона о. Хонсю в целом положительные, порядка 40–60 мГл [18]. В котловине величина аномалий составляет  $-20 \pm 10$  мГл; наблюдается относительное повышение значений поля в северо-восточном направлении: максимальные значения гравитационного поля котловины приходятся на ее самую глубокую часть. Величина гравитационных аномалий в свободном воздухе на акваториях находится в прямой корреляционной связи с рельефом дна. На уровне качественной оценки можно предположить, что обратная зависимость здесь объясняется наличием высокоплотного материала в коре или мантии. Аномалии Цусимского пролива и котловины вытянуты в направлении ЮЗ-СВ. На карте гравитационных аномалий в редукции Буге [9] в центральной части котловины также фиксируется вытянутая в СВ направлении положительная аномалия величиной около 140 мГл. Вдоль подводной части Корейского п-ова – локальные меридиональные положительные аномалии порядка 30–60 мГл.

Магнитные аномалии Цусимской котловины относительно слабые, в основном менее -100 нТ. Линейные магнитные аномалии отчетливо не выделяются [8, 19]. Вдоль окраины Корейского п-ова выявлены положительные высокоамплитудные (более 300 нТ) аномалии [14]. Тепловой поток в Японском море в целом высокий и в среднем составляет 90 мВт/м<sup>2</sup>. В северной части Цусимской котловины, согласно данным Langseth M.G. и Tamaki K. [16], тепловой поток превышает 100 мВт/м<sup>2</sup>.

По сейсмическим данным в центральной части котловины, сразу выше акустического фундамента, наблюдается пакет высокоамплитудных отражателей, которые интерпретированы как переслаивание вулканических силлов и осадочных слоев [3]. В части котловины, примыкающей к о-вам Уллындю и Доку, акустический фундамент, предположительно сложен щелочными вулканитами плиоцен-голоценового возраста, известными на этих островах [6].

Согласно результатам обработки сейсмических данных вдоль профиля 1 (рис. 2а), в глубоководной части котловины земная кора представлена осадочным слоем (который может быть аппроксимирован двумя толщами со средними скоростями продольных волн 2.25 км/с и 4.1 км/с) суммарной мощностью около 4 км, верхней корой, состоящей из трех толщ со скоростями 4.9; 5.8 и 6.2 км/с и общей мощностью 3.5–5.0 км, и нижней корой, состоящей из двух слоев





**Рис. 2.** Сейсмический разрез по профилю 1 (а) и исходная модель для гравитационного моделирования (б). Цифрами на разрезах обозначены: а – скорости продольных волн (км/с); б – плотности (г/см<sup>3</sup>). На сейсмическом разрезе: тонкие линии – преломляющие границы; жирные линии – отражающие границы; пунктир – предполагаемое положение границ.

со скоростями 6.7 км/с (мощность около 5.0 км) и 7.3 км/с (мощность около 4.0 км). Мощность земной коры в центральной части котловины составляет около 19 км и плавно увеличивается до 22 км в средней части склона (глубина моря около 800 м). Под сред-

ней частью континентального склона мощность нижнего высокоскоростного слоя составляет около 2-х км, а мощность слоя со скоростью 6.7 км/с здесь достигает 12 км. Далее в сторону континента мощность коры сейсмическим методом не определена.

### ИСХОДНАЯ ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ И МЕТОДИКА ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Сейсмический разрез по профилю 1 был положен в основу исходной модели для гравитационного моделирования (рис. 2б). Кровля высокоскоростного слоя в нижней части коры котловины была постепенно сведена к границе Мохо под континентальным склоном. Величины плотности для исходных моделей получены по известным зависимостям скорости сейсмических волн от плотности среды Нейфа и Дрейка. Рассчитывалось распределение плотностных неоднородностей как в коре, так и в литосфере в целом. Для определения глубины кровли астеносферы использовались данные о тепловом потоке [5,11] в котловине и прилегающей части Корейского полуострова. Для пересчета значений теплового потока в глубину использовались зависимости, приводимые К.Г. Леви и С.В. Лысак [4]. Глубина кровли астеносферы составляет 75 км под континентальным склоном и уменьшается до 62 км под Цусимской котловиной. Значения плотности мантии и астеносферы были приняты равными  $3.32 \text{ г/см}^3$  и  $3.24 \text{ г/см}^3$ , соответственно [11].

По результатам гравиметрической съемки ТОИ, аномальное гравитационное поле в редукции Фая вдоль профиля 1 над акваторией Цусимской котловины спокойное, слабоотрицательное. Его значения изменяются от  $-10$  до  $-12$  мГл. Континентальный шельф, склон и прилегающая к нему часть Цусимской котловины в гравитационном поле выделяются в виде парной аномалии противоположных знаков разной интенсивности. Шельфу соответствует положительная аномалия до  $35\text{--}60$  мГл, подножию континентального склона и прилегающей части котловины – отрицательная до  $-30\text{--}-35$  мГл.

Для нахождения распределения плотности в вертикальном разрезе литосферы применена методика послойного плотностного моделирования, ориентированная на исследование плотностного строения слоистой среды в двумерном варианте [7].

При исследовании переходных от океана к континенту зон, в которых происходит значительная перестройка коры и литосферы в целом, целесообразно проводить моделирование как для детального разреза, так и выделяя более крупные, обобщенные единицы разреза. Поэтому гравитационное моделирование выполнено в четырех вариантах: литосфера как единая толща; литосфера, разделенная на земную кору и мантию; литосфера с земной корой, разделенной на осадки и консолидированную часть, литосфера с корой, разделенной на сейсмические слои.

### РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

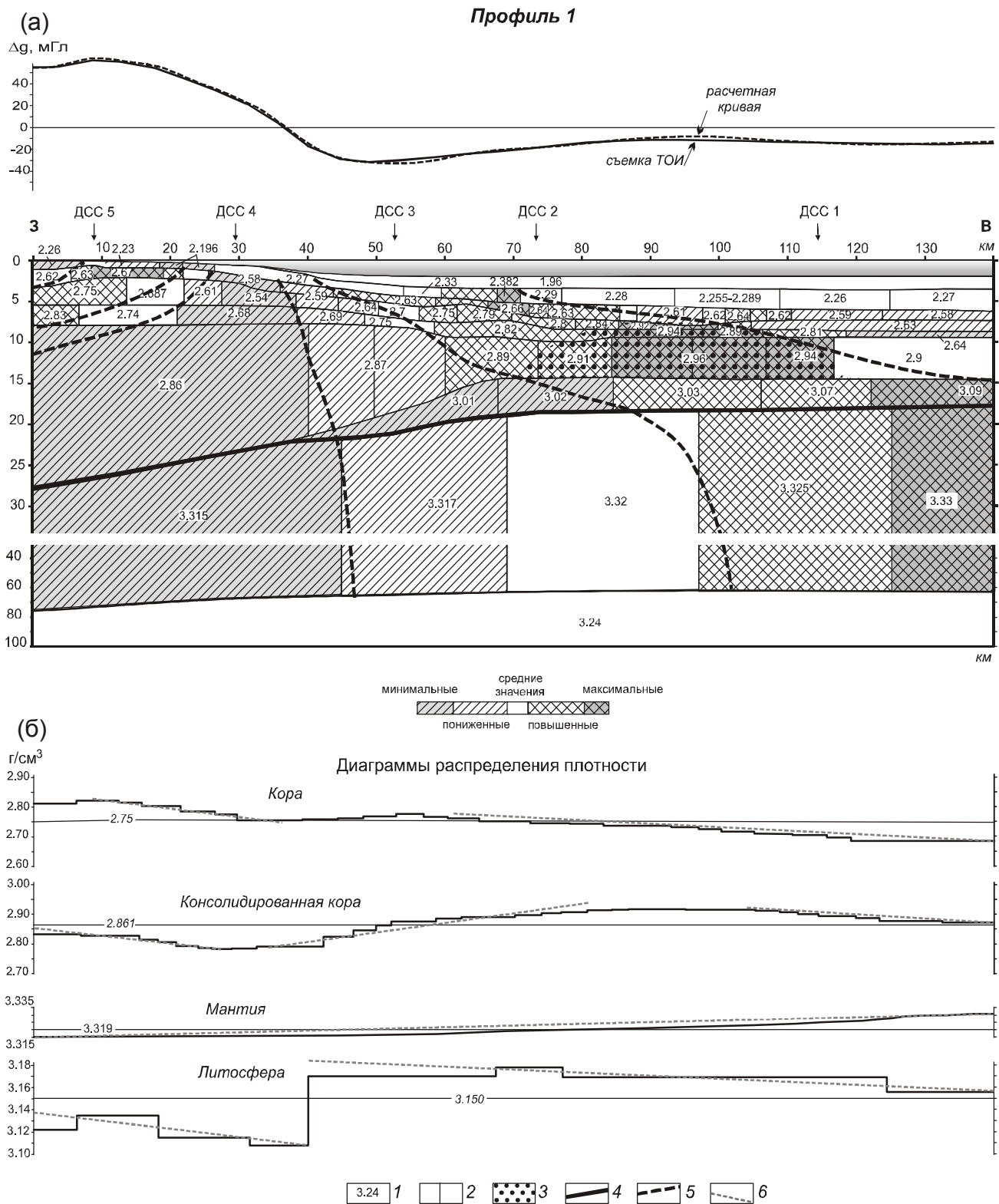
На рисунке 3 приведены плотностная модель для детального разреза коры и диаграммы распределения плотности в крупных единицах литосферы. Значения плотности в каждом слое были разделены на повышенные, высокие, пониженные и низкие относительно средних величин. Это позволило проследить закономерности изменения плотности не только по слоям, но и в разрезе в целом, что отображено на рисунке штриховкой и корреляционными линиями.

Вычисленная средняя плотность (рассматривается средневзвешенная плотность по слою [7]) литосферы равна  $3.15 \text{ г/см}^3$  (рис. 3б). Выделяются два уровня средних значений, между которыми плотность изменяется от  $3.118 \text{ г/см}^3$  на шельфе до  $3.165 \text{ г/см}^3$  в глубоководной части котловины. Четкая граница между этими блоками литосферы приходится на подножие континентального склона. По мере удаления от берега плотность литосферы в континентальном блоке уменьшается, достигая минимальных для всего разреза значений  $3.10 \text{ г/см}^3$  у основания континентального склона.

Вычисленная плотность мантии (рис. 3б) изменяется в узких пределах, последовательно возрастая в восточном направлении от  $3.31 \text{ г/см}^3$  до  $3.33 \text{ г/см}^3$ . Среднее вычисленное значение плотности –  $3.32 \text{ г/см}^3$ .

Средняя плотность коры, как единой толщи, равна  $2.75 \text{ г/см}^3$ . Максимальные значения отмечаются в пределах шельфа ( $2.83 \text{ г/см}^3$ ). Плотность уменьшается в сторону глубоководной части котловины, где достигает минимальных значений –  $2.69 \text{ г/см}^3$ . Очевидно, что такое распределение плотности обусловлено большой мощностью осадочных отложений в котловине. После “снятия” влияния чехла максимальными значениями ( $2.9 \text{ г/см}^3$ ) характеризуется консолидированная кора котловины, при этом ее плотность плавно увеличивается до значений  $2.92 \text{ г/см}^3$  на  $85\text{--}95$  км профиля, после чего убывает к концу профиля до  $2.87 \text{ г/см}^3$ . Учитывая, что вычисленное распределение плотности в мантии не выявило никаких высокоплотностных тел под котловиной, можно утверждать, что именно коровые неоднородности являются причиной относительного повышения значений гравитационного поля в глубоководной части котловины. В пределах шельфа плотность консолидированной коры убывает в сторону верхней кромки склона, где наблюдается ее локальный минимум –  $2.78 \text{ г/см}^3$ .

В плотностной модели литосферы, учитывающей сейсмическую расслоенность земной коры (рис. 3), в пределах котловины уверенно выделяется полого падающая на восток от основания континентального склона и расширяющаяся с глубиной об-



**Рис. 3.** Плотностной разрез вдоль профиля 1 (а) и диаграммы распределения плотности в крупных единицах литосферы (б).

1 – значения плотности в блоках (г/см<sup>3</sup>), 2 – границы блоков, 3 – куполообразная структура высокой плотности, 4 – граница Мохо, 5 – линии корреляции плотностных неоднородностей, 6 – тренды изменения плотности на диаграммах.

ласть повышенной плотности, внутри которой ее значения закономерно растут в восточном направлении; мантийной части разреза соответствуют здесь самые высокие значения плотности. В указанной области, в нижней и, частично, в верхней частях консолидированной коры, расположена куполообразная структура высокой ( $2.89\text{--}2.96\text{ г/см}^3$ ) плотности. Ее параметры позволяют предположить, что здесь имело место внедрение плотного вещества от основания коры, что и обусловило относительное повышение значений гравитационного поля в глубоководной части котловины. По-видимому, процесс внедрения мантийного материала и последующей переработки вмещающих пород происходил также и в зоне максимального градиента мощности слоя – области перехода от толстой континентальной коры к тонкой океанической, которая является наиболее механически ослабленной, подверженной разломообразованию. Западнее отмеченной наклонной высокоплотностной структуры расположена область наименьших плотностей в коре и в литосфере в целом. Согласно данным Yoon et al. [21], здесь проходит крупный региональный разлом Уллындо, который протягивается вдоль западной окраины котловины от северной оконечности Корейского плато до о. Цусима (рис. 4). Разлом Уллындо является элементом дизъюнктивной системы Японского моря, которая проявилась в виде разломов с горизонтальным сдвигом (“strike-slip”) во время задугового открытия моря в миоцене. Основное смещение по разлому проявляется как скрытый отложениями чехла, погружающийся на восток уступ фундамента.

В шельфовой части профиля в слоях коры резких перепадов плотностей не выявлено (рис. 3). В целом, кора характеризуется здесь пониженными, относительно средних, значениями плотностей. В районе 6–20 км профиля в ее верхних слоях выделяется небольшая наклонная область повышенных значений плотностей. Ей соответствуют высокоамплитудные магнитные аномалии [14], что может свидетельствовать о наличии здесь неглубоко залегающих магнитных тел. Здесь же проходит падающий на запад разлом Хапо [21], сформированный в позднем миоцене как разлом с горизонтальным сдвигом (рис. 4).

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Анализируя сейсмический и плотностной разрез, можно выделить следующие основные особенности строения коры изучаемого района:

1) скоростные характеристики разреза в пределах котловины соответствуют океанической земной коре; 2) мощность коры в котловине (16.5 км без вод-

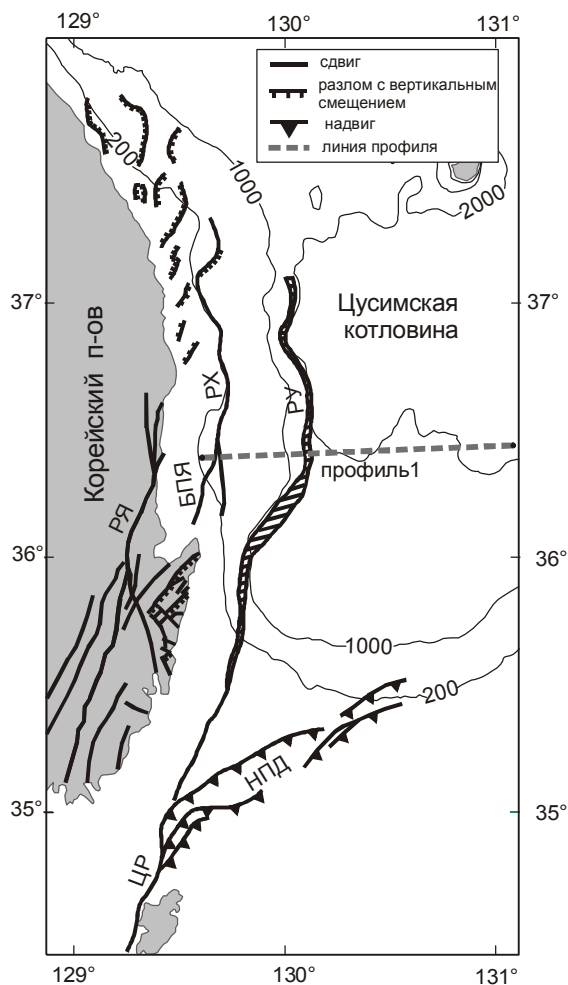


Рис. 4. Схема расположения основных разломов восточной окраины Кореи, по [21].

НПД – надвиговый пояс Долгорае; РХ – разлом Хапо; ЦР – Цусимский разлом; РУ – разлом Уллындо (показан штриховкой); РЯ – разлом Янгсан, БПЯ – бассейн Поханг-Янгтук.

ного слоя) превышает мощность нормальной океанической коры; 3) в низах коры зафиксирован высокоскоростной слой; 4) переход от континента к котловине сопровождается быстрым и значительным уменьшением мощности коры на расстоянии примерно 50 км; 5) выделена область повышенной плотности, погружающаяся от основания континентального склона и расширяющаяся с глубиной.

Верхняя часть коры, судя по имеющимся геолого-геофизическим данным, представлена достаточно мощным (до 4 км) терригенно-осадочным слоем с прослоями вулканогенных образований. Накопление этого слоя обусловлено близостью источников сноса терригенного вещества и высокой вулканической активностью региона, по крайней мере на раннем этапе формирования этой толщи.

Ранее Карпом Б.Я. и др. [3] было показано, что наличие высокоскоростного слоя в низах коры является доводом в пользу ее океанической природы. Параметры этого слоя (скорости сейсмических волн и мощности) примерно такие же, что и соответствующие величины, известные для низов коры на так называемых пассивных вулканических окраинах Северной Атлантики [20]. Предполагается, что появление этого слоя там вызвано частичным плавлением мантийного материала из-за повышения температуры астеносферы при расколе континентальной плиты. Kelemen и Holbrook [13] считают, что образующаяся кора будет иметь мощность, превышающую среднюю мощность океанической земной коры в результате андерплейтинга – подслаивания к низам коры мантийного материала, вызванного длительным периодом температурного воздействия разогретой мантии. Согласно данным по тепловому потоку и сейсмической томографии, верхняя мантия в районе исследований аномально разогрета и характеризуется низкими значениями скоростей [14]. Боханнон и Эйтрем [10] показали также, что океаническая кора нормальной толщины не образуется до тех пор, пока континентальные плиты, между которыми происходит спрединг, не будут отделены друг от друга на расстояние 300–400 км. Ширина Цусимской котловины – менее 250 км.

Результаты проведенного вдоль профиля 1 гравитационного моделирования позволили получить плотностные характеристики литосферы, детализировать ее разрез с точки зрения распределения плотностных неоднородностей. Выявленные особенности могут рассматриваться как дополнительное подтверждение происходящих здесь процессов внедрения мантийного материала и переработки коры. В пределах континентального склона радикальная трансформация коры сопровождается резким изменением ее мощности и образованием зоны пониженной плотности.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основываясь на результатах сейсмических исследований и плотностного моделирования, можно предположить, что процесс образования Цусимской котловины происходил в условиях аномально разогретой мантии и сопровождался внедрением мантийного материала в кору, что привело к деструкции материковой окраины и образованию океанической коры в котловине. Увеличенная по сравнению с нормальной мощность коры котловины обусловлена накоплением большого количества терригенного материала и вулканоогенных образований в верхней части коры и подслаиванием мантийного материала в ее низах.

Полученные данные не позволяют сделать окончательные выводы относительно механизма образования Цусимской котловины. Необходимо продолжение исследований, в том числе и средствами гравитационного моделирования на основе сейсмических разрезов.

Авторы выражают благодарность Б.Я. Карпу и В.Я. Подгорному за полезные рекомендации, советы при обсуждении проблемы и помощь при математических расчетах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
2. Гильманова Г.З., Карп Б.Я., Прокудин В.Г. Структура земной коры Цусимской котловины // VI Косыгинские чтения. Докл. всерос. конф., Хабаровск, 2009. С. 103–104.
3. Карп Б.Я., Прокудин В.Г., Медведев С.Н., Карнаух В.Н. Строение земной коры по сейсмическим данным // Дальневосточные моря России. В 4 кн. / Гл. ред. В.А. Акуличев; Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН. М.: Наука, 2007. Кн. 3. С. 26–47.
4. Леви К.Г., Лысак С.В. Термальная эволюция и мощность литосферы континентов // Основные проблемы сейсмо-тектоники. М. Наука, 1986. С. 69–73.
5. Левин Л.Э. Строение термической литосферы и астеносферы в океанах и на континентах // Геотектоника. 2006. № 5. С. 39–49.
6. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Геологическое строение (новые данные) // Дальневосточные моря России. В 4 кн. / Гл. ред. В.А. Акуличев; Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН. М.: Наука, 2007. Кн. 3. С. 86–98.
7. Подгорный В.Я. Методика послойного определения плотности // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 103–108.
8. Шевалдин Ю.В. Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 74 с.
9. Anosov G.I., Suk B.-C., Soinov V.V. Geodynamic aspects related to evolution of the Ulleung basin in East sea of Korea. Resulting from integrated geophysical data // Proceedings of the Third International Conference on Asian Marine Geology, Cheju, 1995, Korean Society of Oceanography. P. 247–273.
10. Bohannon R.G., Eittreim S.L. Tectonic development of passive continental margins of the southern and central Red Sea with a comparison to Wilkes Land, Antarctica // Tectonophysics. 1991. V. 198. P. 129–154.
11. Chough S.K. Marine Geology of Korean Seas. International Human Resources Development Corporation. Boston, 1983. 157 p.
12. Jolivet, L., Tamaki K., Fournier M., Japan Sea: opening history and mechanism: a synthesis // J. Geophys. Res. 1994 V. 99. P. 22,237–22,259.
13. Kelemen P.B. Holbrook W.S. Origin of thick, high-velocity igneous crust along the US East Coast Margin // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 10077–10094.
14. Kim H.-J., Jou H.-T., Cho H.-M. et al. Crustal structure of the

- continental margin of Korea in the East Sea (Japan Sea) from deep seismic sounding data: evidence for rifting affected by the hotter than normal mantle // *Tectonophysics*. 2003. V. 364. P. 25–42.
15. Kimura G., Tamaki K. Collision, rotation and back arc spreading: the case of the Okhotsk and Japan seas // *Tectonics*. 1986. V. 5. P. 389–401.
16. Langseth M.G., Tamaki K. Geothermal measurements: thermal evolution of the Japan sea basins and sediments / Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1992. V. 127/128, Pt. 2.
17. Otofujii, Y. Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis // *Island Arc*. 1996. V. 5. P. 229–249.
18. Park Ch.H., Kim J.W., Isezaki N. et al. Crustal analysis of Ulleung Basin in the East Sea (Japan Sea) from enhanced gravity mapping // *Mar. Geophys Res.* 2006. V. 27. P. 253–266.
19. Suh H.C., Lee G.H., Shon H. W. A geophysical study on the geotectonics and opening mechanism of the Ulleung Basin, East. The Sea // *J. Korea Soc. Oceanogr.* 3 P. 34–44 (in Korea with English abstr.).
20. White R., McKenzie D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 7685–7729.
21. Yoon S.H., Park S.J., Chough S.K. Western boundary fault systems of Ulleung back-arc basin: father evidence of pull-apart opening // *Geosci. J.* 1997. P. 75–88.

*Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем*

***G.Z. Gil'manova, V.G. Prokudin***

### **Density model of the lithosphere of the Tsushima Basin, Sea of Japan**

2-D density modeling along the sublatitudinal deep seismic sounding profile in the Tsushima Basin of the Sea of Japan was performed. The available data allow us to presume that the opening of the Tsushima Basin occurred in conditions of an abnormally heated mantle and was accompanied with intrusion of mantle material into the crust of the basin and the zone of transition from the basin to the continental margin of the Korean Peninsula attended by formation of oceanic crust. As compared with the normal oceanic crust thickness, the increased thickness of the crust of the basin was conditioned by accumulation of a large amount of terrigenous material and volcanogenic rocks in the upper part of the crust and underlying of mantle material in its lower part.

***Key words:* density modeling, lithosphere, Tsushima Basin, Sea of Japan.**

## УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ В ГОТЕРИВ-СЕНОМАНСКОМ МОРСКОМ БАССЕЙНЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ И НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

*А.В. Кудымов*

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

Поступила в редакцию 14 мая 2007 г.

Получены близкие ориентировки механоглифов и косой слойчатости в готерив-сеноманских осадках амурского и журавлевско-тумнинского турбидитовых комплексов. Они предполагают сходные гидродинамические режимы осадконакопления. Эти отложения представляют собой образования гравитационных потоков, меньше – донных течений и фоновой седиментации. Осадки Журавлевско-Тумнинского прогиба накапливались на северо-западной окраине палеоконтинента, в непосредственной близости от подножья его континентального склона. Полученные данные по ориентировкам механоглифов и косой слойчатости предполагают существование крупномасштабного вихря постоянных донных течений. Направление донного течения вдоль подножья питающей провинции (самая внешняя ветвь вихря) было северо-восточное. При удалении от подножья направление донного течения менялось на северное, затем и на западное. Обломочный материал по континентальному склону транспортировался с юго-востока в северо-западном направлении в глубоководные части бассейна. В зоне подножья континентального склона происходило взаимодействие мутьевых потоков с донными течениями. Песчаные турбидиты накапливались из отклонившихся, меридиональных мутьевых потоков, а песчано-аргиллитовые, алевро-аргиллитовые циклиты – из наиболее ослабленных субширотных потоков. В периоды пауз между мутьевыми потоками в обстановке циркуляции донных течений формировались контуриты и фоновые осадки.

**Ключевые слова:** турбидит, механоглифы, косая слойчатость, гидродинамический режим, нижний–верхний мел, Сихотэ-Алинь, Нижнее Приамурье, Дальний Восток.

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение гидродинамического режима готерив-сеноманского (как и более раннего) морского бассейна осадконакопления Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья является ключевым в понимании механизма образования ритмичности, а также способов транспортировки и накопления осадков, то есть, по сути дела, в проблеме происхождения флиша и сопутствующих образований. Несмотря на многочисленные исследования, эта проблема до сих пор остается нерешенной и продолжает вызывать довольно оживленную дискуссию. Кроме этого, с изучением гидродинамического режима тесно связаны вопросы источников питания, а в итоге и оценка геотектонической обстановки в области осадконакопления, которая до сих пор также является проблематичной.

В основу статьи положены личные материалы автора, принимавшего участие в геологосъемочных

работах в конце 90-х годов прошлого века и в начале 2000-х годов на Северном Сихотэ-Алине (Бута-Коппинский район) и на Нижнем Амуре (водораздел рек Амур – Лимури) [10, 11], а также материалы П.В. Маркевича, проводившего исследования в 60-х годах прошлого века на юге Сихотэ-Алиня, в Дальнегорском районе [13].

### ПОЛОЖЕНИЕ ГОТЕРИВ-СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В СТРУКТУРЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ И НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Готерив-сеноманские отложения на Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье имеют широкое распространение. Они представлены осадочными, вулканогенно-осадочными образованиями и в разных объемах включены в самаркинский, амурский и в журавлевско-тумнинский комплексы. Их мощность в журавлевско-тумнинском турбидитовом комплексе совместно с берриас-валанжинскими осадками состав-

ляет около 10 км [16–18] (рис. 1). Согласно недавно изданной монографии [4], на рассматриваемой территории выделяются Журавлевско-Амурский террейн и альб-сеноманский осадочный бассейн вдоль р. Амур. На схеме структурно-седиментологического районирования П.В. Маркевича и др. [15], Журавлевско-тумнинскому турбидитовому комплексу соответствует Восточно-Сихотэ-Алинский прогиб с Коппи-Лужкинской и Кемской зонами, а также Тумнинская и Горинская зоны Западно-Сихотэ-Алинского прогиба. Прогибы разделены Центрально-Сихотэ-Алинским поднятием, также разделенным на зоны.

Журавлевско-тумнинский комплекс, распространенный восточнее самаркинского, непрерывной полосой протягивается через весь Сихотэ-Алинь. Амурский комплекс прослеживается в северо-восточном направлении к западу от Самаркинского комплекса. Отложения журавлевско-тумнинского и амурского комплексов представлены глубоководными осадками, преимущественно гравитационных потоков, меньше – контурных течений (контуриты) и фоновой седиментации [11]. Среди отложений гравитационных потоков резко преобладают турбидиты (образования разноплотностных потоков). В аптских и альбских образованиях иногда встречаются покровы базальтов [15].

#### СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ, ГЛАВНЫЕ ТИПЫ И РАЗНОВИДНОСТИ ПОРОД Полигон I

Осадочные отложения, изученные на юге Сихотэ-Алиня, в Дальнегорском районе Журавлевско-Тумнинского прогиба (Кемская зона Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба, по [15], полигон I, рис. 1) представлены готерив-барремскими отложениями усть-колумбинской и меандровской свит, и апт-нижнеальбскими образованиями кемской свиты [15].

**Усть-колумбинская свита** сложена преимущественно песчаным двух-, реже трехкомпонентным флишем [1, 2, 13, 15]. В основании разреза свиты по р. Рудной залегает пачка мощностью более 200 м песчаного флиша с нечеткой ритмичностью и с пакетами переслаивания песчаников и алевролитов. Песчаники от средне- до мелкозернистых, массивные и горизонтально-слоистые. В подошве некоторых ритмов – растительный детрит. Выше залегает пачка (170 м) песчано-аргиллитового флиша. Мощность ритмов здесь составляет 0.1–0.4 м при преобладании алевроаргиллитов над песчаниками в 3–4 раза. Продолжают наращивать разрез свиты средне- и мелкозернистые песчаники (100 м) и мощная пачка песчаного флиша (450 м). Мощность ритмов в последних – 1–9 м, песчаники преобладают над алевроаргиллитами в 3–5 раз.

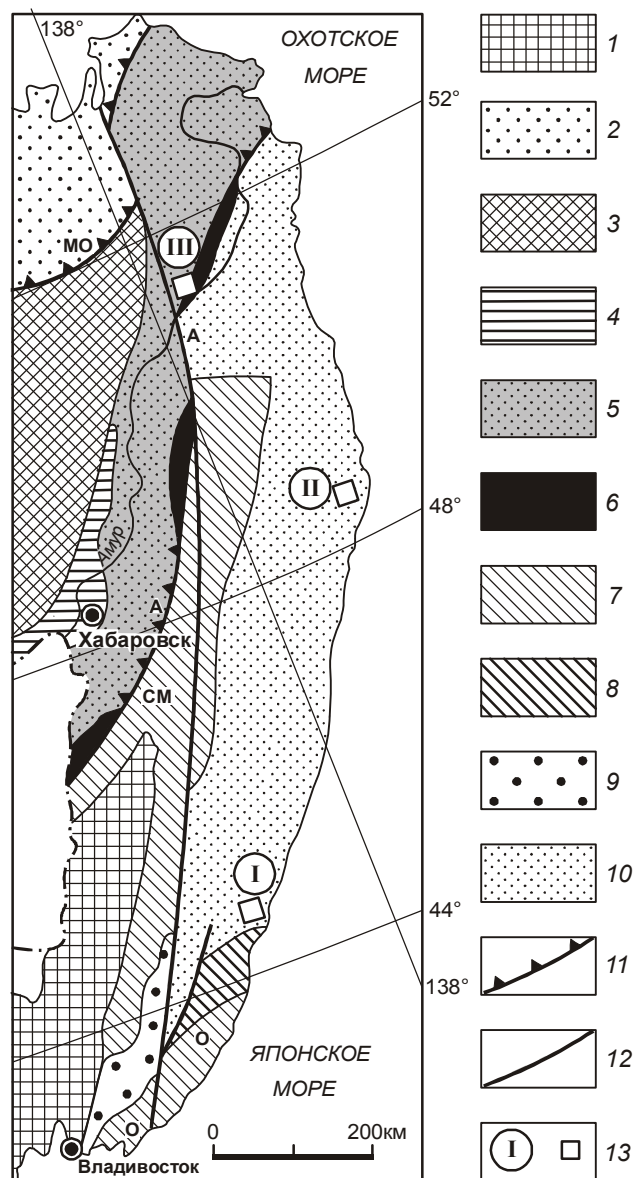


Рис. 1. Главные тектонические единицы юга Дальнего Востока, по Б.А. Натальину и др. [16–18].

1 – Ханкайский массив, 2 – ульбанский палеозойско-мезозойский аккреционный комплекс Монголо-Охотского орогенного пояса, 3 – Баджальская аккреционная складчатая система, 4–6 – аккреционный клин Хингано-Охотской активной континентальной окраины: 4 – юрско-раннемеловой хабаровский комплекс, 5 – раннемеловой амурский комплекс, 6 – апт-альбский киселевско-маноминский комплекс; 7 – юрские аккреционные комплексы (самаркинский – СМ, ольгинский – О); 8 – раннемеловой таухинский аккреционный комплекс; 9 – докембрийско-раннепалеозойский Сергеевский террейн; 10 – журавлевско-тумнинский турбидитовый комплекс; 11 – сутуры: МО – Монголо-Охотская, А – Амурская; 12 – главные разломы; 13 – местоположение районов исследований: I – Южный Сихотэ-Алинь (Дальнегорский район) [15], II – Северный Сихотэ-Алинь (бассейн среднего течения р. Коппи, выше руч. Бяполи), III – Нижнее Приамурье (междуречье Амур – Лимури).



Выше согласно залегает толща с готерив-барремской фауной, благодаря которой устанавливается возраст описанной свиты.

**Меандровская свита**, согласно залегающая на усть-колумбинской свите, в целом представлена песчано-аргиллитовым флишем с пластами песчаников и алевроаргиллитов. В бассейне р. Рудной она представлена двумя фрагментами [15]. Первый фрагмент (низовья руч. Березового) определяет нижнюю часть свиты. Внизу здесь залегает песчано-аргиллитовый флиш (60 м) с резким преобладанием алевроаргиллитов в ритмах мощностью 0.3–0.8 м. Выше разрез продолжается аналогичным флишем (120 м), но с прослоями песчаников мощностью до 1.0 м. Завершает описываемую часть свиты опять песчано-аргиллитовый флиш (более 150 м), с ритмами мощностью 0.5–1.2 м. В алевроаргиллитах обнаружены крупные (до 55 см) остатки иноцерамов. Второй фрагмент разреза, изученный южнее пос. Краснореченск по руч. Меандровому, соответствует верхней части свиты. Здесь, снизу вверх, можно наблюдать массивные алевроаргиллиты (70 м) и песчано-аргиллитовый флиш (230 м). Алевроаргиллиты содержат прослой (5–10 см) мелкозернистых песчаников. Флиш содержит ритмы, в основании которых отмечаются гравелиты 2–5 см, а в верхней части встречены конкреции известковых аргиллитов с остатками аммонитов и брахиопод.

**Кемская свита** в Дальнегорском районе представлена нижней частью (нижнекемская подсвита), которая согласно залегает на меандровской свите. Сложена она песчаным, меньше песчано-аргиллитовым флишем. Вверху подсвиты отмечаются пласты алевроаргиллитов и слои гравелитов в составе грубокластического флиша.

По характеру чередования, мощности и строению ритмов, как видно из вышеприведенного описания свит, флиш П.В. Маркевичем [13] разделен на **три типа**: песчаный, песчано-глинистый (песчано-аргиллитовый) и грубокластический.

Песчаный флиш характеризуется преобладанием песчаников как в целом по разрезу, так и в строении большинства ритмов. Песчаный флиш разделен на несколько разновидностей: крупноритмичный, неравномерно-ритмичный и резко неравномерно-ритмичный. Крупноритмичный песчаный флиш – наиболее распространенная разновидность. Для него характерны крупно- и равномерно-ритмичные серии, образованные пластами песчаника средней мощностью 2 м, разделенные прослоями мощностью от 2 до 40 см алевроаргиллитового состава. Неравномерно-ритмичный флиш характеризуется меняющейся в

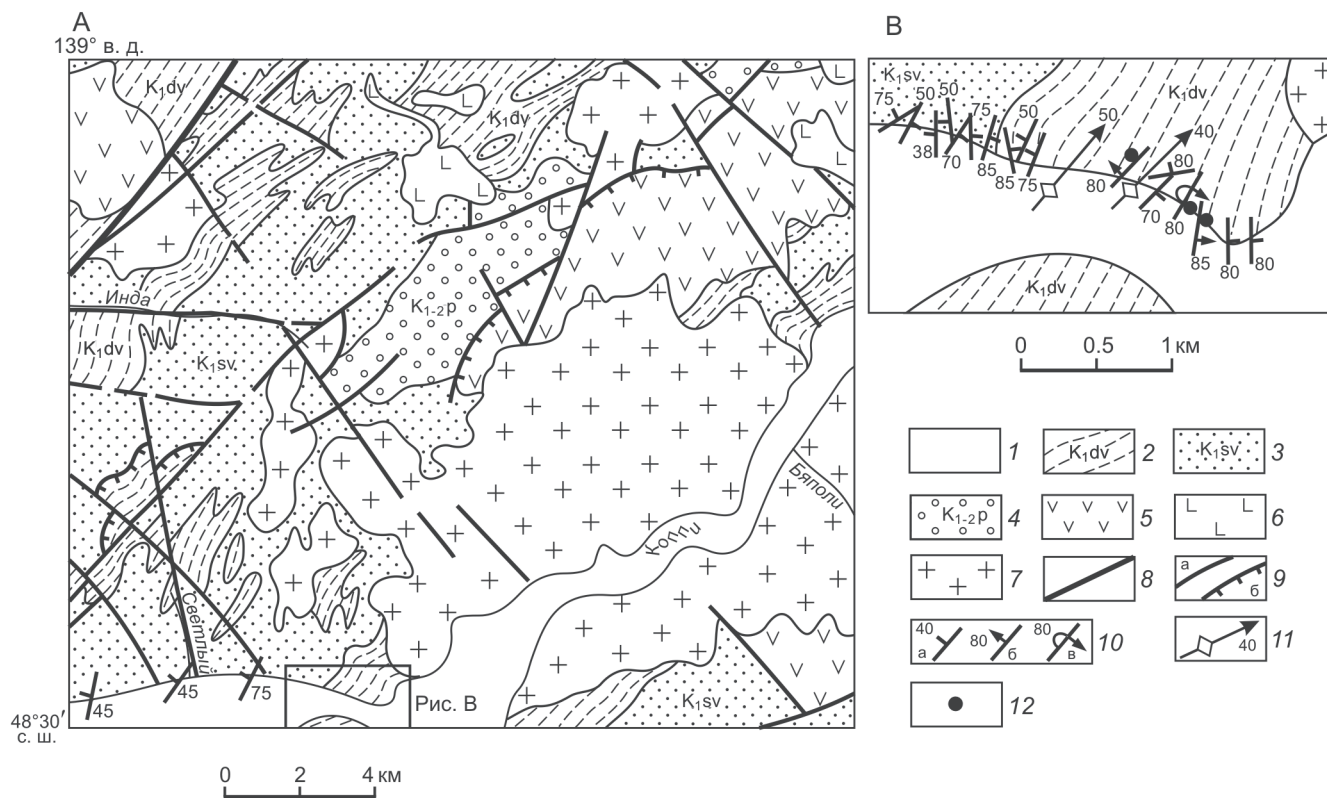
широких пределах мощностью ритмов (от нескольких см до нескольких дцм и даже метров). Резко неравномерно-ритмичный флиш характеризуется содержанием в мелкоритмичном флише более мощных ритмов, от одного до нескольких дециметров.

Песчано-глинистый флиш слагает преимущественно среднюю часть изученного разреза. В песчано-глинистом флише П.В. Маркевич выделяет две разновидности: крупноритмичный и мелкоритмичный. Для крупноритмичного песчано-глинистого флиша характерно соотношение песчаник/алевроаргиллит примерно 1:1, при средней мощности ритмов около 70 см. Мелкоритмичный песчано-глинистый флиш характеризуется меньшей мощностью ритмов, которая составляет 35–70 см.

Грубокластический флиш характеризуется присутствием в основании ритмов гравелитов или мелкогалечных конгломератов. Мощность нижних элементов ритмов варьирует от первых см до 4 м. Кроме этого, характерно крайне беспорядочное чередование ритмов с различным строением и мощностями.

## Полигон II

Изученные осадки бассейна среднего течения р. Коппи, Северного Сихотэ-Алиня, Журавлевско-Тумнинского прогиба (полигон II, рис. 1) представлены ниже-среднеальбскими ритмично-слоистыми образованиями дивнинской и светловоднинской свит (рис. 2). Дивнинская свита сложена преимущественно переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Вышележащая светловоднинская свита сложена в основном песчаниками – от мелко- до крупнозернистых и гравийных разновидностей. Песчаники содержат пласты (0.1–2 м) алевролитов и алевроаргиллитов. Предполагается, что в генетическом отношении рассматриваемые отложения представляют собой турбидиты [10] и контуриты [11]. Турбидиты бассейна р. Коппи относятся как к песчаным, так и к песчано-аргиллитовым (по П.В. Маркевичу [12] – песчано-глинистый флиш) и алевроаргиллитовым типам. В них развиты ритмы с элементами “последовательности А. Боума” [27], которые характеризуют различные режимы транспортирующего водного потока. В дивнинской свите преобладают песчано-аргиллитовые, алевроаргиллитовые турбидиты и контуриты. Турбидиты имеют в основном ритмы с элементами **cd**, **bcd** последовательности А. Боума, мощность которых от 3–7 до 22 см; более полные последовательности редки. Для светловоднинской свиты характерны песчаные турбидиты с элементами **abc** и **bcd**, мощность которых до 1 м, редко больше.



**Рис. 2.** Схема геологического строения бассейна среднего течения р. Коппи (А, В) и стратиграфическая колонка нижнемеловых отложений (Б).

А, В. 1 – четвертичные аллювиальные отложения, 2–3 – альбские терригенные отложения: 2 – диввинская свита ( $K_1dv$ ), 3 – светловоднинская свита ( $K_1sv$ ); 4 – альб-сеноманские вулканогенно-терригенные отложения (песчаниковая толща,  $K_{1-2p}$ ), 5 – поздний мел–палеогеновые вулканы и комагматичные им субвулканические интрузии, 6 – неоген-четвертичные базальтоиды, 7 – поздний мел–палеогеновые интрузии гранитоидов, 8 – главный разлом, 9 – разрывные нарушения, крутые (а) и наклонные (б); 10 – залегание слоистости с неустановленной полярностью “кровля-подошва” (а), нормальное (б), опрокинутое (в); 11 – шарниры (стрелка) и крутые осевые поверхности складок, 12 – места, где производились замеры кривой слоистости.

Б. 1–3 – песчаники: 1 – крупнозернистые и гравийные, 2 – средне-мелкозернистые, 3 – мелкозернистые; 4 – ритмичное переслаивание мелкозернистых песчаников (10–80 см) и алевролитов (5–30 см); 5 – тонкоритмичное переслаивание алевролитов и аргиллитов; 6 – остатки фауны.

В береговых обнажениях р. Коппи, между руч. Инда и Светлый, в верхней части светловоднинской свиты (рис. 2) выделяются несколько седиментационных циклов [10] с общим погрубением материала, увеличением мощности и количества песчаных слоев в каждом цикле снизу вверх. Их можно интерпретировать как наступающие проксимальные наносы глубоководного конуса выноса [26].

### Полигон III

В Нижнем Приамурье (междуречье Амур – Лимури) в пределах полигона III (рис. 1), по данным В.А. Кайдалова (устное сообщение), распространены ниже-верхнемеловые морские терригенные отложения жорминской толщи, силасинской и утицкой свит (рис. 3). Обладая устойчивыми северо-западными падениями, разрез комплекса омолаживается в противоположном направлении, что с учетом структурных исследований [16] отражает последовательную аккрецию и рост комплекса в юго-восточном направлении.

Апт-нижнеальбская жорминская толща разделена на нижнюю и верхнюю подтолщи. Нижняя подтолща сложена в основном конгломератами, меньше алевролитами и седиментационными брекчиями, верхняя – песчаниками, алевролитами, пачками их переслаивания. Вышезалегающая силасинская свита расчленена на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена алевролитами, реже песчаниками, пачками их ритмичного переслаивания, туфами среднего и кислого состава; верхняя – алевролитами и песчаниками, пачками их ритмичного переслаивания, силицифицированными туффитами и туфами среднего состава. В описываемых отложениях свиты собрано достаточное количество фауны, причем большая ее часть – в верхней подсвите. В нижней подсвите она была обнаружена лишь только в ее низах. Фауна, найденная в нижней подсвите, отнесена к альбу, в верхней – к сеноману (Калинин Е. А., 2006 г.). Таким образом, рассмотренные морские отложения нижней подсвиты отнесены к альбу–сеноману, а верхней подсвиты – к сеноману (устное сообщение В. А. Кайдалова, 2007 г.).

Сеноманская утицкая свита, завершая разрез морских отложений и пространственно тяготея к северо-западной границе юрско-раннемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Киселевского блока, представлена песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, конгломератами, лавами и туфами среднего состава (устное сообщение В.А. Кайдалова, 2007 г.).

Для оценки гидродинамического режима бассейна осадконакопления нами по коренным обнажениям вдоль дороги п. Киселевка – р. Лимури изуче-

ны отложения нижней подсвиты силасинской свиты (рис. 4). Для низов изученного разреза установлено преобладание тонкослоистых алевролитов и песчано-аргиллитовых турбидитов, для верхней части – песчаных турбидитов. Тонкослоистые алевролиты содержат иногда прослойки до 1.5 см слоистых мелкозернистых песчаников и в генетическом отношении представляют собой контуриты.

Песчано-аргиллитовые турбидиты имеют как равное соотношение песчаник/алевролит-аргиллит (песчаник – 8–10 см, алевролит-аргиллит до 10 см), так и явное преобладание в ритмах алевролит-аргиллитовой составляющей, причем как в мелких (от 1–6 см до 14 см), так и в крупных (от 8 до 70 см, редко больше) ритмах. Надо отметить, что мелкоритмичные (1.5–6 см) песчано-аргиллитовые турбидиты нередко содержат через 50–90 см пласты мелкозернистых песчаников мощностью 15–30 см.

Песчаные турбидиты характеризуются преобладанием в ритмах песчаного материала. Для них свойственны ритмы с элементами **bcd**, **cd** последовательности А. Боума. Мощности ритмов в описываемых турбидитах варьируют в широком диапазоне – от 7 до 45 см. Песчаные турбидиты постоянно содержат пласты (до первых метров) мелкозернистых песчаников.

### ТЕКСТУРЫ И МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Текстуры, позволяющие реставрировать гидродинамический режим бассейна, разделяются на текстуры поверхностей напластования и на внутрислоистые текстуры [2, 3].

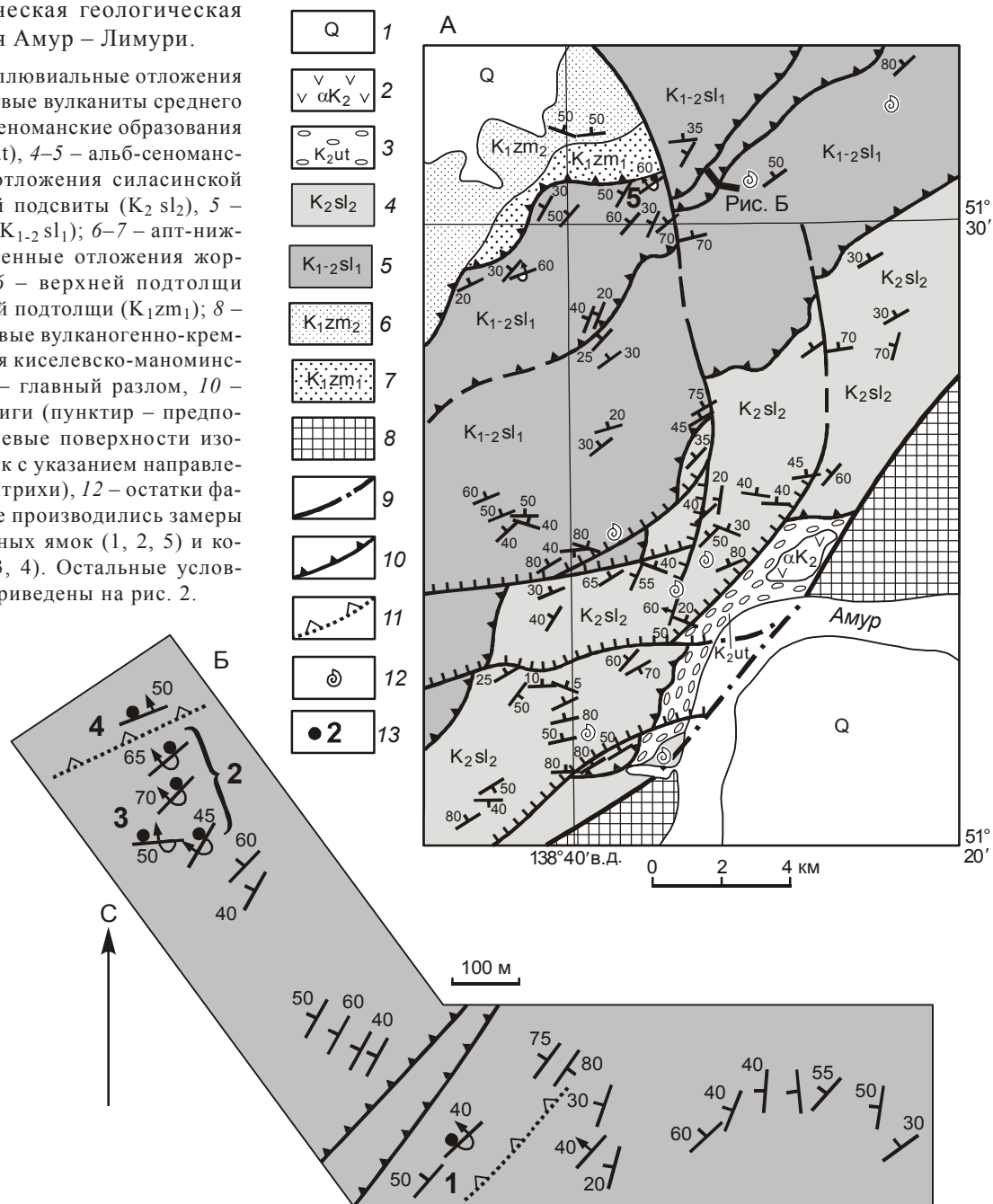
Текстуры поверхностей напластования традиционно называют гиероглифами [2, 3]. Наиболее перспективными для анализа палеопотоков являются гиероглифы течений. Они подразделяются на слепки следов течений и слепки следов волочения предметов.

Слепки следов течений – наиболее распространенные текстуры, связанные, главным образом, с эрозионной деятельностью течений, наблюдались на Нижнем Амуре и на Южном Сихотэ-Алине. Так, на Нижнем Амуре в альб-сеноманских образованиях на водоразделе рек Амур – Лимури (рис. 3) фиксировались слепки водоворотных ямок, реже слепки параллельных гребней (ложбин) [5]. В готерив-барремских и в апт-альбских образованиях Дальнегорского района Южного Сихотэ-Алиня наблюдались лишь слепки водоворотных ямок (слепки с борозд размыва) [13].

Слепки водоворотных ямок наблюдались преимущественно в песчаных турбидитах, на поверхности пластов песчаника основания ритмов, причем наиболее крупные и отчетливые отмечались в крупноритмичных турбидитах. Нами были встречены

**Рис. 3.** Схематическая геологическая карта междуречья Амур – Лимури.

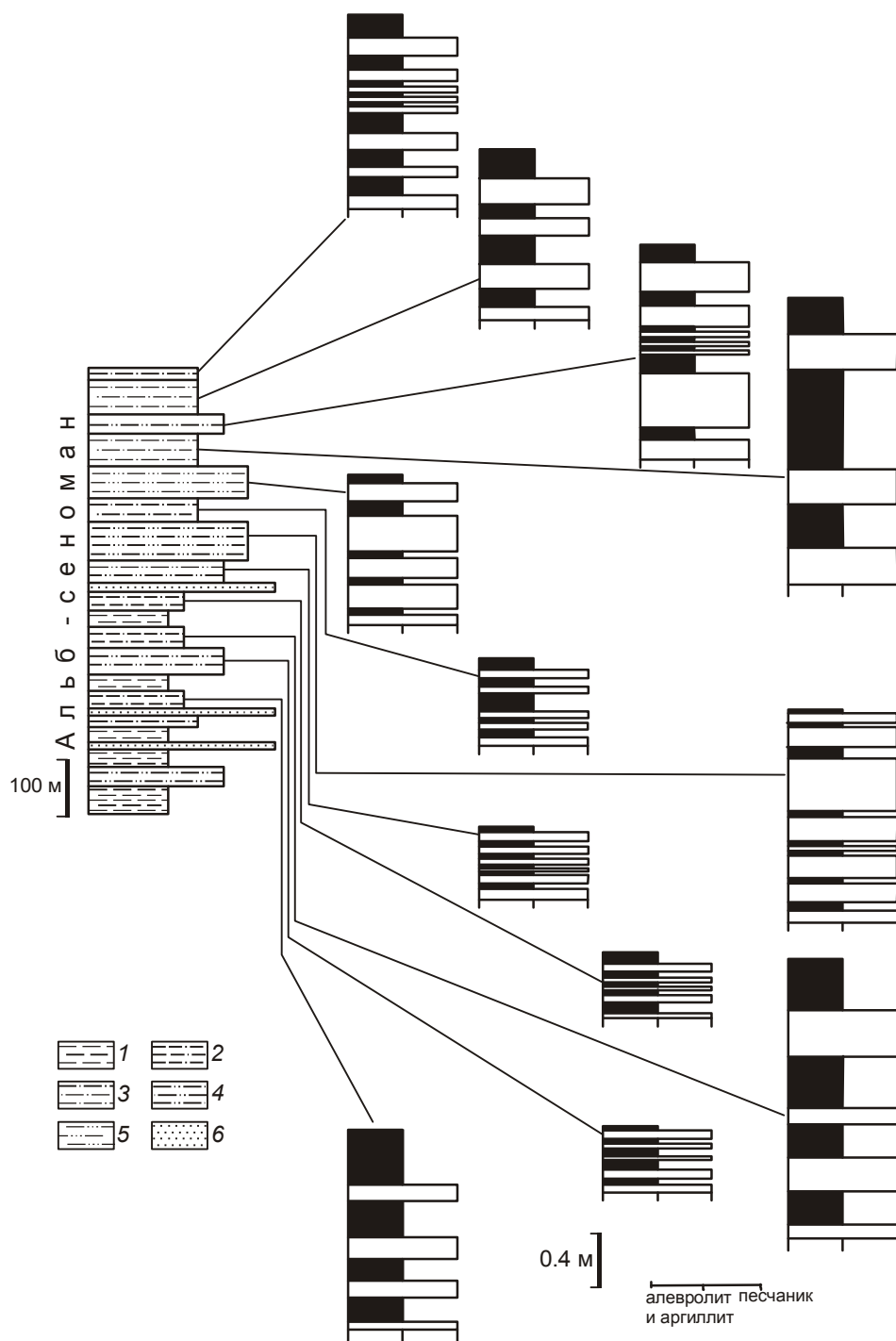
1 – четвертичные аллювиальные отложения (Q), 2 – позднемеловые вулканиты среднего состава ( $\alpha K_2$ ), 3 – сеноманские образования утицкой свиты ( $K_2 ut$ ), 4–5 – альб-сеноманские терригенные отложения силасинской свиты: 4 – верхней подсвиты ( $K_2 sl_2$ ), 5 – нижней подсвиты ( $K_{1-2} sl_1$ ); 6–7 – апт-нижнеальбские терригенные отложения жорминской толщи: 6 – верхней подтолщи ( $K_1 zm_2$ ), 7 – нижней подтолщи ( $K_1 zm_1$ ); 8 – юрские–раннемеловые вулканогенно-кремнистые образования киселевско-маноминского комплекса, 9 – главный разлом, 10 – складчатые надвиги (пунктир – предполагаемые); 11 – осевые поверхности изоклинальных складок с указанием направления падения (бергштрихи), 12 – остатки фауны; 13 – места, где производились замеры слепков водоворотных ямок (1, 2, 5) и кошой слойчатости (3, 4). Остальные условные обозначения приведены на рис. 2.



слепки водоворотных ямок преимущественно язычковые и конические, реже удлиненные симметричные [5]. Длина их колеблется от первых сантиметров до 20 см, ширина – от 0.5 до 5.0 см. Возвышаются слепки над поверхностью пласта на несколько миллиметров, редко на 1–2 см. Внутреннее строение описываемых слепков различно. Оно может быть массивным, горизонтально-слоистым, редко косо-слоистым [13].

Слепки параллельных гребней и ложбин отмечались в основном в песчано-глинистых турби-

дитах. Они представляют собой систему тонких (от первых миллиметров до 1.0 см) параллельных ложбин и гребней и свидетельствуют о том, что внутренняя структура течений имела слабо развитую турбулентность и характеризовалась большей устойчивостью и регулярностью. Структура течений представляла собой параллельные друг другу зоны, в пределах которых частицы в жидкости двигались по спиральным линиям, причем смежные спирали вращались в противоположных направлениях [5]. Эти иероглифы хоть и не указывают на



**Рис. 4.** Стратиграфическая колонка альб-сеноманских отложений нижней подсвиты силасинской свиты междуречья Амур–Лимури.

1 – алевролиты тонкослоистые с единичными прослойками (до 1.5 см) мелкозернистых песчаников, 2 – переслаивание алевролитов (аргиллитов) и песчаников с преобладанием алевролитов (аргиллитов), 3 – переслаивание алевролитов (аргиллитов) и песчаников с равным соотношением, 4 – переслаивание алевролитов (аргиллитов) и песчаников с преобладанием песчаников, 5 – переслаивание алевролитов (аргиллитов) и песчаников с резким преобладанием песчаников, 6 – песчаники мелкозернистые.

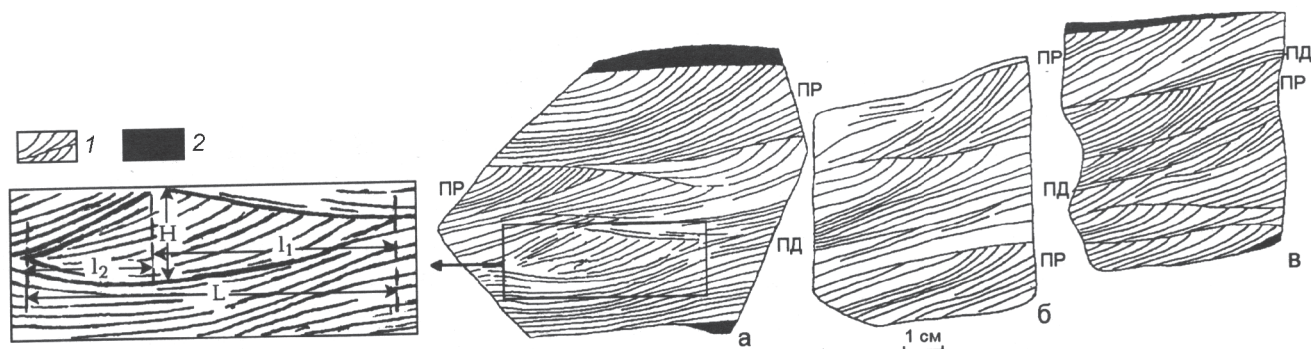
направление потоков, однако интересны для понимания их гидродинамики.

Слепки следов волочения предметов встречаются как на юге, так и на севере Сихотэ-Алиня, в Дальнегорском районе и в бассейне среднего течения р. Коппи. Они фиксировались в разных частях разреза отложений и в различных типах осадков, нередко вместе со слепами водоворотных ямок. Особенно характерны они для апт-альбских песчано-глинистых турбидитов [13].

Из внутрипластовых текстур для реконструкции гидродинамического режима бассейна наиболее интересны косая, косоволнистая слоичатость, а также конволютная слоистость.

Косая и косоволнистая слоичатости изучались на юге и севере Сихотэ-Алиня и на Нижнем Амуре.

На юге Сихоте-Алиня косая и косоволнистая слоичатости описывались в Дальнегорском районе [13]. Они совместно с волнистой и линзовидной слоичатостью, слагая элемент с последовательности



**Рис. 5.** Косая слоистость мелкой ряби течения в альбских алевро-аргиллитовых турбидитах дивнинской свиты на левобережье р. Коппи, выше руч. Бяполи.

1 – алевролиты крупнозернистые; 2 – алевроаргиллиты массивные. ПР – передовые слойки, ПД – подошвенные слойки, H – высота ряби, L – длина ряби,  $l_1$  – горизонтальная проекция “наветренной стороны”,  $l_2$  – горизонтальная проекция “подветренной стороны”. Направление течения справа налево.

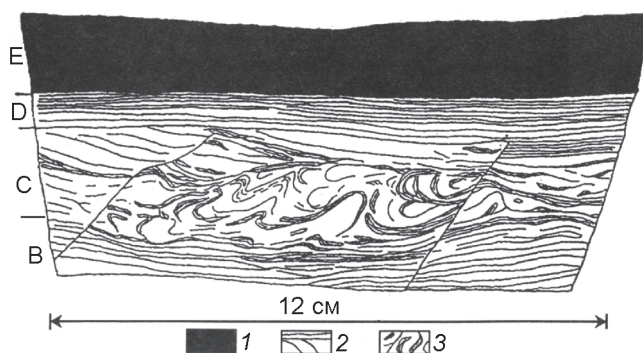
Боума [27] и образуя сложные сочетания, встречались во всех, даже в очень маломощных ритмах. Изученная слоистость обусловлена ориентированным расположением органического или терригенного материала. По масштабу косая и косоволнистая слоистость – мелкая (1.0–2.0 см), преимущественно непараллельная S-образная, реже вогнутая, вогнуто-выпуклая. Мощность слойков варьирует от долей мм до 1.5 мм. Углы наклона слойков обычно пологие – 15–20°, реже – 30–35°. Толщина слойков может быть выдержанная или неравномерно изменяющаяся. Границы серий вогнутые или полого S-образные. Размеры серий разные, строение в пределах одной серии всегда однотипное. По форме серии меняются от линзовидных – в случае S-образных границ серий, до клиновидных – при вогнутой границе. Главной особенностью описываемой слоистости является преимущественное однонаправленное падение слойков, хотя в единичных сериях отмечается и обратное падение слойков

На Северном Сихотэ-Алине, в береговых обнажениях р. Коппи, выше руч. Бяполи в альбских алевро-аргиллитовых турбидитах дивнинской свиты, как выше отмечалось, нами наблюдались пласты крупнозернистых косослоистых алевролитов, мощностью от 3–7 см до 22 см (рис. 5). Отмеченные косослоистые серии, слагая элемент с турбидитных ритмов, ориентированы одинаково, ограничены плоскими поверхностями и сформировались, вероятно, так же как и на Южном Сихотэ-Алине, в результате миграции мелкой ряби течения [20]. Длина ряби – 6.5–16 см, высота – 1.0–2.5 см. Горизонтальная проекция “наветренной” стороны ряби составляет 4–11 см, а “подветренной” стороны – 2–5 см. Индекс ряби – 5.5–6.5; индекс симметрии – 2.0–2.3 [10].

Эти параметры подтверждают представление о принадлежности описанной слоистости к мелкой ряби течений. К мелкой ряби течения по морфологическим особенностям относится и косая слоистость, изученная в альб-сеноманских образованиях на водоразделе рек Амур–Лимури. Характерна она для элемента с сокращенных песчаных ритмов (bcd, cd) турбидитов, а также для отдельных слоев в алевролитовых пластах контуритов.

Конволютная слоистость наблюдалась так же, как косая и косоволнистая слоистость, на Южном, Северном Сихотэ-Алине и на Нижнем Амуре. Свойственна она турбидитам (элементу с последовательности А. Боума), реже контуритам всего рассматриваемого возрастного диапазона. В турбидитах описываемая слоистость встречалась практически во всех литологических типах, но особенно широко она распространена в грубокластических, и значительно реже – в песчано-аргиллитовых мелкоритмичных разновидностях. Размер и морфология конволютной слоистости в целом зависит от зернистости осадка. Так, в тонкозернистых песчаниках ширина складок достигает 10–20 см; форма их преимущественно простая, при этом слою, подвергающиеся смятию, достигают мощности в несколько дециметров. В алевроаргиллитах, алевролитах, песчаных алевролитах смятие происходит более интенсивно, т.е. образуются складки размером в первые сантиметры (рис. 6). Первично горизонтальные осадки смяты в сложные внутрислоевые складки, как правило, с образованием острых гребней, перемежающихся с широкими мелкими впадинами или песчаными “колобками”.

Кроме описания текстур, а также некоторых измерений их морфологических особенностей, для оценки направлений палеопотоков производились



**Рис. 6.** Конволютная слоистость в элементе С последовательности Боума в альбских турбидитах дивнинской свиты на левобережье р. Коппи, выше руч. Бяполи.

1 – алевроаргиллиты массивные, 2 – алевролиты горизонтально- и косослойчатые, 3 – алевролиты с конволютной слоистостью.

измерения ориентировок механоглифов и азимутов падений мелкой косой слоистости ряби течений.

Поскольку измерения ориентировок осадочных текстур производились в деформированных пластах, предварительно с помощью стереографической сетки эти ориентировки возвращались в недеформированное горизонтальное положение. Причем, их измерения в слоях северо-западного простирания (явно развернутых в результате сдвиговых смещений) вообще не производились, поскольку в этом случае трудно провести коррекцию замеров.

#### ПРИРОДА ТЕКСТУР

Происхождение изученных гиероглифов течений в 60-х годах большинство исследователей связывало, прежде всего, с мутьевыми (суспензионным) потоками, и считалось, что их ориентировки согласуются с их направлениями [28, 29]. Таким образом, ориентировки слепков водоворотных ямок должны были указывать на направление транспортировки обломочного материала и соответственно на местоположение питающей провинции. Однако существовали данные, свидетельствующие против суспензионной гипотезы происхождения механоглифов. Многочисленные замеры ориентировок таких гиероглифов на территории Крыма, Кавказа, Карпат, Альп, Анд и др. показали, что они ориентированы вдоль бассейнов, хотя должны быть направлены поперек их удлинений [6, 7, 22]. Кроме этого, материалы исследований П.В. Маркевича в Дальнегорском районе свидетельствовали о том, что по ориентировкам механоглифов, фиксирующимся на границе ритмов, можно судить о гидродинамическом режиме лишь только в

период паузы между двумя мутьевыми потоками, т.е. они формировались в результате постоянного донного течения [13]. В отношении изученной косой слоистости элемента с последовательности Боума также нет однозначного понимания. В период господства суспензионной гипотезы происхождения флиша, некоторые исследователи, как было отмечено и в отношении слепков водоворотных ямок, ставили ее под сомнение [6, 7, 22]. К таким исследователям, изучавшим нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня, относился П.В. Маркевич. Он к турбидитам относил лишь 1 и 2 элементы ритмов [13]. При образовании вышележащих элементов, в том числе и косослойчатых серий, по его мнению, решающее значение имели постоянные донные течения и продольные мутьевые потоки, ориентированные вдоль флишевого бассейна.

Дальнейшее изучение турбидитов закрепило позицию суспензионной теории. Большинство исследователей сейчас считают, что флиш, представляющий собой ритмичные образования с последовательностью А. Боума, формируется отложениями эпизодических мутьевых потоков [21, 23, 26]. Итак, весь спектр ритма интерпретируется сейчас ведущими седиментологами с позиции изменения режима потока [8, 21, 23, 26], а интересующие нас косослойчатые серии мелкой ряби течения элемента с отражают седиментацию из потока при нижнем режиме [23]. В связи с признанием турбидитной природы флиша происхождение водоворотных ямок также связывается с мутьевыми потоками. Причем, экспериментально они были получены преимущественно в тех местах, где мутьевые потоки сходили с крутого склона на горизонтальное дно, т.е. в местах гидравлического прыжка [5].

Что касается конволютной слоистости, большинство исследователей связывают ее происхождение с разжижением и оползанием осадка под влиянием тектонических движений [20].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полученные ориентировки текстур для различных отрезков времени и типов осадочных образований нижне- и верхнемеловых отложений приведены на рис. 7.

Гидродинамический режим бассейна готеривбарремского возраста оценивается по результатам исследований П.В. Маркевича в Дальнегорском районе Южного Сихотэ-Алиня [13], альбского и альб-сеноманского – наших исследований на Северном Сихотэ-Алине и на Нижнем Амуре.

В Дальнегорском районе на основе более 300 замеров ориентировок слепков водоворотных ямок (слепков с борозд размыва) и следов волочения

предметов по дну [13] были установлены нижеприведенные направления (рис. 7). В отложениях песчаных турбидитов, по возрасту соответствующих готерив-баррему, ориентировки слепков водоворотных ямок имеют субмеридиональное (в северных румбах) направление. В осадках песчано-аргиллитовых турбидитов этого же возрастного уровня установлены широтные ориентировки механоглифов (с востока на запад). Кроме этого, в верхах меандровской свиты в отложениях грубокластического флиша были зафиксированы единичные поверхности с гиероглифами, ориентированными в восточном направлении.

Динамика вод бассейна в альбское и альб-сеноманское время восстанавливается, как отмечалось выше, на основе исследований на Нижнем Амуре и на Северном Сихотэ-Алине. На Нижнем Амуре, на водоразделе рек Амур – Лимури получены близкие с гидродинамическим режимом Дальнегорского района ориентировки механоглифов (рис. 7). В песчаных турбидитах слепки водоворотных ямок с некоторым разбросом направлены субмеридионально с юга на север (главный пик слабо отклоняется к северо-востоку). Кроме этого, в этих же турбидитах азимуты падений мелкой косо́й слойчатости, несколько отклоняясь от меридионального направления, направлены на северо-восток. В песчано-аргиллитовых турбидитах ориентировки слепков водоворотных ямок стремятся к широтному направлению (с востока на запад).

На Северном Сихотэ-Алине представление о гидродинамике альбского бассейна получено, как отмечалось выше, лишь только на основе изучения мелкой косо́й слойчатости ряби течения в алевро-аргиллитовых турбидитах береговых обнажений р. Коппи [10]. Там установлено унимодальное распределение замеров азимутов падений мелкой косо́й слойчатости со средним вектором, ориентированным по азимуту  $310^\circ$  (рис. 7).

В итоге подчеркнем, что в рассмотренных осадках Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья получены сходные ориентировки механоглифов и косо́й слойчатости. В песчаных турбидитах (можно считать, от готерива до сеномана) слепки водоворотных ямок ориентированы субмеридионально (с юга на север). Азимуты падений косо́й слойчатости мелкой ряби течений в этих же турбидитах примерно согласуются с ориентировками слепков водоворотных ямок (альб-сеноман, Нижнее Приамурье). В песчано-аргиллитовых, алевро-аргиллитовых турбидитах готерива-баррема и альба-сеномана механоглифы стремятся к широтному положению, с востока на запад. Азимуты падений мелкой косо́й слойчатости в этих же осадках имеют север-северо-западные ориентировки (альб,

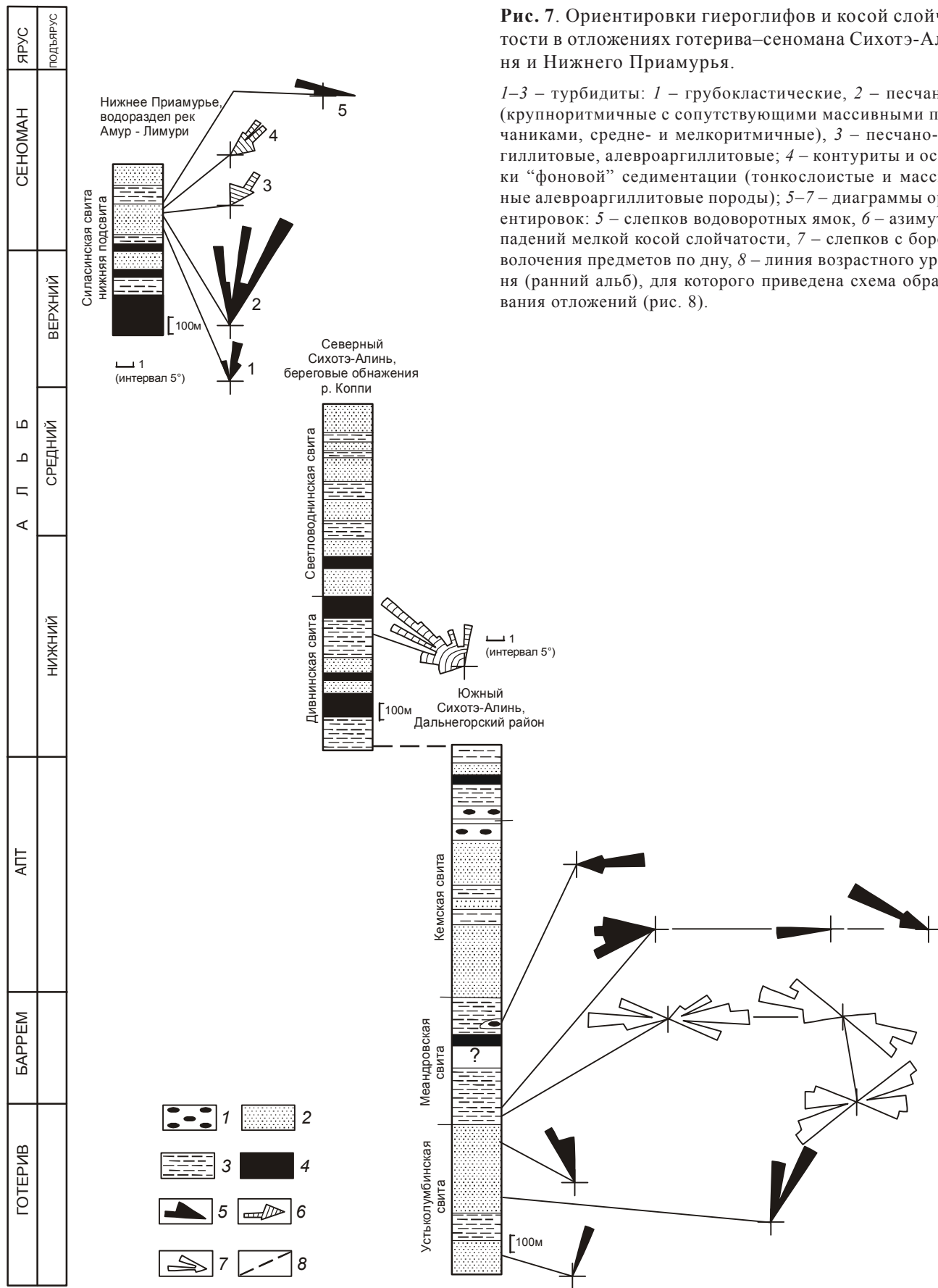
Северный Сихотэ-Алинь), и можно считать, что они тоже согласуются с ориентировками механоглифов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для более обоснованной оценки гидродинамического режима бассейна осадконакопления необходимо на основе приведенных данных и результатов более ранних исследований [10, 12, 13] реставрировать местоположение питающей провинции. Для нижнемеловых морских осадков Журавлевско-Тумнинского прогиба достаточно уверенно восстанавливается расположение питающей провинции на юго-востоке. Изученный вещественный состав песчаников [10, 14] рассматриваемых осадков показал, что питающая провинция должна иметь сиалический тип. В качестве питающей провинции описанных отложений, с некоторыми допущениями, можно рассматривать эпиконтинентальную островную дугу [19] (Монероно-Самаргинскую [9, 24, 25]). Ее фрагменты известны в Татарском проливе, на островах Сахалин, Монерон и Ребун. На юге она продолжается на Японских островах. Сложена островная дуга берриас-альбскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами и на Сихотэ-Алине обнажается вдоль западного края Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Полученные сходные ориентировки механоглифов и косо́й слойчатости в осадках как амурского, так и журавлевско-тумнинского турбидитовых комплексов свидетельствуют о сходном гидродинамическом режиме в бассейнах (бассейне) осадконакопления. В качестве примера приведем схему гидродинамического режима бассейна для журавлевско-тумнинского турбидитового комплекса. Изученные отложения накапливались в окраинно-морской обстановке, причем на восточном склоне палеобассейна, на сочленении его с вышеотмеченной Монероно-Самаргинской островной дугой. Здесь же, в виде крупномасштабного вихря, постоянно циркулировали донные течения (рис. 8). Причем этот вихрь надо рассматривать как отделившийся от основного потока. Направление движения постоянного донного течения вдоль подножья питающей провинции (самая внешняя ветвь), предполагается было северо-восточным. При удалении от подножья направление донных течений менялось на меридиональное, затем и на широтное.

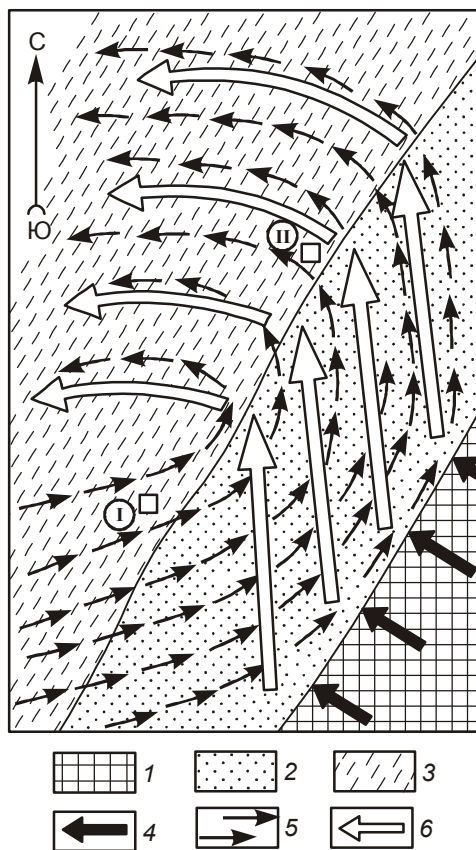
Обломочный материал в виде оползней, обвалов и мутьевых потоков по континентальному склону транспортировался в северо-западном направлении к континентальному подножию. Причем материал оползней сгружался значительно раньше, а мутьевые потоки транспортировали обломочный материал дальше. В зоне подножья континентального склона





**Рис. 7.** Ориентировки гиероглифов и косой слойчатости в отложениях готерива–сеномана Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья.

1–3 – турбидиты: 1 – грубокластические, 2 – песчаные (крупноритмичные с сопутствующими массивными песчаниками, средне- и мелкоритмичные), 3 – песчано-аргиллитовые, алевроаргиллитовые; 4 – контуриты и осадки “фоновой” седиментации (тонкослоистые и массивные алевроаргиллитовые породы); 5–7 – диаграммы ориентировок: 5 – слепков водоворотных ямок, 6 – азимутов падений мелкой косой слойчатости, 7 – слепков с борозд волочения предметов по дну, 8 – линия возрастного уровня (ранний альб), для которого приведена схема образования отложений (рис. 8).



**Рис. 8.** Схема образования нижнемеловых отложений Журавлевско-Тумнинского прогиба Сихотэ-Алиня.

1 – склон питающей провинции, 2 – песчаные турбидиты, 3 – песчано-аргиллитовые, алевроаргиллитовые турбидиты, контуриты и осадки фоновой седиментации, 4 – мутьевые потоки, 5 – постоянные донные течения, 6 – мутьевые потоки, отклоненные в зоне взаимодействия с донными течениями. Остальные условные обозначения приведены на рис. 1.

происходило взаимодействие мутьевых потоков с донными течениями. Мутьевые потоки отклонялись сначала до меридионального, затем, при некотором удалении от подножья, до широтного направлений. Таким образом, песчаные турбидиты накапливались из меридиональных (с юга на север) мутьевых потоков, а песчано-алевритовые, алевро-аргиллитовые циклиты – уже из наиболее ослабленных субширотных (с востока на запад) потоков. В периоды пауз между мутьевыми потоками, в обстановках циркуляции отмеченных донных течений, формировались контуриты. Необходимо отметить, что граница, разделяющая области седиментации песчаных и песчано-аргиллитовых (алевро-аргиллитовых) турбидитов мигрировала от одного мутьевого потока к следующему. Поэтому область, попадающая в зону седимен-

тации песчаных турбидитов могла в период последующего мутьевого потока попасть в зону песчано-аргиллитовых турбидитов и наоборот. В итоге сформировался разрез, представляющий собой чередование разнотипных турбидитов.

В заключение хочется выразить благодарность за ценные критические замечания и советы Г.Л. Кирилловой, а также Б.А. Натальину, А.И. Малиновскому, В.Ю. Забродину, Л.И. Попеко, С.В. Зябреву, В.А. Кайдалову и М.И. Тучковой. За оформление рисунков автор благодарен О.М. Меньшиковой.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ 09-05-00174

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. М.: Госгостехиздат, 1948. 216 с.
2. Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. М.: Госгостехиздат, 1951. 239 с.
3. Вассоевич Н.Б. О некоторых флишевых текстурах (знаках) // Труды Львов. геол. об-ва. Сер. геол. 1953. Вып. 3. С. 17–85.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572.
5. Градзинский Р., Костецкая А., Родомский А., Унгур Р. Седиментология. М.: Недра, 1984. 644 с.
6. Гроссгейм В.А. Донные течения олигоценового бассейна Восточных Карпат // Докл. АН СССР. 1963. Т. 151, № 2. С. 402–404.
7. Гроссгейм В.А. О характере течений во флишевых бассейнах // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. XXXVIII. Вып. 1. С. 17–30.
8. Кеннет Дж. П. Морская геология. В 2-х т. М.: Мир, 1987. Т. 1. 397 с.; Т. 2. 384 с.
9. Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения Среднего Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 129–133.
10. Кудымов А.В. Раннемеловые турбидиты Северного Сихотэ-Алиня: строение, вещественный состав, обстановки осадконакопления // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 72–83.
11. Кудымов А.В. Строение нижнемеловых отложений Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба и его тектоническая природа (на примере Северного Сихотэ-Алиня): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 2002. 23 с.
12. Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В. и др. Нижнемеловые отложения р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь). Осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
13. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня, Владивосток: ДВГИ СО АН СССР, 1970. 115 с.
14. Маркевич П.В. Основные черты фанерозойского геосинклинального терригенного осадконакопления на востоке Азии // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 162–184.

15. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
16. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
17. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские структурные стили юга Дальнего Востока СССР как результат аккреции, коллизии и сдвиговых перемещений // Геонауки в СССР. М.: Недра, 1992. С. 193–223.
18. Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Аннойский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 3–25.
19. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
20. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
21. Романовский С.И., Тараканов А.С., Бергер В.И. Литогеодинамический анализ угленосных и турбидитных формаций / Метод. рекомендации. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 116 с.
22. Сасинович В.С. К характеристике строения и условий накопления флишевых толщ красненской серии в районе Бельского Черемош и Путилы // Геол. журн. АН УРСР. 1963. Вып. 4. С. 79–82.
23. Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.
24. Симаненко В.П. Нижнемеловая базальт-андезитовая ассоциация Северного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 86–95.
25. Симаненко В.П. Базальт-андезитовые ассоциации островных дуг палеозоя и мезозоя // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Недра, 1991. С. 58–72.
26. Стоу Д.А. Морские глубоководные терригенные отложения // Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. М.: Мир, 1990. С. 141–194.
27. Bouma A.N. Sedimentology of some flysch: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier Pub. Co, 1962. 169 p.
28. Dzulynski S. New data on experimental production of sedimentary structures // J. Sedim. Petrol. 1965. V. 1. 35, N 1.
29. Jaworowski K. Mieszane zespoły hieroglifowe ze śladami rozmywania wcześniejszymi od śladów przedmiotów // Kwartalnik Geologiczny. 1966. T. 10, N 4.

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

### *A. V. Kudymov*

#### **Conditions of sedimentation in the Hauterivian-Cenomanian sea basin of the Sikhote-Alin and Lower Amur Region**

Close orientations of mechanoglyphs and oblique bedding in the Hauterivian-Cenomanian sediments of the Amur-Zhuravlyovka and Tumnin turbidite complexes have been obtained. They suggest similar hydrodynamic conditions of sedimentation. These deposits are assemblages of gravitational flows, and in a lesser degree, bottom currents and background sedimentation. Sediments of the Zhuravlyovka trough accumulated in the north-western margin of the paleocontinent in immediate proximity to the foot of its continental slope. The available data on the orientations of mechanoglyphs and oblique bedding suggest the existence of large-scale vortex of constant bottom currents. The direction of the bottom current along the feeding province (the extreme outer branch of the vortex) was north-eastern. Away from the foot the direction of the bottom current changed to north, and then to west. The fragmental material on the continental slope was transported from south-east to north-west into the deep parts of the basin. In the zone of the foot of continental slope turbidity flows interacted with bottom currents. Sandy turbidites accumulated from the deviated meridional turbidity flows; and sandy argillite and silty argillite cyclites, from the most weakened sublatitudinal flows. In pauses between turbidity flows contourites and background sediments formed under circulation conditions.

**Key words:** turbidite, mechanoglyphs, oblique bedding, hydrodynamic regime, Lower-Upper Cretaceous, Sikhote-Alin, Lower Amur Region.

## ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НОВООБРАЗОВАНИЙ ЛАНДШАФТОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

*В.И. Росликова*

*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск*

Поступила в редакцию 25 июня 2008 г.

Работа посвящена результатам исследований различных форм и вещественного состава новообразований гумидных ландшафтов южной части дальневосточной России. Показано, что они несут в себе обширную информацию и могут в качестве индикатора существенно повысить возможности картирования.

**Ключевые слова:** почвы, ландшафты лесостепной, южно-таежный, среднетаежный, новообразования конкреционные и неконкреционные, вещественный состав, Приамурье.

### ВВЕДЕНИЕ

В южной части Дальнего Востока России более 40 % территории занимают равнинные пространства, где широко развиты текстурно-дифференцированные почвы с обилием различных новообразований Mn-Fe состава (в том числе и конкреций).

Новообразования представляют собой местные скопления различных веществ, отличающихся от основных горизонтов почв по вещественному составу и морфологическим признакам. Они представлены: конкрециями, ортштейнами, натекками, прожилками, выцветами, крапинками, аппликациями и др. Конкреции – это особая группа новообразований. Их отличает: четкая морфологическая выраженность, плотность (независимо от влажности почв), концентрически-слоистое или параллельно-слоистое сложение и ясная обособленность от вмещающего осадка по химическому и минералогическому составу [4, 9].

Конкреции несут значительную информацию о тех явлениях и процессах, под влиянием которых они сформировались. Это проявляется в характере распределения по профилю почв, количестве, количественном соотношении различных форм в общем конкреционном комплексе того или иного горизонта, строении, текстурных признаках, химико-минералогическом составе. Конкреции дают основание раскрыть специфику литологического состава вмещающих пород, характер дренирующих вод, влияние рельефа и целого ряда гипергенно-педогенных процессов, связанных с зонально-региональными

особенностями, а также охарактеризовать влияние антропогенных воздействий на окружающую среду. Это свидетельствует о том, что географический подход к оценке конкрециегенеза является одним из интегральных методов исследования общих свойств почвенной системы, а также отдельных ее компонентов. Он позволяет выявить закономерности функционирования почв различных природных зон не только в пространстве, но и во времени.

О наличии конкреций в почвах дальневосточных ландшафтов впервые указывается в работах [3, 7]. Однако целенаправленные исследования в этом направлении начались с конца 50-х гг. прошлого века. Нами впервые дана оценка степени конкреционности луговых почв лесостепного ландшафта, рассмотрен вещественный состав конкреций и его влияние на ретограцию (трудноусвояемую форму)  $P_2O_5$  [12]. Н.Е. Стрельченко [16] продолжила исследования в этом направлении и выявила ряд важнейших закономерностей в отношении сорбционных особенностей этого важнейшего биогенного элемента – фосфора. Внимание последующих исследователей было сосредоточено на характеристике вещественного состава конкреций [6, 17, 18]. Последнее десятилетие ознаменовалось появлением нового направления – раскрытие механизмов аккумуляции тяжелых металлов конкрециями [1, 10]. Несмотря на обширный круг вопросов, охвативший разные аспекты изучения конкреций в дальневосточных ландшафтах, в географическом плане, исключая наши работы [14, 15], исследования не проводились. Широко известные схе-

мы географического распределения типов почвенных новообразований рассмотрены на примерах почв лесной части европейской России [2, 4, 5, 9].

Цель данной работы – выявить тенденцию приуроченности основных генераций конкреционных комплексов к различным ландшафтам юга Дальнего Востока.

Длительное исследование конкреций в условиях межгорных равнин юга Дальнего Востока при изучении широкого спектра почв, а также разновозрастных пород разного генезиса и сформированных на них кор выветривания позволило впервые проследить на широком геохимическом фоне связь конкреций с географическими и элементарными ландшафтами этого обширного региона. Разработанные нами диагностические признаки новообразованных веществ позволяют рассматривать конкреции как полигенетические и гетерохронные образования и объединить их в следующие генерации: почвенные автохтонные и почвенные аллохтонные, литогенные, образованные *in situ* (унаследованные почвенным профилем), и литогенные аллохтонные. Для последних характерно образование парагенетических рядов [14].

Рассмотрим приуроченность конкреционных комплексов к определенным гумидным дальневосточным ландшафтам.

#### **ЗОНАЛЬНОСТЬ ФОРМ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА НОВООБРАЗОВАНИЙ**

*Лесостепной ландшафт* формируется на западной окраине Приханкайской низменности. Климат носит черты засушливости ( $K$  увлажнения = 0.9). Достаточно теплый климат определяет интенсивность выветривания и почвообразования на субстрате, богатом железосодержащими минералами. Эти процессы протекают на сиалитно-насыщенной коре выветривания в условиях слабокислой реакции среды и непромывном режиме. При достаточной влажности в определенные периоды устойчивый анаэробизис (исключая болотные ландшафты) не происходит. Высокая насыщенность кислородом поступающих атмосферных осадков способствует стабильности железоорганических комплексов во всех элементарных ландшафтах и сегрегации их внутри почвенного профиля.

Конкреционный комплекс почв элювиального ряда включает овалоидную генерацию истинных (чисто педогенных) конкреций, образовавшихся *in situ* (на месте), и конкреций породы (овалоидные, угловато-бобовидные), в том числе и переотложенных марганцево-железистого и железисто-марганцевого состава.

Конкреционный комплекс супераквальных ландшафтов представлен шарообразно-овалоидными, мелкодробовидными, образовавшимися как *in situ*, так и переотложенными, спорадически субконическими (истинно-субконическими, нечетко выраженными рыхлосвязанными и погребенными корродированными) и пластинчатыми формами. По вещественному составу в этом комплексе преобладают железо-марганцевые, железо-марганцево-фосфорные и известково-железо-марганцевые конкреции. Известковые конкреции представлены: окисно-железисто-известковыми, марганцево-известковыми и чисто известковыми (желваки, дутики, овалоидные, угловато-овалоидные плотные, субовалоидные рыхлые). Преобладающими компонентами неконкреционных образований являются: налеты и выцветы – окисные марганцево-железистые и марганцевые, белесая присыпка; примазки: ржавые охристые пятна, черные примазки, кольцевые, пленки, аппликации; жилки, трубочки: прожилки, педотубулы; прослойки: луговой извести, карбонатные конгломераты.

Доля неконкреционных образований увеличивается от элювиальных ландшафтов к супераквальным с максимумом в нижних частях профиля, а также увеличивается полиминеральная обесцвеченная присыпка и педотубулы, полости которых выполнены тем же обесцвеченным полиминеральным веществом, что и обесцвеченная присыпка по граням педов. Известковые образования (конкреционные и неконкреционные) характерны только для супераквальных ландшафтов.

В субаквальных ландшафтах, включая озеро Ханка, новообразования, в т.ч. и аутигенные конкреции, практически отсутствуют.

*Ландшафт южной тайги* охватывает Нижнее Приамурье. Повышенная увлажненность ( $K$  увлажнения = 2.7–2.8), малые уклоны местности и слабый дренаж способствуют развитию элювиальных ландшафтов с накоплением больших количеств слабо минерализованного органического вещества. Миграция химических компонентов протекает на фоне кислой реакции среды и преобладания низкого окислительно-восстановительного потенциала. Постоянное присутствие недонасыщенных агрессивных фракций смещает окислительный барьер в нижнюю часть профиля. В связи с этим в иллювиальной толще почв и наблюдается тенденция сегрегации конкреций. Органо-минеральные комплексы мигрируют в значительной мере за пределы элювиальных ландшафтов. В условиях окислительной обстановки в пределах поймы р. Амур и его проток, а также в зонах разгрузки грунтовых вод гидроксиды осаждают

ся. При этом формируются морфологически различные новообразования, которые и подчеркивают фациальные условия аллювиальных отложений Амура [11]. В пределах стоячих водоемов характерно выпадение гидроксидов на корневых волосках растений, соломинках с образованием трубчатых форм. В отложениях современных озерных фаций формируются лепешкообразные формы, а в приречной пойме – пластообразные. В зависимости от литологического состава размываемых берегов в любой фации могут встречаться те или иные аллохтонные конкреции, в том числе и породные. Процессы выветривания и почвообразования изменяют их облик. Такие трансформированные новообразования широко развиты в почвах амурских террас, и считать их полностью следствием современных почвообразовательных процессов нельзя. Подтверждением их аллохтонности является кривая перераспределения новообразований по профилю почв, где может быть несколько максимумов их накопления, начиная с горизонта аккумуляции. Кроме того, изменяется и вещественный состав.

Таким образом, для подзоны южной тайги типичными генерациями новообразований являются: конкреции привнесенные (субконические, пластообразные, трубкообразные, овалоидные, угловато-столбовидные и др.); *in situ* конкреции (мелкодробовидные, овалоидные, шарообразно-овалоидные породные, субконические и трубкообразные, жеоды, пластообразные – лепешковидные, пластинчатые, листоватые).

Неконкреционными образованиями являются: налеты и выцветы (охристые дендриты, скелетины, полиминеральная белесая присыпка); примазки, корочки (охристые разводы, корочки, подтеки, сложные кутаны, ржаво-черные точки); жилки (бурые и охристые прожилки); агрегации (гумусно-железистые, творожисто-сегрегационные); прослойки (прослойки железняка, конгломераты); псевдоморфозы по древесным остаткам.

По вещественному составу преобладают железистые новообразования и в подчиненном значении – железисто-марганцевые и гумусно-железистые.

*Ландшафты средней тайги* охватывают островную экосистему острова Сахалин, его северную и центральную части. Недостаток тепла и высокий уровень относительной влажности летом препятствуют испарению. Даже незначительное количество влаги (450 мм) вызывает заболачивание. Низкая степень насыщенности почв основаниями не обеспечивает нейтрализацию органических кислот, в связи с чем их агрессия и промывной режим способствуют

перераспределению гидроксидов железа и марганца в нижнюю часть профиля и интенсивному выносу за его пределы. В основной массе новообразования представлены неконкреционными комплексами. К таковым относятся: ортзанды подзолистых почв на песках и супесях, пласты цементации в зонах разгрузки вод, свежесажженные хлопьевидные органоминеральные плащи, покрывающие пляжи и дно спокойных водоемов, а также пролювиальные осадки. С нарастанием континентальности (от Северо-Сахалинской низменности к Тымь-Поронайской) интенсивность конкрециеобразования усиливается. Максимально оно проявляется в виде четко оформленных роренштейнов в дерново-луговых почвах на аллювиальных отложениях р.Тымь. В соответствии с нарастанием процесса глееобразования (южная часть Тымь-Поронайской низменности) активизируется развитие неконкреционных форм в виде выцветов, налетов, прожилок.

В силу низкого отношения  $R_2O_3/Фк$  (Фк – фульвокислоты) свежесажженные гели очень неустойчивы, они быстро перемещаются в прибрежные части субаквальных ландшафтов, где также не задерживаются. Особенность новообразований среднетаежного ландшафта – ничтожно малая часть марганцевой составляющей.

Таким образом, по вещественному составу в этих условиях преобладающими являются железистые и гумусно-гидроксидно-железистые конкреции, а по форме – роренштейны истинные современные, субконические погребенные веретенообразные, чехлы на корнях растений и различного рода неконкреционные образования.

Следует подчеркнуть, что указанные формы новообразований четко фиксируют геохимическую обстановку условий их формирования. Кроме того, простота их определения дает возможность быстро уточнить тип ландшафта в целом [13]. Однако не менее важным является их диагностическое значение по вещественному составу и коэффициенту заболоченности (Fe/Mn)

Валовой состав представляет собой сумму всех форм соединений, составляющих тело новообразования. Несмотря на всю условность этого показателя, он позволяет в определенной мере судить о химическом составе конкреций и оценить условия их формирования. Для выяснения общей направленности почвообразовательного процесса мы использовали опубликованные данные о вещественном составе конкреций различных ландшафтных зон северного полушария [8], сопоставляя их с полученными нами результатами состава новообразований в дальневосточных



Рис. Отношения  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$  по данным статистической обработки валового состава Mn-Fe конкреций.

Таблица. Изменение показателя  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$  в составе конкреций различных ландшафтов.

№	ЛАНДШАФТ	Отношение $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$
<i>Современные конкреции</i>		
1.	Лесной умеренный (европейская часть)	7.5
2.	Среднетаежный (европейская часть)	4.2
3.	Широколиственный (штат Иллинойс, США)	3.8
4.	Лесостепной (Сибирь)	3.6
5.	Субтропический	2.5
6.	Лесостепной (Приханкайский, Дальний Восток)	3.5
7.	Южно-таежный (Удиль-Кизинский, Дальний Восток)	6.0
<i>Плиоценовые конкреции</i>		
8.	Удиль-Кизинский	1.7

ландшафтах. Особенно информативным оказались отношения  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$  (рис., табл.). Статистическая обработка результатов анализа показала, что роль железистой составляющей в новообразованиях увеличивается от субтропическо-тропических к таежным ландшафтам. Так, в почвах умеренной лесной зоны европейской части России величина этих отношений наивысшая (более 7), в южно-таежном ландшафте Дальнего Востока (Удиль-Кизинском) – 6. Широколиственная зона штата Иллинойс (США) занимает промежуточное положение между среднетаежной зоной европейской части России и лесостепной зоной Сибири по величине отношения  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ , составляющая в почвах 3.8. В лесостепном ландшафте юга Дальнего Востока России эта величина уменьшается до 3.5. Резкое ее снижение

характерно для новообразований современных субтропиков – 2.5. В реликтовых плиоценовых конкрециях современного южно-таежного Удиль-Кизинского ландшафта эта величина достигает всего 1.5–1.7 (рис., табл.). Таким образом, принадлежность Приханкайской низменности к лесостепному ландшафту, что являлось предметом острейших дискуссий, подтверждается результатами вещественного состава конкреций.

*Коэффициент заболоченности* – это отношение кислотнорастворимых форм Fe/Mn в новообразованиях; он является наглядным показателем гидроморфности территории [4]. Не заостряя внимания на частностях, отметим, что с увеличением гидроморфности ландшафта увеличивается абсолютная величина показателя отношения железа к марганцу. Так, для почв лесостепного ландшафта эта величина находится в пределах 3.5–16, а для почв хвойно-широколиственной зоны она составляет 9–45, почвы южно-таежного ландшафта имеют величину 28–309. В почвах среднетаежного ландшафта коэффициент заболоченности колеблется от 40 до 4782. Резкие колебания этой величины в каждом географическом ландшафте обусловлены локальными условиями – местоположением почв в элементарном ландшафте.

На основе полученных результатов установлен следующий ряд степени гидроморфности. Показатель отношений Fe/Mn увеличивается от лесостепного к южно-таежному и среднетаежному ландшафтам. При этом степень заболоченности среднетаежного ландшафта близка к таковой в южно-таежном.

Таким образом, для гумидных ландшафтов межгорных равнин юга Дальнего Востока установлены пространственные закономерности педогенного конкрециегенеза. Так, от лесостепного ландшафта к

южно- и среднетаежному ландшафтам происходит заметная смена новообразований: от Mn, Fe-Ca, Ca, Fe-Mn, Fe-P (овалоидные, шарообразные, мелкодровидные, белоглазка, дутики) через Mn-Fe, Fe (угловато-столбовидные, пласто- и плитообразные, роренштейны мелкие, органотворожистые сегрегаты) к Mn-Fe, Fe (роренштейны крупные современные, роренштейны погребенные) и органожелезистым (мощные ортзанды, ортштейны, пласты цементации, студнеобразные плащи).

#### ВЫВОДЫ

Новообразования несут в себе обширную информацию и могут в качестве индикатора существенно повысить возможности картирования, а именно: уточнить схемы физико-географического районирования ландшафтов; гидрологического состояния почв; карты биогеохимических циклов элементов в почвах ландшафтов, загрязненных тяжелыми металлами. Все это свидетельствует об актуальности и необходимости исследований почвенных новообразований.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голов В.И., Тимофеева Я.О. Резервы самоочищения почв от тяжелых металлов и возможности применения продуктов переработки бытовых и промышленных отходов в сельскохозяйственных целях // Вестн. ДВО РАН. 2008. № 1. С.91–97.
2. Добровольский В.В. География и палеогеография кор выветривания СССР. М.: Мысль, 1969. 274 с.
3. Жукова М.А. Исследованность почвенного покрова Дальневосточного края // Вестн. ДВФ АН СССР. 1934. № 10. С.89–90.
4. Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С. Генезис и диагностическое значение новообразований почв лесной и лесостепной зон. М.: Изд-во МГУ, 2001. 215 с.
5. Захаров С.А. Курс почвоведения. М.:Л., 1927. 440 с.
6. Иванов Г.И. Почвообразование на юге Дальнего Востока. М.:Наука, 1976. 199 с.
7. Куртесов А.П. Вопросы улучшения плодородия дерново-подзолистых почв Суйфуно-Ханкайской равнины. Владивосток, 1949. 111с.
8. Македонов А.В. Современные конкреции в осадках и почвах. М: Наука, 1966. 282 с.
9. Терешина Т.В. Марганцево-железистые новообразования в суглинистых подзолистых и пойменных почвах центральных районов русской равнины: Дис.... канд.биол. наук. М., 1972. 179 с.
10. Тимофеева Я.О., Голов В.И. Железо-марганцевые конкреции как накопители тяжелых металлов в некоторых почвах Приморья // Почвоведение. 2007. № 12. С. 1463–1471.
11. Разрез новейших отложений Нижнего Приамурья. М.: Наука, 1978. 104 с.
12. Росликова В.И. О некоторых особенностях луговых почв Приморья // Почвоведение. 1958. № 1. С. 53–61.
13. Росликова В.И. Диагностика степени гидроморфности почв Приамурья по химическому составу марганцево-железистых конкреций. (Методические рекомендации). Владивосток, 1988. 42 с.
14. Росликова В.И. Марганцево-железистые новообразования в почвах равнинных ландшафтов гумидной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1996. 272 с.
15. Росликова В.И. Новая концепция педогенного Mn-Fe конкрециегенеза в гумидных ландшафтах юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 370–376.
16. Стрельченко Н.Е. Фосфатный режим переувлажненных почв юга Дальнего Востока. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1982. 133 с.
17. Хохлюк А.П., Якименко В.И., Син-Ами. Определение степени гидроморфности почв Приханкайской равнины по химическому составу конкреций // Вопросы повышения эффективности мелиорации земель Дальнего Востока. М., 1981. С.63–66.
18. Чернаков Ю.С., Онищук В.С. Валовой химический состав почв Зейско-Буреинской равнины и выделенных из них ортштейнов // Вопросы возделывания основных сельскохозяйственных культур в Амурской области. Новосибирск, 1976. С.26–27.

Рекомендована к печати Б.А. Вороновым

#### V.I. Roslikova

#### Geographic features of new forms of landscapes in the southern Far East

The paper is devoted to the results of investigation of different forms and substance composition of new forms of humid landscapes in the southern Russian Far East. It is reported that they hold vast information, and as indicators can substantially raise mapping expectancy.

**Key words:** soils, forest-steppe landscapes, southern taiga, mid-taiga, concretionary and non-concretionary new forms, substance composition, Priamurye.



ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТЕРРИТОРИИ  
г. КОМСОМОЛЬСКЕ-НА-АМУРЕ

*Л.А. Николаенко*

*Амурский гуманитарно-педагогический государственный университет, г. Комсомольск-на-Амуре*

Поступила в редакцию 9 декабря 2008 г.

Рассмотрены возможности ландшафтно-экологического анализа территории одного из крупнейших промышленных центров Дальнего Востока на основе сравнения структуры первичных ландшафтов и существующих городских ландшафтных комплексов. Оценена степень измененности первичных ландшафтов, представлена серия ландшафтных карт территории города.

**Ключевые слова:** ландшафтно-экологический анализ, местность, группа урочищ, техногенная нагрузка, городские ландшафтные комплексы, степень измененности ландшафтов, Дальний Восток.

**ВВЕДЕНИЕ**

В пределах крупных геотехнических систем, каковой является г. Комсомольск-на-Амуре, природные ландшафты, как правило, значительно трансформированы. Техногенные воздействия проявляются в виде физических, химических и биологических изменений компонентов ландшафтов. Анализ результатов экологически неблагоприятной хозяйственной деятельности предприятий, информация о количестве отходов, составе загрязняющих веществ, сбрасываемых ими в сточные воды, атмосферу и почвы, позволяют считать г. Комсомольск-на-Амуре геотехнической системой со значительным уровнем техногенной нагрузки.

Город Комсомольск-на-Амуре – один из крупнейших промышленных центров Дальнего Востока, занимающий в регионе III место по численности населения и I место по объему промышленной продукции (34 %) [5]. Первичные природные ландшафты в пределах города и его окрестностей подвержены интенсивному техногенному воздействию: на значительной части городской территории уничтожены естественные растительный и почвенный покровы, нарушен естественный рельеф. В пределах возникших городских ландшафтных комплексов произошли серьезные геоэкологические осложнения. В результате техногенеза наблюдается подпор подземных и поверхностных вод, заболачивание местности, формирование насыпных грунтов, свалок, золоотвалов. Следствием утечек из водонесущих коммуника-

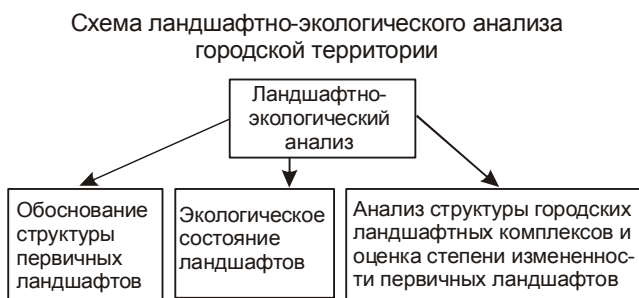
ций является подтопление инженерных сооружений и жилых зданий. В процессе летне-осенних паводков периодическому затоплению подвержена пойменная часть озерно-аллювиальной равнины, на которой расположена часть городских строений. Вдоль рек наблюдаются процессы боковой речной эрозии. В пределах предгорных пролювиально-делювиальных шлейфов, примыкающих к окрестностям города, на участках, затронутых техногенезом, происходит активизация гравитационных и флювиальных экзогенных геологических процессов.

Большое количество загрязняющих ландшафты веществ поступает с промышленными и коммунальными сточными водами. Интенсивным источником загрязнения поверхностных вод города являются формирующиеся на его территории дождевые и талые стоки, золоотвалы, шламо- и шлаконакопители, свалки.

Первичные ландшафты поймы озер Мылки, Хорпы и Рудниковское в пределах городской черты претерпели определенные изменения в результате сельскохозяйственной и мелиоративной деятельности, развития садово-огородных (дачных) хозяйств. Сельскохозяйственное производство и связанное с ним нарушение естественного состояния почвенного покрова сказываются на активизации эрозионных и дефляционных процессов, росте выноса загрязняющих веществ с территории полей, загрязнения водоемов сельскохозяйственными стоками, уничтожения первичной растительности, изменении температур-

ного режима почвогрунтов и глубин их сезонного промерзания и оттаивания и, в конечном итоге, приводят к деградации экосистем, вплоть до потери ими ресурсоформирующих свойств.

Для стабилизации и предотвращения дальнейшего ухудшения состояния ландшафтов необходим учет комплексного влияния техногенной нагрузки (геологический, геоморфологический, инженерно-геологический и гидрогеологический факторы) на все компоненты природных комплексов. Зная облик первоначального ландшафта, мы можем судить, насколько он изменился в результате техногенного воздействия, т.е. каковым он является в настоящее время в пределах городской территории.



На приведенной ниже схеме представлены составные части ландшафтно-экологического анализа городской среды г. Комсомольска-на-Амуре.

#### ОБОСНОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ПЕРВИЧНЫХ ЛАНДШАФТОВ

Необходимость заново пересмотреть структуру природных комплексов территории вызвана некоторым несоответствием ландшафтных подразделений, выделяемых предыдущими авторами, геолого-геоморфологическому строению изучаемого района. Дело в том, что предшественниками [4] выделяется 3 надпойменных террасы р. Амур. Однако на основании проведенных автором полевых и камеральных инженерно-геологических работ с 1982 по 1992 гг. в составе Комсомольского отделения ДальТИСИЗ, а также исходя из анализа ряда опубликованных материалов (Кулаков, 1969, Забродин, 2001, Махинов, 2005) в пределах городской черты в долине Амура выделяются пойма р. Амур, пойма озер Мылки, Хорпы и Рудниковское, надпойменная терраса Амура и конус выноса р. Силинки, перекрывающий поверхность погребенной надпойменной террасы, а в долине р. Силинки – две надпойменные террасы.

В условиях длительной аккумуляции и медленного погружения рассматриваемой территории тол-

щи аллювия перекрывают поверхность, сформированную ранее, в том числе и террасы предшествующего цикла врезания (Махинов, 2005).

Проллювиальные отложения конуса выноса р. Силинки перекрывают аллювиальные отложения нижнего и среднего звеньев неоплейстоцена р. Амур. Эти погребенные под конусом выноса р. Силинки отложения вскрыты на глубинах 25–50 м. Выходы на поверхность этих отложений не установлены. Конус выноса практически сливается с надпойменной террасой р. Амур. В рельефе местности нельзя обнаружить даже сглаженных уступов. Поверхность плавно снижается от подножий горного обрамления к пойме р. Амур.

В выделении террас р. Силинки также нет последовательности. Так, в междуречье Силинка – Теплый Ключ выделяется первая надпойменная терраса высотой 2–3 м, а на северо-западной окраине города прослеживается третья надпойменная терраса рек Силинка – Цуркуль высотой 30–40 м.

Следовательно, образование террас в пределах межгорных впадин, пересекаемых рекой, было затруднено вследствие нисходящего развития территории и формирования мощных аккумулятивных толщ [6].

На основании вышеизложенного предлагается структура первичных природных комплексов (ПК), положенная в основу составленных картографических моделей.

В данной работе узловым элементом пространственной иерархии является *местность* или *группа урочищ*, т.е. геологически- и климатообусловленная ландшафтная система топологической размерности [2]. Она отражает ландшафтно-географические закономерности, определенные пространственно-временным наложением климатического фона (тепло- и влагообеспеченности), литогенной основы, орографических, либо морфоструктурных элементов определенного знака.

В пределах рассматриваемой территории выделяется пять видов ландшафтов, в составе которых – девять групп урочищ. Особенности размещения типологических единиц, отражающих дифференциацию пространственной структуры геосистем в зависимости от природных условий территории и степени их изученности, представлены на карте первичных ландшафтов (рис. 1).

При ландшафтном районировании территории г. Комсомольска-на-Амуре и составлении карты первичных ландшафтов масштаба 1:50 000 использованы Ландшафтно-индикационная карта Хабаровского края и ЕАО масштаба 1:1 000 000 и Геоэкологичес-

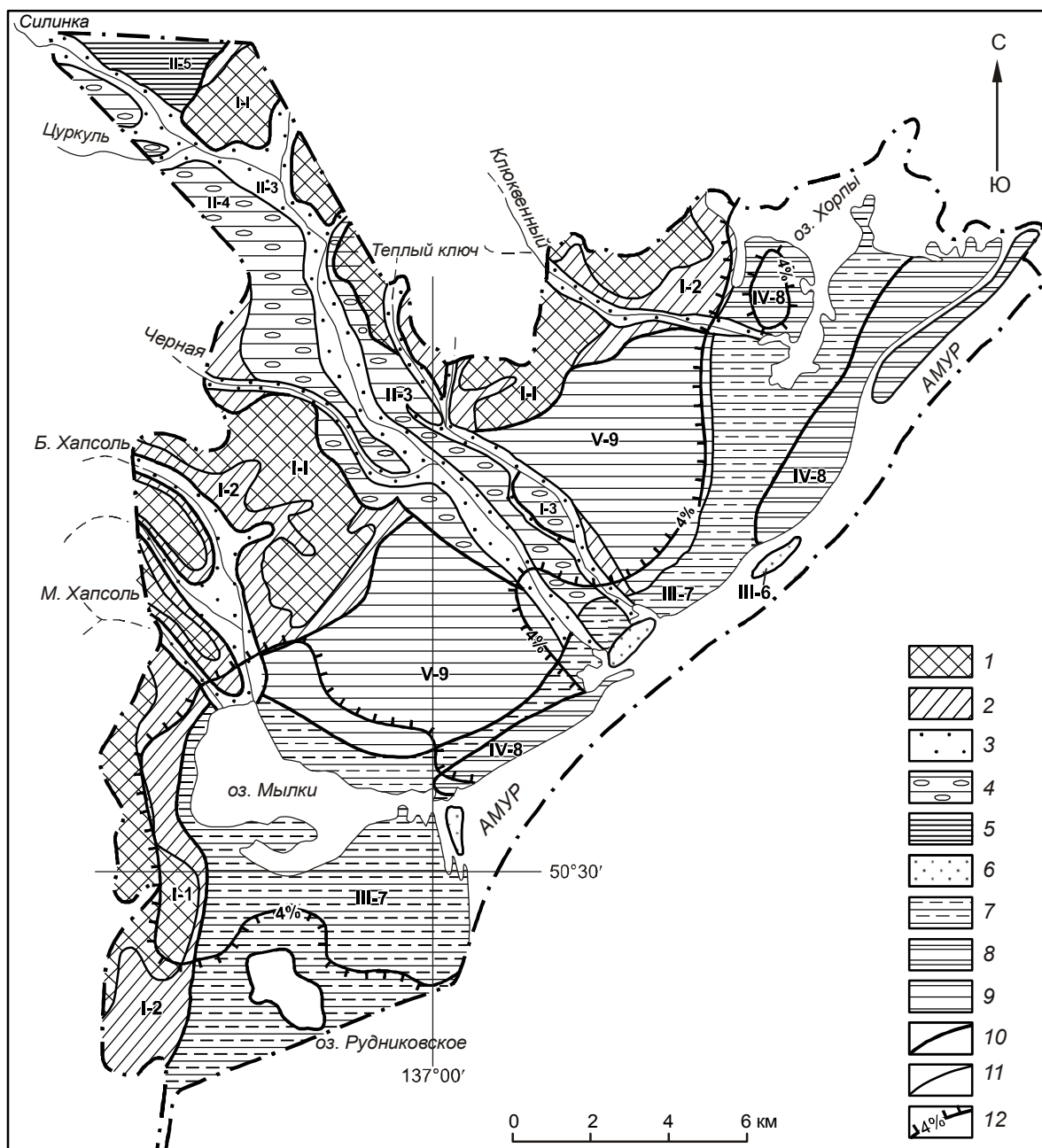


Рис. 1. Карта первичных ландшафтов г. Комсомольска-на-Амуре.

1–2 – вид ландшафта – горы и предгорья денудационно-эрозионные увалистые с березово-лиственничными лесами на бурых лесных и буро-таежных почвах. Группы урочищ: 1 – горы с густой сетью распадков и промоин, асимметричными склонами, сложенные песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, с лиственничными лесами на горных буротаежных маломощных каменистых почвах (I-1); 2 – предгорные равнины, сложенные глинами, суглинками с дресвой и щебнем, с лиственничными и березовыми лесами на бурых таежных иллювиально-гумусовых почвах (I-2). 3–4 – вид ландшафта – поймы и террасы малых и средних рек с лиственнично-редкостойными лесами, заболоченными лугами, травяно-моховыми болотами, ерниковыми зарослями на пойменных луговых, подзолистых, торфяно-болотных, таежно-глеевых почвах. Группы урочищ: 3 – пойма, русло малых рек, сложенные гравием, галькой и валунами, с ольховниками, кустарничково-вейниковыми лесами на дерновых оглеенных почвах (II-3); 4 – первая надпойменная терраса рек Силинка и Черная, сложенная суглинками с гравием и галькой и гравийно-галечными отложениями, с редкостойными лиственничниками, смешанными и березовыми, кустарничково-вейниковыми лесами на подзолистых, дерново-оглеенных, таежно-глеевых почвах (II-4); 5 – третья надпойменная терраса рек Силинка и Цуркуль, сложенная торфом, глинами, суглинками с гравием и галькой, с березняками, вейниковыми и кустарничковыми лугами на буро-таежных оглеенных почвах, на заболоченных участках – со сфагновыми и осоково-пушицевыми

кая карта Хабаровского края и ЕАО масштаба 1:1 000 000, составленные коллективом авторов ПГО Дальгеология (Л.А. Шаров, М.С. Давидович, Л.В. Давыденко, 1995, 1998) [1, 5–7] а также геологическая, инженерно-геологическая и геоморфологическая карты г. Комсомольска-на-Амуре и его окрестностей масштаба 1:50 000 из фондов Комсомольск-ТИСИЗа (Кулаков, 1969; Паялова, 1987). Легенды к этим картам были приняты за основу при разработке легенды к карте первичных ландшафтов г. Комсомольска-на-Амуре.

### ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЛАНДШАФТОВ

Техногенная нагрузка на территории г. Комсомольска-на-Амуре крайне неравномерна по уровню воздействия на ландшафты. Исходя из особенностей геологического строения, многообразия природных компонентов, степени хозяйственного освоения территория города условно разделена на селитебные зоны, слабо подверженные антропогенному воздействию, незастроенные окрестности города и промышленные зоны со значительной антропогенной нагрузкой.

Застроенная часть города расположена на конусе выноса р. Силинки, на площадке надпойменной террасы р. Амур и характеризуется многообразием типов застроек.

В пределах города площадь промышленной застройки превышает 60 км<sup>2</sup> (18.5 % от общей площади города), площадь многоэтажной застройки – более 40 км<sup>2</sup> (12.3 %). Индивидуальная застройка сохранилась в поселках Мылки, Победа, им. Менделеева, Майском и других. В настоящее время территории некоторых из этих поселков застраиваются многоэтажными домами и промышленными объектами.

Парки и зоны отдыха расположены, в основном, на левобережье р. Силинки и в центральной части города. Общая площадь их не превышает 5 км<sup>2</sup> (1.5 %).

В городе сосредоточено 36 промышленных, 3 сельскохозяйственных предприятия, один леспромхоз и одна птицефабрика. Промышленность представлена комбинатом черной металлургии “Амурметалл”, нефтеперерабатывающим (КНПЗ), авиационным (КнААПО), судостроительным (АСЗ), электротехническим (ЭТЗ), химическим (Сернокислотным заводом (СКЗ) – в настоящее время не действующим) заводами. Развиты производство строительных материалов, машиностроение, приборостроение, деревообрабатывающая, пищевая и легкая промышленность.

В городе имеются три ТЭЦ, работающие на газе и угле. Размещение вышеупомянутых производств в черте города и жилищная застройка в свое время были проведены без учета экологических требований к градостроительству, поэтому все промышленные предприятия в той или иной степени являются источниками загрязнения ландшафтов.

В составе атмосферных выбросов промышленных предприятий контролирующими службами города установлены ванадий, кадмий, свинец, оксиды марганца, железа, углерода и азота, фенолы, формальдегид, сернистый ангидрид, ксилол, щелочь, пары кислот, сажа, пыль и т.д. Выбросы в атмосферу, осаждаясь, загрязняют почву.

По данным краевого комитета водного хозяйства, ежегодно в сточные воды города этими предприятиями сбрасывается до 5000 т вредных веществ, среди которых нефтепродукты, нитраты, фенолы и др. Имеются четыре выпуска недостаточно очищенных сточных вод в реку Амур и один – в реку Хап-соль. Концентрация вредных веществ в сточных во-

---

болотами на торфянистых и торфянисто-глеевых почвах (II-5). 6–7 – III вид ландшафта – пойма и пойменные озера р. Амур с осоково-разнотравными вейниковыми лугами, кустарничками, парковыми лиственными лесами на пойменных луговых почвах. Группы урочищ: 6 – пойма и русло реки Амур, сложенная аллювиальными песками, гравием и галькой, с вейниковыми, осоково-кочковатыми (осоково-пушицевыми), разнотравными лугами на пойменных луговых, дерново-глеевых почвах (III-6); 7 – пойма озер Мылки, Хорпы, Рудниковское плоская или слабоболнистая, сложенная озерно-аллювиальными глинами, суглинками, супесями, песками с гравием и галькой, с озерно-луговыми формациями, кустарничково-разнотравными лугами на пойменных слоистых, дерново-иллювиальных, дерново-глеевых почвах (III-7). 8 – IV вид ландшафта – террасированная, полого наклонная равнина с лиственнично-березовыми, редкостойными лесами, осоково-вейниковыми лугами на бурых лесных почвах. Группа урочищ: 8 – надпойменная терраса р. Амур, сложенная песками, супесями с гравием и галькой с уцелевшими фрагментами редкостойных лиственнично-березовых лесов и осоково-вейниковых лугов на бурых лесных почвах (IV-8). 9 – V вид ландшафта – древние погребенные террасы р. Амур, перекрытые пролювиальными отложениями конуса выноса р. Силинки с лиственнично-березовыми, травяно-кустарничковыми лесами на дерново-палево-подзолистых, таежно-глеевых гумусовых перегнойных почвах. Группа урочищ: 9 – конус выноса реки Силинки, сложенный гравийно-галечными отложениями с суглинком; в настоящее время полностью застроен (V-9). Границы: 10 – классов ландшафтов; 11 – групп урочищ (местностей); 12 – затопления паводковыми водами 4% обеспеченности.

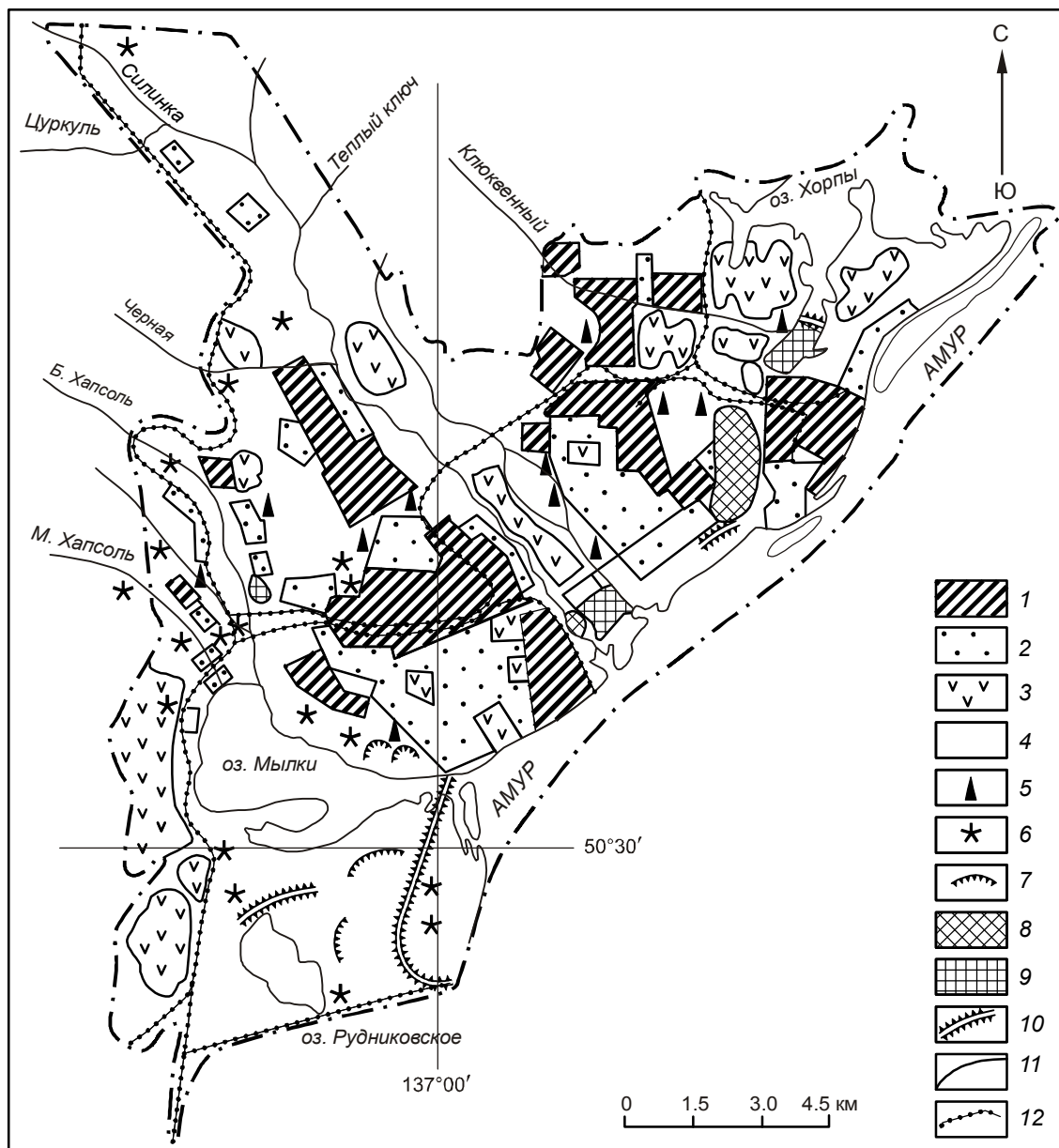


Рис. 2. Городские ландшафтные комплексы г. Комсомольска-на-Амуре.

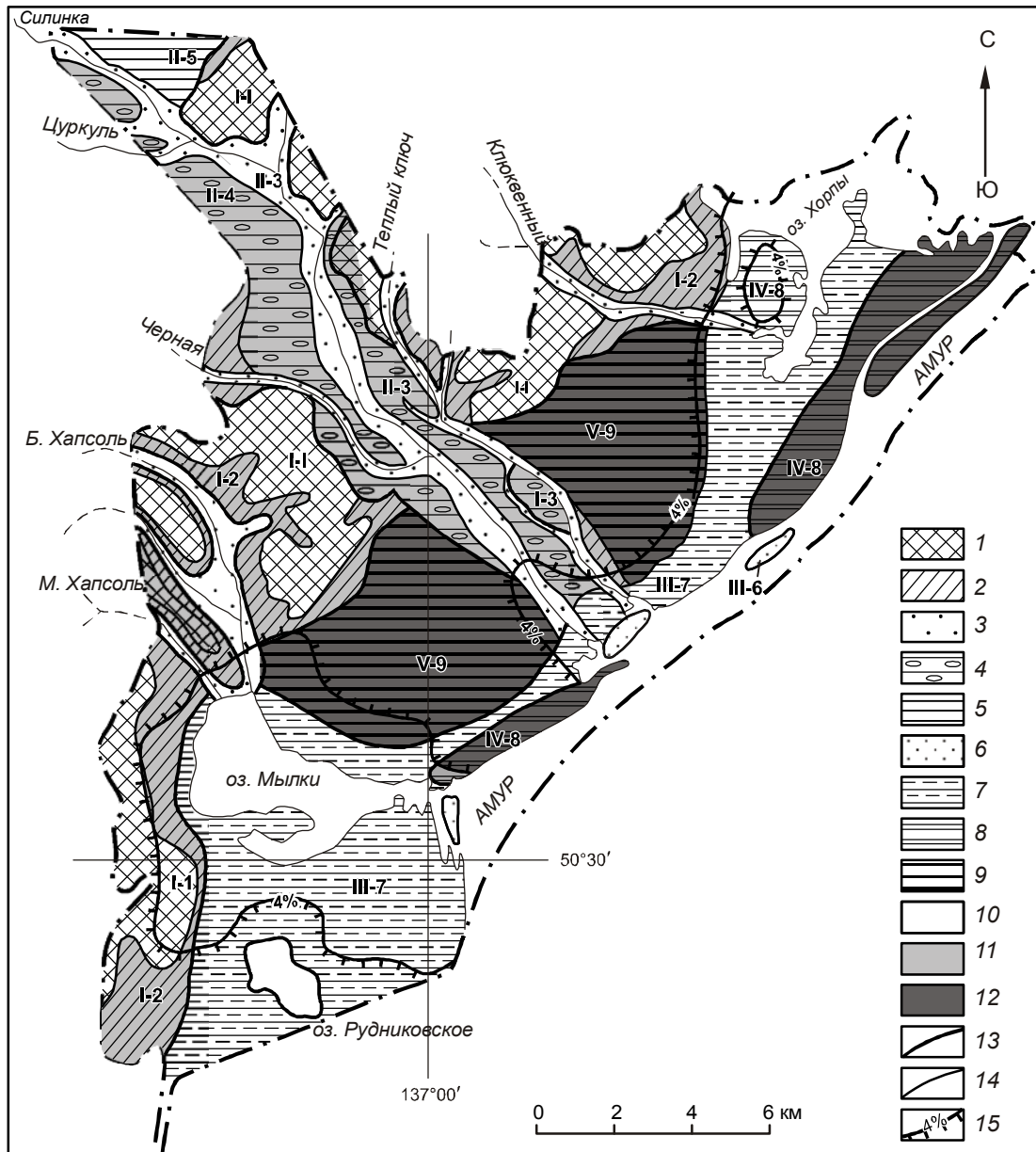
Антропогенные ландшафты: 1 – промышленной зоны, 2 – селитебной зоны; культурные ландшафты: 3 – зеленых зон города (скверы, сады, парки, огороды, дачи, сельскохозяйственные угодья); условно коренные ландшафты: 4 – группы урочищ поймы озер Мылки, Хорпы, Рудниковское и горного обрамления города. Очаги загрязнения ландшафтов: 5 – нефтепродуктами, 6 – свалки. Изменения рельефа: 7 – карьеры, 8 – массивы намывных грунтов, 9 – отвалы производственные, 10 – дамбы, насыпи. Границы: 11 – ландшафтов, 12 – городской территории.

дах превышает ПДК в 2–22 раза, что обусловлено плохой работой локальных очистных сооружений [9]

В водоохранной зоне поймы и надпойменных террас р. Силинки расположены: шламоотвал, золоотвал (ТЭЦ-2), галечниковый карьер гравийного завода, множество свалок бытовых и производственных отходов, в т.ч. городская свалка в районе п. Старт. В результате в реку поступают мазут, мас-

ла, твердые продукты. Повышенная способность аллювиальных толщ р. Силинки к фильтрации обуславливает реальную опасность проникновения загрязняющих веществ с поверхности в грунтовые воды.

Загрязнению подвержены также пойменные озера Хорпы, Мылки. Предельно загрязнена водоохранная зона р. Амур (0.5 км) нефтепродуктами,



**Рис. 3.** Степень измененности первичных ландшафтов.

Степень измененности первичных ландшафтов: 10 – слабоизмененные, 11 – среднеизмененные, 12 – сильноизмененные. Границы: 13 – классов ландшафтов, 14 – групп урочищ (местностей), 15 – затопления паводковыми водами 4% обеспеченности. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

поступающими на расположенную здесь нефтебазу, бытовым мусором, древесными отходами леспромпхоза. Существенными источниками загрязнения р. Амур в черте города являются речной флот, грузовой и речной порты, затон для зимней и летней стоянки судов, разрозненные лодочные стоянки.

В черте города, кроме перечисленных антропогенных факторов имеются массивы намывных и насыпных грунтов, производственные отвалы, общегородские свалки, насыпи и дамбы. На своей территории город имеет 6 карьеров общей площадью 48 га по добыче гравия и торфа.

родские свалки, насыпи и дамбы. На своей территории город имеет 6 карьеров общей площадью 48 га по добыче гравия и торфа.

Все эти факторы влияют на поверхностный сток, затрудняя его, что приводит к переувлажнению поверхности и заболачиванию ландшафтов.

Утилизация промышленных и бытовых отходов ведется на специально выделенных полигонах, где нарушается естественный рельеф, и все компо-

ненты ландшафтов подвергаются массивному загрязнению.

В пределах ландшафтов горного обрамления, в основном, в северной и западной частях города, сохранились отдельные участки естественного леса. Эти леса испытывают аэротехногенное воздействие и рекреационные нагрузки. Последние особенно значительны на участках, расположенных в западной части города. Кроме этого значительную опасность для лесных экосистем в городе и вокруг него представляют пожары.

Размещенность промышленных предприятий и селитебной зоны на небольшой площади группы урочищ конуса выноса и надпойменной террасы Амура обуславливает высокую степень техногенной нагрузки на ландшафты и отрицательно влияет на здоровье людей.

Все вышперечисленные данные говорят о неблагоприятном состоянии ландшафтов города.

#### АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ ГОРОДСКИХ ЛАНДШАФТНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Городские ландшафтные комплексы (ГЛК) – сложные территориальные образования, включающие искусственные и естественные деятельные поверхности различной степени измененности со свойственными им процессами и взаимодействием природных и антропогенных комплексов [3].

На основе классификации антропогенных ландшафтов А.Г. Исаченко [2], классификации городских ландшафтов Н.В. Краснокутской [4], Е.М. Климиной [3], автором разработана более упрощенная классификация городских ландшафтных комплексов (ГЛК). Все ГЛК г. Комсомольска-на-Амуре по степени техногенной нагрузки разделяются на три основные группы: I – антропогенные ландшафты, II – культурные ландшафты, III – условно коренные ландшафты (рис. 2).

В пределах антропогенных ландшафтов, разделенных на промышленные и селитебные зоны, естественные природные комплексы сильно трансформированы вплоть до нарушения инварианта ландшафта – его литогенной основы. Это застроенные территории города, в которых естественное возобновление природной среды полностью утрачено.

В культурных ландшафтах (скверы, сады, парки, огороды, дачи, сельскохозяйственные угодья) природные связи целенаправленно изменены путем рационального использования угодий, преобразования стока и микроклиматов для более эффективного использования природных ресурсов.

В условно коренных ландшафтах (поймы озер Мылки, Рудниковское, Хорпы и горное обрамление

города) все природные компоненты и связи между ними сохранились в естественном состоянии. В таких природных комплексах естественное восстановление растительности происходит удовлетворительно. Однако в их пределах могут встречаться участки техногенно измененного рельефа (выемки, карьеры, отвалы, насыпи, дамбы, свалки (рис. 2)), которые уменьшают площадь условно коренных ландшафтов и соответственно увеличивают долю антропогенных.

Разный уровень техногенной нагрузки на городские ландшафтные комплексы, особенности их пространственного размещения влияют на характер изменений первичных ландшафтов. На основе соотношения нарушенных (антропогенные и культурные) и условно коренных ГЛК первичные ландшафты подразделяются на следующие группы по степени измененности (табл. 1):

1 – *слабоизмененные ландшафты* (менее 25 % доля нарушенных ландшафтов и более 75 % – условно коренных);

2 – *среднеизмененные ландшафты* (доля нарушенных составляет 25–50%);

3 – *сильноизмененные ландшафты* (доля нарушенных – более 50 %).

Более 80 % от общей площади урочищ пойм и русел малых рек, поймы Амура, пойменных озер, а также третьей надпойменной террасы р. Силинки являются ненарушенными (рис. 3). Это связано с особыми инженерно-геологическими условиями, ограничивающими строительство (слабые несущие свойства глинистых грунтов, опасность геологических процессов: затопление паводковыми водами, подтопление, эрозионные процессы). К слабоизмененным относятся также первичные ландшафты горного обрамления, что определяется незначительной долей промышленной застройки (1.3 % – территории складов).

К среднеизмененным относятся группы урочищ предгорных равнин и первой надпойменной террасы Силинки. Соотношение ГЛК в урочищах предгорных равнин распределяется следующим образом: увеличивается доля территорий промышленных предприятий до 7 % (предприятия химической, строительной, пищевой промышленности), селитебной зоны – 1.8 %, зеленых зон – 21.2 %. Большая измененность связана с сельскохозяйственным освоением.

Сильноизмененными являются ландшафты надпойменной террасы Амура и конуса выноса р. Силинки (площадь измененных ландшафтов составляет 79 % и 99 % соответственно) (рис. 3).

В пределах сильноизмененных ландшафтов существенно увеличивается доля территорий промыш-

Таблица Степень измененности первичных ландшафтов г. Комсомольска-на-Амуре.

№	Группы урочищ	Всего	Городские ландшафтные комплексы разной степени нарушенности (% от площади группы урочищ)											Степень измененности первичных ландшафтов		
			Культурные ландшафты		Антропогенные ландшафты										Итого культурных и антропогенных (нарушенных) ландшафтов	Условно коренные (ненарушенные) ландшафты
			Зеленых зон		Селитебной зоны		Промышленной зоны									
			садово-парковых участков	Сельскохозяйственных угодий и огородов	Дач	с одноэтажной застройкой	с многоэтажной застройкой	предприятий тяжелой промышленности	территорий ТЭЦ	территорий РЖД	территорий химической промышленности	территорий строительной и пищевой промышленности	территорий складов		Территории ПТФ	
I-1	Горы	100	0.6	16.1	4.8	1.2							1.3	24	76	Слабоизмененные
I-2	Предгорные равнины	100	5.9	15.3	0.9	0.9				2.5	2		2.5	30	70	Среднеизмененные
II-3	Пойма, русло малых рек	100	4.0											4	96	Слабоизмененные
II-4	I надпойменная терраса рек Силинка – Теплый Ключ	100	4.5	10	8.2			0.6	1.8	0.9				26	74	Среднеизмененные
II-5	III надпойменная терраса рек Силинка – Цуркуль	100			5									5	95	Слабоизмененные
III-6	Пойма р. Амур	100					2							2	98	Слабоизмененные
III-7	Пойма озер Мылки, Хорпы, Рудниковское	100	0.8	5.8	1.1	2.1	1.1	0.7				1.4		13	87	Слабоизмененные
IV-8	Надпойменная терраса р. Амур	100	5	15	15	6.5	9	5.5	1	2	6	12	2	79	21	Сильноизмененные
V-9	Конус выноса р. Силинки	100	2.1	3.1	16.5	36.5	22	3.6	6.4	1.6	2.6	3.6		99	1	Сильноизмененные



ленной и селитебной зон (в группе урочищ надпойменной террасы 35.5 % и 21.5 %, соответственно, конуса выноса – 30.8 % и 52.6%) (таблица). Доля зеленых зон в пределах данных первичных ландшафтов значительно сокращается: от 20 % в урочищах надпойменной террасы до 5.2 % в урочищах конуса выноса (табл.).

На рис. 3 представлены первичные ландшафты, оцененные по степени измененности.

Таким образом, за короткий срок существования города произошла значительная трансформация ландшафтов, многие из которых оказались навсегда утраченными.

Оптимизация городских ландшафтных комплексов может быть достигнута за счет увеличения доли культурных ландшафтов (садово-парковых, дачных массивов), сохранения условно-коренных и рекультивации техногенных пустырей, свалок, отвалов.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования территории г. Комсомольска-на-Амуре разработана классификация первичных ландшафтов, выявлена структура городских ландшафтных комплексов, дан анализ экологического состояния ГЛК, проведено сопоставление структуры первичных ландшафтов с антропогенными в соответствии с их типизацией. В работе представлена серия карт: первичных ландшафтов, городских ландшафтных комплексов, степени измененности

первичных ландшафтов. Выявлено, что самую большую площадь занимают антропогенные ландшафты, а наиболее сильно измененными из первичных являются ландшафты конуса выноса и надпойменной террасы Амура.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геоэкологическая карта м-ба 1:1 000 000. Мингео СССР. ПГО Гидроспещгеология. М., 1991.
2. Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М.: Изд-во “Высшая школа”, 1991. 246 с.
3. Климина Е.М. Ландшафтно-картографическое обеспечение территориального планирования (на примере Хабаровского края). Владивосток: Дальнаука, 2007. 132 с.
4. Краснокутская Н.В. Ландшафты г. Комсомольска-на-Амуре и их антропогенные изменения / Науч. альманах “Естественно-географические исследования”. Вып. 1. Комсомольск-на-Амуре: Изд-во Комсомольского-на-Амуре гос. педаг. ун-та. 2001. 181 с.
5. Легенда к Геоэкологической карте м-ба 1:1 000 000. Мингео СССР. М.: ПГО Гидроспещгеология, 1991. С. 18–20.
6. Махинов А.Н. Современное рельефообразование в условиях аллювиальной аккумуляции. Владивосток: Дальнаука, 2006. 232 с.
7. Шаров Л.А., Николаенко Л.А. Эколого-геологическая обстановка ПТК г. Комсомольск-на-Амуре. Регионы нового освоения: стратегия развития: Материалы междунар. науч. конф., Хабаровск, 15–17 сентября 2004 г. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2004. 286 с.

*Рекомендована к печати Б.А. Вороновым*

*L.A. Nikolaenko*

#### **Landscape-and-ecological analysis of the territory of Komsomolsk-on-Amur**

The paper contains information about the ecological conditions and the structure of natural and anthropogenic landscapes of Komsomolsk-on-Amur, which is the result of technogenic landscape estimation of its territory.

**Key words:** landscape and ecological analysis, locality, group of tracts, technogenic stress, urban landscape complexes, degree of landscape change, Far East.