

Том 20, номер 1
ISSN 0207 - 4028

Январь-Февраль 2005

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



<http://www.itig.khv.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Н.К. Булин, А.С. Вольский.</i> Региональный прогноз потенциальной нефтегазоносности области сочленения Центрально-Азиатского и Восточно-Азиатского рифтогенных поясов по глубинным геофизическим критериям	3
<i>Т.К. Злобин, Р.Г. Гуреев, Л.М. Злобина.</i> Глубинное строение на Юго-Западной Камчатке по данным метода объемных волн землетрясений	14
<i>И.Н. Котляр, Т.Б. Русакова.</i> Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России)	25
<i>С.В. Зябрев, М.В. Мартынюк, Е.К. Шевелев.</i> Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения	45
<i>Н.П. Митрофанов.</i> Геодинамические режимы в Северо-Западном секторе Тихоокеанского рудного пояса на рудном этапе формирования месторождений олова	59
<i>В.В. Крапивенцева.</i> Металлоносность углей Приамурья	73
<i>И.В. Бучко.</i> Состав исходного расплава и мантийного субстрата Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива южного обрамления Северо-Азиатского кратона (Приамурье)	85

Хроника

<i>Г.Л. Кириллова.</i> Геология мелового периода и его минеральные ресурсы в Южной и Восточной Азии	93
---	----

Юбилей

Валентин Григорьевич Моисеенко (к 75-летию со дня рождения)	98
---	----

Потери науки

Зимин Степан Степанович (1927–2004 гг.)	100
---	-----

CONTENTS

<i>N.K. Bulin, A.S. Volsky.</i> The regional prediction of oil and gas potential in the junction area of the Central Asian and the East Asian riftogenic belt based on deep geophysical criteria	3
<i>T.K. Zlobin, R.G. Gureev, L.M. Zlobina.</i> Deep structure of southwestern Kamchatka from the data of the earthquake converted wave method	14
<i>I.N. Kotlyar, T.B. Rusakova.</i> The geological-and-geochronological model of Cretaceous continental volcanic formations in the Okhotsk-Chukotka magmatic province (north-eastern part of Russia)	25
<i>S.V. Zyabrev, M.V. Martynyuk, E.K. Shevelyov.</i> South-westerly portion of Kiselyovsko-Manominsky accretionary complex, Sikhote-Alin: Stratigraphy, subduction-related accretion and post-accretional displacements	45
<i>N.P. Mitrofanov.</i> Geodynamics of the ore stage of formation of tin deposits in the north-western part of the Pacific ore belt	59
<i>V.V. Krapiventseva.</i> Metal content of coals in Priamurye	73
<i>I.V. Buchko.</i> The composition of the primary melt and mantle substratum of the Veselkinsky peridotite-websterite-gabbroic massif of the southern framing, North Asian craton (Amur region)	85

Chronicles

<i>G.L. Kirillova.</i> Geology of the Cretaceous period and its mineral resources in South and East Asia	93
--	----

Anniversaries

Valentin G. Moiseenko (75th birthday)	98
---	----

Losses for science

Stepan S. Zimin (1927–2004)	100
-----------------------------------	-----

**РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО И ВОСТОЧНО-
АЗИАТСКОГО РИФТОГЕННЫХ ПОЯСОВ ПО ГЛУБИНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ
КРИТЕРИЯМ**

Н.К. Булин, А.С. Вольский

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

На основании анализа сейсмических разрезов кристаллической земной коры (КЗК), полученных методом многоволнового глубинного сейсмического профилирования (МГСП) (профили г. Тынды – мыс Невельского и г. Тынды – пос. Амурзет), а также методом точечных (дифференциальных) глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) вдоль трассы р. Зей–р. Бурея, дан региональный прогноз потенциальной нефтегазоносности в пределах южной части Дальнего Востока. В основу прогнозирования положены данные о скоростных характеристиках (пластовая скорость продольных $V_p^{пл} = 7,2–7,6$ км/с и поперечных $V_s^{пл} = 4,05–4,30$ км/с волн в нижнекоровом базальном слое КЗК), а также данные о мощности этого слоя ($h = 3–8$ км), непосредственно залегающего на поверхности М. Базальный слой (reflectivity laeur) многими специалистами рассматривается в качестве одного из самых активных в тектоническом отношении слоев верхней литосферы, влияющих в том числе на развитие минерагенических процессов. Перечисленные признаки ранее использовались при региональном прогнозе нефтегазоносности недр Русской платформы. Впервые для прогноза использовано также местоположение минимумов функциональной зависимости скорости от глубины для изолиний $V_s = 3,6$ км/с и $V_s = 3,9$ км/с и латеральных локальных волноводов (скорости $V_p^{пл} = 6,5$ км/с и $V_s^{пл} = 3,5$ км/с) в нижней коре. Использовалась также эмпирически установленная в других регионах России и странах СНГ связь перспективных на углеводородные скопления площадей с участками пониженной средней намагниченности верхнего магнито-активного слоя КЗК $J \leq (0,2–0,5)$ А/м.

На основе описанных выше глубинных геофизических признаков в пределах исследованной территории выделены четыре потенциально нефтегазоносных района, которые, в порядке убывания предполагаемой степени достоверности прогнозирования, располагаются в следующей последовательности: Верхнезейский, Нижнезейский, Удско-Селемджинский и Среднезейский. Протяженность прогнозных районов приближенно оценивается в 250–280 км, а их размеры вкрест простирания – 75–100 км.

Ключевые слова: сейсмические разрезы, многоволновое глубинное сейсмическое зондирование, земная кора, нефтегазоносность, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая территория охватывает южную часть раннедокембрийской Становой складчатоблоковой граничной системы Сибирской платформы (СБС), центральную часть и восточный фланг палеозойско-раннемезозойской Амуро-Охотской складчато-надвиговой системы (СНС) и северо-восточную окраину Амурской (архей–мезозой) мозаичной области (МО), а также структуры тектоно-магматической и седиментогенной активизации – позднемезозойские вулканические и позднемезозойско-кайнозойские рифтогенные пояса [7].

Геолого-геофизические и буровые работы на нефть и газ в исследуемом регионе проводились эпизодически и в небольшом объеме, поэтому до сих пор не увенчались успехом. Согласно Карте нефтегазоносности [11], в пределах рассматриваемой части Дальнего Востока (Хабаровский край и Амурская область) к настоящему времени выявлено одно Адниканское месторождение углеводородов в центральной части Верхнебуреинского потенциально нефтегазоносного района. В составе флюидов здесь преобладает газ (82 %), содержание нефти составляет 12 %.

В нашем исследовании выявление новых районов, перспективных в отношении нефтегазоносности, производилось почти исключительно на основании анализа глубинных геофизических признаков. Однако прежде чем переходить к методике прогнозных исследований, следует охарактеризовать геологическое строение исследуемого региона, которое в несколько фрагментарном виде показано на рис. 1. По направлению с севера на юг и юго-восток, согласно [7], выделены следующие основные геологоструктурные подразделения: Становая СБС с Шевлинской зоной Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба, Амуро-Охотская СНС, в составе которой выделяются Янкано-Тукурингская, Джагдинская, Ланская, Селемджино-Кербинская, Ульбанская и Удско-Шантарская зоны, Амурская МО, включающая в себя Аргуно-Мамынский (Гонжинский и Мамынский выступы), Суннэнь-Туранский, Буреинско-Ханкайский (Чегдомынский выступ) массивы, Селемджинскую складчатую систему и перекрывающие их палеозойские окраинные (Ольдойский, Гагско-Сагайский) и мезозойские периферические (Верхнеамурский, Деспский, Буреинский) прогибы. К последнему приурочено уже упоминавшееся Адниканское месторождение углеводородного сырья. Однако следует отметить, что оно локализовано в альб-сеноманской Кындальской впадине, наложенной как на юрские-аптские отложения Буреинского прогиба, так и на нижнедокембрийский кристаллический фундамент Суннэнь-Туранского массива.

Вулканические образования рассматриваемого региона входят в состав позднеюрской-раннемеловой Хингано-Удской (Умлеканская, Огоджинская, Удская вулканические зоны) и Сунхуацзян-Баджальской (Селитканская, Ульбанская, Ям-Алинская, Эзопская, Баджальская зоны) вулканических систем.

Особо следует остановиться на структурах позднемеловых-кайнозойских рифтогенных поясов, образованных системами впадин и базальтовых ареалов. С этими впадинами в регионе связан целый ряд площадей, перспективных на нефть и газ. К Центрально-Азиатскому рифтогенному поясу относится близширотная Предстановая зона (Южно-Тукурингская – Удская группа впадин) Байкало-Становой рифтогенной системы. Восточно-Азиатский рифтогенный пояс в пределах Дальневосточного сегмента включает две субмеридиональные (ССВ) рифтогенные системы – Суннэнь-Зейскую и Танлу-Охотскую. Последняя охватывает Саньцзян-Среднеамурскую впадину, Эворон-Тугурскую группу впадин и Западно-Охотскую группу впадин на дне акватории Охотского моря. К Суннэнь-Зейской системе относятся

Ушумунская впадина и СВ фланг Амуро-Зейской, а также Ушмынская и Гарьская впадины между ними. Двойственное положение занимают Пиканская (Среднезейская), Верхнезейская и Удская (Боконская) впадины Предстановой зоны: являясь восточным флангом Байкало-Становой рифтогенной системы Центрально-Азиатского рифтогенного пояса, она в то же время может рассматриваться и как восточный фланг Суннэнь-Зейской системы Восточно-Азиатского рифтогенного пояса; далее на восток она, как и Эворон-Чукчагирская группа впадин, плавно переходит в Западно-Охотскую зону.

Выделяемая по глубинным геофизическим данным перспективная на УВ Зейско-Удская площадь, охватывающая территорию от бассейна р. Зеи до правобережья р. Уды, является, таким образом, узлом сложного сочленения субширотных (ВСВ) и субмеридиональных (ССВ) структур неотектонического цикла (K₂-KZ) – Центрально-Азиатского и Восточно-Азиатского рифтогенных поясов. Составляющие этот узел впадины имеют, как правило, двухъярусное строение: нижний ярус соответствует собственно рифтогенной стадии, верхний – в форме нередко обширных синеклиз – пострифтовой или плитной стадии. В известных нефтегазоносных структурах Китая нефтегазоносность приурочена как к рифтогенным образованиям нижнего яруса, так и к пострифтовым структурам.

По глубинным геофизическим данным в пределах рассматриваемой площади выделяется 4 потенциально перспективных участка (рис. 1, 2): участок I (Верхнезейский) включает в себя Верхнезейскую впадину, участок II (Удско-Селемджинский) – южный фланг Удской впадины и западный фланг Эворон-Тугурской группы впадин (Торомская и Конино-Нимеленская впадины), участок III (Нижнезейский) – ЮВ фланг Амуро-Зейской впадины, участок IV (Среднезейский) – Пиканскую, Ушумунскую, Гарьскую и Ушмынскую впадины и СВ фланг Амуро-Зейской впадины.

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАННЫЙ ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В основу проведенного прогнозирования положен метод аналогий, заключающийся в поиске новых потенциально нефтегазоносных объектов по тем глубинным геофизическим признакам, какие установлены в районах промышленного углеводородонакопления в пределах хорошо изученных нефтегазоносных провинций (НГП). Такой подход впервые реализован еще в 90-х годах прошлого столетия [9, 22, 24]. При этом использовались данные о морфологии границы

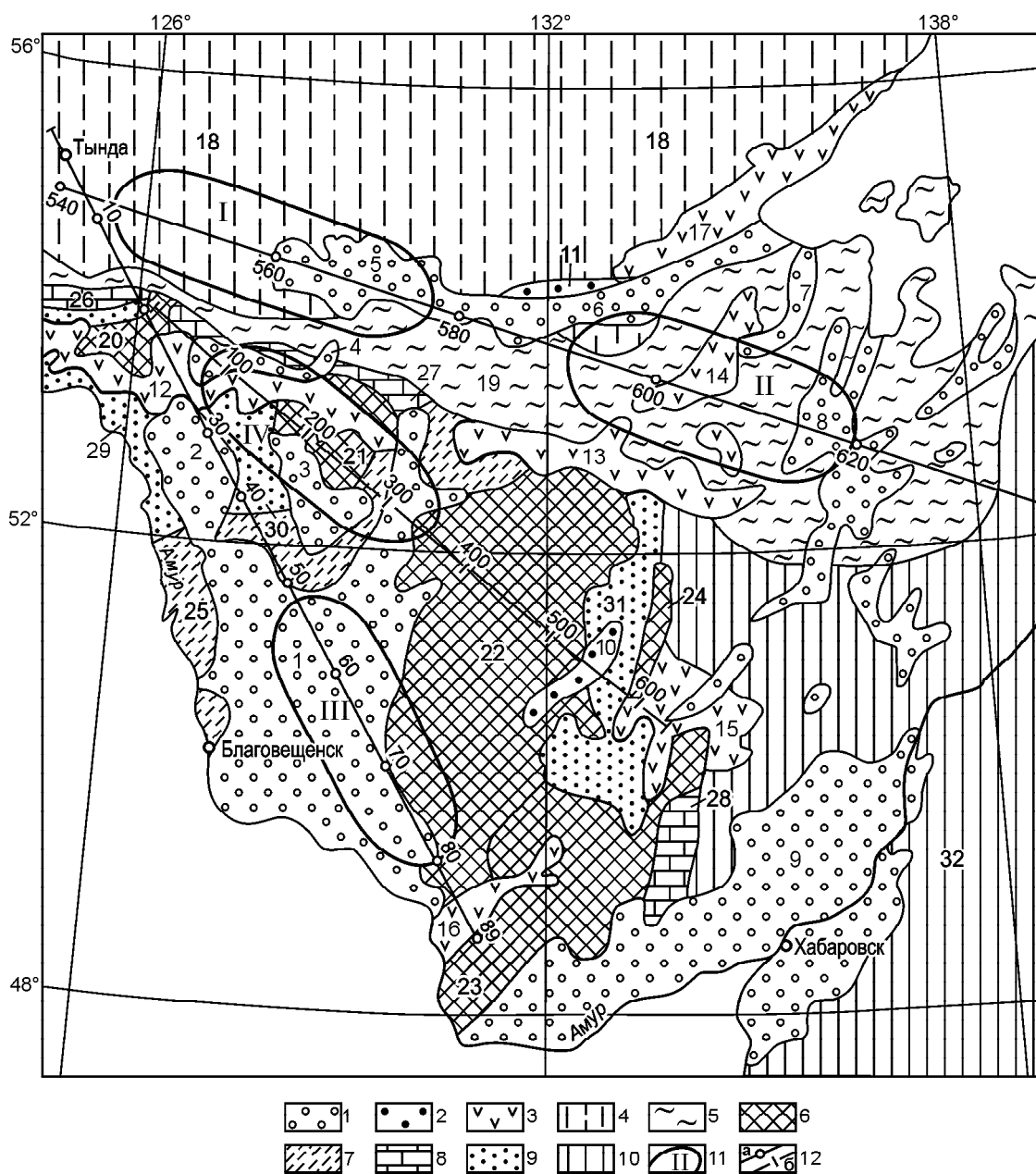


Рис. 1. Схема геолого-структурного районирования.

1 – позднемеловые–кайнозойские рифтогенные впадины; 2 – меловые рифтогенные впадины; 3 – меловые и юрские вулканические зоны; 4 – Становая СБС; 5 – Амуро-Охотская СНС; 6–7 – Амурская МО: 6 – массивы, 7 – Селемджинская СС; 8–9 – наложенные прогибы: 8 – палеозойские, 9 – мезозойские; 10 – Сихотэ-Алинская СС; 11 – потенциально перспективные участки и их номера; 12 – сейсмические профили с номерами пикетов: а) МГСП, б) ГСЗ.

Цифрами обозначены. Позднемеловые–кайнозойские рифтогенные впадины: 1 – Амуро-Зейская, 2 – Ушумунская, 3 – Ушмынская и Гарьская, 4 – Среднезейская (Пиканская), 5 – Верхнезейская, 6 – Удская, 7 – Торомская, 8 – Эворон-Тугурская группа, 9 – Саньзян-Среднеамурская. Меловые рифтогенные впадины: 10 – Кындальская, 11 – Боконская. Вулканические зоны. Меловые: 12 – Умлеканская, 13 – Огоджинская, 14 – Селитканская, 15 – Баджалская, 16 – Хингано-Олонойская; 17 – позднеюрская-раннемеловая Удская. 18 – Становая СБС. 19 – Амуро-Охотская СНС. Амурская МО. Массивы: Аргуно-Мамынский (20 – Гонжинский выступ, 21 – Мамынский выступ), 22 – Суннэнь-Туранский, 23 – Буреинско-Ханкайский (24 – Чегдомынский выступ); 25 – Селемджинская СС. Наложённые прогибы. Палеозойские: 26 – Ольдойский, 27 – Гагско-Сагайский, 28 – Урмийский; юрские: 29 – Верхнеамурский, 30 – Деспкий, 31 – Буреинский. 32 – Сихотэ-Алинская СС.

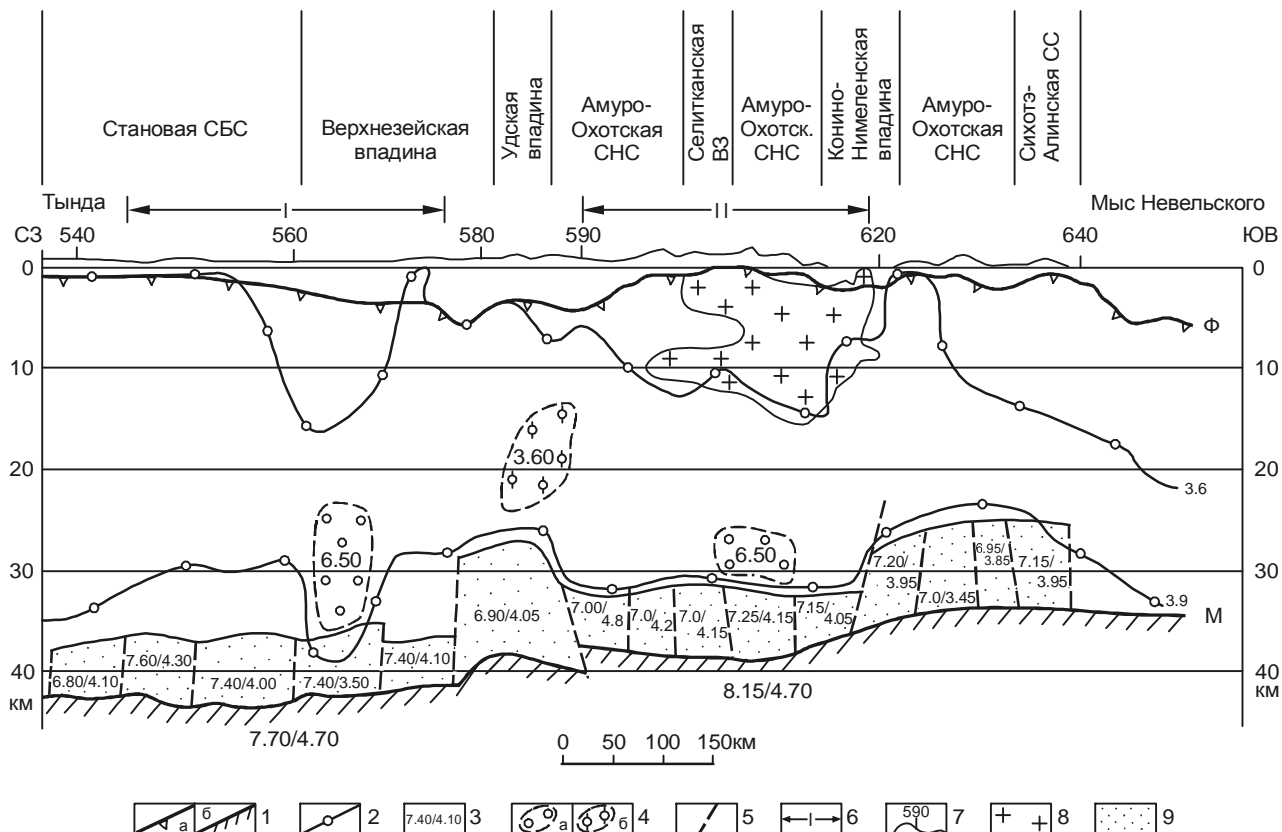


Рис. 2. Схематизированный скоростной разрез КЗК вдоль восточного фрагмента геотраверса МГСП “Базальт” (участок г. Тында – мыс Невельского). Составлен в Центре ГЕОН под руководством А.В. Егоркина, схематизирован Н.К. Булиным.

1 – опорные сейсмические границы: а – поверхность кристаллического фундамента (Ф), б – граница Мохоровичича (М); 2 – изолинии скорости сдвиговых (поперечных) волн, км/с; 3 – средние значения пластовой скорости продольных ($V_p^{пл}$) и поперечных ($V_s^{пл}$) сейсмических волн в базальном слое КЗК и в верхней мантии, км/с: числитель – $V_p^{пл}$, знаменатель – $V_s^{пл}$; 4 – зоны пониженной скорости (волноводы) $V_s^{пл}$ (а) и $V_p^{пл}$ (б) в латеральном измерении (цифра – среднее значение скорости, км/с); 5 – условные скоростные контакты в нижней коре; 6 – примерное место-положение границ прогнозных площадей в створе профиля МГСП (над линией наблюдений): I – Верхнезейской, II – Удско-Селемджинской; 7 – номера пикетов сейсмического профиля; 8 – примерное положение области разуплотнения верхней КЗК, отвечающей Баджал-Ям-Алинскому гравитационному минимуму (по А.А. Духовскому и Н.А. Артамоновой) (в печати); 9 – нижнекоревый базальный слой КЗК.

Мохоровичича (М) (локальные поднятия), мощности отдельных слоев осадочного покрова и другие характеристики верхней литосферы. В работах Г.И. Рейснера и др. (1995) впервые в целях прогнозирования использованы аномалии теплового потока.

В нашем исследовании набор прогнозных геофизических критериев существенно иной по сравнению с предшественниками. Впервые использованы данные о величине средней намагниченности J геологических образований верхнего магнитоактивного слоя земной коры и данные о скоростных характеристиках (пластовая скорость продольных $V_p^{пл}$ и сдвиговых (поперечных) $V_s^{пл}$ волн) в базальном слое кристаллической земной коры (КЗК), а также данные о

мощности этого слоя $h\sigma$. Базальный слой, вслед за Леоновым Ю.Г. [18], Щукиным Ю.К. [24] и другими, рассматривается авторами в качестве одного из наиболее активных в тектоническом отношении слоев верхней литосферы, влиявших и продолжающих оказывать влияние на протекание минерагенических процессов в нижней земной коре. Как отмечено Краснопевцевой Г.В. и Щукиным Ю.К. [17], на участках с резким (до 5 км) утонением базального слоя возможно усиление теплообмена между мантией и корой, увеличение флюидных потоков. Следует отметить, что западные специалисты особо выделяют такое свойство базального слоя, как его повышенная сейсмическая расслоенность в радиальном направле-

нии, что дало основание рассматривать этот слой как “reflectivity laeyr”.

Для выявления типовых прогнозных геофизических признаков использованы данные по 12 районам крупных и (или) уникальных месторождений (“учителей”), расположенных в Прикаспийской, Тимано-Печорской и Волго-Уральской нефтегазоносных провинциях (НГП), где Центром ГЕОН за последние 20 лет выполнено более 10 профилей многоволнового глубинного сейсмического профилирования (МГСП). На основании полученных типовых “сейсмических портретов” в районах размещения промышленного углеводородонакопления установлены следующие благоприятные прогнозные сейсмические признаки (в порядке убывания их значимости): 1) пластовая скорость сдвиговых волн в базальном слое $V_s^{пл} = 4,05–4,25$ км/с; 2) пластовая скорость продольных волн в базальном слое преимущественно $V_p^{пл} = 7,20–7,60$ км/с; 3) уменьшенная мощность базального слоя $h^6 = 4–8$ км. В качестве вспомогательных благоприятных геофизических признаков рассматривались: 1) пониженная средняя намагниченность геологических образований фундамента $J = 0,2–0,5$ А/м и менее; 2) увеличенная величина теплового потока $Q \geq (40–50)$ мВт/м².

Основными исходными материалами для прогнозных построений послужили сейсмические разрезы кристаллической земной коры (КЗК), полученные методом МГСП вдоль профилей г. Тынды–мыс Невельского (фрагмент геотраверса “Базальт”) и г. Тынды–пос. Амурзет, а также методом точечных (дифференциальных) глубинных сейсмических зондирования (ГСЗ) вдоль трассы р. Зея–р. Буря.

Помимо перечисленных ранее прогнозных критериев впервые использованы местоположения ярких сейсмических скоростных неоднородностей – минимумов функциональной зависимости скорости от глубины для изолиний скорости $V_s = 3,6$ км/с и $V_s = 3,9$ км/с и локальных волноводов ($V_p^{пл} = 6,5$ км/с), фиксируемых в нижней коре непосредственно над подобными минимумами для изоскоростной кривой $V_s = 3,9$ км/с (рис. 2). Волноводы (области пониженной скорости $V_p^{пл}$), расположенные в нижней коре, отмечены под Наульским месторождением нефти в Тимано-Печорской НГП, под Карачаганакским нефтегазоконденсатным месторождением в Прикаспийской НГП, под Газлинским газовым месторождением в Амударьинской НГП, под уникальным Ленинским нефтяным месторождением в Западно-Сибирской НГП и под другими углеводородными скоплениями в пределах России и стран СНГ [2].

Вспомогательными исходными материалами являлись Карта намагниченных образований территории СССР и дна прилегающих морей масштаба 1:5 000 000 [10], Карта теплового потока территории СССР масштаба 1:5 000 000 [16], Карта полезных ископаемых России и сопредельных государств масштаба 1:5 000 000 [12]. Использовались также результаты количественных расчетов аномалеобразующего тела, создающего Баджал-Ям-Алинский региональный минимум гравитационного поля интенсивностью до 60–70 mgl, охватывающий значительную часть исследуемой территории (рис. 3). Наряду с перечисленными материалами привлекались сведения по сейсмичности исследуемого региона [21, 23], карты содержания урана (радия), тория и калия масштаба 1:10 000 000 [13–15].

В отличие от ранее выполненных прогнозных работ, когда главное внимание уделялось выявлению сравнительно локальных перспективных площадей исключительно по данным МГСП и двумерной сейсмической томографии [1–3], в настоящей работе предпринята попытка прогнозирования более крупных (первые сотни км) перспективных нефтегазоносных районов. При сравнительной оценке степени перспективности выделенных прогнозных районов мы руководствовались правилом, использованным в работах [9, 22]: прогнозная зона тем перспективнее, чем большее число благоприятных прогнозных признаков оказывается в ее пределах.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотрим сейсмические особенности строения КЗК и другие геофизические признаки по каждому из выделенных потенциально нефтегазоносных районов (рис. 2–5).

Верхнезейский район (I) выделен по данным регионального профиля МГСП г. Тынды–мыс Невельского (А–А₁) в интервале ПК 545–572 (рис. 1, 2). Глубинный разрез КЗК в пределах рассматриваемого района отличается аномально высокими значениями $V_p^{пл} = 7,40–7,60$ км/с в базальном слое, не встречающимися ни в одном другом прогнозном районе в пределах исследуемого региона. Исключительными особенностями рассматриваемого района являются глубокие минимумы изоскоростных кривых $V_s = 3,6$ км/с и $V_s = 3,9$ км/с, приходящиеся на один и тот же интервал сейсмического профиля (ПК 560–570), и латеральный волновод, выделяемый по скорости продольных волн $V_p = 6,5$ км/с, вертикальная мощность которого достигает 10 км. Скачок скорости на его гранях составляет $\Delta V_p = 0,1–0,2$ км/с. Латеральные

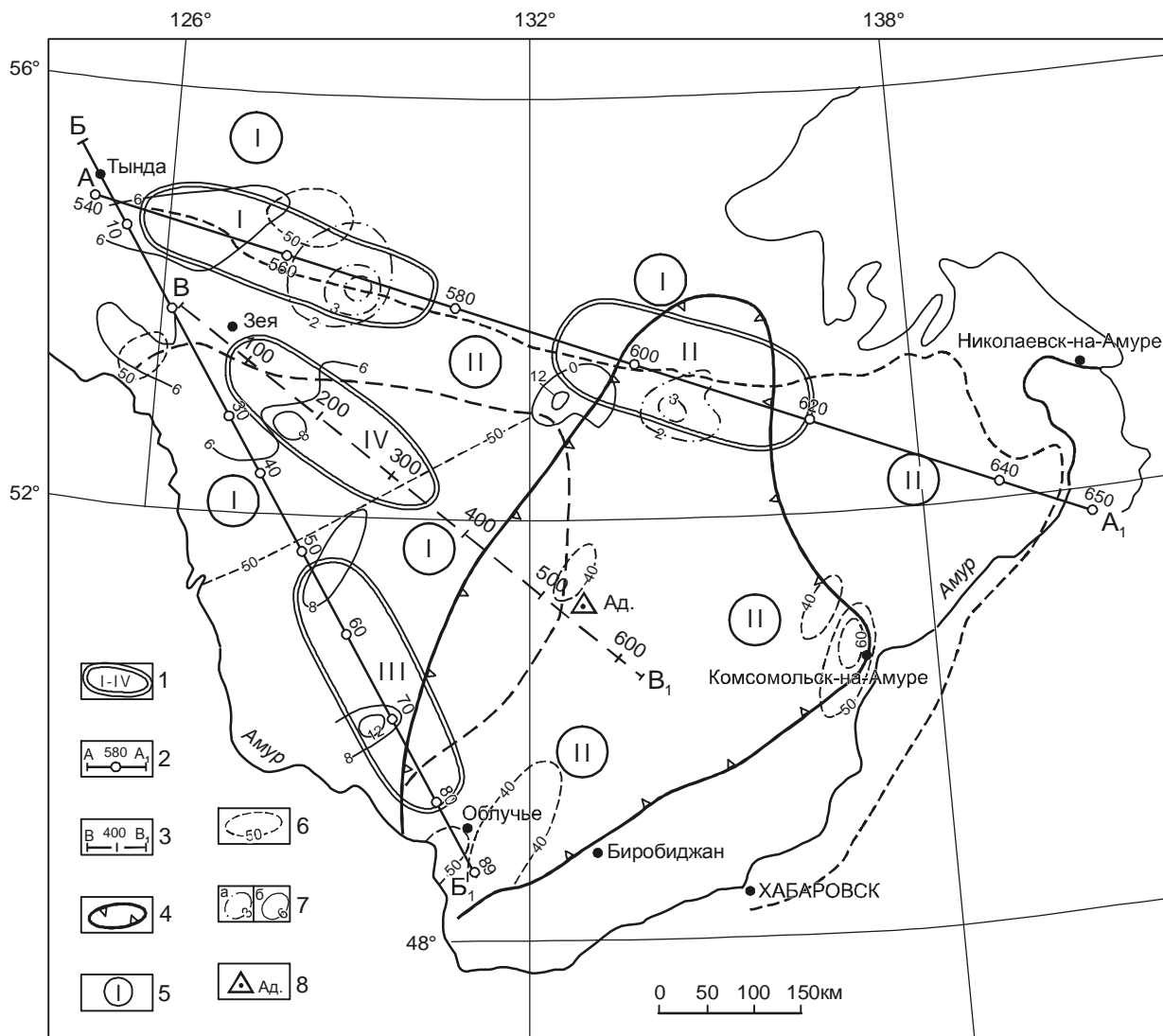


Рис. 3. Схема размещения прогнозных потенциально нефтегазоносных районов, намеченных по глубинным геофизическим признакам.

1 – предполагаемые контуры прогнозных районов: I – Верхнезейский, II – Удско-Селемджинский, III – Нижнезейский, IV – Среднезейский; 2 – профили многоволнового глубинного сейсмического профилирования (МГСР): г. Тында–мыс Невельского (А–А₁) и г. Тында–пос. Амурзет (Б–Б₁); 3 – профиль ГСЗ р. Зея–р. Буря [19] В–В₁ (цифры – пикеты профилей); 4 – контур регионального Баджал-Ям-Алинского гравитационного минимума; 5 – зональность региона по величине J – средней намагниченности пород верхнего магнитоактивного слоя [10]: I – области, где развиты комплексы пород с намагниченностью $J = 0,2–0,5$ А/м, II – то же, где преобладают образования с $J < 0,2$ А/м; 6 – изолинии теплового потока, мВт/м² [16]; 7 – радиогеохимические аномалии: а – уран (радий), 10⁻⁴ %, б – торий, 10⁻⁴ %; 8 – нефтегазовое Адниканское месторождение [11].

размеры Верхнезейского района в створе сейсмического геотраверса оцениваются в 265 км на основании размеров области распределения в базальном слое $V_s^{III} = 4,00–4,30$ км/с. Обращает на себя внимание, что рассматриваемый район приурочен к области верхней мантии с пониженной скоростью $V_p = 7,70$ км/с. Природа возникновения глубоких минимумов на изоскоростных линиях $V_s = 3,6$ км/с и $V_s = 3,9$ км/с как фун-

кций от глубины нуждается в дополнительных исследованиях. Можно предположить, что одной из возможных причин существования этих минимумов является повышенная флюидонасыщенность КЗК, а также, возможно, повышенная трещиноватость и дезинтеграция пород верхней и нижней земной коры. В пользу последнего предположения свидетельствует наличие мощного волновода для Р-волн.

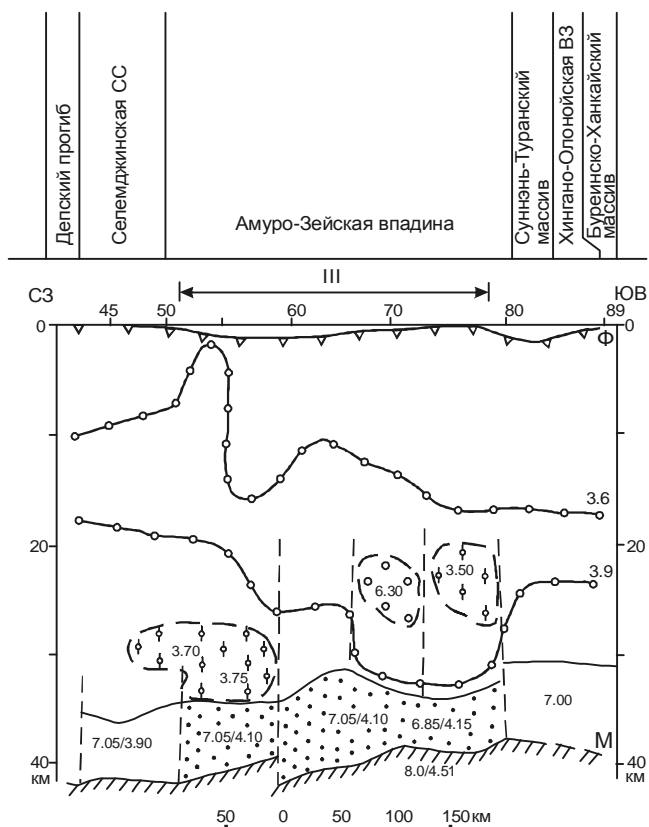


Рис. 4. Схематизированный скоростной разрез КЗК вдоль юго-восточной части профиля МГСП г. Тынды-пос. Амурзет (участок р. Зей-пос. Облучье). Составлен в Центре ГЕОН, схематизирован Н.К. Булиным.

Условные обозначения см. на рис. 2.

По нашим представлениям, требующим уточнения, наиболее перспективным в нефтегазоносном отношении является участок между ПК 558 и 575. Именно к нему приурочена аномалия содержания радия амплитудой $4 \cdot 10^{-4} \%$ [15]. В пределах контура прогнозного района (ПК 550–560) находятся месторождение урана (Кавли), а также месторождение урана и тория (Джигда) [12]. Кроме того, здесь же фиксируется аномалия содержания Th ($6 \cdot 10^{-4} \%$) [14]. Необходимо отметить, что в некоторых НГП (Северо-Кавказская – Мангышлакская и др.) установлена пространственная связь аномальных радиогеохимических зон Ra и Th с размещением газовых месторождений [2]. В пользу возможной нефтегазоносности Верхнезейского района свидетельствуют данные о повышенном тепловом потоке западной части рассматриваемой площади [16], где отмечена локальная аномалия $Q = 60 \text{ мВт/м}^2$.

Удско-Селемджинский район (II), также выделенный по данным профиля МГСП г. Тынды-мыс Невельского (рис. 2), характеризуется менее яркими скоростными аномалиями КЗК по сравнению с Верхнезейским районом: минимум изоскоростной кривой $V_s = 3,9 \text{ км/с}$ несколько расплывчатый, на значительном интервале (ПК 590–600) скорость V_p^{III} в базальном слое пониженная (7,0 км/с). Вместе с тем, характеристика базального слоя по скорости $V_s^{\text{III}} = 4,00–4,20 \text{ км/с}$ является типичной для областей нефтегазонакопления [4].

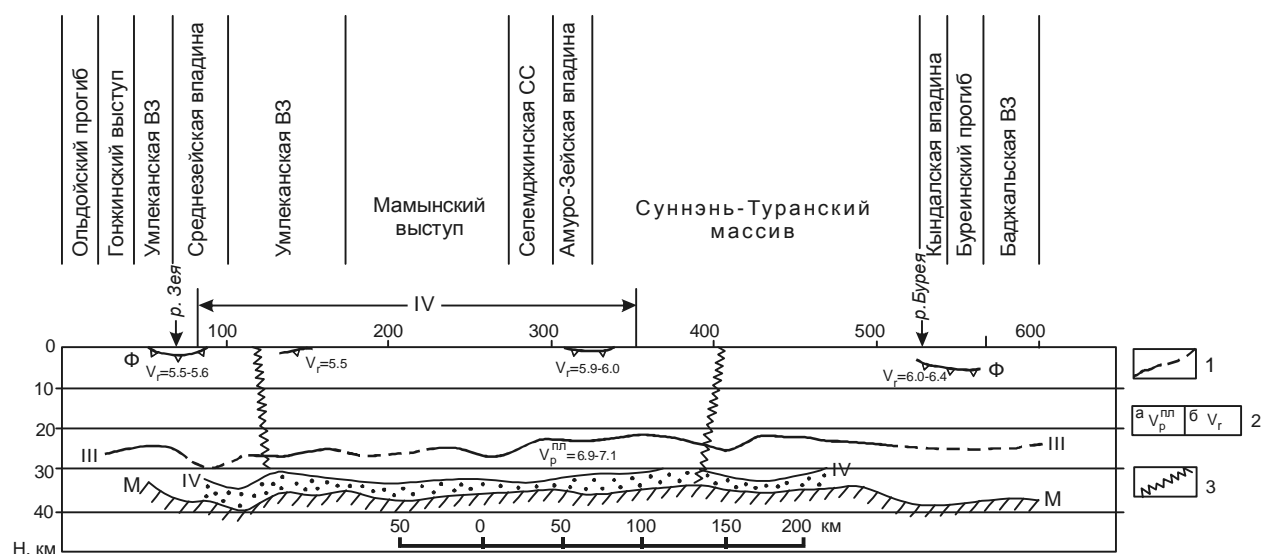


Рис. 5. Сейсмический разрез земной коры и кровли мантии по маршруту р. Зейя–р. Селемджа–р. Бурейя (по данным точечных дифференциальных зондирований ГСЗ [19]). Упрощено Булиным Н.К.

1 – сейсмические границы в КЗК; 2 – пластовая (а) и граничная (б) скорость продольных сейсмических волн, км/с; 3 – предполагаемые зоны глубинных разломов. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Подобно сейсмическому разрезу под Верхнезейским районом здесь хорошо проявлен минимум изоскоростной кривой $V_s = 3,6$ км/с, а непосредственно выше кровли базального слоя присутствует латеральный волновод для Р-волн (при скачке скорости $\Delta V_p = 0,3$ км/с на левой грани и $0,2$ км/с на правой грани волновода). Весьма неожиданным оказалось почти полное совпадение контура изолинии скорости $V_s = 3,6$ км/с с нижней частью геологического тела с пониженной плотностью $\sigma = 2,6\text{--}2,7$ г/см³, полученной А.А. Духовским и Н.А. Артамоновой в результате количественной интерпретации уникального минимума гравитационного поля интенсивностью 70 mgl [8]. Таким образом, если верны расчеты по полю Δg , то в пределах значительной части Удско-Селемджинского района при бурении на глубину $1\text{--}3$ км могут быть вскрыты породы гранитоидного состава. Однако вероятное наличие на глубинах $1\text{--}3$ км и глубже образований гранитоидного состава не является отрицательным фактором для прогнозной оценки нефтегазоносности Удско-Селемджинского района. В последние годы появилось много данных о промышленной нефтегазоносности образований, сложенных породами гранитного ряда. Ярким примером этого является крупное нефтяное месторождение Белый тигр на южно-вьетнамском шельфе, залежь которого целиком расположена в гранитах и гранитоидах, из которых получены притоки нефти дебитом $1500\text{--}2000$ м³/сут. [6]. Наиболее глубокой скважиной по породам фундамента пройдено более 1500 км, причем весь вскрытый интервал разреза оказался насыщен нефтью. В центральном блоке месторождения, наиболее насыщенном нефтью, общая пустотность оценивается в $2,76\%$.

К центральной части рассматриваемого прогнозного района приурочена аномалия повышенного содержания радия $3 \cdot 10^{-4}\%$ [15]. О совпадении Удско-Селемджинского района с интенсивным минимумом Δg говорилось ранее.

Следующий прогнозный район, названный Нижнезейским (III), намечен в створе профиля МГСП г. Тында–пос. Амурзет (рис. 4). Главным основанием для его выделения являются повышенные значения $V_s^{\text{III}} = 4,10\text{--}4,15$ км/с в базальном слое КЗК. В отличие от Верхнезейского района, значения V_p^{III} в базальном слое здесь аномально низкие ($7,05$ и даже $6,85$ км/с). Отличительной особенностью скоростного разреза КЗК является региональный наклон изолиний скорости $V_s = 3,6$ км/с и $3,9$ км/с в юго-восточном направлении. На этом фоне на скоростном разрезе отмечены два относительно локальных минимума для изоскоростных линий $V_s = 3,6$ км/с (ПК 55–65) и

$V_s = 3,9$ км/с (ПК 67–80). Наибольший интерес вызывает второй минимум, выше которого на глубинах от 20 до 28 км находятся два латеральных волновода: волновод для Р-волн ($V_p = 6,30$ км/с) при скоростном контрасте $0,2\text{--}0,3$ км/с на обеих гранях и волновод для S-волн ($V_s = 3,5$ км/с) при очень высоком среднем скоростном контрасте $0,35$ км/с. Обращает на себя внимание, что под местом расположения волноводов мощность базального слоя составляет всего $5\text{--}6$ км. Второй участок малой мощности базального слоя $h^6 = 6,0$ км находится в районе ПК 50–59, к которому в верхней коре приурочено резкое изменение конфигурации скоростного уровня $V_s = 3,6$ км/с, а в нижней коре – скачкообразное изменение глубины границы М (глубинный разлом) и латеральная зона пониженной скорости $V_s = 3,70\text{--}3,75$ км/с. Как отмечалось ранее, по данным изучения разрезов ГСЗ и МГСП в пределах Волго-Уральской и Прикаспийской НПП, самые крупные углеводородные скопления приурочены к участкам, где мощность базального слоя минимальная ($4\text{--}8$ км) [4]. С этих позиций, наиболее перспективными участками в нефтегазоносном отношении являются районы ПК 50–59 и, в особенности, ПК 69–79.

Юго-восточная часть описываемого прогнозного района, наиболее перспективная в отношении поисков углеводородных скоплений, частично располагается в пределах южной оконечности Баджал-Ям-Алинского гравитационного минимума, где мощность пород преимущественно гранитоидного состава минимальная (менее 1 км), по данным А.А. Духовского и Н.А. Артамоновой [8]. В юго-восточной части Нижнезейского прогнозного района отмечено повышенное содержание калия [13].

Последний из прогнозируемых районов назван Среднезейским (IV на рис. 5). Основанием для выделения самостоятельного района IV явились результаты точечных сейсмических зондирований по маршруту р. Зeya–р. Селемджа–р. Буряя [19]. Как видно на рис. 5, регионально прослеживаемыми сейсмическими границами являются глубинные горизонты III, IV и поверхность М. Последняя является границей отражения и преломления, а горизонты III и IV фиксируются исключительно по отраженным волнам. По представлениям авторов статьи [19], границу IV "... следует рассматривать как верхнюю кромку переходной зоны в нижней части земной коры" (с. 106). С наших позиций, граница IV представляет собой кровлю базального слоя КЗК. Мощность этого слоя колеблется в пределах $3\text{--}6$ км. Ранее отмечалось, что сокращенная до $3\text{--}8$ км мощность базального слоя является одним из прогнозных признаков,

характерных для областей нефтегазонакопления. С учетом этого критерия, весь участок профиля, расположенный в интервале ПК 70–470, может рассматриваться как представляющий интерес в нефтегазоносном отношении. На рис. 1, 3 Среднезейский прогнозный район условно показан в виде линейно вытянутой зоны шириной около 100 км. В пределы рассматриваемого района попадает несколько локальных участков повышенного содержания Th $(6-8) \cdot 10^{-4} \%$ и радия $(2-3) \cdot 10^{-4} \%$ [14,15]. По признаку намагниченности образований фундамента Среднезейский район довольно однородный – средняя величина намагниченности $J = (0,2-0,5) \text{ А/м}$ несколько повышенная.

Таким образом, на основе использования новых подходов к прогнозированию потенциальной нефтегазоносности недр в рассматриваемом регионе Дальнего Востока удалось наметить и предположительно оконтурить 4 новых перспективных района.

В заключение приведенной краткой характеристики потенциально нефтегазоносных районов отметим, что для двух районов (I и II) установлена связь с локальными аномалиями содержания урана (радия). Что касается теплового потока, то его повышенные значения (60 МВт/м^2) зафиксированы лишь в Верхнезейском прогнозном районе. Любопытно отметить, что Адниканское месторождение УВ приурочено к локальной области пониженного теплового потока 40 МВт/м^2 (рис. 3).

Как видно из предшествующего обзора, наиболее яркие сейсмические неоднородности КЗК и особенно базального слоя наблюдаются в пределах Верхнезейского прогнозного района, для которого также характерно значительное число косвенных благоприятных признаков. Весьма контрастно здесь проявлен нижнекоровый сейсмический волновод для Р-волн, который, предположительно, можно рассматривать как возможный (промежуточный) очаг углеводородонакопления. Верхнезейский район относится к первой категории перспективности. Отрицательными моментами являются труднодоступность района, в связи с наличием обширного водохранилища, а также его повышенная сейсмическая активность. Согласно [21], 2/XI-1973 г. в 07 ч. 31 мин. 35 с в западной части Верхнезейской прогнозной зоны произошло сильное землетрясение с магнитудой $M = 5,5 \pm 3$ и глубиной очага $H = 20 (14-30) \text{ км}$. В районе Зейского водохранилища довольно часто происходят более слабые землетрясения энергетического класса $K = 7-10$ [23].

Вторым по степени перспективности можно считать Нижнезейский район (III на рис. 1), особенно его интервал между ПК 67 и 79, находящийся в юго-

западной части Баджал-Ям-Алинского гравитационного минимума. Наиболее контрастно устроенной в этой аномальной зоне является нижняя часть КЗК, где уверенно выделяются две латеральные волноводные зоны, каждая из которых может рассматриваться в качестве вероятного промежуточного очага углеводородонакопления. Сейсмическая активность Нижнезейского района пониженная [23].

Следующим по степени перспективности является Удско-Селемджинский район (II на рис. 1, 3), который коррелируется по местоположению с локальной аномалией повышенного содержания радия. Последним, по степени достоверности его локализации, является Среднезейский район (IV на рис. 1, 3), для выявления которого использован лишь один сейсмический признак – малая мощность базального слоя.

Обращает на себя внимание, что прогнозные районы (I и II) пересекаются вдоль их простирающей линией разграничения различно намагниченных пород верхнего магнитоактивного слоя [10]. Можно предполагать, что более перспективными на нефтегазоносность являются южные половины зон I и II, приуроченные к области II с низкой намагниченностью ($J < 0,2 \text{ А/м}$).

В оценке потенциальной нефтегазоносности районов I и II определенное значение может иметь такой фактор, как их приуроченность к полосе широтной линейной зоны 52° с.ш. [5], в пределах которой правомерно ожидать повышенной концентрации зон глубинных разломов, являющихся путями вертикальной (восходящей) миграции углеводородов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Представленные в статье результаты прогноза региональной нефтегазоносности недр крупного сегмента Дальневосточного региона по глубинным геофизическим признакам получены впервые. Поскольку методика прогнозирования потенциально перспективных нефтегазоносных районов была разработана на примере изучения древней Русской платформы [1–4], то результаты ее применения в регионе относительно молодой активизации следует рассматривать как сугубо предварительные, требующие заверки другими методами, прежде всего, глубоким бурением.

2. Из описанных прогнозных районов наиболее представительные геофизические данные получены по Верхнезейской и Нижнезейской площадям, которые должны быть опоискованы в первую очередь. Возможно, в эту же категорию прогнозных потенциально перспективных районов следует включать и Удско-Селемджинскую зону.

3. Обращает на себя внимание пространственная связь потенциально нефтегазоносных районов с радиогеохимическими аномалиями Ra и Th.

4. Описанный в статье прогноз региональной нефтегазоносности может показаться читателю чрезмерно оптимистическим. Следует, однако, учитывать, что нами осуществлен прогноз потенциальной, а не реальной нефтегазоносности. Понятия реальная и потенциальная нефтегазоносность не адекватны друг другу, что необходимо учитывать при оценке значимости данной статьи.

Оценивая перспективы нефтегазоносности прогнозируемых участков, следует прежде всего отметить, что они расположены на продолжении рифтогенных структур Китая, приуроченных к Восточно-Азиатскому рифтогенному поясу и образующих Главный газонефтяной пояс Китая (ГНПК), включающий крупные и гигантские месторождения бассейнов Сунляо (главный нефтеносный район Китая), Сычуань (главный газоносный район Китая), Бохайвань и другие. Вместе с тем, на продолжении ГНПК на территории Российского Дальнего Востока как перспективные на выявление промышленных месторождений УВС по совокупности геолого-геофизических данных ранее оценивались Амуро-Зейская, Среднеамурская, Нижнеамурская, Удская и Торомская впадины. Однако степень геологической изученности этих впадин очень низкая, и проведенных работ недостаточно для их достоверной оценки [20] – учитывая планируемое строительство нефтегазопроводов из Восточной Сибири в Китай, Японию, Южную Корею и другие страны АТР через территорию Дальнего Востока, нефтегазопроисковые работы в регионе очевидно должны быть возобновлены. Можно предполагать, что новые глубинные геофизические критерии регионального прогноза нефтегазоносности, разработанные для Зейско-Удского участка области сочленения Центрально-Азиатского и Восточно-Азиатского рифтогенных поясов, позволят уточнить и расширить сделанные ранее оценки и будут способствовать целенаправленному и более обоснованному выбору площадей для дальнейших исследований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи благодарны Г.Л. Кирилловой, Л.И. Красному и С.В. Потапьеву за инициативу в постановке задачи.

ЛИТЕРАТУРА

- Булин Н.К., Егоркин А.В. Возможная нефтегазоносность северо-западных и центральных районов Русской платформы (по данным сейсмических исследований) // Геология нефти и газа. 2000. № 1. С. 37–43.
- Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям / М., Центр ГЕОН. 2000. 192 с.
- Булин Н.К., Егоркин А.В., Золотов Е.Е. О перспективах нефтегазоносности Мезенской синеклизы // Разведка и охрана недр. 2003. № 2. С. 12–16.
- Булин Н.К., Булина Л.В. Использование геофизических данных о строении земной коры в прогнозе региональной нефтегазоносности недр // Шестые ежегодные геофизические чтения имени В.В.Федынского. М.: Центр ГЕОН, 2004. С. 35.
- Булин Н.К., Власов Н.Г., Гальперов Г.В., Солодилов Л.Н., Эринчек Ю.М. Евразийский широтный линеймент 52° с.ш. (геофизический и минерагенический аспекты) // Докл. РАН, 2004. Т. 395, № 6. С. 786–790.
- Гаврилов В.П., Дзюбло А.Д., Поспелов В.В., Шнип О.А. Геология и нефтегазоносность фундамента шельфа Южного Вьетнама // Геология нефти и газа. 1995. № 4. С. 25–30.
- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000: Объясн. зап. / Ред. Л.И.Красный, А.С.-Вольский, Пэн Юньбяо. СПб. – Благовещенск – Харбин, 1999. 135 с.
- Духовский А.А., Артамонова Н.А. Выделение по гравиметрическим данным разноранговых рудоносных площадей как основа для прогнозных построений (на примере складчатых областей Забайкалья – Дальнего Востока) // Отеч. геология. 2004, № . (в печати).
- Ермаков Б.В., Ерхов В.А., Ивановская Л.В., Краснопевцева Г.В., Михальцев А.В., Попова О.Г., Семов В.Н., Шукин Ю.К. Результаты исследований земной коры и верхней мантии в решении задач прогноза минерагении Северной Евразии // Геофизика. 1994. №5. С. 51–56.
- Карта намагниченных образований территории СССР и дна прилегающих морей. 1:5 000 000 / Ред. Л.В.Булина; Мингео СССР. Л., 1981.
- Карта нефтегазоносности Российской Федерации. 1:5 000 000 / Ред. К.А.Клещев. СПб., 1994.
- Карта полезных ископаемых России и сопредельных государств (в границах бывшего СССР). 1:5 000 000 / Отв. редакторы К.Б. Ильин и др. СПб. ВСЕГЕИ. 1992.
- Карта содержания калия территории России. 1:10 000 000 / Ред. Г.Н.Михайлов; Роскомнедра. ВИРГ-Рудгеофизика. СПб., 1995.
- Карта содержания тория территории России. 1:10 000 000 / Ред. Г.Н.Михайлов; Роскомнедра. ВИРГ-Рудгеофизика. Санкт-Петербург, 1995.
- Карта содержания урана (радия) территории России. 1:10 000 000 / Ред. Г.П.Михайлов; Роскомнедра. ВИРГ-Рудгеофизика. СПб., 1995.
- Карта теплового потока территории СССР. 1:5 000 000 / Ред. В.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя, У.И. Моисеенко. Киев, 1992.
- Краснопевцева Г.В., Шукин Ю.К. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Регион. геология и металлогения. 2000. № 10. С. 73–84.
- Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмических отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5.
- Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Анненков В.В. Глу-

- бинное сейсмическое зондирование на Буреинском массиве // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 98–107.
20. Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (Сопоставительный анализ) / Буряк В.А., Бакулин Ю.И., Беспалов В.Я. и др. Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН, ДВИМС и Дальгеолком МПР РФ, Межрег. ассоц. Д. Восток и Забайкалье. 1998. 282 с.
21. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 336 с.
22. Чекунов А.В., Щукин Ю.К., Семов В.Н., Ермаков Б.В., Калужная Л.Т., Рябчук Л.И. Литосфера и нефтегазоносность территории СССР // Геофиз. журн. 1990. Т. 12, № 1. С. 3–9.
23. Шолохова А.А., Оскорбин Л.С., Рудик М.И., Урбан Н.А. Землетрясения Приамурья и Приморья // Землетрясения в СССР в 1987 году. М.: Наука, 1987. С. 86–89.
24. Щукин Ю.К. Региональные исследования и актуальные проблемы глубинной геологии // Геофизика, 2001. № 1. С. 19–30.

Поступила в редакцию 1 сентября 2004 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

N.K. Bulin, A.S. Volsky

The regional prediction of oil and gas potential in the junction area of the Central Asian and the East Asian riftogenic belt based on deep geophysical criteria

The regional prediction of oil and gas potential in the junction area of the Central Asian and the East Asian riftogenic belt is based on the analysis of seismic sections of the crystalline earth's crust (CEC) obtained by the method of multi-wave deep seismic profiling (profiles: Tynda – Cape Nevelskoi and Tynda – Amurzet) and by the method of differential deep seismic sounding along the Zeya River – Bureya River trace. The prediction is based on the data on the velocity characteristics (layer velocity of longitudinal waves $V_p = 7.2\text{--}7.6$ km/s and shear waves $V_s = 4.05\text{--}4.30$ km/s) of waves in the basal layer of the lower crust and the data on the thickness of this layer ($h = 3\text{--}8$ km), which lies directly on the Moho boundary. Many specialists believe that the basal layer (or reflectivity layer, according to western geophysicists) is one of the most tectonically active layers of the upper lithosphere, which also affects the development of mineragenic processes. These predictive features were previously used for the regional prediction of oil and gas potential of the Russian Platform. The minima locations on the isolines of the velocity $V_s = 3.6$ km/s and $V_s = 3.9$ km/s and the lateral local waveguide of the velocity $V_p \sim 6.5$ km/s and $V_s = 3.5$ km/s in the lower crust were also used for prediction for the first time. The association of territories with areas of lower mean magnetization of the upper magnetoactive crustal layer $J < (0.2\text{--}0.5)$ A/m promising for hydrocarbon accumulation empirically established in other regions of Russia were used. On the basis of the above-mentioned deep geophysical features in the studied area, four potential oil and gas fields were distinguished in the following succession in descending order depending on the degree of prediction reliability: Upper Zeya (I), Lower Zeya (IK), Uda-Selemdzha (II), and Middle Zeya (IV). The predicted regions are about 300 km across strike.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ НА ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКЕ ПО ДАННЫМ МЕТОДА ОБЪЕМНЫХ ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Т.К. Злобин)**, Р.Г. Гуреев**, Л.М. Злобина**

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

***Сахалинский государственный университет, г.Южно-Сахалинск*

Рассматриваются результаты выполненной интерпретации данных МОВЗ, полученных на Западной Камчатке. В отличие от применяемой ранее методики, настоящая методика позволяет учитывать положение каждой точки обмена в пространстве. Получены новые уточненные глубинные разрезы МОВЗ. Построены схемы рельефа основных сейсмических границ обмена, связанных с разделом в кайнозойском вулканогенно-осадочном слое (глубины 0,1–1,9 км), подошвой верхнемелового комплекса (5–10 км), кровлей гранулит-базитового (“базальтового”) слоя (20–30 км), границей Мохо (38–47 км) и поверхностями в верхней мантии до глубин 120 км. Оценено положение в пространстве глубинных границ и структур в земной коре и верхней мантии и их соотношение с поверхностными тектоническими структурами, установленными геологическими методами.

Ключевые слова: литосфера, сейсмические исследования, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Большое значение для решения важнейших проблем геотектоники и геодинамики имеет изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии. Особенно важно оно в пределах таких уникальных геологических структур, как островные дуги. Вместе с тем, исследования глубинного строения островодужных систем – одна из наиболее сложных задач из-за их труднодоступности и сложности геологического строения. Исследования глубинного строения в южной части Курило-Камчатской островной системы (в пределах Курильской островной дуги) выполнялись нами в течение многих лет [11, 13–15]. Для выяснения глубинного строения Камчатки определяющее значение имели работы С.В. Потапьева, В.К. Утнасина, С.Т. Балесты, Г.И. Аносова, И.П. Кузина, С.А. Федотова, Л.Б. Славиной и др. [9, 19–21].

В настоящей статье изложены результаты исследований глубинного строения в северном звене этой островодужной системы, на Камчатке. Благодаря работам МОВЗ, выполненным Елизовской геофизической экспедицией (ФГУП “ЕГФЭ”), здесь были получены глубинные разрезы, существенно расширившие представление о глубинном строении Камчатского полуострова [22–24].

Проведение этих работ на Западной Камчатке также связано с задачей обнаружения нефтегазоносных структур [7, 13, 17, 18, 25].

В отличие от примененной ранее методики В.В. Мишина [22, 23] и других, наша методика позволяет учитывать сейсмический снос и, в результате этого, положение каждой точки обмена в пространстве. Учет сейсмического сноса и местонахождения каждой точки обмена позволяет строить площадные схемы и уточненные глубинные разрезы МОВЗ по основным выделенным сейсмическим границам обмена, как в верхней мантии, так и земной коре. Знание положения точек обмена в трехмерном пространстве позволяет оценить положение в пространстве глубинных структур в литосфере и соотношение их с поверхностными тектоническими структурами, установленными геологическими методами.

Дальнейшим развитием вышеназванных работ явились настоящие исследования. Нами впервые были выполнены пространственные исследования МОВЗ на Камчатке. При этом была дана новая геологическая интерпретация сейсмических границ обмена, показаны их положение и морфология.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И МЕТОДИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ранее проводившиеся сейсмические исследования строения земной коры методами ГСЗ и КМПВ в последние десятилетия практически прекратились. В то же время, исследования методом разведочной сейсмологии (МРС), основанные на использовании обменных волн землетрясений (МОВЗ), довольно успешно продолжают для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии. Такие работы в значительных объемах (тысячи километров профилей) выполняются центром ГЕОН им. В.В. Федынского [10]. Этот метод применяется и на Дальнем Востоке России (Камчатка, Сахалин, Хабаровский край). Результаты этих исследований прошли апробацию и опубликованы [3, 16, 22–24].

Обменные волны, примененные впервые М. Хазеговой в 1928 году, были использованы с практическими разведочными целями Н.К. Булиным. Им были проведены исследования строения верхней части литосферы территории СССР [5], в том числе в пределах Камчатки и Курильских островов [4]. В 70–80-е годы прошлого века И.В. Померанцевой, А.Н. Мозженко, Т.М. Линьковой, метод МОВЗ стал применяться на практике в различных регионах нашей страны и за рубежом благодаря созданию станций с магнитной записью “Земля” и разработке интерпретационного аппарата [26 и др.]. Затем, благодаря разработке сейсмических станций “Черепаша”, “Дельта-Геон” и усилиям многих специалистов (Л.Н. Солодилова, Е.Е. Золотова, В.А. Ракитова, О.Г. Поповой и другим) МОВЗ стал широко использоваться в СССР для решения региональных и разведочных задач [6, 27].

Начиная с 1976 года, Т.К. Злобиным методом МОВЗ было изучено глубинное строение земной коры и верхней мантии в пределах сложнопостроенной Курильской островной дуги, расположенной в высокосейсмичной зоне [11 и др.]. Исследовано было строение земной коры и верхней мантии практически под всеми островами Большой и Малой гряд. Этими работами была показана применимость МОВЗ в складчатых сейсмоактивных структурах в областях активного вулканизма. Изучено слоистое строение земной коры и верхней мантии, установлены основные границы в коре и верхней мантии, их морфология, глубина залегания основных границ. Выделены тектонические нарушения, установлены магматические очаги под вулканами разного типа. При этом была разработана методика применения МОВЗ для изучения парогидротермальных месторождений, показана возможность использования ме-

тогда для поиска рудных месторождений на Курилах. Применяя МОВЗ как составную часть разведочной сейсмологии, были исследованы особенности полей упругих напряжений в литосфере под акваториями, прилегающими к Курильским. Были выделены области преимущественно повышенных и пониженных напряжений в литосфере. Особенно эти работы были интересны в области Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны, где сторонниками плитовой тектоники предполагается наличие субдукции, краевого камня концепции новой глобальной тектоники [12].

Исследования Курильской островной дуги проводились в 1976–1992 годы передвижными станциями с магнитной записью “Черепаша” и трехкомпонентными сейсмографами СМ-3 с резонансной частотой 1 Гц. Начиная с конца 80–90-х – годов исследования МОВЗ широко проводились на Камчатке для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии по региональным профилям. К настоящему времени отработано 7 широтных профилей МОВЗ, пересекающих весь полуостров. Работы, в основном, были выполнены В.В. Мишиным и С.П. Белоусовым современными цифровыми станциями “Дельта-Геон” [22–24]. Ими применялась методика, включающая обработку временных разрезов путем суммирования функции взаимной корреляции (ФВК) волн Р и PS по всем землетрясениям и последующую корреляцию границ. Граф компьютерной обработки включал предварительный процесс подготовки данных, частотный анализ записей, их фильтрацию, корреляцию, расчет параметров Р-волны по данным эпицентрии, поляризованную фильтрацию и построение временного разреза [22]. Ранее интерпретация МОВЗ выполнялась В.В. Мишиным [22] суммированием времен запаздывания обменной волны.

В дальнейшем с учетом вышесказанного и методики, разработанной ранее И.В. Померанцевой [26], Т.К. Злобиным [11] и другими авторами настоящей работы, были проинтерпретированы западные части серии широтных профилей МОВЗ. Данная методика позволяет более детально анализировать обмены, учитывая сейсмический снос в каждой точке, строить структурные схемы, характеризуя особенности структур в плане. Результаты этих и работы будут рассмотрены ниже.

Кроме того, в пределах Сахалино-Японской дуги, на Южном Сахалине помимо названных передвижных сейсмологических станций нами впервые была применена широкополосная станция “Айрис-2”, установленная в г. Южно-Сахалинске [16]. При этом впервые были выполнены структурные площадные построения для Сахалина по данным

МОВЗ. Они были осуществлены по результатам наблюдений станции “Айрис-2” и цифровым региональным станциям “Углегорск” и “Тымовское” на Сахалине. Это показывает возможность применения подобной методики на Камчатке, где также установлена станция “Айрис-2”.

Исключительно информативным и практически единственным сейсмическим методом в два последних десятилетия явился МОВЗ для исследований структур окраины Евразийского материка [3 и др.].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЛОЩАДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОВЗ НА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКЕ

Информация о глубинном строении земной коры и верхней мантии Камчатки получена в основном в результате исследований МОВЗ, выполненных в ФГУП “Елизовская геофизическая экспедиция” МПР РФ В.В. Мишиным и С.П. Белоусовым, и работ ГСЗ, осуществленных ранее С.Т. Балестой (ИВ ДВО РАН), В.К. Утнасиным и др. [2, 8, 9]. Работы ГСЗ проводились по общепринятой методике, описанной в работах [2, 8].

На Камчатке к настоящему времени Елизовской экспедицией отработано 7 региональных профилей МОВЗ, пересекающих полуостров в субширотном направлении (рис. 1.) Из них нами были обработаны западные части профилей, которые могут пересекать структуры, продолжающиеся из восточного шельфа Охотского моря. Это было сделано в связи с изучением перспектив нефтегазоносности Западной Камчатки.

Интерпретация, проведенная нами, позволяла определять положение каждой точки обмена в пространстве с учетом сейсмического сноса. Благодаря этому мы построили площадные схемы рельефа по глубинным горизонтам, и на основе этих схем были составлены разрезы земной коры и верхней мантии. Они были построены для профилей: ПР1 (р. Кольбух–Калыгирь), ПР5 (р. Облуковина–г. Адриановка), ПР6 (п. Усть–Хайрюзово–м. Африка) и ПР7 (п. Лесная–п. Оссора) (рис. 1). В настоящей работе ниже приводятся данные обработки по профилю 5 (р. Облуковина–г. Адриановка) и профилю 1 (р. Кольбух–Калыгирь).

По наблюдениям МОВЗ по профилю 5 Облуковина–р. Адриановка получены данные о глубинном строении земной коры в бассейне р.Ича (Западная Камчатка). В западной части профиля 5 построен временной разрез МОВЗ, глубинный разрез (рис.2) и схемы рельефа по горизонтам K_0 , K_1 , K_2 , M_0 , M_1 , M_2 . Сопоставление глубин залегания границы K_0 (от 0,4 до 1,5–1,9 км) с данными КМПВ позволяет связы-

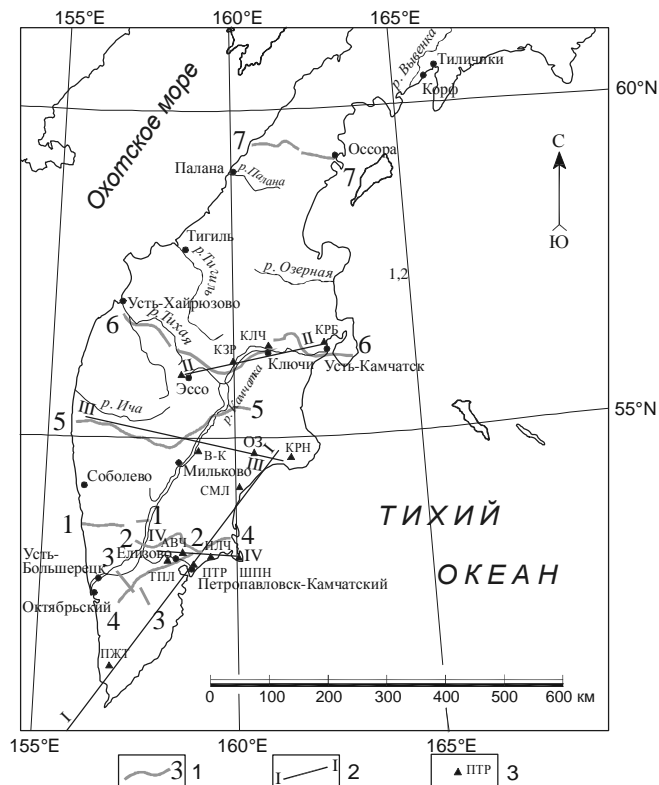


Рис. 1. Обзорная схема профилей МОВЗ и сводных сейсмических профилей ГСЗ на Камчатке.

1 – профили МОВЗ, по В.В. Мишину [22–24]; 2 – линии сводных сейсмических разрезов ГСЗ, по В.К. Булину [4]; 3 – стационарные сейсмические станции: ПЖТ – Паужетка, ТПЛ – Тополово, ПТР – Петропавловск, АВЧ – Авача, НЛЧ – Налычева, ШПН – Шипунский, СМЛ – Семлячик, КРН – Кроноки, В-К – Верхне-Камчатск, ОЗ – Озеро, КЗР – Козыревск, КЛЧ – Ключи, КРБ – Крутоберегово.

вать ее с кайнозойским вулканогенно-осадочным комплексом (его подошвой или разделом между неогеном и палеогеном). Сопоставление построенного разреза МОВЗ со структурной схемой акустического фундамента, составленной по сейсмическим данным МОВ ОГТ [13,15], показывает, что граница K_0 отвечает акустическому фундаменту. Это позволяет проследить его положение не только в пределах акваторий, где выполнены детальные сейсмические работы МОВ ОГТ, но и далее в континентальных структурах Камчатки. Нижележащая граница обмена K_1 может интерпретироваться как подошва верхнемелового комплекса Ичинского прогиба, и слой K_0 - K_1 , таким образом, сложен в основном верхнемеловыми комплексами, что соответствует интерпретации В.В. Мишина [22]. Согласно обобщенной сейсмогеологической модели Н.И. Павленковой и нашим исследованиям, на Курилах [11] граница K_1 , в свою очередь, от-

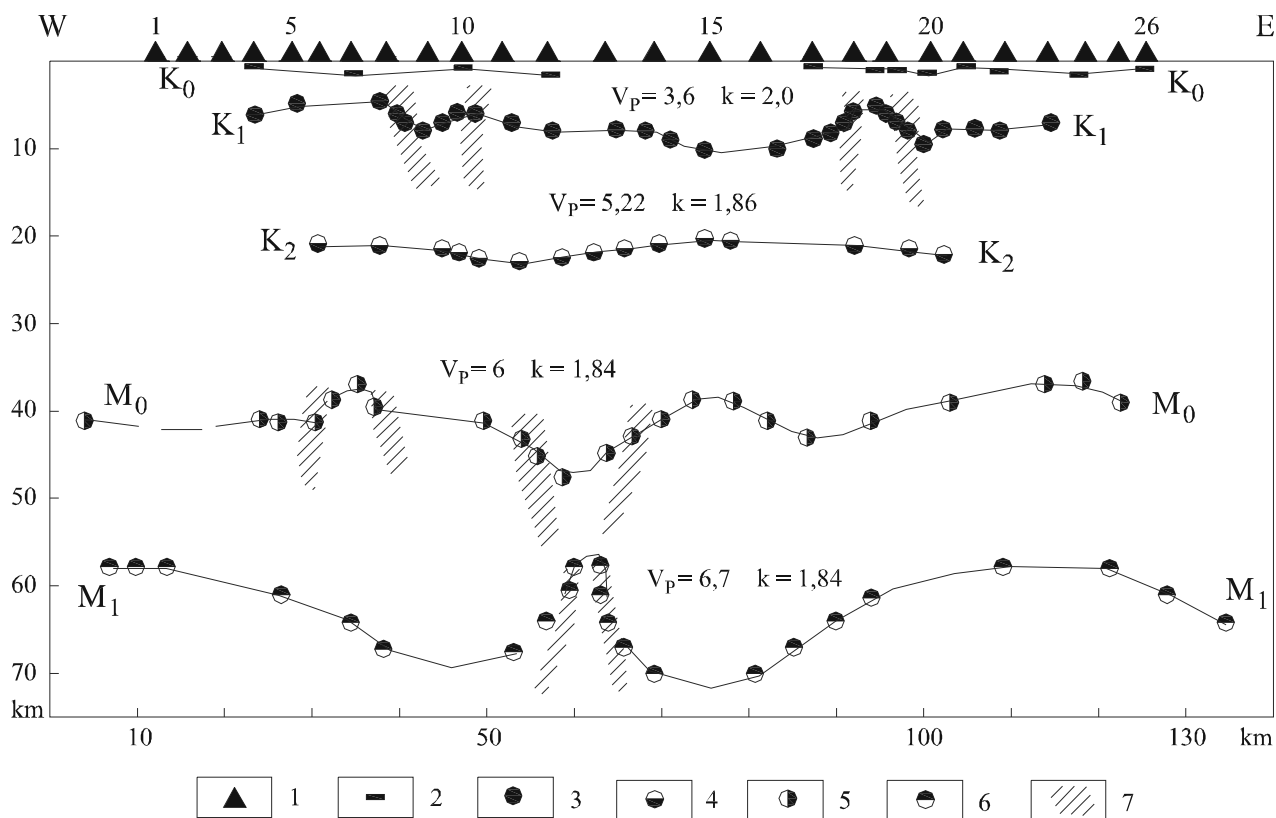


Рис. 2. Глубинный разрез МОВЗ вдоль профиля 5 р. Облуковина–г. Адриановка.

1 – пикеты установки сейсмических станций; 2–6 – сейсмические границы обмена, связываемые с границей в кайнозойском вулканогенно-осадочном слое (2), подошвой верхнемелового комплекса (3), кровлей гранулит-базитового (“базальтового”) слоя (4), подошвой земной коры (5) и границей в верхней мантии (6); 7 – разломы. На разрезе обозначены: V_p – скорости продольных волн в км/с и K – отношение скоростей продольных и поперечных волн V_p/V_s .

вечает кровле нижележащего гранулит-гнейсового (или магматоморфического) слоя. Граница K_2 интерпретируется нами, как кровля общеизвестного “базальтового” или, согласно классификации Н.И. Павленковой и В.В. Белоусова, гранулит-базитового слоя земной коры. Раздел M_0 – граница Мохоровичича, а граница M_1 – раздел в верхней мантии.

Анализ структурных особенностей выделенных границ показывает следующее. Граница K_0 прогибается до 1,5–1,9 км в районе пикетов (ПК) 7, 20 и 24 и залегает на глубине до 0,1–0,4 км на ПК21 и 4 и др. Граница K_1 , согласно разрезу и схеме ее рельефа (рис. 3 а), поднимается до глубин менее 5–6 км в районе ПК5–8. Полученная схема по горизонту K_1 была сопоставлена со схемой акустического фундамента, построенной нами ранее по сейсмическим данным МОВ ОГТ [12]. Сопоставление показало, что подъем границы на схеме рельефа (рис. 3а) в районе ПК5–8 соответствует на схеме акустического фундамента положительной структуре, названной

нами Ичинским куполом. Южнее, между ПК8 и 10 устанавливается прогиб границы K_1 . Погружение границы, отождествляемой с подошвой верхнемелового комплекса, соответствует Ичинскому синклинию, показанному на схеме тектонического районирования С.Е.Апрелкова и О.Н. Ольшанской [1] (рис. 4). Далее по профилю 5 на восток наблюдается пологое погружение границы K_1 до 10 км в районе ПК15–16.

Между ПК 18–19 устанавливается куполообразное воздымание границы K_1 до 5 км. Этот подъем раздела K_1 (кровли гранулит-гнейсового слоя) расположен в пределах Срединного выступа основания и структуры Хайрюзовского антиклинория. Кровля нижнего гранулит-базитового (“базальтового”) слоя (граница K_2), согласно полученному разрезу (рис. 2), залегает в среднем на глубине около 21 км. Рельеф этой поверхности пологий. В то же время, морфология границы М (Мохоровичича, подошвы коры), залегающей, по нашим данным, на глубинах от 38 до 47 км довольно значительно изрезан (рис. 3б). Выс-

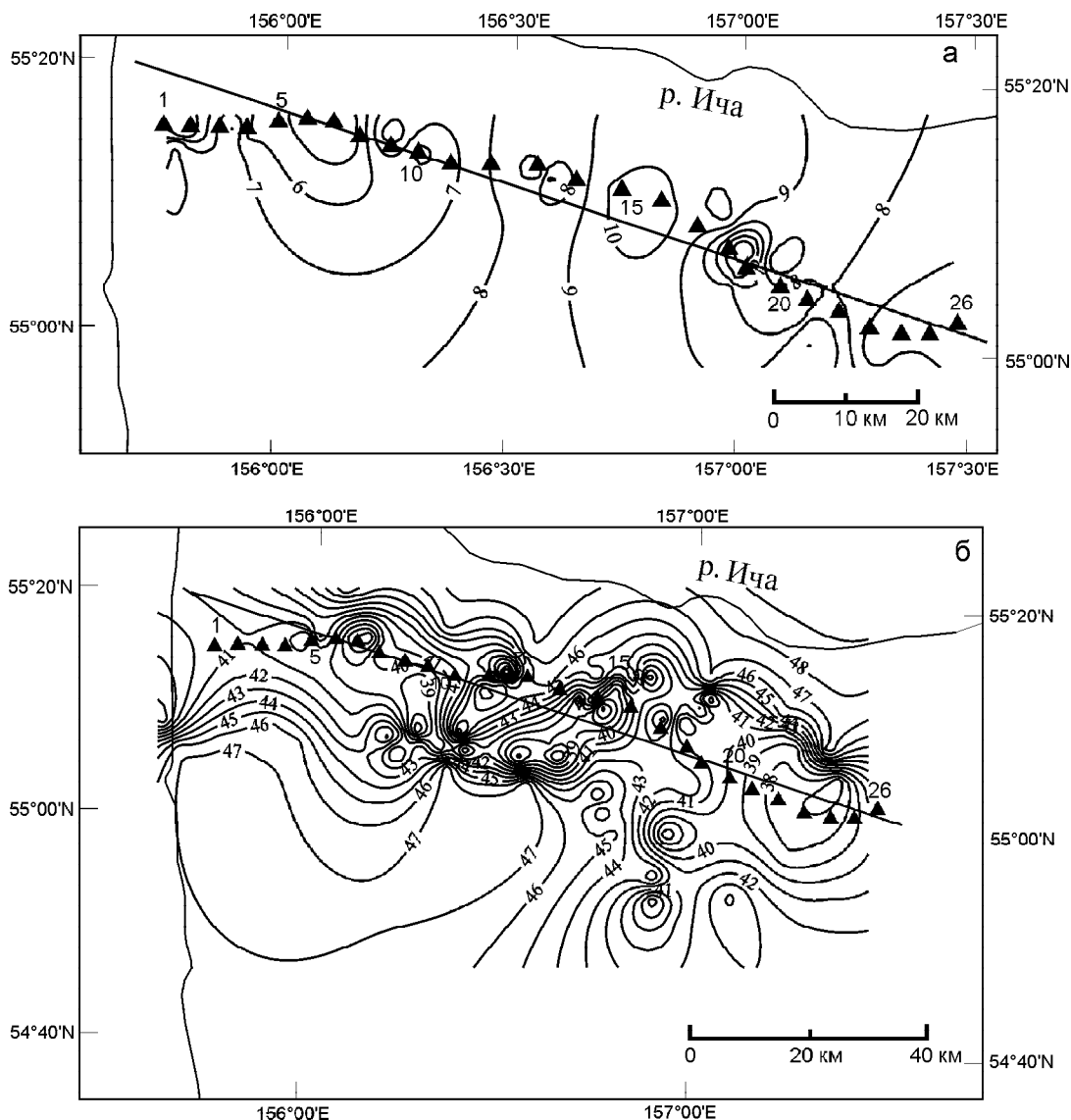
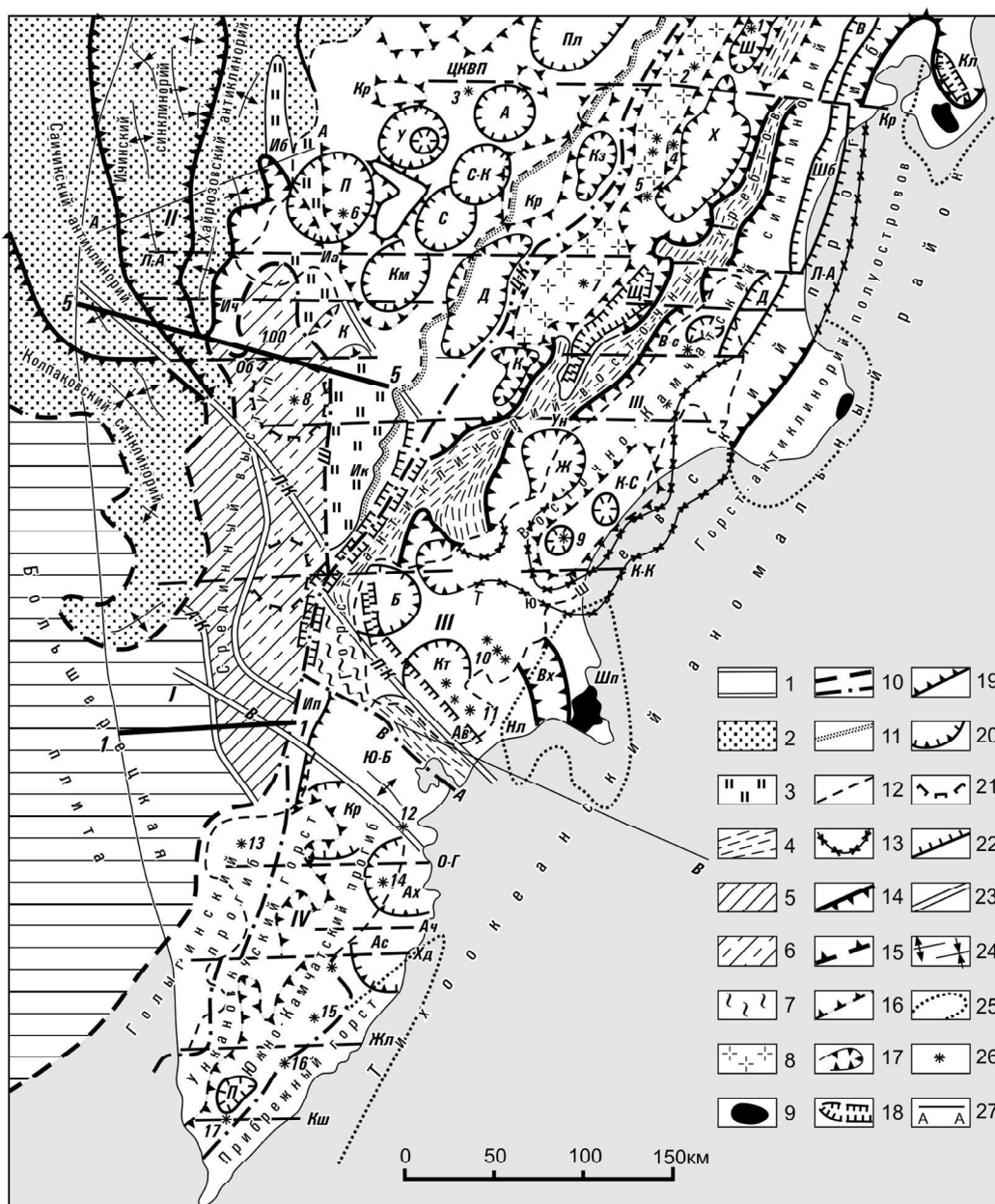


Рис. 3. Схемы рельефа горизонтов K_1 (а) и M_0 (б) вдоль профиля 5.

Линией показано положение разреза, треугольниками – положение сейсмических станций записи и их номер. Изогипсы построены через 1 км.

Рис. 4. Схема тектонического районирования Центральной и Южной Камчатки. Составил: С.Е. Апрельков, О.Н. Ольшанская [1].

1 – миоцен-плиоценовые отложения чехла платформ. Формации: 2 – глаувакковая, туфодиамитовая, малассовая Западно-Камчатской зоны (палеоген–миоцен), 3 – вулканогенно-кремнистая, 4 – юрско-меловая граувакко-сланцевая и базальт-андезит-туфокремнистая, 5 – преимущественно терригенные образования палеозоя и верхнего мела; 6 – метаморфические породы сиалического состава; 7 – метаморфические породы Ганальского хребта; 8 – основные и ультраосновные породы Хавывенского погребенного поднятия; 9 – выходы основных-ультраосновных пород на полуостровах. Границы: 10 – Охотской неоплатформы (I) и складчатых зон – Западно-Камчатской (II), Восточно-Камчатской (III) и Южно-Камчатской (IV), нормальные (а) и по разрывным нарушениям (б), 11 – Центрально-Камчатской депрессии, 12 – вулканических поясов, 13 – Тюшевского наложенного прогиба в акваториях заливов и под вулканистами, 14 – антиклинориев, горстов, 15 – синклинориев, 16 – погребенных под вулканистами или осадочными отложениями поднятий: Кр – Крапивненского, К – Киреунского, К-С – Карымско-Семячикского; 17 – впадины: Д – Долиновская, Х – Хапипкая, Кз – Козыревская, Ш – Шивелучская, К – Китильгинская, Ж – Жупановская; 18 – новейшие грабены: О – Ольховский, Щ – Щапинский, М-Б – Мильковско-Быстринский, Ав – Авачинский; 19 – внутренние



поднятия Восточно-Камчатского синклиория: В – Ветловское, Шб – Шуберта, Д – Дроздовское; 20 – вулканотектонические структуры: Пл – Половинкинская, А – Анавгайская, У – Уксичанская, П – Паялпанская, С-К – Северо-Козыревская, С – Сухарикская, Км – Кимтинская, К – Кирганикская, Б – Бакенинская, Кт – Китхойская, Ах – Ахотенская, Ас – Асачинская; 21 – гранитогнейсовые купола; 22—кальдеры и вулканотектонические депрессии, 23 – региональные разломы: широтного простираия: Кр–Крестовский, Л–А – Лаучанско-Андриановский, Ич – Ичинский, Об – Облуковинский, Ун – Унанский, К-К – Кагнисинско-Карымский, О-Г – Опалинско-Гореловский, Ач—Асачинский, Хд – Ходуткинский, Жл – Желтовский, Кш–Кошелевский, других направлений: П–К – Петропавловско-Крутогоровский, К – Кирганикский, В – Вилючинский; 24 – антиклинальные (а) и синклинальные (б) зоны; 25 – предполагаемые границы мантийных блоков; 26 – вулканы: 1 – Шивелуч, 2 – Харчинский, 3 – Анаун, 4 – Ключевой группы, 5 – Толбачик. 6 – Ичинский, 7 – Николка, 8 – Хангар, 9 – Малый Семячик. 10 – Жупановский, 11 – Авачинский, 12 – Вилючинский. 13 – Бол. Ипелька, 14 – Мутновский, 15 – Ксудач, 16 – Желтовский, 17 – Камбальный. Блоки Ирунейской вулканической дуги: Иб – Белоголовская ветвь Хайрюзовского антиклинория, Иа – Ангренский, Ик – Кирганикский, Ип – Плотниковский, Ю-Б – Южно-Быстринский; 27 – линии геолого-геофизических разрезов. Жирными линиями 1–1 и 5–5 показано положение профилей МОВЗ.

туп и поднятия границы устанавливаются в районе ПК7, 15 и ПК21–25. Максимальный прогиб границы M_0 устанавливается по разрезу в районе ПК12. Мантийная граница M_1 залегает на глубинах от 58 до 69 км. Особенностью границы M_1 является ее аномальный подъем в районе ПК12–13 с глубин 67 км до 58 км.

Таким образом, выполненные исследования позволили установить и уточнить положение структурных границ, связанных с кайнозойским осадочно-вулканогенным и меловым комплексом, а также нижележащими слоями земной коры и верхней мантии. Кроме того, были охарактеризованы по площади структурные особенности глубинных границ в литосфере этой части Западной Камчатки и установлена связь глубинных и поверхностных структур.

Аналогичным образом по нашей методике были обработаны материалы по профилю 1 р. Коль–бух. Калыгирь (рис. 5). Он расположен в 130–160 км южнее вышеописанного профиля 5. В своей запад-

ной части профиль пересекает миоцен–плиоценовые отложения чехла платформы, а в рассмотренной восточной (до ПК19) части он проходит преимущественно терригенным образованиям палеозоя и верхнего мела. Последние отделены от отложений чехла платформы региональным разломом. На крайней восточной части профиль пересекает Плотниковский блок Ирунейской вулканической дуги (рис. 4).

На разрезе МОВЗ по ПР1 р. Коль – бух. Калыгирь выделено 8 сейсмических границ обмена. Из них – 4 границы (K_0 , K_1 , K_2 и M_0) связаны с земной корой, а четыре границы (M_1 – M_4) находятся в верхней мантии (рис.5). Первая граница K_0 связана с подошвой кайнозойского вулканогенно-осадочного чехла. Вторая граница K_1 интерпретируется как кровля доверхнемелового магмометаморфического слоя. K_2 – граница Конрада, отделяет нижнюю часть коры от вышележащей.

Ниже залегающая граница M_0 отождествляется с поверхностью Мохоровичича и относится к подо-

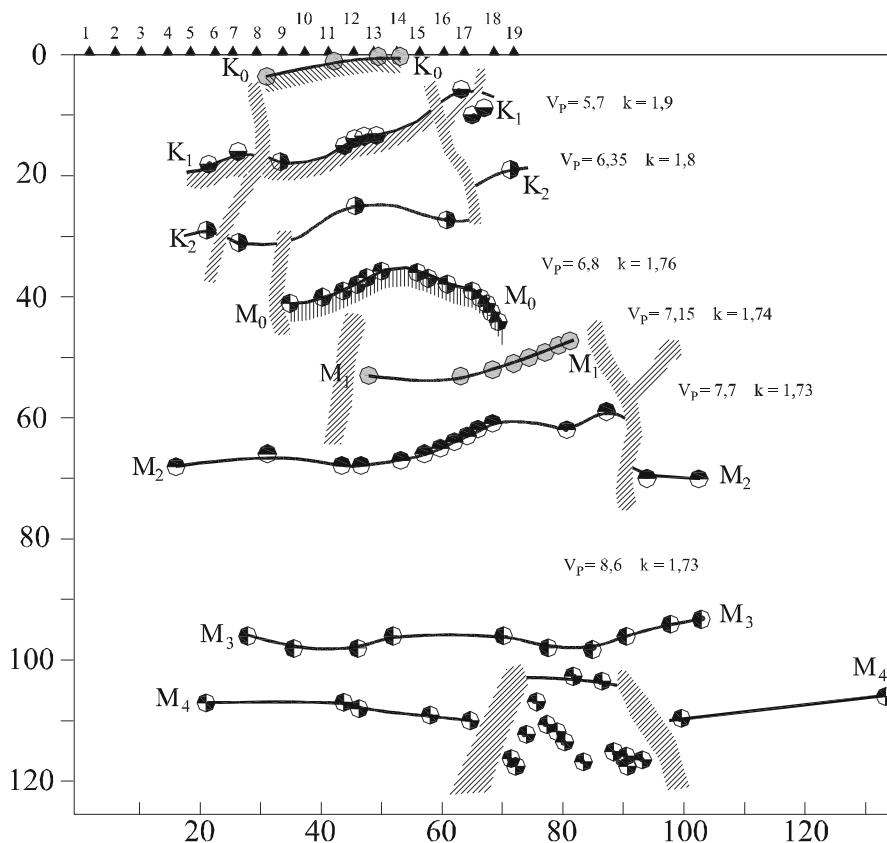


Рис. 5. Глубинный разрез МОВЗ вдоль профиля 1 (р. Коль –бух. Калыгирь),

Треугольниками показаны пикеты установки сейсмических станций, кружками и волнистыми линиями – сейсмические границы обмена, связываемые с границей в кайнозойском вулканогенно-осадочном слое (K_0), подошвой верхнемелового комплекса (K_1), кровлей гранулитобазитового (“базальтового”) слоя (K_2), подошвой земной коры (M_0) и границами в верхней мантии (M_1 – M_4); штриховкой даны зоны разломов. На разрезе обозначены: V_p – скорости продольных волн в км/с и k – отношение скоростей продольных и поперечных волн V_p/V_s .

шве земной коры. Она расположена на глубине 38–42 км, что хорошо соответствует данным ГСЗ [8, 29]. Таким образом, слой между разделами $M-K_2$ – “базальтовый” гранулит-базитовый; слой K_2-K_1 – магмометаморфический; слой, заключенный между двумя границами K_1-K_0 сложен верхнемеловыми комплексами, а выше границы K_0 – самый верхний вулканогенно-осадочный слой.

В соответствии с такой интерпретацией можно сказать, что по профилю 1 наблюдается погружение подошвы вулканогенно-осадочных отложений к западу до 4 км. Мощность образований верхнемелового комплекса составляет от 4 до 12 км. При этом они имеют наименьшую мощность в восточной части представленного отрезка профиля в районе ПК 17, а на запад к Охотскому морю мощность этого комплекса увеличивается. Рельеф границы K_1 имеет волнистую форму и она разбита разломами. Один из разломов предполагается в районе ПК 8, а два видимо ограничивают приподнятый блок между ПК 15 и

18. Надо отметить, что два последних разлома глубже по разрезу сливаются и прослеживаются и в нижележащей границе K_2 , нарушая кровлю нижнего “базальтового” гранулит-базитового слоя.

Мощность магмометаморфического слоя K_1-K_2 составляет в основном от 10 до 15 км, и лишь в восточной части разреза наблюдается аномальное утолщение слоя до 18 км. Граница Конрада, в целом, конформна вышележащей границе K_1 , и только под ПК17 она залегает несогласно с вышележащей поверхностью.

Поверхность Мохоровичича куполообразно воздымается на глубинах около 36 км под ПК 13–15 и погружается до 42–45 км к востоку и западу от этого поднятия. Мощность гранулит-базитового слоя на данном отрезке профиля 1 составляет около 10 км.

Площадные структурные построения показывают следующее (рис. 6а). Поверхность “базальтового” слоя, погружаясь к западу, обрисовывает прогибы в районах ПК 6–9 и ПК 15–16. Профиль пересекает лишь

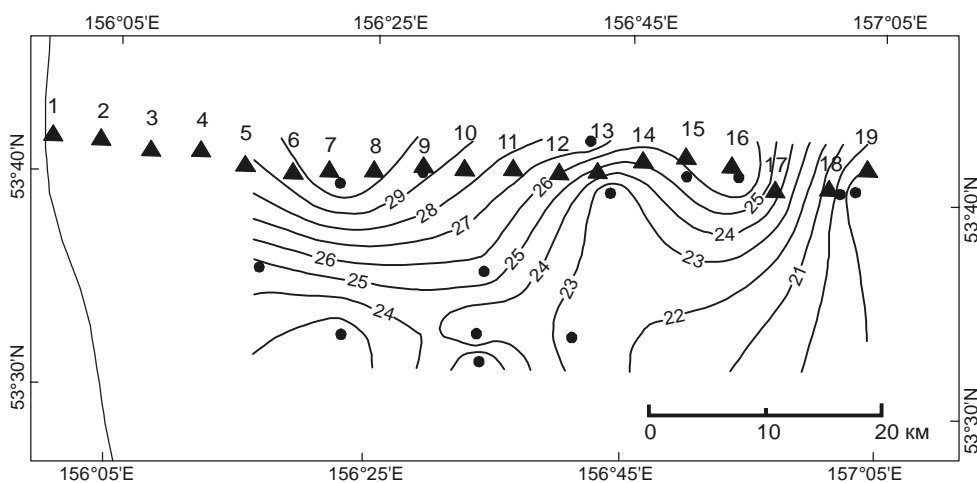
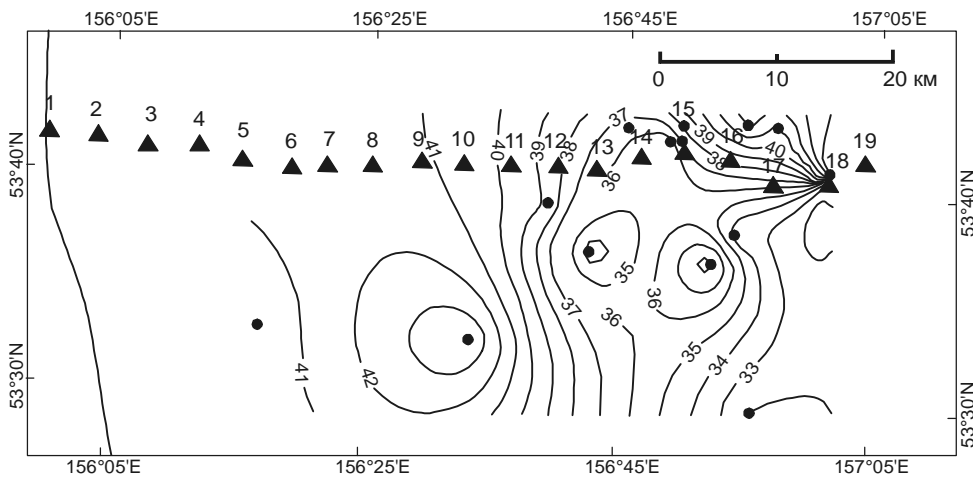
Структурная схема по горизонту K_2 Структурная схема по горизонту M_0 

Рис. 6. Схемы рельефа горизонтов K_2 и M_0 вдоль профиля 1.

Треугольниками показано положение сейсмических станций записи и их номер. Изогипсы построены на схемах через 1 км.

края этих структур. В рельефе поверхности верхней мантии (граница M_0) на общем фоне центрального поднятия выделяется два купола, расположенные южнее ПК 13 и 16 (рис. 6б). Их поверхность устанавливается на глубинах около 35 и 36 км. При этом в 10–15 км южнее ПК 9 и 10 выявлено погружение до глубин более 42 км.

Интерес представляют схемы рельефа более глубоких мантийных поверхностей. В частности, эти схемы позволяют судить о простирации разломов и их пространственном положении.

По данным МОВЗ выделяются четыре границы в верхней мантии M_1 – M_4 . Первый подкорковый слой M_1 – M_2 (рис. 7) и нижний M_3 – M_4 являются относительно маломощными (10–15 км). Мощность второго мантийного слоя имеет величину порядка 20–40 км. Это хорошо согласуется с полученными нами данными по строению верхней мантии под Большой Курильской грядой [11].

Отметим ряд крупных нарушений в верхней мантии. Одно из них выделяется в восточной части профиля, на 90 км профиля восточнее ПК 19. Для

Схема горизонта M_1

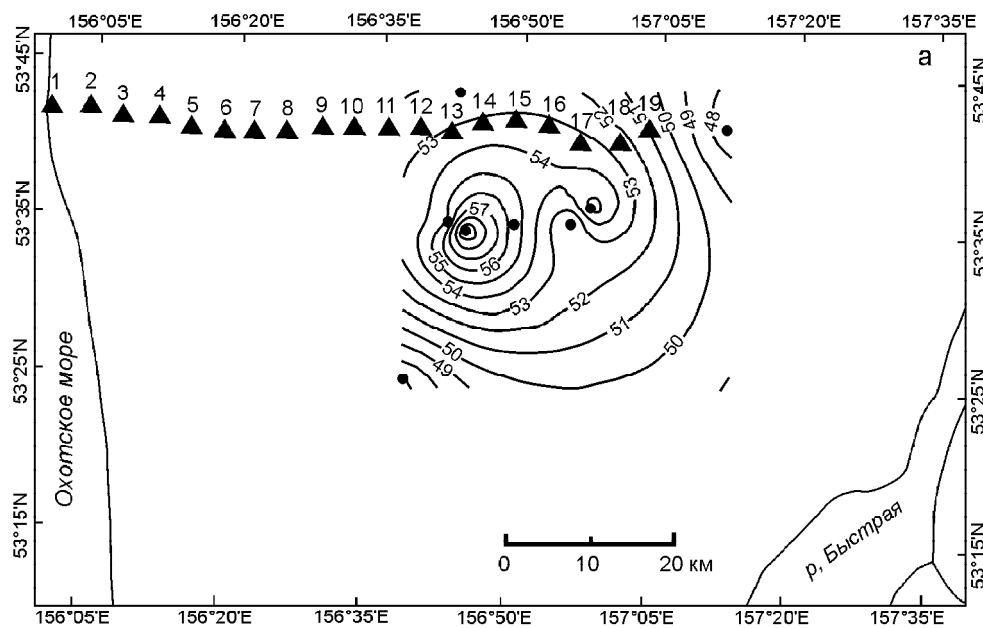


Схема горизонта M_2

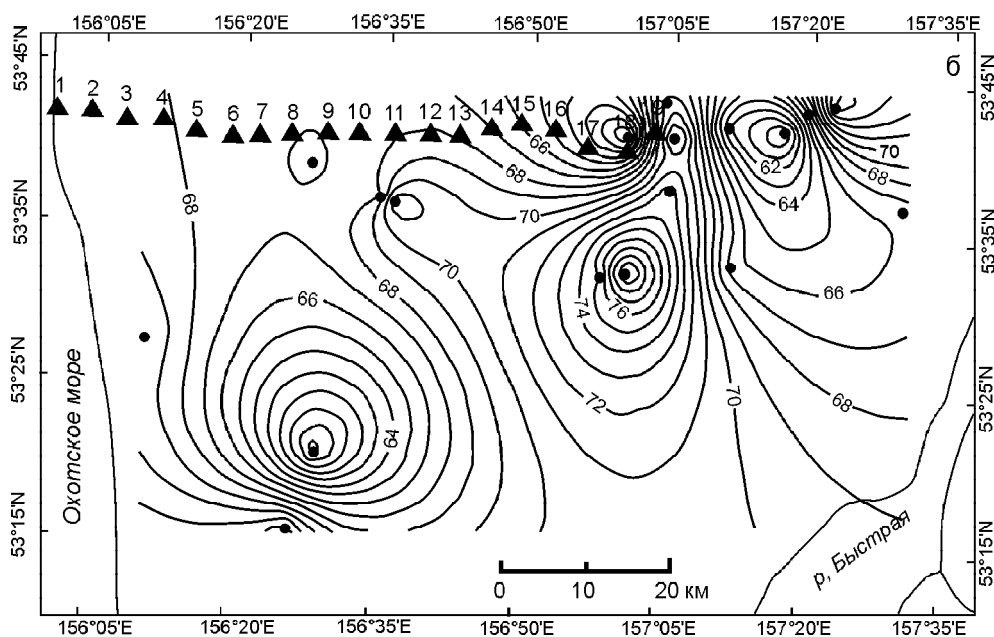


Рис. 7. Схемы рельефа горизонтов M_1 (а) и M_2 (б). Изогипсы построены на схемах через 1 км.

выяснения возможной связи его с известными геологическими структурами рассмотрим основные особенности строения этой территории. Согласно геологическим данным, в отличие от палеоген-неогеновых и четвертичных отложений, имеющих место на большей части рассмотренного отрезка профиля 1, восточнее этого глубинного разлома обнаруживаются образования верхнего мела и палеозоя, прорванные интрузиями [1]. Согласно тектонической схеме, например А.М. Смирнова [28], восточнее этого отрезка профиля располагается Срединный массив. Поэтому можно, видимо, связывать этот глубинный мантийный разлом по границе M_1 и M_2 с границей тектонического региона, показанной на тектонической схеме Западной Камчатки [28], которая разделяет Кольский грабен и Срединный массив. Глубинный мантийный разлом разграничивает крупные геологические структуры. Можно считать, что мантийный разлом соответствует границе глубинной шовной зоны, отделяющей Западно-Камчатскую складчато-глыбовую зону от Восточно-Камчатской складчатой зоны.

Ниже по разрезу МОВЗ по профилю 1 на 65 – 100 км профиля намечается выступ нарушенных пород, связанный с неоднородностями в верхней мантии. На это указывают аномально разбросанные точки обмена. Анализируя все остальные сейсмические границы по разрезу, можно говорить, что этот мантийный выступ находит свое отражение в подъеме верхних мантийных границ M_1 и M_2 и в коровых границах (K_2 , K_1). В верхней части разреза по границе K_1 он связан со Срединным выступом, который представляет собой складчато-кристаллическое основание молодой платформы, протягивающейся, согласно С.Е. Апрелькову и О.Н. Ольшанской [1], через Большерецкую плиту в акваторию Охотского моря. Заметим, что в структурах Охотского моря по сейсмическим данным МОВ ОГТ, обработанным Злобиной Л.М. [13] в восточной (прикамчатской) части устанавливается крупная положительная структура – Большерецкое поднятие.

Таким образом, выполненные исследования позволили установить положение структурных границ, связанных с кайнозойским осадочно-вулканогенным и меловым комплексом, а также с нижележащими слоями в литосфере. Анализ пространственных построений МОВЗ позволяют связать глубинные (даже мантийные) структуры Западной Камчатки с особенностями строения верхней части земной коры, установленной геологическими методами, судить о глубинности этих структур и их происхождении. Определение положения сейсмических границ по площадным структурным схемам вместе с глубинными разрезами МОВЗ дают возможность судить о поло-

жении геологических структур в пространстве. На основе этого могут быть выделены и оценены локальные структуры в земной коре, представляющие интерес для поиска на Западной Камчатке различных видов полезных ископаемых, в том числе и углеводородов.

Авторы благодарят Елизовскую геофизическую экспедицию (ФГУП “ЕГФЭ”) и непосредственно исполнителей полевых работ и первоначальной интерпретации МОВЗ В.В. Мишина и С.П. Белоусова за любезно предоставленные в цифровом виде сейсмические материалы для обработки и последующие консультации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоническое районирование центральной и южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. №1. С. 53–66.
2. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
3. Бормотов В.А. Методика исследований методом обменных волн землетрясений и сейсмическая модель глубинного строения Комсомольско-Баджальского района Приамурья: Дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1993. 220 с.
4. Булин Н.К. Глубинное строение Камчатки и Курильских островов по сейсмическим данным // Сов. геология. 1977. № 5. С. 140–148
5. Булин Н.К. Применение метода обменных волн от землетрясений для изучения верхней части литосферы территории СССР. Л., 1984. Т. 1. 181 с. Т. 2. 194 с.
6. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.
7. Геодекян А.А., Троцюк В.Я., Ульмишек Г.Ф. Современное состояние проблемы оценки перспектив нефтегазоносных морей и океанов // Генетические предпосылки нефтегазоносности Мирового океана. М., 1978. С. 7–21.
8. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
9. Утнасин В.К., Балеста С.Т., Эрлих Э.Н., Аносов Г.И., Герман Л.Л., Шанцер А.Е. Глубинное строение структурных зон Камчатки // Сов. геология. 1975. № 2. С. 67–80.
10. Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 118–135.
11. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
12. Злобин Т.К., Бобков А.В. Встречные сейсмофокальные зоны Охотской литосферной плиты // Докл. АН. 2001. Т.381, №5. С. 677–680.
13. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и ее нефтегазоносность в северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным) // Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002. 97 с.

14. Злобин Т.К., Гуреев Р.Г., Мишин В.В., Белоусов С.П. Глубинные сейсмические исследования МОБЗ в структурах обрамления Охотского моря (Курилы, Камчатка, Сахалин) // *Материалы международного научного симпозиума "Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей северо-западной Тихоокеанской плиты"*. Южно-Сахалинск, Изд-во ИМГИГ ДВО РАН, 2002. Т. 1. С. 43–46.
15. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Строение осадочного чехла земной коры восточной, прикамчатской части Охотского моря (по сейсмическим данным) // *Тектоника и геофизика литосферы: Материалы XXXV совещания*. М.: ГЕОС, 2002. Т.1. С. 198–201.
16. Злобин Т.К., Гуреев Р.Г. Применение цифровой американской сейсмической станции IRIS-2 для изучения земной коры и верхней мантии на юге Сахалина методом обменных волн землетрясений // *Ученые записки СахГУ*. 2003. Вып. III. С. 23 – 27.
17. Карта полезных ископаемых Камчатской области. 1 : 500 000 / Гл. ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. Спб.: ВСЕГЕИ, 1999.
18. Косыгин Ю.А., Дуничев В.М., Тютрин И.И. Об однотипности геологического развития в кайнозойе Сахалина и Западной Камчатки // *Докл. АН СССР*. 1981. Т. 256, № 2. С. 432–435.
19. Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 132 с.
20. Потапьев С.В., Мараханов В.И. О глубинном строении Восточной Камчатки и структуре хребта Кумроч // *Докл. АН*. 1974. Т. 215, № 4. С. 965–968.
21. Потапьев С.В., Каратаев Г.И. Строение земной коры Средней Камчатки по геофизическим данным // *Геология и геофизика*. 1975. № 8. С. 96–101.
22. Мишин В.В. Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки // *Тихоокеан. геология*. 1996. Т. 15, №1. С.110–119.
23. Мишин В.В. Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // *Тихоокеан. геология*. 1997. Т. 16, № 4. С. 64–70.
24. Мишин В.В. Новые данные к оценке перспектив нефтегазоносности Центрально-Камчатского прогиба // *Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа: (Тез. докл. регион. конф., посвященной 50-летию геол. службы Камчатки, 31 марта – 1 апреля 1999 г.)* Изд-во КАМШАТ, 1999. С. 85–86.
25. *Осадочные бассейны и их нефтегазоносность*. М.: Наука, 1983. 312 с.
26. Померанцева И.В., Мозженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой "Земля". М.: Недра, 1977. 256 с.
27. Солодилов Л.Н. Центр ГЕОН им. В.В. Федынского – 35 лет научных исследований и производственных работ // *Разведка и охрана недр*. 2002. № 2. С. 2–9.
28. Смирнов Ф.М. Тектоника Западной Камчатки // *Геотектоника*. 1971. № 3. С. 104–117.
29. Сычев П.М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979. 207 с.

Поступила в редакцию 5 мая 2004 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

T.K. Zlobin, R.G. Gureev, L.M. Zlobina

Deep structure of southwestern Kamchatka from the data of the earthquake converted wave method

The results of our interpretation of ECWM data from Kamchatka are considered. These methods as distinct from the earlier applied approach allow us to take into account the position of each conversion point in space. New specified ECWM deep sections have been obtained. Relief charts have been constructed of major seismic conversion boundaries related to the interface in the Cenozoic volcanogenic-sedimentary layer (depths 0.1-1.9 km), base of the Upper Cretaceous complex (5-10 km), roof of the granulite-basite ("basaltic") layer (20-30 km), Moho discontinuity (38-47 km), and planes in the upper mantle down to depths of 120 km. The position in space of deep boundaries and structures in the earth's crust and upper mantle and their relation to the surface tectonic structures determined by geological methods have been assessed.

**ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕЛОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЛЩ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ
ПРОВИНЦИИ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)**

И.Н. Котляр, Т.Б. Русакова

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

Используя геолого-радиологические данные, авторы создали геолого-геохронологическую модель формирования меловых континентальных образований, выделив четыре этапа вулканизма, три из них отличаются значительной интенсивностью. Этапы разделены значительными временными перерывами. Продукты вулканизма представлены известково-щелочными и трахириолит-трахибазальтовыми сериями различной тектонической принадлежности: островодужной, континентальной, внутриконтинентальной рифтогенной. Их различие подчеркивается петрологическими особенностями пород.

Ключевые слова: вулканы, геохронология, Rb-Sr, K-Ar и Ar-Ar датировки, Охотско-Чукотская провинция, СевероВосток России.

ВВЕДЕНИЕ

Охотско-Чукотская магматическая провинция (ОЧМП) занимает территорию, объединяющую структуры Кони-Танюерской складчатой системы (КТСС), Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) и ареалы развития платобазальтов (рис. 1). К настоящему времени установлено, что на территории ОЧМП развиты продукты нескольких континентальных магматических серий [2, 3, 18, 41, 42]: 1 – островодужная известково-щелочная, которой принадлежат комплексы, слагающие континентальную часть Удско-Мургальского вулканического пояса [42], принадлежащего КТСС, а также локализованные в посторогенных структурах Яно-Колымской складчатой области (ЯКСО) [2, 21]; 2 – серия трахириолитов-трахиандезитбазальтов, распространенная в рифтогенных структурах, заложенных на зрелой континентальной коре; 3 – континентальная известково-щелочная, представленная комплексами ОЧВП; 4 – континентальная (внутриплитная) базальт-трахибазальтовая и контрастная трахириолит-трахибазальтовая [42], образующая Хакаринско-Энмываамскую вулканическую цепь (ХЭВЦ) [22].

Эти серии представлены вулканическими (покровными и субвулканическими) фациями и комагматическими (?) им интрузивными комплексами. Покровные фации выделяются в ранге свит и толщ и содержат представительные растительные комплек-

сы, характеризующие несколько этапов развития флоры Северо-Востока России. Впервые такие этапы для поздней юры–турона включительно установила В.А. Самылина [33], а несколько позже отложения, заключающие флорокомплексы, были выделены в соответствующие горизонты [30]. В дальнейшем возраст этих комплексов неоднократно пересматривался, вводились новые, позволяющие, по мнению их авторов, с большой детальностью расчленять субаэральные отложения (табл. 1). В то же время, оппоненты такого подхода подвергали сомнению саму возможность дробной корреляции региональных стратонов с подразделениями общей шкалы [9, 29, 49], особенно для постаптского времени. Действительно, если соотношение неокотских–раннеальбских “стратофлор” (в понимании В.А. Самылиной [34] и С.В. Щепетова [49]) с общей шкалой в схемах разных исследователей в какой-то степени коррелируется, то авторские интерпретации возраста более поздних комплексов резко различаются, что наглядно демонстрирует таблица 1. Так, возраст арманской стратофлоры, по мнению разных исследователей, варьирует от среднего-позднего альба до сантона, чаунской флоры – от среднего-позднего альба до турона–коньяка, аркагалинского комплекса – от позднего альба до среднего кампана. Очевидно, что стратиграфические проблемы ОЧМП на основе одних палеонтологических данных решены быть не могут. Для этого необходимо комплексное обоснование, вклю-

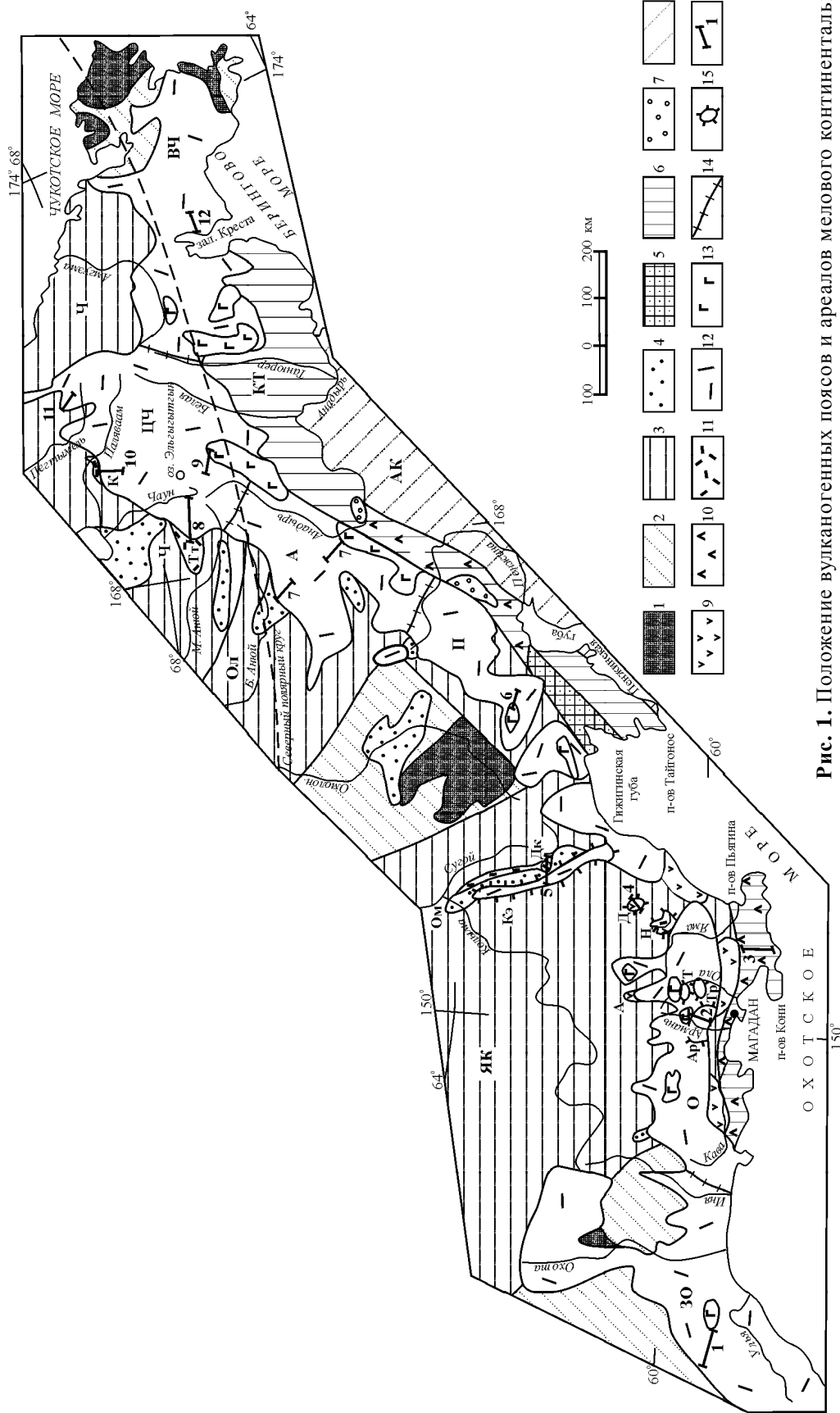


Рис. 1. Положение вулканогенных поясов и ареалов мелового континентального вулканизма ОЧМП в тектонических структурах региона.

1-4 – Верхояно-Чукотская складчатая область; 1 – выходы кристаллического фундамента срединных массивов, 2 – чехол срединных массивов, 3 – складчатые системы: Яно-Колымская (ЯК), Олойская (Ол), Чукотская (Ч), 4 – наложенные впадины и прогибы; 5-7 – Кони-Танорская складчатая система (КТ); 5 – выступ кристаллического фундамента, 6 – складчатые зоны, 7 – наложенные впадины; 8 – Корякско-Камчатская складчатая область; Анадырьско-Корякская складчатая система (АК); 9-13 – ареалы континентального вулканизма: 9-10 – неокомского; 9 – момолтыкинская свита, 10 – Удско-Мургалский пояс; 11 – баррем-аптего континентальных рифтов (Омукчанский – Ом) и впадин (Тыгильвеевская – Тг, Кукевеевская – К); 12 – ранне-поздне мелового (Охотско-Чукотский пояс); 13 – поздне мелового (Хакаринско-Энмываевская цепь); 14 – границы зон и секторов ОЧВП; 15 – конгуры вулканоструктур; 16 – расположение разрывов и номера по рис. 2. Зоны и секторы ОЧВП: Западно-Охотская (ЗО), Восточно-Чукотская (ВЧ), Охотский (О), Пенжинский (П), Анадырский (А), Центрально-Чукотский (ЦЧ). Вулканические структуры, упоминаемые в тексте: Атаговская (А), Нивленгинская (Н), Джугаджакская (Д), Дукагская (Дк), Арманская (Ар), Трассовая (Т), Тоопчанская (Т), Кэнская лавовая полоса (Кэ).

чающее, помимо прочего, массовое использование различных геохронометрических методов.

Цель настоящей работы – на основе анализа имеющихся геологических и изотопно-геохронологических данных оценить длительность формирования континентальных вулканических толщ ОЧМП и предложить проект региональной стратиграфической схемы этих образований.

МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Rb-Sr и K-Ar анализ валовых проб проводился в лаборатории изотопной геохронологии и геохимии СВКНИИ ДВО РАН на приборах МИ-1201 и МИ-1201 ИГ по методике, изложенной ранее [21, 22, 31]. Ниже лишь подчеркнем особенности, связанные с датированием вулканических пород. Так, погрешности в определении изохронного Rb-Sr возраста рассчитывались методом наименьших квадратов с доверительным интервалом $\pm 1\sigma$. Такую низкую надежность экспериментальных данных мы вынуждены принять как из-за ограниченной чувствительности применяемой аппаратуры, так и ввиду высокой природной дисперсии концентраций изотопов Rb и Sr, особенно характерной для вулканических пород [13]. Минимизировать аналитические ошибки как будто бы можно при использовании в изохронном датировании минералов с высоким отношением Rb/Sr (калинатровых полевых шпатов, биотита). Однако наш опыт показывает, что при термальных и гидротермальных воздействиях именно в этих минералах гомогенизация изотопов стронция происходит в первую очередь. Как следствие, полученные изохронные даты являются омоложенными [21, 23].

При обработке изотопных данных авторы придерживаются методологии [15, 21], согласно которой основой для интерпретации результатов K-Ar датирования служат гистограммы распределения дат. Истинному возрасту породы отвечают максимальные (реликтовые) K-Ar даты и наиболее древние Rb-Sr изохронные. В тех случаях, когда в одном геологическом теле K-Ar и Rb-Sr изохронные даты значимо различаются, за истинный возраст нами принимается относительно более древняя (пусть и калий-аргоновая). Вместе с тем понятно, что окончательно эти выводы могут быть признаны лишь при наличии геологических доказательств. Вероятность выявленных минимумов, согласно критериям М.В. Гольдина [12] и Ю.Я. Ващилова [10], не ниже 95 %. Принципиальную новизну используемого подхода составляет интерпретация минимумов как моментов термальных событий, когда ранее накопившиеся дочерние изотопы либо удалялись за пре-

делы исследуемых объектов (^{40}Ar , ^{87}Sr), либо были гомогенизированы в их объеме (^{87}Sr).

Корректность определения возраста пород по максимальным K-Ar датам, к тому же полученным по валовым пробам, требует особого обсуждения. Общепринято, что “K-Ar датирование по горной породе в целом, как правило, оказывается либо бессмысленным, либо малоинформативным” [28, с. 125]. Действительно, реликтовые даты, отражающие время формирования пород, составляют лишь первые проценты от всего массива измеренных проб, а полученные возраста могут быть, как считают многие, обусловлены наличием избыточного, относительно радиогенного, ^{40}Ar . Наличие последнего установлено для минералов-вкрапленников четвертичных вулкаников Кавказа [46]. Однако его количество столь незначительно, что в мезозойских и более древних породах не играет существенной роли. И.В. Чернышев с соавторами приходят к выводу, что в большинстве случаев K-Ar датировки пород, полученные по валовым пробам, можно рассматривать в качестве хорошего приближения к их истинному возрасту. На изученных нами объектах этот вывод находит полное подтверждение. Выше указывалось, что, как правило, наблюдается соответствие K-Ar и Rb-Sr возрастов, причем эта закономерность характерна также для интрузивных и рудных образований [23, 31]. Кроме того, максимальные даты, полученные по вулканикам, являющимся по геологическим данным одновозрастными, совпадают в объектах, расположенных на сотни километров друг от друга. В этом случае применение модели с избыточным аргоном более чем проблематично.

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Геологическое строение региона (ОЧМП) достаточно детально изучено В.Ф. Белым [2, 3, 5], Р.Б. Умитбаевым [41], Н.И. Филатовой [42, 43], Е.Л. Лебедевым [24], И.Н. Котляром [20], Б.Р. Григоряном с соавторами [14] и другими исследователями. Позднее (1997–1999 гг.) их представления и данные многочисленных среднemasштабных геологических съемок были обобщены в серийных Легендах листов Государственной Геологической карты РФ масштаба 1:200 000 (издание второе), составленных на всю территорию ОЧМП. Ниже описываются стратоны, содержащие растительные остатки, и их субвулканические аналоги, для которых получены данные абсолютного возраста. Характеристика свит и толщ приводится согласно серийным Легендам... (1997–1999 гг.), а также работам вышеперечисленных исследователей.

Таблица 1. Окончание.

Период	Эпоха	Век	Время	Возраст, млн лет		[45]	[47, 48]	[49]	[11]	Время существования флористических и палинологических комплексов по данным изотопной хронологии												
				[52]	[51]																	
Юрский	Поздняя	Мел	Мел	145,6	144,2	Архангельский	Халтыковский (ожоглинский+пенжинский)	Хурэдинский (аркалинский, гребенкинский, пенжинский, барыковский, чауская)	Горно-реченский	Горно-реченский												
											Матийский	Матийский										
Меловой	Поздняя	Мел	Мел	140,7	137,0	Архангельский	Матийский, крестовореченский	Хурэдинский (аркалинский, гребенкинский, пенжинский, барыковский, чауская)	Горно-реченский	Горно-реченский												
											Берриас	Позднее	Архангельский	Хурэдинский (аркалинский, гребенкинский, пенжинский, барыковский, чауская)	Горно-реченский	Горно-реченский						
																	Валанжин	Среднее	Архангельский	Хурэдинский (аркалинский, гребенкинский, пенжинский, барыковский, чауская)	Горно-реченский	Горно-реченский
											Баррем	Позднее	Архангельский	Хурэдинский (аркалинский, гребенкинский, пенжинский, барыковский, чауская)	Горно-реченский	Горно-реченский						
																	Апт	Среднее	Архангельский	Хурэдинский (аркалинский, гребенкинский, пенжинский, барыковский, чауская)	Горно-реченский	Горно-реченский
											Септоман	Позднее	Архангельский	Хурэдинский (аркалинский, гребенкинский, пенжинский, барыковский, чауская)	Горно-реченский	Горно-реченский						
																	Турон	Среднее	Архангельский	Хурэдинский (аркалинский, гребенкинский, пенжинский, барыковский, чауская)	Горно-реченский	Горно-реченский
											Сантон	Позднее	Архангельский	Хурэдинский (аркалинский, гребенкинский, пенжинский, барыковский, чауская)	Горно-реченский	Горно-реченский						
																	Кампан	Среднее	Архангельский	Хурэдинский (аркалинский, гребенкинский, пенжинский, барыковский, чауская)	Горно-реченский	Горно-реченский
Маастрихт	Раннее	Архангельский	Хурэдинский (аркалинский, гребенкинский, пенжинский, барыковский, чауская)	Горно-реченский	Горно-реченский																	

Островодужная известково-щелочная серия.

Как было сказано выше, ей принадлежат комплексы Удско-Мургальского пояса и посторогенных структур ЯКСС. Удско-Мургальский пояс образован морскими и континентальными осадочно-вулканогенными отложениями. Последние слагают верхи разреза юго-западной части этой структуры (бассейн р. Кава, низовья р.р. Армань, Ола, п-ова Кони и Пьягина), где представлены андезит-базальтовыми вулканическими комплексами, разделенными на следующие толщи (снизу вверх): сигланскую, мелдэксскую, поперечную, пьегинскую, общей мощностью до 6000 м (рис. 1; рис. 2, разрез 3. Здесь и далее номера разрезов на рис. 2).

Сигланская свита сложена пироксеновыми и амфиболовыми базальтами и андезитами с редкими прослоями их туфов и вулканогенно-осадочных пород. Растительных остатков не содержит. Несогласно залегает на верхнеюрских морских отложениях. Возраст вулканитов определяется косвенно. В низовьях р. Армань базальты свиты прорваны гранодиоритами, Rb-Sr изохронный возраст которых составляет 138 ± 4 Ма* [21].

Мелдэкская толща. Представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфами андезитов, дацитов, реже базальтов и риолитов с единичными горизонтами лав основного и среднего состава. Ранее эти образования входили в состав свиты харбиз, мелдэксской, ровнинской, апкитской толщ. Отложения содержат флору апт-альбского возраста (заключение Г.Г. Филипповой), либо являющуюся проявлением “любого из этапов развития начала или середины мелового периода” [49, с. 91]. К-Аг датирование туфов дацитов средней части разреза (бухта Мелководная, южный берег п-ова Кони) выявило дату 135 ± 6 Ма.

Поперечная толща сложена туфами и лавами основного, среднего и умеренно кислого состава, залегающими согласно на мелдэксской толще. В верхней части разреза отмечается флора, свидетельствующая скорее о раннемеловом, чем о юрском возрасте отложений (заключение В.А. Самылиной). Вулканиды прорваны массивом Юго-Восточный (п-ов Кони), внедрившимся около 125 Ма тому назад [21].

Пьягинская толща представлена оливиновыми и пироксеновыми базальтами, андезитами с горизон-

тами их туфов и вулканогенно-осадочных пород, согласно перекрывающими образования поперечной толщи. Вулканиды метаморфизуются гранодиоритами массивов Измайлова и Юго-Восточный, К-Аг возраст которых составляет 128–126 Ма [21].

Вулканогенные отложения, связанные с островодужным этапом развития КТСС, в пределах ЯКСС слагают изолированные отрицательные вулкано-структуры: Агатовскую, Джугаджакскую, Нявленгинскую и др. (рис. 1). Выделены в момолтыкичскую свиту, мощность которой колеблется от 600 до 1400 м. Во многих структурах эффузивы содержат многочисленные растительные остатки, свидетельствующие о позднеюрском и неокомском (ожогинский горизонт) возрасте вмещающих отложений (заключение Г.Г. Филипповой).

В Агатовской структуре (разрез 2) свита сложена туфами и лавами андезибазальтов и андезитов, несогласно залегающими на отложениях мезозой и несогласно же перекрытыми эффузивами ОЧВП. К-Аг возраст покровных и субвулканических образований момолтыкичского комплекса составляет 137–136 Ма.

В Джугаджакской структуре (разрез 4) момолтыкичские вулканиды представлены туфами и лавами базальтов и андезитов, в средней части разреза присутствуют лавы и туфы дацитов и дациандезитов [32], содержащие неокомскую флору (заключение Г.Г. Филипповой). С угловым несогласием залегают на морских отложениях кимериджа, перекрываются кислыми эффузивами аскольдинской свиты. Раннемеловой возраст подтверждается взаимоотношением покровных, субвулканических и рудных образований (месторождение Джульетта), локализованных в андезитах свиты. Для них получены сопоставимые Rb-Sr изохронная [23 – изохроны 19, 26, 39], К-Аг и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [26, 39] даты – 138 ± 2 – 136 ± 2 Ма.

Изложенные материалы не позволяют сделать однозначный вывод о длительности формирования островодужных вулканитов. Нижние части стратиграфического разреза (сигланская, мелдэкская, момолтыкичская свиты) накапливались около 138 ± 4 – 135 ± 6 Ма назад, т. е. в конце берриаса – валанжине (здесь и далее – по [52]). Формирование поперечной и пьегинской толщ происходило не позже 128–126 Ма назад, о чем свидетельствуют взаимоотношения отложений с прорывающими их интрузивны-

* Ма – млн лет.

Примечание к таблице 1. Флористические комплексы: 1 – аркагалинский (усть-эмунарэтский, аянкинский), 2 – гырбыканский (аркагалинский), 3 – усть-амкинский, 4 – уенминский, 5 – нижний подгоризонт, 6 – средний подгоризонт, 7 – уреканский, 8 – пенжинский, 9 – кайваямский, 10 – валижгенский, 11 – пенжинский (чинейвеемская), 12 – чаунский, 13 – чинганджинский.

ми образованиями. В то же время, наличие в туфах поперечной толщи флоры, переходной между позднеюрской и раннемеловой, позволяет нам условно принять берриас-валанжинский возраст островодужной известково-щелочной серии. Это допущение согласуется с точкой зрения С.В. Щепетова о возрасте отложений юго-западной части Удско-Мургальского пояса: начало раннего мела, а возможно, и конец поздней юры [49].

Рифтогенная трахириолит-трахиандезиба-зальтовая серия. Образования серии развиты ограничено. В Яно-Колымских мезозоидах они представлены аскольдинским вулканическим комплексом, локализованным в Омсукчанском рифте (в частности, Дукальской вулcano-купольной структуре), Нявленгинской и Джугаджакской структурах, в Чукотских мезозоидах – этчикуньской, тытыльвеевской свитами и их возрастными аналогами, выполняющими изолированные впадины – Тытыльвеевскую, Кукевеевскую (рис. 1).

Аскольдинская свита сложена толщей высококремнистых ультракалийевых риолитов, их туфов и игнимбритов мощностью до 1400 м, содержащих силяпскую флору аптского возраста (определения В.А.Самылиной). Вулканиды несогласно залегают на образованиях мезозоид или момолтыкичской свиты, перекрываются андезитами арылахской толщи, либо терригенными отложениями омсукчанской серии (разрезы 4, 5), в нижней части которой заключена также силяпская флора, в верхней – буор-кемюсская и арманская (определения В.А. Самылиной). Rb-Sr изохронное датирование вулканидов разных структур выявило согласующиеся между собой даты: 128 ± 2 , 124 ± 1 , 123 ± 2 Ма [23 – изохроны 1, 2, 5], с которыми сопоставляется и К-Аг – 128 ± 4 Ма, полученная для риолитов Джугаджакской структуры. Среднее, наиболее вероятное время формирования аскольдинской свиты – 125 ± 1 Ма (СКВО=1,5), что соответствует позднему баррему–раннему апту.

Этчикуньская свита развита в Кукевеевской впадине (рис. 1), а также в бассейне нижнего течения р. Пальяваам. Сложена трахиандезитами, трахибазальтами, латитами, андезитами с прослоями туфо-песчаников и туфоконгломератов мощностью до 700 м (разрезы 10, 11). Растительных остатков не содержит. Эффузивы с несогласием залегают на отложениях триаса или раннемеловой кукевеевской свиты, содержащей флору [2], которую В.С. Щепетов относит с долей вероятности “к проявлениям силяпского или буор-кемюсского этапов развития флоры” [49, с. 55], или неокомскую [16]. Несогласно перекрываются континентальной молассой или вулканидами

ОЧВП с флорой одного из раннемеловых этапов развития флоры [49]. Rb-Sr датирование пород показало возраст 129 ± 22 и 128 ± 7 Ма (изохроны 1, 2 – здесь и далее номера изохран по таблице 2 и рис. 3). Среди К-Аг датировок присутствует реликтовая дата $124 \pm 3,5$ Ма (разрез 10). Средний возраст свиты, рассчитанный по совокупности Rb-Sr и К-Аг дат, составил 125 ± 3 Ма (СКВО=0,15).

Тытыльвеевская свита, развитая в пределах одноименной впадины (рис. 1; разрез 8), представлена лавами и туфами андезитов, андезибазальтов с прослоями риолитов, дацитов в средней части разреза. Эффузивы, несогласно перекрывающие отложения триаса, валанжина и готерива, содержат флору предположительно ожогинского горизонта [34]. К.В. Паракецов и Г.И. Паракецова [27] считают эти отложения вулканогенной молассой берриас-готеривского возраста. К-Аг датирование пород нижней части свиты выявило дату 124 ± 3 Ма.

Таким образом, данные датирования указывают, что вулканиды трахириолит-трахиандезибазальтовой серии на всей площади ОЧМП формировались в довольно узком временном диапазоне – на границе неокома и апта, 125 ± 3 – 124 ± 3 Ма тому назад.

Континентальная известково-щелочная серия. Образования серии слагают протяженный вулканический пояс – ОЧВП (рис. 1), в истории развития которого выделяются два этапа, резко различающихся объемами вулканических накоплений, их составом и структурами вулканических полей [3, 5, 20]: ранний (755 тыс. км³) и поздний (110 тыс. км³). Магматические продукты раннего этапа представлены разнообразными комплексами с постепенной сменой пород от основных к кислым, тогда как поздний этап характеризуется двумя контрастными формациями. Вулканизм раннего этапа на большей части пояса начался с извержений туфов и лав базальт-андезитового состава (базальт-андезибазальтовая и андезитовая формации) и закончился формированием риодацитовых толщ. В Центральной Чукотке (разрезы 8–11) базальт-андезитовые толщи отсутствуют, вулканиды представлены риолитами, риодацитами, дациандезитами и андезитами, объединенными в дациандезит-риодацитовую формацию платоигнимбритов [3, 5]. Поздний этап проявился двупироксеновыми андезитами и андезибазальтами (андезибазальтовая формация), сменившимися во времени риолитовыми игнимбритами (риолитовая формация).

Ранний этап. В основании вулканических покровов практически на всем протяжении ОЧВП (за исключением Центральной Чукотки) залегают континентальная моласса, представленная вулканогенно-

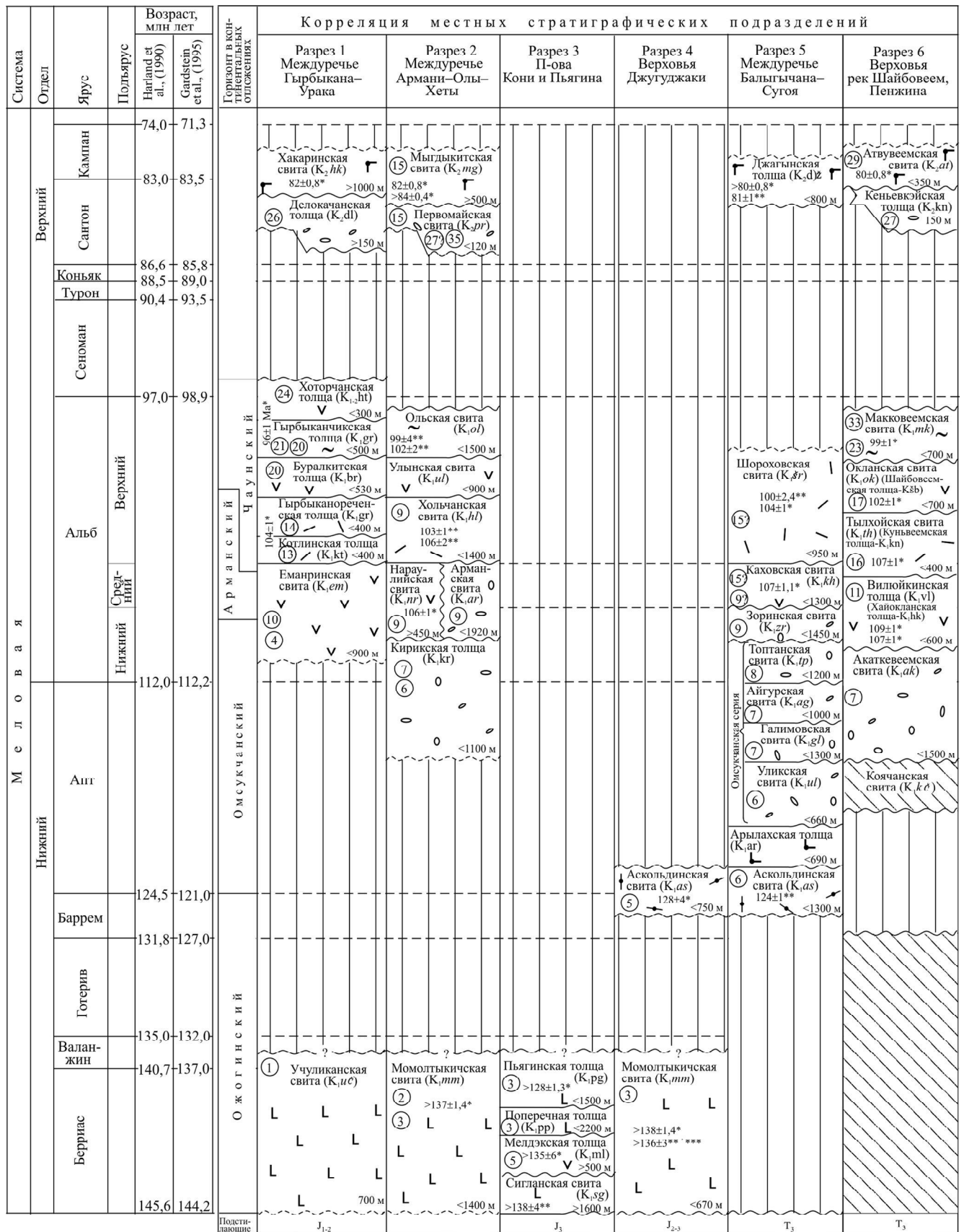
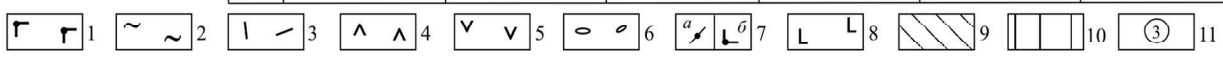
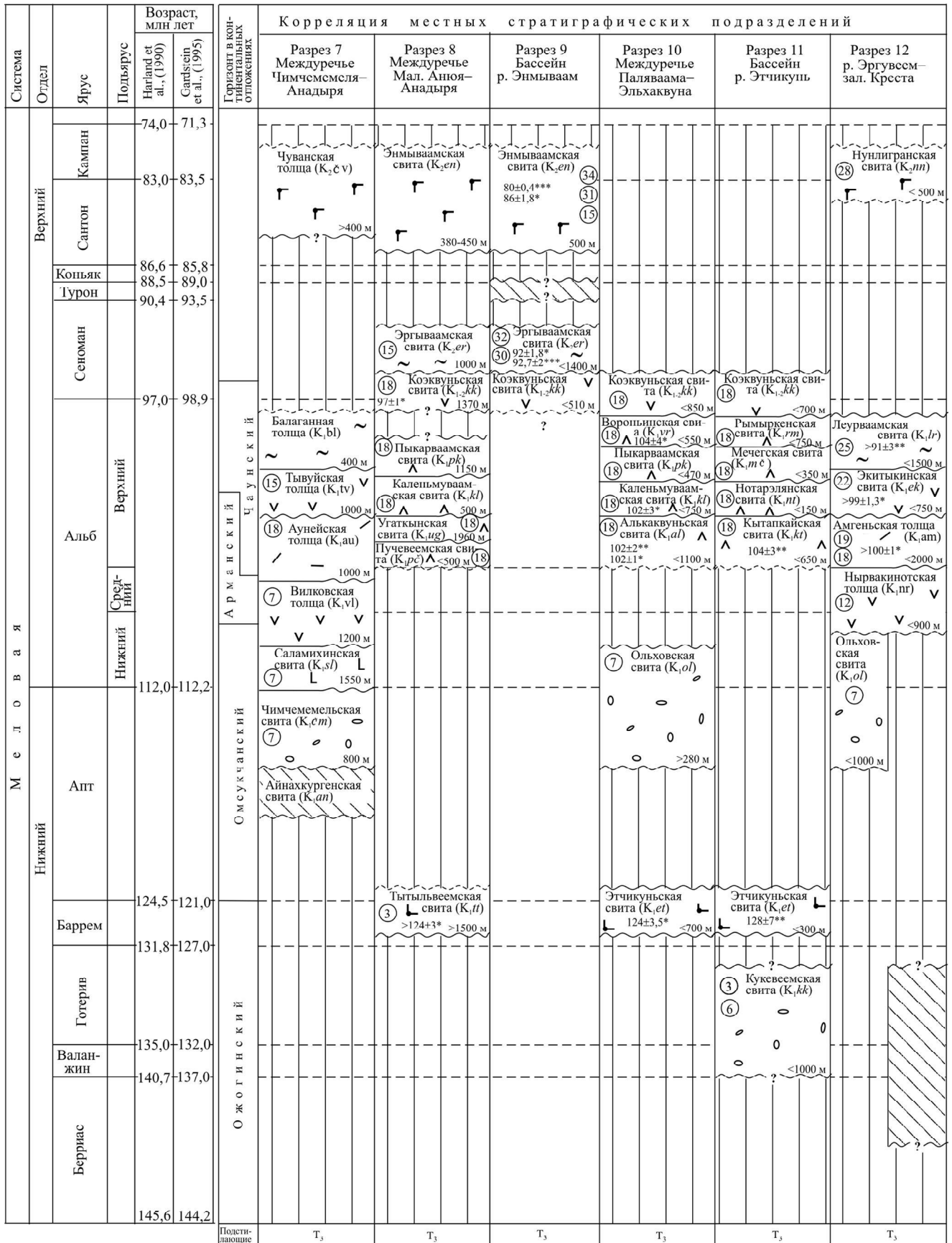


Рис. 2. Региональная стратиграфическая схема меловых континентальных отложений Охотско-Чукотской магматической провинции.



осадочными, нередко угленосными, отложениями, которые содержат альбскую (буор-кемюсскую, топтанскую), изредка аптскую (силяпскую) стратофлоры – кирикская толща, омсукчанская серия, акаткевемская, чимчемемельская, ольховская свиты (разрезы 2, 5–7, 10, 12). Перекрывающие их андезитовые и андезибазальтовые толщи – еманринская, нараулийская, вилюйкинская, саламихинская, нырвакинотская свиты (разрезы 1, 2, 6, 7, 12) содержат буор-кемюсскую и более молодые флоры – арманскую, вилюйкинскую и др. В блоке К-Аг дат выявились реликтовые: 106 ± 1 Ма для андезитов нараулийской свиты и 109 ± 1 Ма для андезитов вилюйкинской толщи, фиксирующие начало вулканизма раннего этапа. Вышезалегающие эффузивы риодацитовых формации – котлинская, гырбыканореченская, хольчанская, шороховская, тылхойская и амгеньская свиты – заключают стратофлоры альб-сеноманского возраста (ариндскую, переходную между арманской и аркагалинской, чаунскую, амгеньскую и др.), а также альбскую арманскую (разрезы 1, 2, 5, 6, 12). По туфам и лавобрекчиям риолитов хольчанской свиты, слагающим, в частности, Арманскую, Трасовую и Тоопчанскую структуры Охотского сектора ОЧВП (рис. 1), получен ряд сходящихся Rb-Sr дат: 106 ± 2 ; $105 \pm 3,5$; 103 ± 1 Ма (изохроны 3, 4, 5). Рассчитанное из этих данных среднее, наиболее вероятное, время формирования эффузивов составляет 104 ± 1 Ма (СКВО=1). Этот возраст косвенно подтверждается и взаимоотношением вулканических рвушцами их гранодиоритовыми интрузиями с Rb-Sr датами 101 ± 4 – 99 ± 8 Ма (изохроны 7, 8). Сопоставимый К-Аг возраст получен по другим вулканическим полям: дацитам котлинской толщи – 104 ± 1 Ма, субвулканическим риолитам тылхойской свиты – 107 ± 1 Ма. Rb-Sr датирование риодацитов шороховской свиты Кэнской лавовой полосы (рис. 1) опреде-

лило более молодую дату – около 100 Ма [23 – изохроны 12, 13], но в то же время, К-Аг возраст субвулканических невадитов определен в 104 ± 1 Ма. Средний возраст вулканических, рассчитанный по совокупности Rb-Sr и К-Аг дат, составляет 102 ± 1 Ма (СКВО=1,9). В Центрально-Чукотском секторе ОЧВП дациандезит-риодацитовая формация плато-игнимбритов представлена серией свит общей мощностью до 4000 м: алькаквуньской, каленьмуваамской, пыкарваамской, вороньинской и их возрастными аналогами, объединенными вместе с вышележащей коэквиуньской свитой в чаунскую серию [2]. Вулканисты заключают флору чаунского типа (разрезы 8, 10, 11). Rb-Sr датирование дацитов алькаквуньской и риодацитовых игнимбритов кытапхайской свит определило возраст в 102 ± 2 и 104 ± 3 Ма (изохроны 9, 10). С этими цифрами согласуются К-Аг даты: 104 ± 4 Ма (игнимбрист дациандезита вороньинской свиты), 102 ± 3 Ма (андезибазальты каленьмуваамской свиты), 102 ± 1 Ма (витрофиры алькаквуньской свиты). Полученные данные показывают, что формирование дациандезит-риодацитовых формации происходило в узком временном диапазоне – позднем альбе. Суммируя результаты Rb-Sr и К-Аг датирования, можно предполагать, что наиболее вероятное время поступления лав на поверхность – 102 ± 1 Ма назад (СКВО=0,14).

Поздний этап. Вулканисты без размыва и существенного перерыва перекрывают накопления раннего этапа и, как упоминалось выше, развиты довольно ограниченно. Ранняя андезибазальтовая формация (роговообманково-пироксеновые и дупироксеновые андезиты, андезибазальты, базальты, их туфы) представлена буралкитской, улынской, окланской, тывуйской, коэквиуньской, экитыкинской свитами (рис. 2), которые содержат позднемиоценовые (согласно авторам) флоры, такие как дукчандинская, окланская, аркага-

Рис. 2. Региональная стратиграфическая схема меловых континентальных отложений Охотско-Чукотской магматической провинции.

1 – базальт-трахибазальтовая и трахириолит-трахибазальтовая серия; 2–5 – формации известково-щелочной серии: 2 – риолитовая, 3 – риодацитовая, 4 – дациандезит-риодацитовая, 5 – андезитовая и андезибазальтовая; 6 – вулканогенно-терригенные отложения, в т.ч. угленосные комплексы наложенных мульд и внутренних впадин; 7 – рифтогенная серия: а – трахириолитовая, б – трахибазальтовая; 8 – островодужная известково-щелочная серия; 9 – морские вулканогенные и терригенные отложения; 10 – стратиграфические перерывы в осадконакоплении; 11 – флористические комплексы, стратофлора: 1 – матийский, 2 – юры–раннего мела, 3 – ожогинский, неокомский, 4 – ядринский, 5 – апта-альба, 6 – силяпский, 7 – буор-кемюсский, 8 – топтанский, 9 – арманский, 10 – еманринский, 11 – вилюйкинский, 12 – нырвакинотский, 13 – ариндский, 14 – гырбыканский, 15 – аркагалинский, 16 – тылхойский, 17 – окланский, 18 – чаунский, 19 – амгеньский, 20 – дукчандинский, 21 – уреканский, 22 – экитыкинский, 23 – оконайтский, еропольский, холоховчанский, 24 – кетандинский, 25 – леурваамский, 26 – делокачанский, 27 – мургальский, барыковский, 28 – тыльпэгыргынайский, 29 – позднего мела, 30 – усть-эмунэрэтский, 31 – энмываамский, 32 – эмунэрэтский, 33 – куйвикеньевский, 34 – мэрэваамский, 35 – первомайский. Изотопные даты (млн лет): * К-Аг, ** Rb-Sr изохронные, *** Аг-Аг.

Таблица 2. Аналитические данные к рис. 3.

Номер пробы	Анализируемый материал	⁸⁷ Rb, мкг/г	⁸⁶ Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr ± σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± σ
Серия трахириолитов - трахиандезибазалтов					
Этчикунская свита (разрез 11). Кол. И.Ю. Черепановой (Центральная Чукотка)					
<i>Изохрона 1.</i> T = 128 ± 7 млн лет; (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0,7092 ± 2; СКВО = 0,02					
166-11	Трахибазалт	41,59	124,50	0,33±1	0,7098±2
167-6	Трахиандезибазалт	77,20	101,12	0,76±1	0,7107±5
175	Трахиандезит	64,40	72,22	0,88±1	0,7108±4
<i>Изохрона 2.</i> T = 129 ± 22 млн лет; (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0,7097 ± 2; СКВО = 0,51					
2582-8	Трахиандезит	54,33	104,04	0,52±1	0,7106±1
ХҮІ-85	Трахибазалт	56,98	95,98	0,59±1	0,7106±3
2556-5	То же	44,45	114,37	0,38±1	0,7106±2
167-1г	»	58,19	55,94	1,03±1	0,7116±3
2557-11	»	48,96	119,41	0,41±1	0,7103±2
Известково-щелочная серия (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс)					
Ранний этап					
Хольчанская свита (разрез 2). Кол. И.Н. Котляра.					
<i>Изохрона 3.</i> Арманская структура. T = 105 ± 3,5 млн лет; (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0,7073 ± 1; СКВО = 0,68					
25-12	Туф ороговикованный	12,51	50,05	0,25±1	0,7076±2
22-0а	Туф риодацита	17,07	23,94	0,70±1	0,7084±2
26-10	Игнимбрит риолита	26,31	16,42	1,59±1	0,7094±2
26-21а	То же	32,36	18,40	1,74±2	0,7099±1
26-3	Риолит	24,71	6,01	4,07±5	0,7131±4
26-7	То же	25,70	2,34	9,15±15	0,7210±5
<i>Изохрона 4.</i> Трассовая структура. T = 106 ± 2 млн лет; (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0,7053 ± 3; СКВО = 0,79					
401-2	Риолит	13,33	13,36	1,00±1	0,7067±4
384-5	То же	64,16	5,65	11,36±11	0,7226±4
385-3	»	61,24	4,23	14,49±14	0,7268±4
<i>Изохрона 5.</i> Тоопчанская структура. T = 103 ± 1 млн лет; (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0,7060 ± 4; СКВО = 0,18					
9-0	Лавобрекция риолита	25,55	11,53	2,19±1	0,7092±1
9-3	То же	27,49	11,76	2,31±1	0,7094±1
9-1	»	27,19	9,96	2,70±3	0,7099±3
10-1	»	25,22	5,57	4,48±2	0,7124±5
10-2	»	23,21	4,87	4,71±2	0,7129±1
310-1	Риолит	29,65	8,86	3,35±3	0,7109±1
<i>Изохрона 6.</i> Тоопчанская структура. T = 84 ± 1 млн лет; (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0,7187 ± 1; СКВО = 0,002					
310	Игнимбрит риолита	26,68	17,39	1,53±2	0,7205±4
336-2	То же	24,20	1,79	13,55±14	0,7348±4
342-1	»	33,98	1,99	17,02±17	0,7389±4
Интрузии, прорывающие хольчанскую свиту. Кол. И.Н. Котляра					
<i>Изохрона 7.</i> Арманская структура. Массив Сфинкс.					
T = 99 ± 8 млн. лет; (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0,7079 ± 1; СКВО = 0,05					
22-3	Гранодиорит	19,44	34,64	0,55±1	0,7088±6
22-9	Кварцевый диорит	19,47	41,92	0,46±1	0,7086±2
23-7	Гранит-порфир	25,54	23,65	1,07±1	0,7094±3
<i>Изохрона 8.</i> Трассовая структура. Массив Гайчан. T = 101 ± 4 млн лет; (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0,7061 ± 4; СКВО = 0,1					
16-17	Гранодиорит	20,63	32,86	0,62±1	0,7071±3
17-0	То же	25,72	27,54	0,92±1	0,7075±4
17-14	Гранит	23,69	26,49	0,88±1	0,7073±2
17-1	То же	25,67	26,60	0,95±1	0,7076±5
16-1	»	21,01	24,57	0,85±1	0,7074±3
15-6	»	29,58	21,99	1,32±1	0,7081±4
15-1	»	30,52	14,79	2,04±1	0,7091±2
15-2	»	33,19	14,86	2,21±2	0,7093±1
Алькаквунская свита (разрез 10)					
<i>Изохрона 9.</i> T = 102 ± 2 млн лет; (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ = 0,7048 ± 2; СКВО = 1,8. Кол. П.П. Павлова, О.С. Ладного					
102-3	Дациит	33,27	28,57	1,17±1	0,7070±4
100-11	Риолит	22,19	8,24	2,69±3	0,7090±4
100	То же	31,05	10,76	2,89±3	0,7089±4

Таблица 2. Окончание.

Номер пробы	Анализируемый материал	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm \sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm \sigma$
102	То же	72,07	13,18	5,47±5	0,7124±4
101-1	»	50,84	9,02	5,64±6	0,7133±4
102-2	»	73,15	14,43	5,07±5	0,7117±4
429-а	»	47,76	63,32	0,75±1	0,7052±4
409	»	46,68	25,93	1,80±2	0,7074±4
3876	»	37,14	4,87	7,63±8	0,7166±4
5159-7	Трахириолит	55,60	2,66	20,87±21	0,7348±4
Кытапкайская свита (разрез 11)					
<i>Изохрона 10.</i> T = 104 ± 3 млн лет; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀ = 0,7099 ± 3; СКВО = 3,9. Кол. И.Ю. Черепановой					
2568-3	Игнимбрит дацита	39,65	23,34	1,68±2	0,7129±4
2569-2	Игнимбрит риодацита	31,43	57,67	0,54±1	0,7102±3
2568-4	То же	48,14	16,90	2,82±1	0,7136±2
2573-6	»	64,08	13,20	4,80±6	0,7171±5
2562-1	»	49,24	9,00	5,41±7	0,7183±1
2573-8	Игнимбрит риолита	66,92	16,05	4,12±4	0,7163±5
2573-4	То же	78,49	10,20	7,61±4	0,7212±2
2587-7	»	77,05	5,88	12,9±11	0,7288±1
Поздний этап					
Ольская свита					
Арманская структура (разрез 2)					
<i>Изохрона 11.</i> T = 102 ± 2 млн лет; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀ = 0,7059 ± 2; СКВО = 0,38. Кол. И.Н. Котляра					
30-12	Туф дацита	25,04	26,90	0,92±1	0,7072±2
30-10	Игнимбрит риолита	24,52	23,23	1,04±1	0,7074±2
26-15	То же	26,37	17,41	1,50±1	0,7081±3
30-11	»	23,34	9,37	2,46±3	0,7096±1
30-13	Туф риодацита	26,83	17,83	1,49±1	0,7080±1
26-14	Туф риолита	30,84	15,60	1,95±3	0,7088±1
26-16	То же	26,74	18,46	1,43±1	0,7078±10
30-17	Риолит	27,94	5,71	4,83±2	0,7129±1
<i>Изохрона 12.</i> T = 102 ± 3 млн лет; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀ = 0,7083 ± 2; СКВО = 0,42. Кол. В.В. Акинина					
J7/1	Риолит	19,45	20,27	0,95±1	0,7097±2
J8/2	То же	21,03	17,21	1,21±1	0,7100±2
J18/2	Риолит	25,62	15,06	1,68±2	0,7107±1
J7/3	То же	17,03	8,70	1,93±7	0,7112±2
J9/1	»	31,66	13,27	2,36±2	0,7116±3
J9/2	Риолит	31,25	10,12	3,05±7	0,7128±1
J7/2	Риолит	37,80	8,39	4,46±3	0,7146±2
<i>Изохрона 13.</i> Тоопчанская структура					
T = 99 ± 4 млн лет; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀ = 0,7049 ± 1; СКВО = 0,19. Кол. И.Н. Котляра					
5-3	Игнимбрит риодацита	26,63	19,49	1,35±2	0,7068±1
1-1	Игнимбрит риолита	24,63	14,03	1,73±7	0,7074±1
3-7	То же	30,28	11,64	2,57±9	0,7085±3
4-5	»	30,45	8,19	3,68±4	0,7100±2
<i>Изохрона 14*.</i> Верхне-Тальская структура					
T = 81,3 ± 0,7 млн лет; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀ = 0,7071 ± 1; СКВО = 1. Кол. А.О. Соболева					
287	Риолит	118,10	38,45	8,90±13	0,7162±2
41Б	То же	100,28	98,69	2,94±4	0,7095±2
313	Гранит-порфир	160,14	27,19	17,07±26	0,7259±2
313	Гранит-порфир, амфибол	15,57	218,26	0,21±1	0,7063±1
<i>Изохрона 15.</i> Козквуньская свита (разрез 10)					
T = 87 ± 5 млн лет; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀ = 0,7040 ± 2; СКВО = 0,53. Кол. П.П. Павлова					
23-1	Андезит	7,19	24,70	0,29±1	0,7041±4
58	То же	33,54	39,45	0,85±1	0,7053±4
67	»	31,00	40,12	0,77±1	0,7051±4
59	Дациит	15,83	31,17	0,51±1	0,7045±4
24-3	То же	50,58	24,50	2,07±2	0,7068±4
18	Риолит	54,79	11,18	4,90±5	0,7099±4

* Rb, мкг/г; Sr, мкг/г.

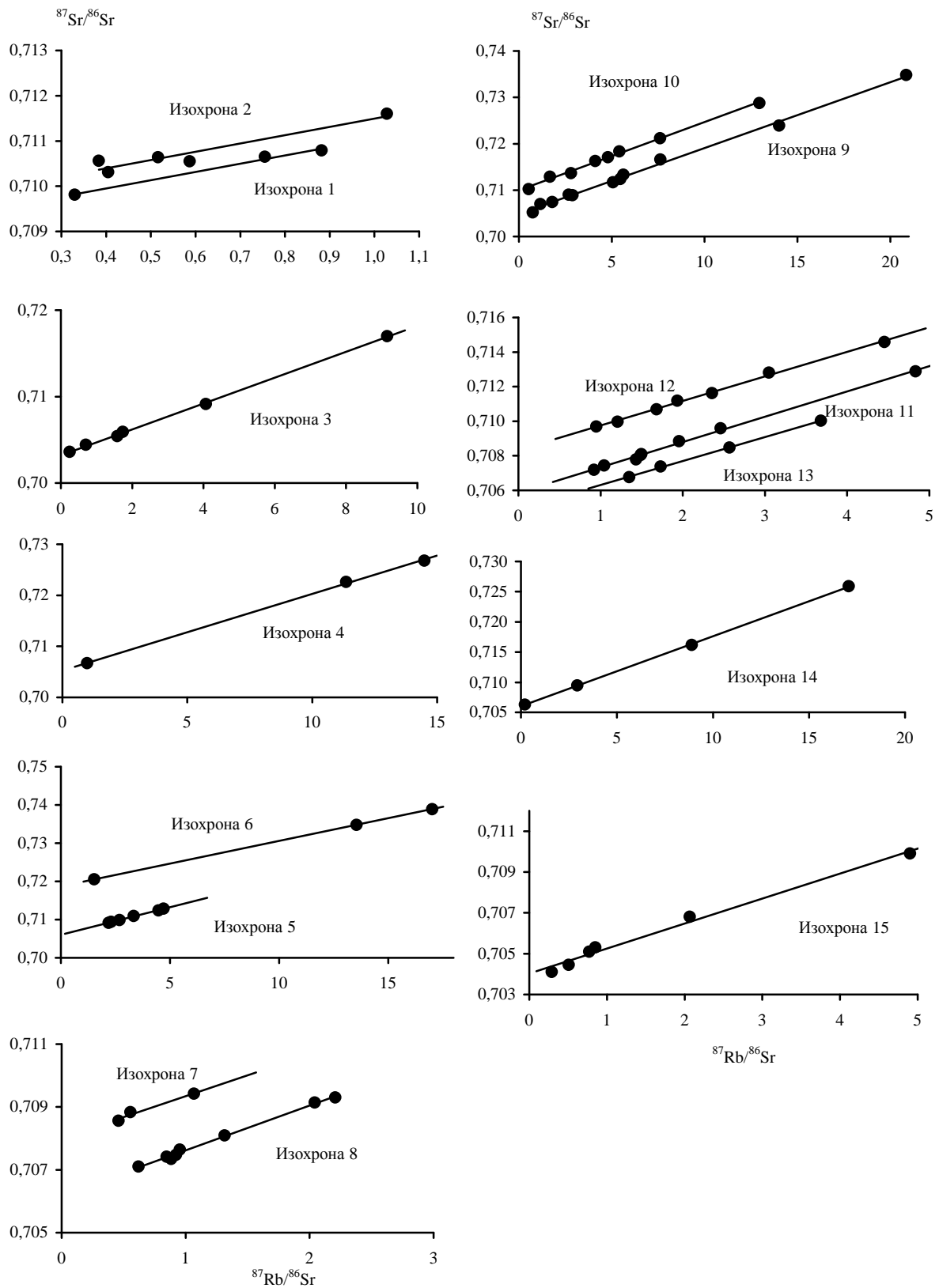


Рис. 3. Результаты Rb-Sr изохронного датирования вулканических и интрузивных пород ОЧМП.

линская, чаунская, экитыкинская. Редкие реликтовые К-Аг даты указывают на формирование вулканитов в интервале 102 ± 1 – 97 ± 1 Ма тому назад (андезибазальт окланской и базальт коэквиунской свит соответственно). Вулканиты риолитовой формации (гырбыканчикская, ольская, макковеемская, балаганная, эргываамская, леурваамская свиты), завершающие разрезы ОЧВП, включают те же и более молодые стратофлоры – уреканскую (разрезы 1, 6, 9, 12), холоховчанскую, усть-эмунаретскую, леурваамскую, а также энмываамский и эмунаретский спорово-пыльцевые комплексы (разрезы 6, 9). Эффузивы охарактеризованы большим массивом Rb-Sr, K-Ag и Ar-Ag дат. Наиболее представительны Rb-Sr датировки пород ольской свиты Арманской и Тоопчанской структур (рис. 1; табл. 2; рис. 3), составляющие 102 ± 3 , 102 ± 2 и 99 ± 4 Ма (изохроны 11–13, разрез 2). Две первые даты получены по риолитам и их туфам, слагающим основание свиты и залегающим на дацитах хольчанской и андезитах улынской свит соответственно, третья – по риолитовым игнимбрикам кровли. Близкий K-Ag возраст имеют риолиты макковеемской (99 ± 1 Ма, разрез 6) и леурваамской (здесь риолиты прорваны дайкой диорит-порфиринов с возрастом 99 ± 1 Ма, разрез 12) свит. Для базальтов коэквиунской и туфа риолита эргываамской свит Центральной Чукотки получены более молодые даты – 97 ± 1 (K-Ag) и $92,7 \pm 2$ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) Ма, соответственно (разрезы 8, 9).

Таким образом, возраст эффузивов раннего этапа юго-западной и центральной частей ОЧВП составляет 109–103 Ма, его северной ветви – 104–98 Ма. Вулканиты позднего этапа формировались в интервале 103–98 Ма (юго-западная и центральная части ОЧВП) и 98–92 Ма (северная ветвь ОЧВП).

Континентальная базальт-трахибазальтовая серия выполняет отдельные изолированные структуры (грабены или лавовые плато), прослеживающиеся на всём протяжении ОЧМП. Во многих ареалах базальтовые толщи, представленные хакаринской, мыгдыкитской, джагынской, атвувеемской, чуванской, энмываамской и нунлигранской свитами, подстилаются грубообломочными вулканогенно-осадочными породами, что свидетельствует о стратиграфическом несогласии между базальтоидами и формациями ОЧВП (рис. 1; 2). Среди вулканических накоплений преобладают лавы оливиновых и оливинсодержащих базальтов и трахибазальтов, реже шошонитов, присутствуют андезибазальты, андезиты и трахириолиты. Вулканиты и грубообломочные породы включают позднемеловую флору и палинокомплексы (рис. 2). Особо следует остановиться на геологической позиции флороносного горизонта, непосред-

ственно подстилающего трахибазальты мыгдыкитской свиты (разрез 2). Здесь найдены растительные остатки, “уверенно сопоставляемые с типовой тафофлорой аркагалинской стратофлоры” [49, с. 90]. Общепринято, что флороносные горизонты слагают кровлю ольской свиты, и содержащаяся в них флора характеризует её возраст. Однако литология флороносного горизонта, представленного 100-метровой пачкой туфоалевролитов, туфов, их агломератовых разновидностей и опоковидных пород, не характерна для накоплений ольской свиты и в разрезах последней нигде более не наблюдалась [19]. Эти образования нами сопоставляются с первомайской свитой, залегающей в подошве трахибазальтовых толщ [5].

Анализ Rb-Sr, K-Ag, Ar-Ag дат позволил установить, что платобазальты во всех ареалах формировались в узком временном диапазоне, сантоне–кампане, $86 \pm 1,8$ – $80 \pm 0,8$ Ма тому назад (разрезы 1, 2, 5, 6, 9; [23 – изохрона 18]). Продолжительность трахибазальтового вулканизма из-за отсутствия геологических критериев условно оценивается нами в 5–8 Ма.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было сказано выше, относительно существования на территории ОЧМП одного или двух этапов континентального вулканизма существует несколько точек зрения. В.Ф. Белый [2, 5] выделяет два этапа континентального вулканизма: позднелюрский–раннемеловой, которому соответствует орогенная Тайгоноская тектоническая зона (геосинклиналь) и альб-раннекампанский ОЧВП, завершающийся платобазальтами. Согласно Р.Б. Умитбаеву [41], все континентальные вулканиты региона формируют ОЧВП, который рассматривается им как вулканическая зона тектоно-магматической активизации позднелюрского–позднемелового (или палеогенового) возраста. Обе возрастные границы накоплений пояса не изохронны. Нижняя граница меняется от неокома (и или конца юры) до альба, верхняя – от сенона до палеогена. Н.И. Филатова [42, 43], представляя развитие территории с позиций плейттектоники (как зоны перехода континент – океан), выделяет три разновозрастные, не связанные друг с другом, тектонические структуры: 1) Удско-Мургадский островодужный пояс – поздняя юра–неоком, 2) заложившийся в результате субдукции ОЧВП – поздний альб-кампан (100 – 74 Ма), 3) грабены и поля субщелочных платобазальтов, формирующихся в связи со сменой кинематики движения плит на трансформной окраине континента, – маастрихт–эоцен (70 – 50 Ма).

Анализ всей совокупности геолого-геохронологических данных, имеющихся по данной террито-

рии, позволил обосновать и подтвердить намеченную предшественниками длительность магматических процессов, протекавших в меловое время. На большей части ОЧМП фиксируются три кратковременных, но интенсивных этапа вулканизма, разделенных между собой значительными временными перерывами и региональными несогласиями (кроме того, локально развиты магматиты рифтогенного типа). Эта триада не может быть объединена в общий вулканический пояс не только из-за большого временного разрыва между образованием отдельных ее составляющих, но и по причине различной тектонической и петрологической обстановки формирования разновременных вулканитов.

1. В начале мелового периода (берриас – начало валанжина) продолжалось начавшееся в юре формирование Удско-Мурганского островодужного вулканического пояса, связанного непосредственно с эволюцией Кони-Танюерской складчатой системы [21, 42]. В это время на юго-западном и северо-восточном флангах пояса вулканиты андезибазальтовой формации накапливались в субаквальных или континентальных условиях, в отличие от юрского времени, когда вулканический материал поступал в морской бассейн. Более молодые вулканиты здесь неизвестны, что предполагает отсутствие толщ, синхронных вулканитам ОЧВП. В Яно-Колымских мезозоидах в континентальных условиях в это же время поступали на поверхность базальтовые лавы (момолтыкичская свита), по геохимическим характеристикам промежуточные между вулканитами островодужных и краевых континентальных поясов [2, 19, 42]. Отложения серии содержат неокомскую флору.

2. В конце баррема–начале апта (128–123 Ма тому назад) в рифтогенных структурах и зонах глубоких разломов формировались трахириолит-трахиандезибазальтовые комплексы (аскольдинская, этчикунская, тытыльвеемская свиты), сопоставимые по своим петрогеохимическим характеристикам с образованиями, типичными для рифтов, заложенных на зрелой континентальной коре [41]. Вулканиты содержат силяпскую стратофлору.

3. С раннего альба, около 110 Ма тому назад, начали поступать на поверхность огромные массы континентальных известково-щелочных магм, формируя грандиозный вулканический пояс – ОЧВП. Вулканический процесс происходил в два этапа, продолжаясь в течение 15 Ма. На большей площади структуры магматические процессы были синхронны и завершились в конце альба, приблизительно 98 Ма тому назад. Исключение составляет Центральная Чукотка, где вулканизм начался позже, в конце аль-

ба, около 104 Ма тому назад, и закончился в сеномане, 93–92 Ма тому назад. Тем не менее, к настоящему времени существует несколько точек зрения на время формирования ОЧВП и его наполнение. Так, нижняя граница пояса приходится либо на разные части альба [2, 8, 24, 42, 43], либо опускается до поздней юры включительно [41, Легенды Магаданской и Сугойской серий..., 1999 г.]. Возраст верхней границы также не изохронен и колеблется от конца турона (Легенда Анюйско-Чаунской серии, 1997 г.), раннего кампана [5, 8] до начала–середины маастрихта [42, 43, Легенды Анадырской, Пыкарваамской..., 1999 гг.] и палеогена [41]. В состав пояса включаются как образования островодужной серии [5, 41, Легенды Магаданской, Сугойской серий, 1999 г.], так и платобазальты, венчающие разрез вулканогенных толщ [5, 41]. Полученные нами данные наиболее близки представлениям В.Ф. Белого [8].

Сопоставимую с предложенной нами схему развития меловых вулканитов приводит А.А. Сорокин с соавторами [38] для Малохинганской вулканической зоны Хингано-Охотского вулкано-плутонического пояса (как в вещественном, так и в возрастном выражении). На основе Ar-Ar изотопных и геохимических исследований они выделяют два этапа магматической активности: 111–105 Ма (излияние дифференцированной базальт-андезит-дацитовая ассоциация) и 101–98 Ма (формирование существенно кислых вулканитов).

4. В сантоне (86 Ма тому назад) вся территория ОЧМП вновь стала ареной интенсивного вулканизма: на протяжении 5–8 Ма формируются континентальные базальт-трахибазальтовые и трахириолит-трахибазальтовые комплексы (платобазальты). Покровы базальтоидов залегают горизонтально или субгоризонтально на выровненной поверхности альб-сеноманских вулканитов [42, 43]. Обычно же эти комплексы относят к позднему этапу развития ОЧВП [5, 6, 8, 21, 41].

5. Сравнение стратиграфических схем, предложенных разными авторами, с результатами изотопной хронологии показывает, что наибольшая согласованность между ними наблюдается в схемах исследователей [4, 5, 24, 25, 35–37], определявших время существования флористических комплексов путём сопоставления с флорами Северной Аляски и Западной Канады, возраст которых установлен по соотношению флороносных и фаунистически охарактеризованных слоев. Особый интерес представляют работы В.Ф. Белого [4, 5], доказывающие одновозрастность (средний–поздний альб) наиболее распространенных в ОЧВП флор – арманской и чаунской, что подтверж-

дается и нашими данными. С построениями В.Ф. Белого перекликаются воззрения Е.Л. Лебедева. Оба исследователя одинаково трактуют возраст арманской или ариндской, по Е.Л. Лебедеву [24], флоры. Но при этом их взгляды на положение чаунской, холоховчанской и усть-эмунарэтской флор расходятся. Представления Г.Г. Филипповой [45] и А.Б. Германа [11] о разном возрасте арманской и чаунской флор нами не подтверждаются (табл. 1). Следует отметить, что А.Б. Герман обосновывает время существования чаунской флоры (турон–коньяк) результатами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализа минералов из вулканитов пыкарваамской, вороньинской и козквуньской свит [11]. Корректность такого подхода обсуждается ниже. Наши представления о возрасте большинства растительных комплексов значительно расходятся с заключениями Г.Г. Филипповой [44, 45].

Таким образом, результаты изотопного датирования позволили уточнить возраст флористических и спорово-пыльцевых комплексов (табл. 1). Флоры регионального распространения – арманская и чаунская – существовали в среднем–позднем альбе и среднем альбе–раннем сеномане, соответственно. Усть-эмунарэтская флора и эмунарэтский палинокомплекс присутствуют исключительно в сеноманских толщах. Время произрастания аркагалинской флоры – сеноман–кампан, что согласуется с последними разработками В.Ф. Белого [8]. Судя по стратиграфическому положению, литологическому составу вмещающих вулканитов и их геохронометрическим характеристикам возрастными аналогами арманской флоры являются (табл. 1): ариндская, вилюйкинская, нырвакинотская, гырбыканская, тылхойская, окланская, эки-тыкинская, амгеньская. Более молодые флоры – позднеальбские, возможно раннесеноманские – оконайтская, еропольская, холоховчанская, дукчандинская, урекандская, кетандинская, леурваамская. В это же время существовал куйвикеньевский спорово-пыльцевой комплекс. Энмываамский и мэрэваамский спорово-пыльцевые комплексы присутствуют в сантон-кампанских отложениях.

6. Полученные данные о времени накопления вулканических толщ и свит позволили нам разработать “Региональную стратиграфическую схему меловых континентальных вулканических отложений ОЧМП” (рис. 2). При ее составлении использована общая стратиграфическая шкала меловой системы (приложение 5 к Стратиграфическому кодексу 1992 г.). Альбский ярус разделен на три подъяруса: нижний, средний, верхний. Региональные флористические горизонты выделены только в раннем и начале позднего мела. Корреляция местных страти-

графических подразделений опирается на разрезы наиболее хорошо изученных стратотипических местностей, для которых имеются палеонтологические данные и результаты изотопного датирования пород. При обсуждении соответствия геологических и изотопных данных необходимо учитывать фундаментальную проблему соотношения общей стратиграфической (“палеонтологической”) и геохронометрической шкал, построенных на разных принципах. Кроме того, из рис. 2 видно, что, помимо широко распространенной геохронологической шкалы W.B. Harland et al. [52], существуют более поздние разработки, в том числе F.M. Gradstein et al. [51], где границы стратиграфических подразделений смещены относительно шкалы W.B. Harland с соавторами. Все это является причиной объективной неопределенности при сопоставлении данных палеонтологии и геохронометрии.

7. В результате анализа изотопных датировок выявилось, что равновесие изотопных систем нарушалось в относительно более ранних вулканических сериях под термальным воздействием каждого последующего события. Детали этого процесса подробно рассмотрены И.Н. Котляром с соавторами [21], Т.Б. Русаковой и И.Н. Котляром [31]. Здесь лишь отметим, что наиболее заметная перестройка K-Ar и Rb-Sr изотопных систем фиксируется в рифтогенных вулканитах аскольдинской свиты [23 – изохроны 4, 6] и эффузивах ОЧВП (изохроны 6, 14, 15). В вулканитах ОЧВП K-Ar и Rb-Sr часы вновь “включились” 89–87 и 83–80 Ма тому назад (рис. 4). В это же время произошло и “включение” $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ часов (табл. 3).

В этой связи остановимся на результатах $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования вулканитов и заключенных в них минералов, имея в виду, что по своей геохимической сущности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K-Ar методы тождественны. По мнению некоторых исследователей, только $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки отражают время формирования ОЧВП [1, 40, 50, 53], а не Rb-Sr и K-Ar даты, которым присуща значительная дисперсия. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород ОЧВП, известные нам на сегодняшний день, приведены в таблице 3. Из работы В.Ф. Белого и Б.В. Белой [7] заимствованы анализы, в которых выход газа составил около 60 %. Согласно этим данным, формирование ОЧВП началось $87,59 \pm 0,2$ – $85,55 \pm 0,5$ Ма тому назад (табл. 3, кытапкаяйская и на-раулийская свиты). Не учитывая более древние Rb-Sr и K-Ar датировки, придется признать, что примерно в одно и то же время формировались саламихинская свита (аргоновые часы “включились” 83 ± 1 Ма тому назад – рис. 4), заключающая фрагменты буор-ке-

Таблица 3. ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки вулканитов ОЧВП.

Номер пробы	Свита	Местоположение	Порода, минерал	Выход газа, %	Плитный возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	Литература
Поздний этап						
Центрально-Чукотский сектор						
461-8	Эргываамская (Эмунэрэтская)	Устье р. Эмунэрэтеем	Туф	59%	$92,7 \pm 2,0$	[7]
464-1	То же	Там же	Игнимбрит	62%	$76,3 \pm 0,2$	"-
34986	Кожвуньская	Истоки р. Каленмываам	Сандин	Н.д.*	$87,6 \pm 0,2$	[17]
9-11	То же	Правобережье р. Вуквувьыгыргын	Плагиоклаз	95	$87,9 \pm 0,3$	[53]
Охотский сектор						
J7-1	Ольская	Арманская вулканоструктура	Сандин	> 90	$82,6 \pm 0,26$	[50]
318a	То же	Хетинское вулканическое поле	То же	> 90	$83,7 \pm 0,8$	[1]
Ранний этап						
Центрально-Чукотский сектор						
20-16	Вороньинская	Пустынная (левый приток р. Паляваам)	Плагиоклаз	80	$87,3 \pm 0,7$	[53]
			Амфибол	> 95	$86,7 \pm 0,7$	
20-2	Пыкарваамская	Там же	Биотит	Полное плавление	$88,9 \pm 0,4$	"-
3643	То же	Истоки р. Каленьмуваам	Сандин	Н.д.	$88,01 \pm 0,2$	[17]
405-8	»	Оз. Эльгыгыткын	Игнимбрит	57	$89,3 \pm 0,3$	[7]
188-3	Кытапкайская	Бассейн р. Этцикунь	Сандин	Н.д.	$87,1 \pm 0,2$	[17]
2584	То же	Там же	То же	Н.д.	$87,3 \pm 0,2$	"-
AB	»	»	»	Н.д.	$87,6 \pm 0,2$	"-
Охотский сектор						
S3-1	Нараулийская	Арманская структура	Амфибол	80	$85,6 \pm 0,5$	[50]

Примечание. * Н.д. – нет данных.

мюсской стратофлоры, и эргываамская свита (аргоновые часы повторно “включились” 85 ± 1 Ма тому назад – рис. 4) с остатками аркагалинской. Другими словами, буор-кемюсская флора, чей ранне-среднеальбский возраст признается всеми исследователями, во-первых, должен считаться коньяк-сантонским, во-вторых, буор-кемюсская и аркагалинская флоры следовало бы считать одновозрастными. Из всего сказанного вытекает, что $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки фиксируют не возраст свит, а время переустановки изотопных часов, происшедшей за счет термального воздействия трахибазальтовых расплавов. Из всего блока $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ дат самый древний возраст обнаружили наиболее молодые в геологическом разрезе туфы риолитов из верхней части эргываамской (эмунэрэтской, по В.Ф. Белому) свиты (табл. 3). Тот факт, что эта дата определена не по порфировому вкраплению,

а по породе в целом, позволяет нам рекомендовать для целей $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования не только минералы, но и валовые составы пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование позволило создать геолого-геохронологическую модель формирования меловых вулканических комплексов Охотско-Чукотской магматической провинции, установить временные интервалы их образования. Геологические и геохронометрические материалы дают основание утверждать, что в большей части территории в меловое время фиксируется три регионально распространенных интенсивных, но кратковременных этапа континентального вулканизма (140 – 137 , 110 – 92 , 86 – 80 Ма тому назад), разделенных значительными временными перерывами и региональными несогласиями.

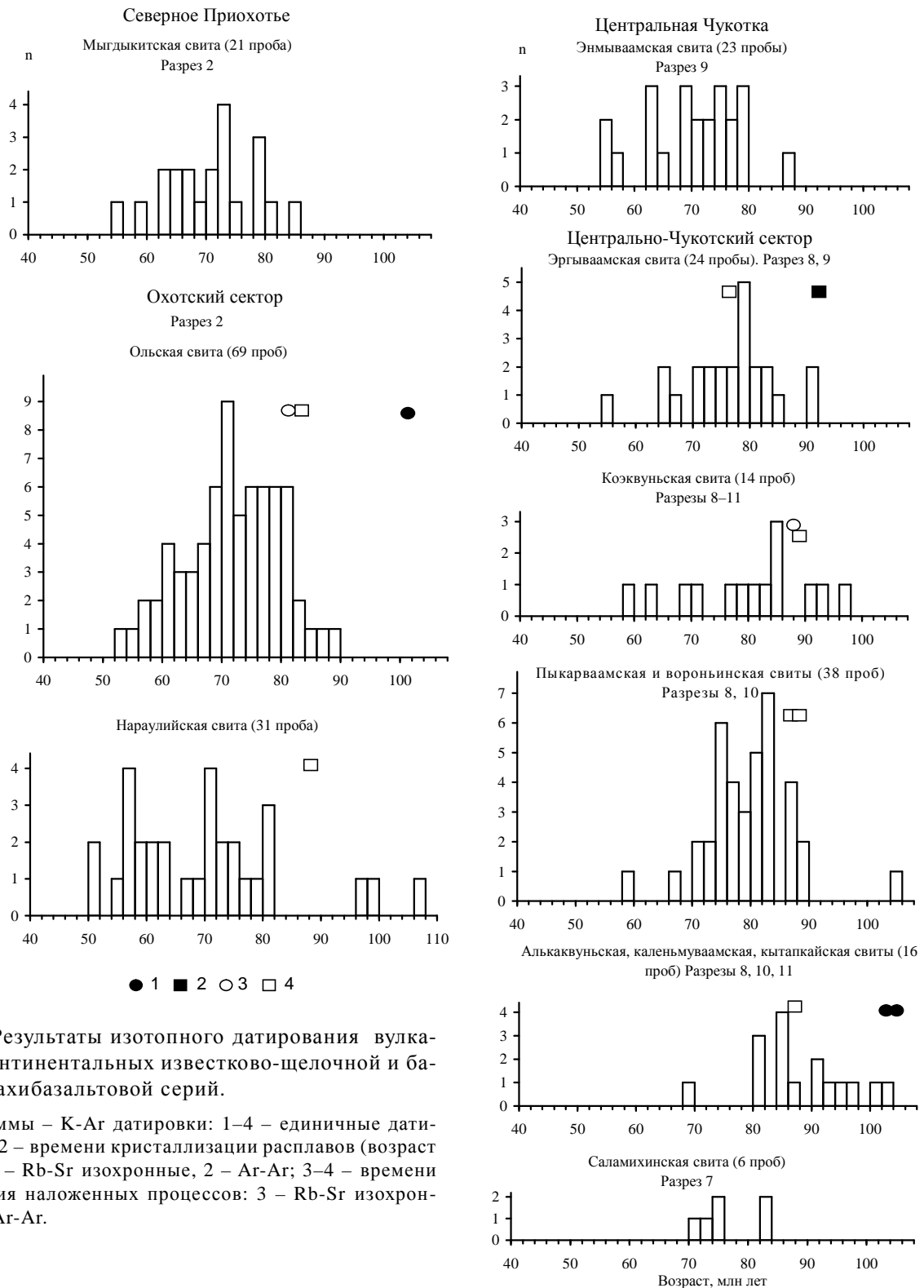


Рис. 4. Результаты изотопного датирования вулканитов континентальных известково-щелочной и базальт-трахибазальтовой серий.

Гистограммы – К-Аг датировки: 1–4 – единичные датировки: 1–2 – времени кристаллизации расплавов (возраст пород): 1 – Rb-Sr изохронные, 2 – Ag-Ag; 3–4 – времени протекания наложенных процессов: 3 – Rb-Sr изохронные, 4 – Ag-Ag.

Кроме того, локально развиты продукты рифтогенного магматизма (128–123 Ma).

Принципиально важно, что схема последовательности событий, реконструированная изотопными методами, с одной стороны, и геологи-

ческими – с другой, хорошо согласуются между собой. Этот факт свидетельствует о правомерности разработанной методики (определение времени формирования магматических пород по реликтовым датам)

и высокой разрешающей способности как K-Ar, так и Rb-Sr изохронного датирования пород.

Данные материалы показывают необычайную чувствительность изотопных систем к термальным преобразованиям. Используемая методика анализа гистограмм распределения дат позволяет выявлять время переустановки изотопных часов, которое обусловлено различными, но всегда геологически значимыми причинами, в частности, внедрением более поздних магматических масс. Выявление временных интервалов таких преобразований, а значит и термальной истории как отдельных объектов, так и крупных тектонических структур, особенно эффективно K-Ar методом. Это следует подчеркнуть, учитывая сложившееся скептическое к нему отношение. Очевидно, что K-Ar геохронометрия в сочетании с другими методами далеко не исчерпали свой прикладной ресурс.

ЛИТЕРАТУРА

- Акинин В.В., Хариган Д., Миллер Э.Л. Новые данные о возрасте ольской свиты ОЧВП по результатам Ar-Ar датирования // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России (Магадан, 4-6 апр. 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 82-84.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
- Белый В.Ф. Актуальные вопросы фито-стратиграфии "среднего" мела Северо-Востока СССР: Препр. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 34 с.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Белый В.Ф., Райкевич М.И., Белая Б.В. Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 5. С. 78-89.
- Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р. Эньмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
- Белый В.Ф. Комплексное обоснование региональной стратиграфической схемы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики: Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С.135-137.
- Вахрамеев В.А. Расчленение и корреляция континентальных отложений по палеоботаническим данным // Сов. геология. 1982. № 1. С. 58-67.
- Вашилов Ю.Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984. 240 с.
- Герман А.Б. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флорогенетическое значение. М.: ГЕОС, 1999. 122 с.
- Гольдин С.В. О проверке однородности совокупности геологических объектов // Математические методы при геологических исследованиях Западной Сибири. Тюмень, 1968. С. 108-126. (Тр. ЗапСибНИГНИ, Вып. 18.)
- Горохов И.М. Rb-Sr системы в вулканических породах // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 18-44.
- Григорян Б.Р., Дрондин В.Г., Лебедев Е.Л. и др. О завершающем этапе развития вулканизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1992. № 5. С. 63-71.
- Жуланова И.Л., Котляр И.Н. К методике интерпретации результатов изотопного датирования в областях длительной эндогенной активности // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: Билибинские чтения. Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 146-148.
- Журавлев Г.Ф. Государственная геологическая карта СССР. 1: 200 000. Сер. Ануйско-Чаунская. Листы R-60-XXV, XXVI: Объясн. зап. М-во геологии СССР. Об-ние "Союзгеолфонд", 99 с. М., 1981.
- Исполатов В.О., Тихомиров П.Л., Черепанова И.Ю. Новые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Центрально-Чукотский сектор) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 159-161.
- Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 223 с.
- Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 263 с.
- Котляр И.Н. Петрология и рудоносность магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1990. 39 с.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
- И.Н. Котляр, Т.Б. Русакова, А.М. Гагиева. Буондино-Сугойская рудоконцентрирующая площадь: уникальный металлогенический ареал Северо-Востока России (возраст магматических комплексов и руд) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 3-19.
- Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- Лебедев Е.Л. Меловые флоры Северо-Востока Азии // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 85-96.
- Ньюберри Р. Дж., Лейер П.У., Ганс П. Б. и др. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Т. 1. Геология, геохронология и геохимия: Тр. Всерос. совещ. Магадан, 4-6 сент. 1997. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181-205.

27. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 306 с.
28. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
29. Похилайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.
30. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозую Северо-Востока СССР (стратиграфические схемы). Магадан, 1978. 122 с.
31. Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология гранитоидных комплексов Главного Колымского батолитового пояса (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 3–18.
32. Рыжов О.Б., Стружков С.Ф., Аристов В.В. и др. Геологическое строение и состав руд золото-серебряного месторождения Джульетта (Северо-Восток России) // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 66–78.
33. Самылина В.А. Мезозойская флора левобережья р. Колымы. 1. Хвощевые, папоротники, цикадовые, беннетитовые // Тр. БИН АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1964. Вып. 5. С. 40–79.
34. Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР: Комаровские чтения. Л.: Наука, 1974. Т. 27. С. 1–55.
35. Самылина В.А. Корреляция континентальных меловых отложений Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1986. № 6. С. 43–53.
36. Самылина В.А. Этапы развития флоры Северо-Востока Азии в меловом периоде // Ботан. журн. Т. 72. № 4. 1987. С. 417–426.
37. Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
38. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П. Новые изотопно-геохронологические и геохимические данные для мезозойских магматических ассоциаций Малохинганской зоны Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса (Дальний Восток) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Рос. конф. по изотоп. геохронологии. СПб., 2003. С. 484–487.
39. Стружков С.Ф., Константинов М.М., Аристов В.В. и др. Новые данные по геологии и абсолютному возрасту месторождений золота и серебра Омсукчанского отрезка Охотско-Чукотского пояса // Колыма. 1994. № 10. С. 13–16.
40. Тихомиров П.Л., Исполатов В.О. Данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологии и проблема возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 140–141.
41. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
42. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
43. Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на Северо-Востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 64–75.
44. Филиппова Г.Г. Стратиграфия и возраст континентальных отложений бассейна реки Амгуэма и северного побережья залива Креста // Колыма. 1997. № 2. С. 12–23.
45. Филиппова Г.Г. Региональные стратиграфические схемы меловых отложений Северо-Востока Азии // Колыма. 2002. № 2. С. 10–16.
46. Чернышев И.В., Лебедев А.В., Бубнов С.Н. и др. Изотопная геохронология извержений четвертичных вулканов большого Кавказа // Геохимия. 2002. № 11. С. 1151–1166.
47. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела юго-западного фланга Колымского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. 160 с.
48. Щепетов С.В. Среднемеловая флора правобережья р. Анадырь. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1992. 161 с.
49. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1995. 123 с.
50. Akinin V.V., Hourigan J.K. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of the Arman and Maltano-Ol'sk Volcanic Fields: A call for a revised chronostratigraphy of the Okhotsk-Chukotsk Volcanic Belt. // Cretaceous Continental Margin of East Asia: stratigraphy, sedimentation and tectonics. Fourth Symposium of IGCP 434. Khabarovsk: Russian Academy of Science. 2002. P. 23–24.
51. Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.C. et al. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale // Geochronology time scale and global stratigraphic correlation. 1995. Vol. SEMP Special Publication. No. 54 (54). P. 95–128.
52. Harland W.I., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A geologic time scale 1989. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1990. 263 p.
53. Kelley S.P., Spicer R.A., Herman A.B. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for Cretaceous Chauna Group tephra, northeastern Russia, and their implications for the geological history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Research 20. 1999. P. 97–106.

Поступила в редакцию 1 октября 2004 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

I.N. Kotlyar, T.B. Rusakova

The geological-and-geochronological model of Cretaceous continental volcanic formations in the Okhotsk-Chukotka magmatic province (north-eastern part of Russia)

On the basis of geological-and-radiological data, the authors have developed the geological-and-geochronological model of the formation of Cretaceous continental assemblages. They distinguish 4 stages of volcanism, 3 of which are marked by great activity. Their products are represented by calc-alkaline and trachyryolite-trachybasaltic series of various tectonic implication: island-arc, continental, intracontinental, and riftogenic. Their difference is also marked by considerable temporal breaks and petrological features of rocks.

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ФРАГМЕНТ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА, СИХОТЭ-АЛИНЬ: СТРАТИГРАФИЯ, СУБДУКЦИОННАЯ АККРЕЦИЯ И ПОСТАККРЕЦИОННЫЕ СМЕЩЕНИЯ***С.В. Зябрев**, *М.В. Мартынюк***, *Е.К. Шевелев******** Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск**** ФГУ Территориальный фонд информации по природным ресурсам и охране окружающей среды Министерства природных ресурсов РФ по Дальневосточному федеральному округу, г. Хабаровск***** Независимый исследователь*

Биостратиграфическое изучение радиолярий во фрагменте аккреционного комплекса в бассейне р. Уссури позволило восстановить последовательность напластования и уточнить стратиграфию района. Аккреционный комплекс идентифицирован как юго-западное продолжение Киселевско-Маноминского террейна, поздне-раннемелового аккреционного комплекса, который прослеживается на правом берегу р. Уссури с низовьев р. Амур. Полученные данные накладывают важные ограничения на возраст субдукционной аккреции и постаккреционного смещения смежных террейнов. Киселевско-Маноминский аккреционный комплекс сформировался во временном интервале поздний апт – начало раннего альба, как следует из соотношений возрастов наиболее молодых пород комплекса и перекрывающих его отложений. Последующее совмещение с Журавлевским террейном по левому сдвигу значительной амплитуды началось в альбе и закончилось в туроне. Средняя скорость сдвигового смещения составляла около 3 см/год. Приводится возможный вариант реконструкции конвергентной границы плит в конце раннего мела.

Ключевые слова: радиолярии, стратиграфия, аккреционная тектоника, мезозой, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Аккреционные комплексы, сформировавшиеся в мезозое вдоль конвергентной границы Востока Азии [4–7, 10–17, 21, 24, 26], слагают большую часть территории юга Дальнего Востока России и прилегающих островов (рис. 1). Сложное площадное распределение аккреционных комплексов проявлено как в конфигурации разновозрастных, так и в совмещении разновозрастных их фрагментов и является индикатором значительных постаккреционных перемещений. Реконструкция процессов аккреции и постаккреционных перемещений имеет важное значение для понимания эволюции конвергентной границы и характера наращивания Азиатского континента. Для детальных тектонических реконструкций первостепенное значение имеет точное определение очертаний и возраста индивидуальных аккреционных комплексов. Мы приводим новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистых отложений в западном Сихотэ-Алине (юг Хабаровского края), которые позволили распознать здесь юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса и

таким образом протрассировать комплекс с низовьев р. Амур до правобережья р. Уссури. Эти данные в сочетании с имеющимися определяют возраст субдукционной аккреции в узком геохронологическом интервале поздний апт–ранний альб. Полученные результаты мы используем для корреляции изученных образований с синхронными аккреционными комплексами и реконструкции конвергентной границы в конце раннего мела.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СУЩЕСТВУЮЩИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Киселевско-Маноминский террейн является аккреционным комплексом, сформировавшимся в конце раннего мела [5, 7, 9, 16, 28, 30]. Он сложен юрскими и нижнемеловыми кремнями и базальтами, чем контрастно отличается от окружающих его нижнемеловых терригенных отложений. Террейн прослеживается на сотни километров в виде узкой (5–15 км) полосы СВ простирания (рис. 1). Хорошо известны два его сегмента – Киселевский на Нижнем Амуре [2, 5, 7, 9, 17, 30] и Маноминский в Центральном Сихотэ-Алине [13, 28], смещенные Центрально-Сихотэ-Алин-

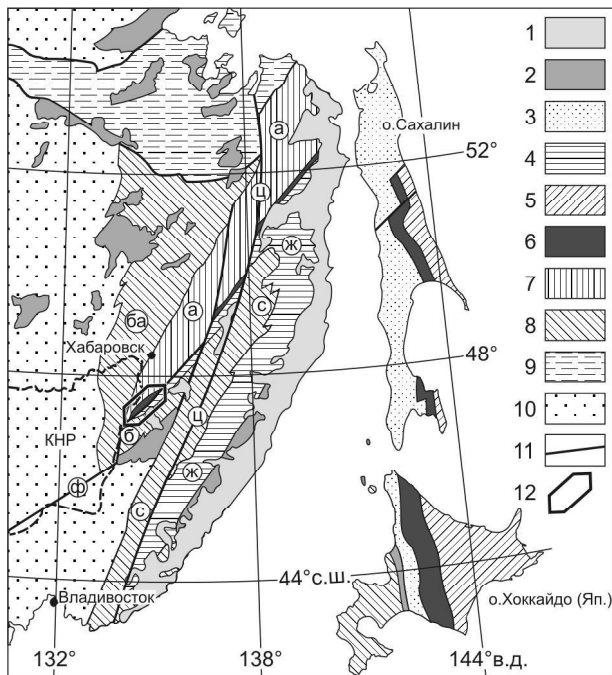


Рис. 1. Тектоническая схема Дальнего Востока России и смежных областей, по [11, 24, 26,] с изменениями, и положение района исследования.

1–2 – субдукционные вулканиты: 1 – сенон-палеоценовые, 2 – досенонские; 3 – преддуговой прогиб 3. Сахалина (апт–кайнозой); 4 – Журавлевский террейн, раннемеловой турбидитовый прогиб (ж), 5–8 – аккреционные комплексы: 5 – позднемеловые В. Сахалина и Хоккайдо, 6 – аптско-альбский Киселевско-Маноминский и его аналог на В. Сахалине и Хоккайдо, 7 – раннемеловой Амурский (а), 8 – юрско-раннемеловые Баджальский (ба), Бикинский (б) и Самаркинский (с); 9 – Монголо-Охотская сутурная зона; 10 – кратонные области; 11 – крупные разломы, в том числе Центрально-Сихотэ-Алинский (ц) и Фунь-Мишань (ф); 12 – район исследования.

ским левосторонним сдвигом. На северо-западе Киселевско-Маноминский террейн граничит с Амурским террейном – раннемеловым аккреционным комплексом, сложенным преимущественно турбидитами глубоководного желоба [11, 26]. С юго-востока он ограничен Журавлевским террейном – сложнослоистым раннемеловым турбидитовым прогибом, заложившимся на океаническом основании [3]. Таким образом, отложения раннемеловой океанической пелагиали вдаются вглубь континента узкой полосой и ограничены с обеих сторон одновозрастными отложениями континентального подножья. Общая же тектоническая картина оказывается и еще более сложной – на траверсе Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, за Татарским проливом, под острым углом к нему простираются синхронные комплексы Сахалина и

Хоккайдо [4, 20, 24]. Это свидетельствует о значительном постаккреционном перемещении террейнов, которое требует более глубокого понимания и объяснения с привлечением тектонических реконструкций.

В ходе геологосъемочных работ в конце 80-х годов прошлого столетия в западном Сихотэ-Алине [1], в зоне сочленения Амурского, Журавлевского и Бикинского террейнов (рис. 1), были обнаружены позднемеловые и раннемеловые радиоларии в кремнях и альбско-сенноманские – в кремнистых алевропелитах, переслаивающихся с базальтами. В стратиграфической схеме этого района [1] часть кремней, включающих базальты и известняки, отнесены к юрской толще базальтов и кремней, а более молодые кремни, переслаивающиеся с базальтами – к нижнемеловой (берриас) култухинской свите. Выше следуют валанжинская толща алевролитов, барремско-раннеальбская укгурская свита турбидитов, альбская толща песчаников и альбско-сенноманская толща конгломератов и гравелитов. Базальты с прослоями алевролитов, содержащих альбско-сенноманские радиоларии, отнесены к верхнемеловой толще базальтов, залегающей на конгломератах. Присутствие раннемеловых кремней указывает на возможное продолжение Киселевско-Маноминского террейна вплоть до правобережья р. Усури. Для проверки этого предположения и уточнения стратиграфии аккреционного комплекса мы провели биостратиграфическое изучение радиоларий. В районе исследования (рис. 1) юрско-меловые вулканогенно-кремнистые отложения прослеживаются на протяжении 75 км полосой СВ простирания и шириной до 15 км (рис. 2). На рассматриваемой территории широко распространены позднемеловые и более молодые вулканиты и интрузии гранодиоритов, перекрывающие и прорывающие различные террейны, что открывает возможность использования элементов террейнового анализа.

СТРАТИГРАФИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА

Мы изучили стратиграфию фрагмента аккреционного комплекса вдоль двух профилей на его юго-западном (район г. Придорожной) и северо-восточном (район г. Известковой) окончаниях (рис. 2). Помимо естественных обнажений обследовались и старые геологические каналы. Канвой исследования послужили геологические схемы и разрезы вдоль линии каналов, составленные в процессе геологосъемочных работ [1]. Наши наблюдения сопровождалась отбором образцов кремней и кремнистых алевропелитов с целью получения фауны радиоларий. Для географической привязки образцов использовался GPS приемник.

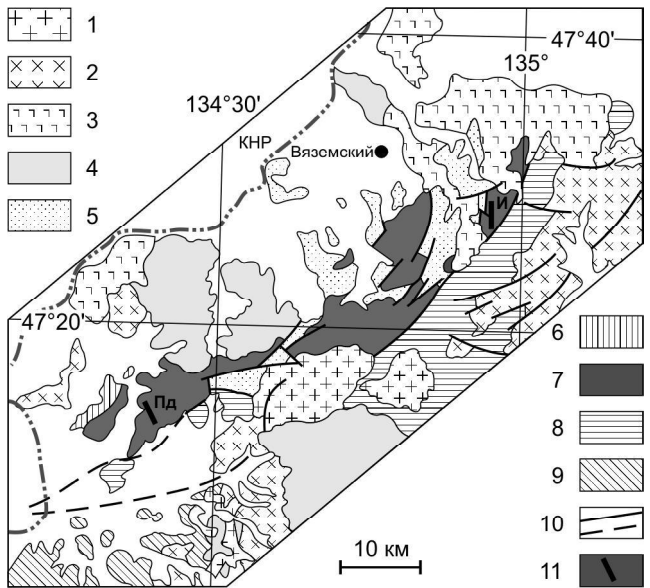


Рис. 2. Тектоническая карта района исследования на правобережье р. Усури, западный Сихотэ-Алинь (по материалам геологической съемки 1:50 000 [1]), и положение изученных разрезов.

1–5 – сшивающие и перекрывающие комплексы: 1 – палеоценовые гранодиориты, 2 – поздне меловые гранодиориты, 3 – плиоценовые базальты, 4 – поздне меловые туфы андезитов и палеоценовые туфы риодацитов, 5 – альбско-сеноманские песчаники и конгломераты; 6–9 – террейны: 6 – Амурский, 7 – Киселевско-Маноминский, 8 – Журавлевский, 9 – Бикинский; 10 – разломы установленные и предполагаемые; 11 – изученные разрезы на г. Придорожной (Пд) и г. Известковой (И).

В окрестностях г. Придорожной обнажена толща базальтов и гиадокластитов, чередующихся с розово-красными и оливково-серыми кремнистыми и известковистыми алевропелитами и красными ленточными кремнями (рис. 3). Часть контактов между ними имеет явно тектоническую природу. Тектонические пластины и слагающие их отложения простираются в СВ направлении и характеризуются крутыми до вертикального падения. Несмотря на значительную тектоническую нарушенность последовательности напластования, переслаивание базальтов и кремнистых алевропелитов не вызывает сомнения. В юго-восточном обнажении кремнистых алевропелитов (рис. 3) ранее обнаружены [1] наиболее молодые меловые, предположительно альбско-сеноманские, радиолярии (определения и заключение Л.Б. Тихомировой по шлифам).

В районе г. Известковой и далее к северу ленточные кремни и базальты чередуются с мощными пластами известняков (рис. 4А). Тектонические пластины, сложенные этими породами, характеризуются

СВ простиранием и крутыми до вертикального падения. Более поздние разломы незначительно нарушают структурный план. В кремнях к северу от г. Известковой (рис. 4А) были найдены [1] позднеюрские, а возможно, и более молодые радиолярии (определения и заключения Л.Б. Тихомировой по шлифам). В южной части карьера на г. Известковой вблизи тектонического контакта кремней и известняков обнажены красные кремнистые алевропелиты (рис. 4Б). Ими сложены две маломощные (6–7 м) близкорасположенные тектонические пластины, чередующиеся с пластинами кремней.

Образцы, содержащие уверенно определяемые радиолярии (табл. 1, рис. 3, 4), использованы для восстановления стратиграфии аккреционного комплекса. Радиолярии были выделены слабым раствором $\text{HF}+\text{HCl}$, отобраны из остатка и сняты на сканирующем электронном микроскопе. Диагностированные в различных образцах виды радиолярий сведены в таблицу 2. Мы постарались проиллюстрировать их подавляющее большинство, отдавая предпочтение наиболее молодым комплексам радиолярий (фототабл. 1, 2).

Для определения возраста меловых комплексов радиолярий использована биостратиграфическая шкала унитарных ассоциаций (UA) западных регионов Тетис Л. О'Догерти и Р. Юд, 1997 и соответствующая ей база данных и таксономия [23, 27]. Комплексы скоррелированы с тетическими методом унитарных ассоциаций [19] с применением компьютерной программы BioGraph v.2.3[©]Savary & Guex, 1990-96 [29]. В алгоритме этой программы реализован метод построения дискретных биостратиграфических шкал [19, 29]. В качестве иллюстрации в статье использован фрагмент стандартного вывода программы (рис. 5). В процессе выполнения алгоритма была получена последовательность из 57 UA с четырьмя новыми, дополняющими 53 UA шкалы Л. О'Догерти и Р. Юд, 1997. Возраст наиболее молодых образцов также соотнесен со шкалой UA для среднего мела Л. О'Догерти [27]. Датировки большинства образцов кремнистых (известковистых) алевропелитов определяются узкими геохронологическими интервалами, включающими одну-две UA (рис. 5). Исключение составляют образцы Пд-2 и Пд-3, возраст которых определен в весьма широких пределах с незначительным перекрытием. Оба образца отобраны из одной пачки отложений в пределах канавы длиной 2–3 м, поэтому радиолярии были объединены в комплекс Пд-2+3 с заметно более узким, раннебарремским, возрастным интервалом (рис. 5). Этот раннебарремский комплекс радиолярий получен из пород в той же канаве, где ранее обнаружены радиолярии, датированные альбом-сеноманом [1].

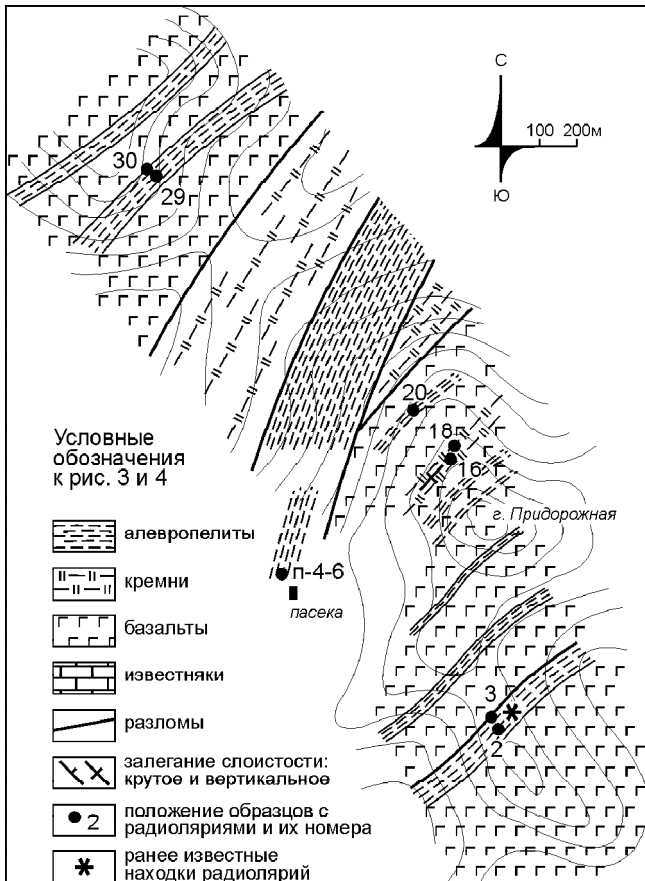


Рис. 3. Геологическое строение района г. Придорожной и места находок радиолярий (по материалам [1] с уточнениями).

Возраст юрских комплексов радиолярий (рис. 6) определен с использованием шкалы зон унитарных ассоциаций UAZ95 для тетической области [18]. На эту же шкалу спроецированы и более точно определенные датировки меловых образцов. Полученные данные использованы для интерпретации стратиграфии аккреционного комплекса (рис. 6). Датировки образцов кремней распределены в диапазоне поздняя юра–ранний мел, включая готерив, а кремнистых (известковистых) алевропелитов – от баррема до среднего апта. Граница пелагических кремней и гемипелагических кремнистых алевропелитов устанавливается, таким образом, вблизи границы готерив/баррем. Базальты занимают различные уровни в стратиграфической последовательности. Они присутствуют в ее нижнемеловой части, заметно преобладая в барремско-нижнеаптском интервале. Верхнеюрская (киммеридж–титон) часть отложений, охарактеризованная значительным количеством датировок, базальтов не содержит. О более детальном распределении вулканитов не позволяют судить неустановленная природа большинства их контактов с кремнями и недостаточ-

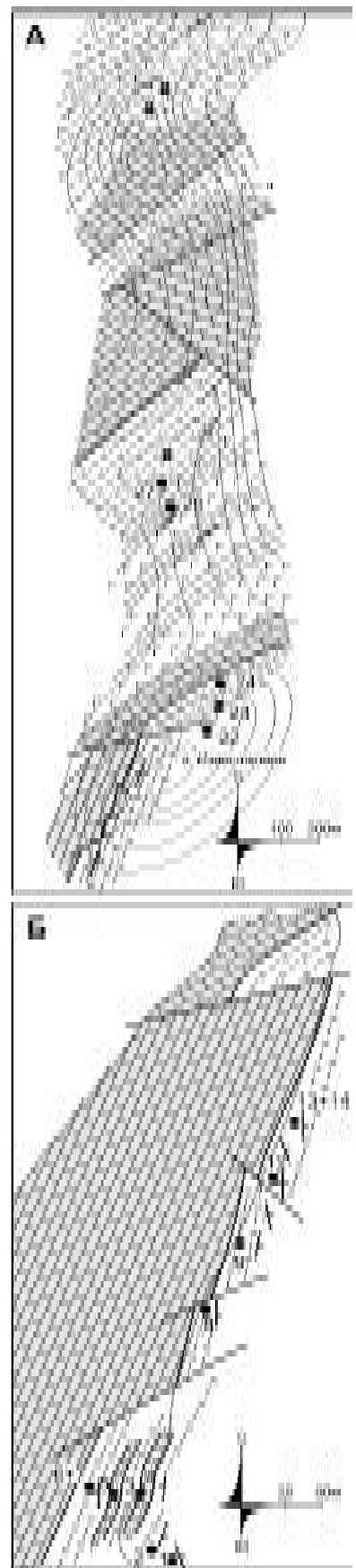


Рис. 4. Геологическое строение района г. Известковой и места находок радиолярий.

А – маршрутная карта, по материалам [1] с уточнениями; Б – схематическая карта известкового карьера, контуры которого показаны точечной линией. Условные обозначения на рис. 3.

Таблица 1. Литология, координаты и возраст изученных образцов.

Район	Образец	Литология	Координаты	Возраст
г. Придорожная	п-4	красный кремнистый алевропелит	N 47°13,944' E 134°23,525'	поздний баррем, UA 35
	п-5			ранний баррем, UA 32–33
	п-6			
	пд-2	оливково-серый алевропелит	N 47°13,802'	баррем–апт, UA 32–45
	пд-3	красный кремнистый алевропелит	E 134°24,000'	берриас–баррем, UA 7–33
	пд-16	красный глинистый кремь	N 47°14,155'	готерив, UA 24–30
	пд-18	красный туфоженный кремь	E 134°23,818'	берриас–валанжин, UA 7–20
	пд-20	красный кремнистый алевропелит	N 47°14,218' E 134°23,691'	ранний баррем, UA 32
	пд-29	оливково-серый известковистый алевропелит	N 47°14,457' E 134°23,078'	средний апт, UA 43
	пд-30			
г. Известковая	и-1	сургучно-красный кремь	N 47°27,245' E 134°57,057'	поздний киммеридж–ранний титон, UAZ95 11
	и-2			средний оксфорд–ранний титон, UAZ95 9–11
	и-3	коричнево-красный кремнистый алевропелит		ранний мел, ранний баррем, UA33
	и-5			ранний мел, поздний баррем, UA34
	и-6	вишнево-красный кремь		поздний титон, UAZ95 12/13
	и-7			поздний титон–валанжин, UAZ95 13–17
	и-8			поздний киммеридж–ранний титон, UAZ95 11
	и-9	поздний титон–валанжин, UAZ95 13–17		
	и-12		красный кремь	
	и-13	красный кремь	N 47°27,405' E 134°57,088'	поздний титон, UAZ95 12/13
	и-14			
	и-22	сургучно-красный кремь	N 47°27,470'	титон, UAZ95 12
	и-23	красно-бурый кремь	E 134°57,192'	титон, UAZ95 11/12
	и-24	красно-бурый кремь		титон, UAZ95 11/12
	и-26	бордово-красный кремь	N 47°27,762'	поздний титон–валанжин, UAZ95 13–17
	и-27	сургучно-красный кремь	E 134°56,979'	средний оксфорд–ранний титон, UAZ95 9–11

ная палеонтологическая изученность вмещающих кремней. В известняках района г. Известковой присутствуют [1] фораминиферы конца средней юры–поздней юры (определения и заключение Н.А. Ефимовой). Известняки помещены в основание реконструированной последовательности напластования условно, поскольку их соотношения с кремнями тектонические.

Стратиграфия аккреционного комплекса изученного района позволяет отождествить его с Киселевско-Маноминским аккреционным комплексом. Только в этом комплексе известны раннемеловые кремни с базальтами и поздне-раннемеловые кремнистые алевропелиты [2, 5, 7, 17, 28, 30]. Таким образом устанавливается продолжение Киселевско-Маноминского террейна к юго-западу вплоть до правобережья р. Усури. Как и в остальной части террейна*, в изученном фрагменте отсутствуют кластические отложения конвергентной границы, характерные для многих аккреционных комплексов. Спецификой исследованного фрагмента является обилие базальтов среди гемипелагических кремнистых и известковистых алевропелитов.

Полученная стратиграфическая последовательность заметно отличается от стратиграфической схемы, использованной при составлении геологической карты масштаба 1:50 000 в этом районе [1]. По нашим данным, стратиграфический интервал вулканогенно-кремнистых отложений (верхняя юра – апт) перекрывает не только интервал аналогичных отложений, отнесенных к верхнеюрской толще кремней и базальтов и берриасской култухинской свите, но и валанжинской толщи алевролитов и барремско-аптской уктурской свиты турбидитов (рис. 6). Два последних подразделения закартированы в Журавлевском и Бикинском террейнах к юго-востоку от Киселевско-Маноминского, хотя к толще алевролитов была отнесена и часть кремнистых (известковистых) алевропелитов, обнаженных на г. Придорожной. Очевидно, что составление единой стратиграфической колонки для площади сочленения нескольких террейнов встречает непреодолимые препятствия при интерпретации последовательности напластования. Наиболее молодые базальты, переслаивающиеся с гемипелагическими алевропелитами, были вычленены предыдущими исследователями [1] из единой вулканогенно-кремнистой толщи, отнесены к верхнемеловой толще базальтов и помещены в стратиграфической схеме выше

*Мы не включаем в Киселевско-Маноминский террейн аккреционный комплекс, обнаженный на оз. Удыль в низовьях р. Амур [10].

BIOGRAPH Copyright(c)1991 by J.Savary & J.Guex
 BG_T13 v1.01: reproducibility
 Vyazemsky to O'D-J computed scale
 66 levels, 57 united associations
 Reproducibility table

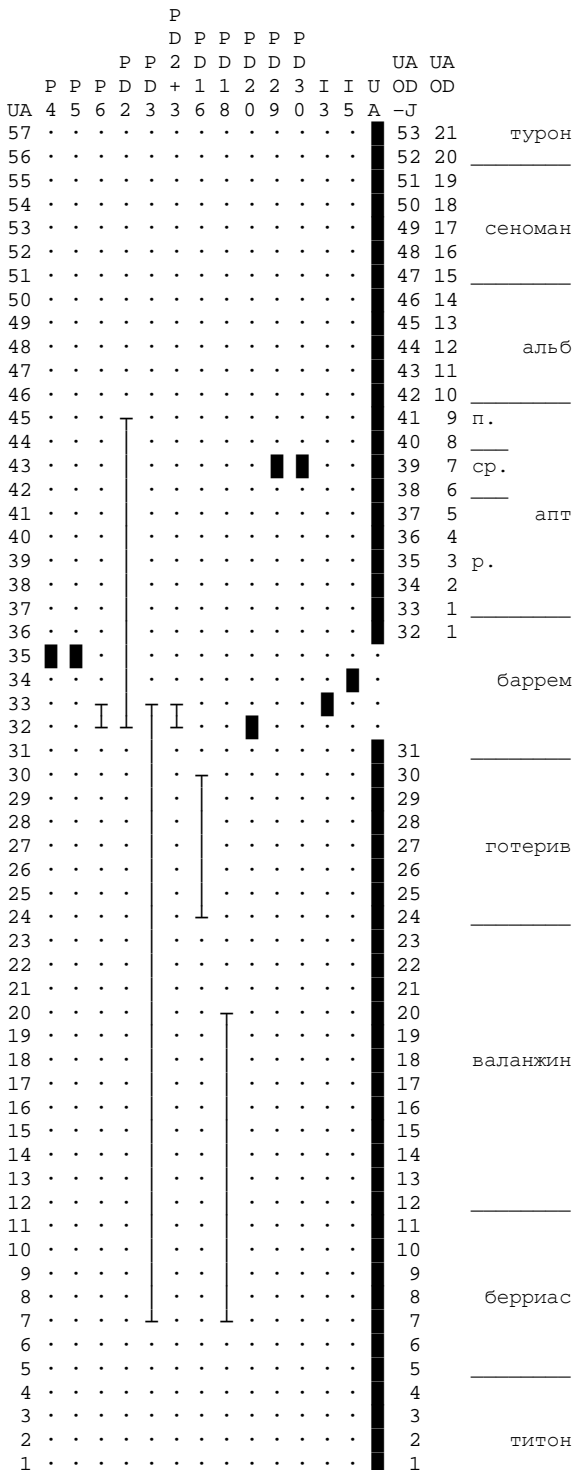


Рис. 5. Стратиграфическое положение образцов кремней и кремнистых (известковистых) алевропелитов района г. Придорожной и кремнистых алевропелитов района г. Известковой, соотнесенное со шкалами унитарных ассоциаций O'Dogherty & Dumitrica-Jud, 1997 (слева) и O'Dogherty, 1994 (справа).

Результат нумерической корреляции, выполненной программой BioGraph [29].

альбско-сеноманской толщи конгломератов и гравелитов (рис. 6). Картина же площадного распределения альбских песчаников и альбско-сеноманских конгломератов и гравелитов (рис. 2) свидетельствует о том, что они наложены на структуру аккреционного комплекса.

РЕКОНСТРУКЦИЯ АККРЕЦИОННЫХ СОБЫТИЙ И ПОСТАККРЕЦИОННЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

Установление времени субдукционной аккреции являлось одной из задач исследования. Время эпизода аккреции, или прибытия фрагмента океанической плиты в зону субдукции, наиболее точно определяется по появлению в разрезе аккрецированных отложений турбидитов осевой части глубоководного желоба [22]. В изученной части Киселевско-Маноминского

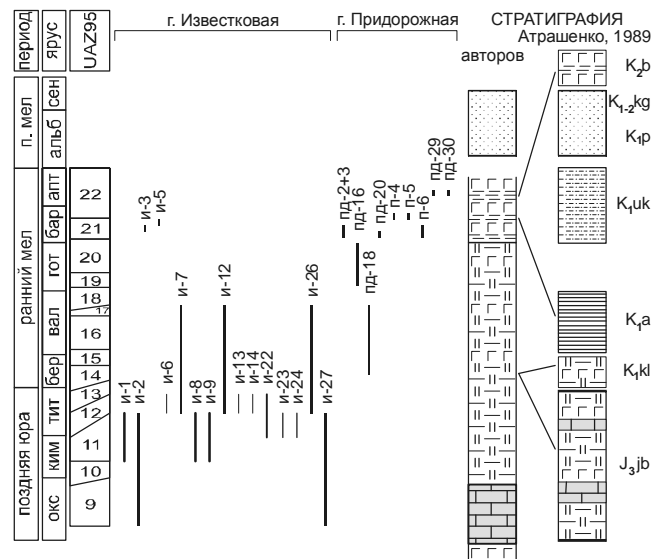


Рис. 6. Стратиграфическое положение изученных образцов и реконструированная последовательность напластования в сравнении со стратиграфической схемой, использованной при геологическом картировании 1:50 000 [1].

Стратиграфическое положение кремней г. Известковой соотнесено со шкалой зон унитарных ассоциаций UAZ95 [18], позиция остальных образцов (рис. 5) спроецирована на эту шкалу. Положение известняков и части базальтов достаточно условно. Условные обозначения на рис. 2 и 3. Индексация толщ и свит: K_{2b} – базальтов, K_{1-2kg} – конгломератов и гравелитов, K_{1p} – песчаников, K_{1uk} – уктурская, K_{1a} – алевролитов, K_{1kl} – култухинская, J_{3jb} – кремней и базальтов.

комплекса, как и на всем его протяжении, подобные отложения отсутствуют. Это является показателем того, что комплекс был аккрецирован путем тектонического подслаивания (*underplating*). Вероятно, клас- тические отложения конвергентной границы были сорваны с приводящей океанической плиты вдоль поверхности деколема (*décollement*) и фронтально аккрецированы к более высоким частям аккреционной призм. В этом случае время аккреции может быть лишь аппроксимировано следующим образом. Начало гемипелагической седиментации на рубеже готерива и баррема указывает на приближение фрагмента океанической плиты к конвергентной границе. Возраст наиболее молодых гемипелагических отложений аккреционного комплекса определяет время аккреции как постсреднеаптское. С другой стороны, аккреция произошла до начала накопления альбской толщи песчаников, перекрывающей структуру аккреционного комплекса, а именно до конца раннего альба. Таким образом, время аккреционных событий ограничено интервалом поздний апт–начало раннего альба.

В районе исследования сочленяются Амурский, Киселевско-Маноминский, Журавлевский и Бикинский террейны. Распространенные здесь постапские отложения и интрузии являются по отношению к террейнам перекрывающими и сшивающими комплексами. Это позволяет применить элементы террейнового анализа для получения пространственно-временных ограничений на предполагаемые перемещения террейнов. Тектоно-стратиграфические соотношения (рис. 7) геологических комплексов определяются следующим образом. Альбские песчаники совместно с альбско-сеноманскими конгломератами перекрывают Киселевско-Маноминский и Амурский террейны. Их пространственное распределение (рис. 2) показывает, что первый терреин практически не смещен относительно второго. Это совпадает с представлениями о направленности юрско-раннемеловой субдукции и связанной с ней аккреции в регионе [11, 12, 26]. Для времени аккреции Киселевско-Маноминского террейна предполагается, что к юго-востоку от него находилась субдуцирующая океаническая плита. В этой позиции сейчас находится Журавлевский терреин (рис. 1, 2), явно перемещенный совместно с Бикинским (и другими террейнами Сихотэ-Алиня) вдоль левостороннего сдвига. Временные ограничения на смещение вдоль сдвиговой границы Киселевско-Маноминского и Журавлевского террейнов определяются следующим образом. Наиболее древними отложениями, перекрывающими все четыре террейна в рассматриваемом районе являются верхнемеловые туфы андезитов (рис. 2, 7), но они нигде не налегают на сдвиговую границу Киселевско-Маноминского и

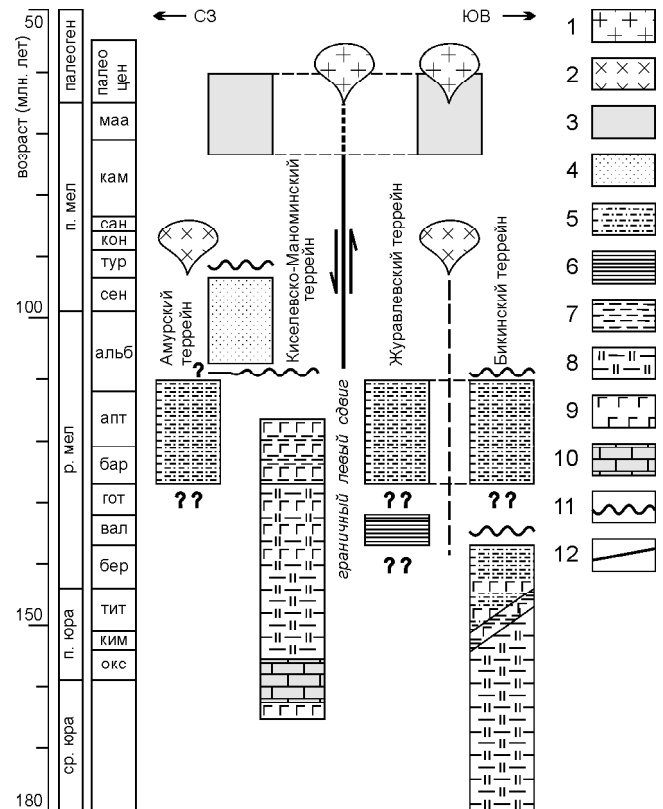


Рис. 7. Тектоно-стратиграфические соотношения Амурского, Киселевско-Маноминского, Журавлевского и Бикинского террейнов на правом берегу р. Уссури, западный Сихотэ-Алинь.

1 – палеоценовые гранодиориты, 2 – поздне меловые гранодиориты, 3 – поздне меловые туфы андезитов и палеоценовые туфы риодацитов, 4 – альбские песчаники и альбско-сеноманские конгломераты, 5 – турбидиты уктурской свиты, 6 – алевролиты, 7 – кремнистые (известковистые) алевропелиты, 8 – кремни, 9 – базальты, 10 – известняки, 11 – размыв и несогласие, 12 – разломы.

Журавлевского террейнов. Поздне меловые интрузии гранодиоритов прорывают Амурский, Журавлевский и Бикинский террейны (рис. 2, 7), не затрагивая при этом Киселевско-Маноминского. Наиболее ранним элементом, отчетливо сшивающим Киселевско-Маноминский и Журавлевский террейны, являются палеоценовые гранодиориты, прорывающие как оба террейна, так и их границу (рис. 2, 7). Исходя из анализа тектоно-стратиграфических соотношений геологических комплексов, распространенных в этом районе, строго определенным ограничением на время совмещения обоих террейнов является палеоцен. При прослеживании сдвиговой границы далее к СВ устанавливается ее перекрытие сенонскими (верхний мел) вулканитами Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [8] в районе ее пересечения Центральнo-Сихо-

тэ-Алинским сдвигом (рис. 1). Сдвиговые перемещения завершились к турону–коньяку, а их начало, скорее всего, совпадает с началом накопления альбских песчаников. Характер пространственного распределения песчаников и вышележащих конгломератов, как и состав толщ, указывает на формирование присдвиговых бассейнов. Таким образом, вре-

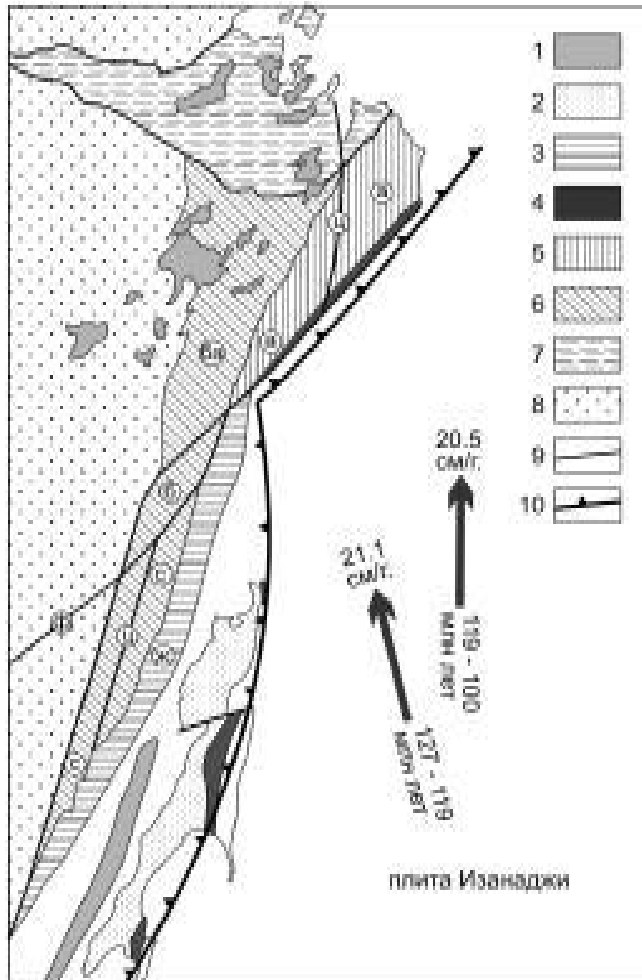


Рис. 8. Палеотектоническая реконструкция на период формирования Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, поздний апт–начало альба. Направление и скорости перемещения плиты Иизанаджи относительно Евразии – по [25]. Показаны следы будущих разломов Фушунь-Мишань (ф) и Центрально-Сихотэ-Алинского (ц).

1 – субдукционные вулканиты Хингано-Охотского пояса
2 – преддуговой прогиб 3. Сахалина (апт–кайнозой); 3 – Журавлевский раннемеловой турбидитовый прогиб (ж), 4–6 – аккреционные комплексы: 4 – поздне-раннемеловой Киселевско-Маноминский и его аналоги на В. Сахалине, 5 – раннемеловой Амурский (а), 6 – юрско-раннемеловые Баджальский (ба), Бикийский (б) и Самаркинский (с); 7 – Монголо-Охотская сутурная зона; 8 – кратонные области; 9 – крупные разломы, в том числе следы будущих Центрально-Сихотэ-Алинского (ц) и Фушунь-Мишань (ф); 10 – зона субдукции.

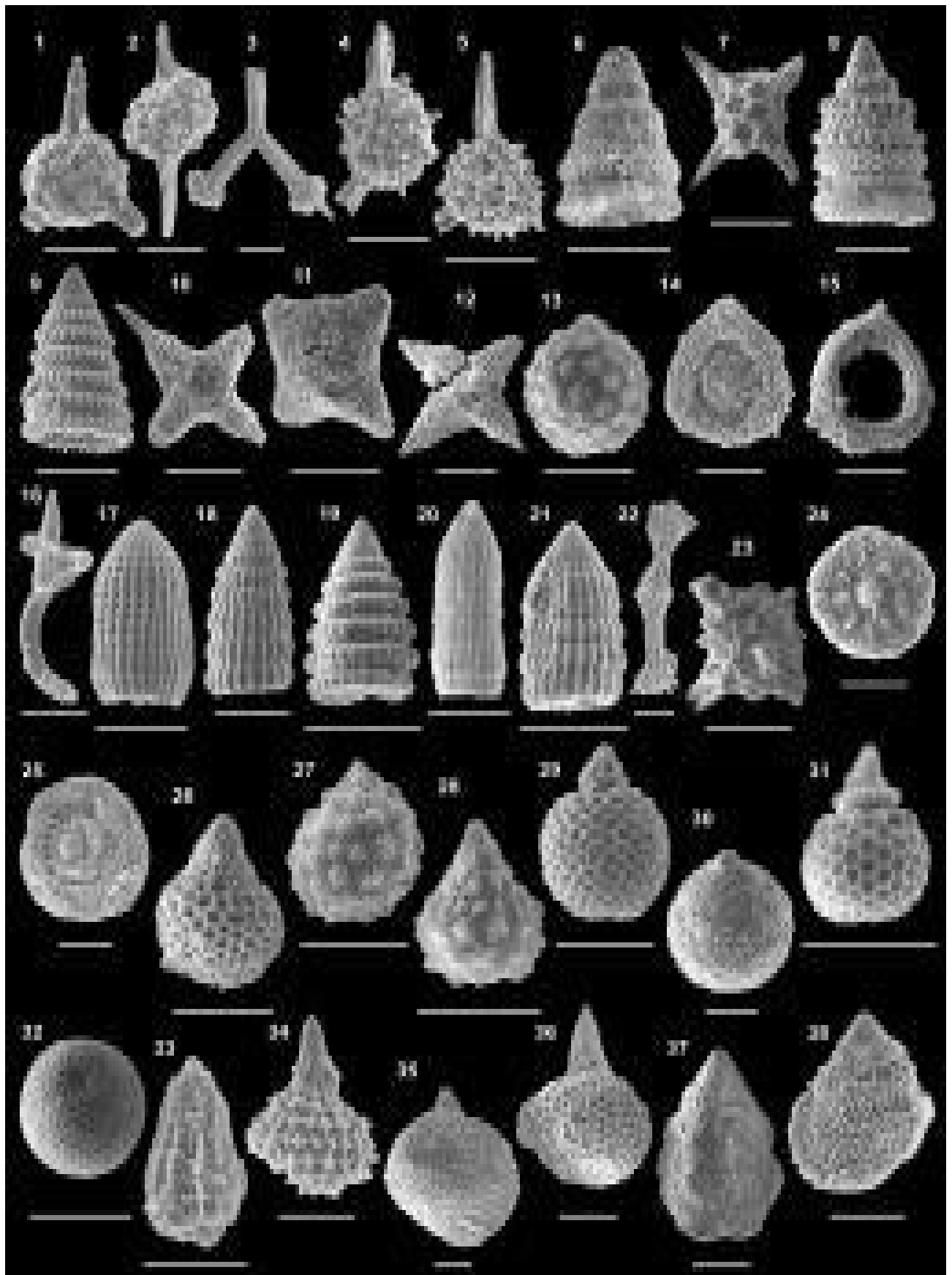
мя сдвиговых перемещений определяется в интервале от конца раннего альба до турона–коньяка, что составляет 17–20 млн лет.

С распознаванием фрагмента Киселевско-Маноминского террейна на правобережье р. Уссури общая длина террейна достигла 500 км. Именно на этом протяжении конвергентная граница, вдоль которой формировался аккреционный комплекс, в конце раннего мела должна была быть открытой в сторону океана, чтобы субдукция океанической плиты была возможной. Для реконструкции такой конфигурации конвергентной границы необходимо сместить вдоль нее к юго-западу все террейны, лежащие к юго-востоку. Предварительно следует удалить более поздние смещения вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского левостороннего сдвига (и параллельных ему) а также перемещения, связанные с раскрытием Японского моря. Прделав эту операцию, в дальнейшем реконструировании можно использовать перемещения как вдоль края кратона, так и вдоль левостороннего сдвига Фушунь-Мишань. Смещением по этому разлому, сопряженному с системой разломов Тань Лу, объяснима значительная часть общего левосдвигового перемещения вдоль Киселевско-Маноминского террейна. Вариант реконструкции конвергентной границы в конце раннего мела показан на рис. 8. Предложенный способ реконструкции не противоречит представлениями о конвергенции Евразии и океанической плиты Иизанаджи. С начала валанжинского и

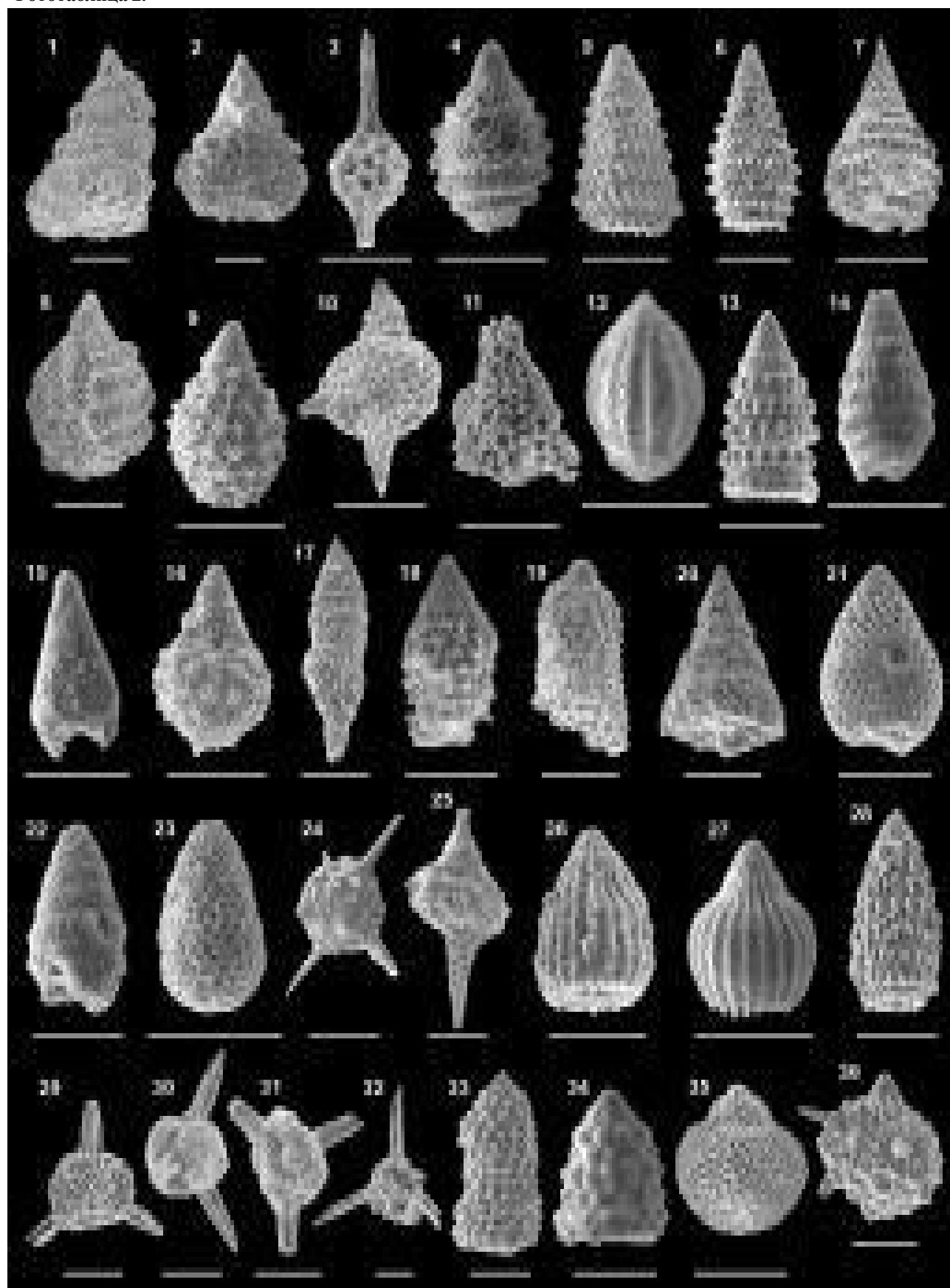
Фотогалаблица 1. Радиоларии западного фланга Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса. Номера изображений соотнесены с номерами образцов в таблице 2. Масштабная планка = 100 μm .

1 – *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, 2 – *Acaeniotyle umbilicata* (Rüst), 3 – *Archaeotritrabs gracilis* Steiger, 4 – *Becus helenae* (Schaaf), 5 – *Becus jiangzeensis* (Wu & Li), 6 – *Canoptum banale* Jud, 7 – *Cecrops septemporatus* (Parona), 8 – *Cinguloturris cylindra* Kemkin & Rudenko, 9 – *Crolanium puga* (Schaaf), 10 – *Crucella bossoensis* (Aita), 11 – *Crucella hispana* O'Dogherty, 12 – *Crucella remanei* Jud, 13 – *Cryptamphorella clivosa* (Aliev), 14 – *Cyclastrum infundibuliforme* Rüst, 15 – *Cyclastrum luminosum* Jud, 16 – *Dicerosaturnalis amissus* (Squinabol), 17 – *Dictyomitra apiarium* (Rüst), 18 – *Dictyomitra communis* (Squinabol), 19 – *Dictyomitra depressa* (Baumgartner), 20 – *Dictyomitra excellens* (Tan), 21 – *Dictyomitra minoensis* Mizutani, 22 – *Ditrabs sansalvadorensis* (Pessagno), 23 – *Emiluvia chica* Foreman, 24 – *Godia decora* (Li & Wu), 25 – *Godia florealis* (Jud), 26 – *Hiscocapsa asseni* (Tan), 27 – *Hiscocapsa grutterinki* (Tan), 28 – *Hiscocapsa kaminogensis* (Aita), 29 – *Hiscocapsa kitoi* (Jud), 30 – *Hiscocapsa orca* (Foreman), 31 – *Hiscocapsa uterculus* (Parona), 32 – *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, 33 – *Hsum raricostatatum* Jud, 34 – *Mirifusus chenodes* (Renz), 35 – *Mirifusus minor* Baumgartner, 36 – *Obeliscoites dorysphaeroides* (Neviani), 37 – *Obesacapsula cetia* (Foreman), 38 – *Obesacapsula morroensis* Pessagno.

Фототаблица 1.



Фототаблица 2.



до конца коньякского времени Изанаджи перемещалась относительно Евразии к С-СВ, под острым углом к восточной границе континента, со скоростями более 20 см/год [25]. Значительные сдвиговые перемещения, затронувшие край континента, вполне согласуются с такой кинематической обстановкой. Средняя скорость левосдвигового смещения террейнов вдоль южной границы Киселевско-Маноминского террейна оценивается в пределах 2,5–3 см/год, что составляет ~1/7 скорости конвергенции континентальной и океанической плит.

ВЫВОДЫ

В результате стратиграфического изучения фрагмента аккреционного комплекса на правом берегу р. Усури, юг Хабаровского края, он идентифицирован как западное продолжение Киселевско-Маноминского террейна. Возраст субдукционной аккреции определен в интервале поздний апт–начало раннего альба. Последующее совмещение с более древним Бикинским аккреционным комплексом по левому сдвигу значительной амплитуды началось в конце раннего альба и завершилось к турану. Оно составляет часть постааккреционных дислокаций, существенно изменивших тектонический план региона. Средняя скорость смещения составляла 2,5–3 см/год. Перемещения согласуются с кинематической обстановкой того времени, когда плита Изанаджи двигалась со значительной скоростью и под острым углом к окраине Азиатской плиты.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Л. О'Догерти за возможность использования его базы данных по меловым радиоляриям и Д.В. Фомину за получение изображений радиолярий на электронном микроскопе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атрашенко А.Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья р. Усури: Отчет Вяземской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50000 и поисковых работ, проведенных в 1984–1989 гг. / Геолого-съемочная экспедиция ПГО Дальгеология, Хабаровск, 1989.
2. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 83–96.
3. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (южный Сихотэ-Алинь). Фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, № 2. С. 13–25.
4. Жаров А.Э. Аккреционная тектоника и геодинамика Южного Сахалина // Геотектоника. 2004. № 4. С. 45–63.
5. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна - наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 74–82.
6. Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 2002. № 5. С. 79–88.
7. Кириллова Г.Л., Сакаи Т, Исида К., Козаи Т., Ота Т., Исиды Н. Строение и природа позднюрско-раннемеловых комплексов Приамурья // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы совещ. М., 2003. Т. 1. С. 253–255.
8. Красный Л.И. (гл. ред.), Мартынюк М.В., Вольская И.П., Рямов С.А. (сост.). Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:2500000 / Мингео СССР, ПГО "Дальгеология" 1986. Л.: ВСЕГЕИ, 1991.
9. Кузьмин С.П., Шевелев Е.К. Новые данные о структуре и возрасте киселевской свиты (Нижний Амур) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневост. регион. межвед. стратигр. совещ.. Хабаровск, 1990, С. 173–175.
10. Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н., Малиновс-

Фототаблица 2. Радиолярии западного фланга Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса. Номера изображений соотнесены с номерами образцов в таблице 2. Масштабная планка = 100µm.

1 – *Obesacapsula umbriensis* Jud, 2 – *Obesacapsula verbana* (Parona), 3 – *Pantanellium lanceola* (Parona), 4 – *Parvicingula boesii* (Parona), 5 – *Parvicingula cosmoconica* (Foreman), 6 – *Parvicingula dhimenaensis* s.l. Baumgartner, 7 – *Parvicingula* sp. aff. *P. elegans* Pessagno, 8 – *Parvicingula sphaerica* Steiger, 9 – *Parvicingula usotanensis* Tumanda, 10 – *Podobursa typica* (Rüst), 11 – *Podocapsa amphitreptera* Foreman, 12 – *Protunuma japonicus* Matsuoka & Yao, 13 – *Pseudodictyomitra carpatica* (Loznyiak), 14 – *Pseudodictyomitra nuda* (Schaaf), 15 – *Pseudoeucyrtis ? columbaria* (Renz), 16 – *Pseudoeucyrtis apochrypha* O'Dogherty, 17 – *Pseudoeucyrtis hanni* (Tan), 18 – *Ristola altissima* s.l. (Rüst), 19 – *Ristola cretacea* (Baumgartner), 20 – *Spongocapsula palmerae* Pessagno, 21 – *Stichocapsa ? pulchella* (Rüst), 22 – *Stichomitra communis* Squinabol, 23 – *Stichomitra mediocris* (Tan), 24 – *Stylospongia ? titirez* Jud, 25 – *Syringocapsa limatum* Foreman, 26 – *Thanarla brouweri* (Tan), 27 – *Thanarla pacifica* Nakaseko & Nishimura, 28 – *Transhsuum maxwelli* gr. (Pessagno), 29 – *Triactoma blakei* (Pessagno), 30 – *Triactoma echiodes* Foreman, 31 – *Triactoma hybum* Foreman, 32 – *Triactoma jonesi* (Pessagno), 33 – *Xitus alievi* (Foreman), 34 – *Xitus clava* (Parona), 35 – *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, 36 – *Zhamoidellum trachyostraca* (Foreman).

- кий А.И. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционном комплексе // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 70–98.
11. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
 12. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 195 с.
 13. Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 144 с.
 14. Филиппов А.Н., Бурий Г.И., Руденко В.С. Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 26–46.
 15. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Култухинская “свита” - тектоно-стратиграфический комплекс юрско-берриасской аккреционной призмы западного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 23, № 4. С. 43–53.
 16. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое: Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
 17. Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М., Филиппов А.Н. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 5. С. 667–671.
 18. Baumgartner, P.O., O’Dogherty, L., Gorican, S., Urquhart, E., Pillevuit, A., De Wever, P., Eds. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. Mémoires de Géologie (Lausanne), 1995, 23, 1172 p. 19. Guex J. Biochronological Correlations / Springer-Verlag: Berlin/Heidelberg/New York, 1991. 250 p.
 20. Hori R., Sakakibara M., A chert-clastic sequence spanning the late Triassic-early Cretaceous period of the Kamuikotan Complex in the Shizunai area, south-central Hokkaido, Japan // Journal of the Geological Society of Japan, 1994. V. 100. N 8. P. 575–583.
 21. Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Hada S., & Yao A., Eds. Pre-Cretaceous terranes of Japan, Osaka, 1990, 413 p.
 22. Isozaki, Y., Maruyama, S., Furuoka, F. Accreted oceanic material in Japan. // Tectonophysics, 1990. V. 181. P. 179–205.
 23. Jud R. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolarian of the Western Tethys. Mémoires de Géologie (Lausanne), 1994. V. 19, 147 p.
 24. Kiminami K., Niida K., Ando H. Cretaceous-Paleogene arc-trench system in Hokkaido // Adachi M., Suzuki K., Eds. 29th IGC Field Trip Guidebook. V.1: Paleozoic and Mesozoic Terranes: Basement of Japanese Island Arc. Nagoya University. 1992. P. 1–43
 25. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions-Example of the Japanese Islands // Tectonophysics, 1986. V. 127. Ns. P. 305–329.
 26. Natal’in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc, 1993. V. 2 (1). P. 15–34.
 27. O’Dogherty L. Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) / Mémoires de Géologie (Lausanne), 1994. V. 21. 413 p.
 28. Popova I. M., Baumgartner P.O., Filippov A.N., Khanchuk A.I. Jurassic and Early Crataceous Radiolaria of the Lower Amurian Terrane: Khabarovsk region, far east of Russia // The Island Arc, 1999. V. 8 (4). P. 491–522.
 29. Savary J. & Guex J. Discrete Biochronological Scales and Unitary Associations: Description of the BioGraph Computer Programm / Mémoires de Géologie (Lausanne), 1999. V. 34, 281 p.
 30. Zyabrev S.V. Cretaceous radiolarian fauna from the Kiselyovsky subterrane, the youngest accretionary complex of the Russian continental far east: Paleotectonic and paleogeographic implications // The Island Arc, 1996. V. 5 (2). P. 140–155.

Поступила в редакцию 11 августа 2004 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

S.V. Zyabrev, M.V. Martynyuk, E.K. Shevelyov

South-westerly portion of Kiselyovsko-Manominsky accretionary complex, Sikhote-Alin: Stratigraphy, subduction-related accretion and post-accretional displacements

The radiolarian biostratigraphic study of an accretionary complex in the south of the Khabarovsk territory reveals its stratigraphic record and refines the regional stratigraphy. On the basis of stratigraphy, the accretionary complex is recognized as the south-westerly continuance of the Kiselyovsko-Manominsky terrane, a mid-Cretaceous accretionary complex that is traced from the Lower Amur region. The biostratigraphic data obtained place important temporal constraints on the timing of subduction-related accretion and post-accretional terranes’ displacement. The Kiselyovsko-Manominsky accretionary complex formed in the mid-Aptian – earliest Albian, as bracketed by the ages of its youngest deposits and the overlying strata. Subsequent juxtaposition against the Zhuravlevsky terrane occurred along a sinistral strike-slip fault. This large-scale along-strike displacement commenced in the Albian and terminated in the Turonian. The average rate of the displacement is estimated at about 3 cm per annum. We reconstruct a possible configuration of the mid-Cretaceous convergent plate margin.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СЕКТОРЕ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА НА РУДНОМ ЭТАПЕ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА***Н. П. Митрофанов***

Федеральное государственное унитарное предприятие Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского Министерства природных ресурсов РФ, г. Москва

Основными геодинамическими режимами на рудном этапе формирования месторождений олова в Северо-Западном секторе Тихоокеанского рудного пояса являются раннемеловая коллизия и меловая–палеогеновая окраинно-континентальная субдукция андского типа. Коллизионные процессы разделены на фронтальные жесткого и мягкого типов и косо ориентированный. Жесткий тип соответствует столкновению континентальной плиты с микроконтинентом, мягкий – континентальных плит с островными дугами. Режим мягкого типа создает интрузии в континентальном тылу конвергентных границ. Косая коллизия приводит к возникновению обстановок трансформных окраин азиатского типа. Коллизионные гранодиорит-гранитные массивы продольных поясов и отходящие от них ряды диорит-гранодиорит-гранитных интрузий в зависимости от состава субстрата порождают месторождения редкометалльно- и полиметалльно-оловянных формаций. Субдукционные габбро-диорит-гранодиорит-гранитные интрузии, составляющие поперечные ряды в тылу окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, генерируют месторождения полиметалльно-оловянной формации. На площадях наложения коллизионных и субдукционных процессов создаются условия для возникновения крупных рудоконцентраций.

Ключевые слова: геодинамика, коллизия, субдукция, граниты, олово, Тихоокеанский пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамические обстановки, существующие на территории Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса (СЗС ТРП), рассмотрены Л.П. Зоненшайном и др. [10]. В террейновом ключе они представлены У. Ноклебергом и др. [43]. На геодинамической основе, разработанной Л.П. Зоненшайном, создана минерагеническая карта масштаба 1:2 500 000 под редакцией Д.В. Рундквиста [15]. Ученые, разработавшие террейновую версию, представили металлогеническую карту масштаба 1:5 000 000 [45]. Карты носят регистрационный характер для всех полезных ископаемых, показывают прогностические возможности использования геодинамических реконструкций. Но мелкие масштабы и противоречивость их между собой делают эти возможности во многом нераскрытыми и спорными. Изучение связей конкретных полезных ископаемых с вещественными комплексами, образующимися при геодинамических процессах, показывают новые пути решения минерагенических задач. На этом же пути

может решаться и обратная задача – уточнение геодинамического развития рудоносных территорий через использование накопленных знаний о закономерностях размещения полезных ископаемых. Для рассмотрения выбраны месторождения олова, широко распространенные в СЗС ТРП и составляющие основу оловорудной базы России.

Тихоокеанский рудный пояс, согласно С.С. Смирнову, разделяется на Внешнюю (континентальную) и Внутреннюю (океаническую) мегазоны [29]. Главными периодами формирования месторождений олова в СЗС ТРП являются: во Внешней мегазоне меловой, во Внутренней – палеогеновый [4]. По этим рубежам в геологической истории месторождений выделяются предрудный, рудный и пострудный этапы. Каждому этапу соответствуют свои геодинамические режимы, литодинамические комплексы и оруденение [16, 25]. Геодинамика СЗС ТРП на предрудных этапах формирования месторождений олова (домеловом и допалеогеновом, соответственно, для Внешней и Внутренней мегазон) рассмотрена автором в статье [18]. В ней показывается господство в это

время на территориях оловоносных провинций деструктивных режимов пассивной и трансформно-раздвиговой континентальных окраин, зависимость масштабов оруденения от мощности сформированных при этих процессах осадочных и хаотических (в понимании [10]) комплексов и содержаний в них олова, приводятся доказательства, что эти комплексы служат основными источниками металла. Дается подробная характеристика впервые выделенной трансформно-раздвиговой обстановки, формирующейся при косом столкновении литосферных плит. По геодинамическому развитию она отличается от хорошо известной обстановки трансформной континентальной окраины калифорнийского типа [41]. В настоящей работе, освещающей геодинамические режимы в СЗС ТРП на рудном этапе формирования месторождений олова, она именуется как обстановка трансформной окраины азиатского типа.

Во Внешней мегазоне СЗС ТРП находятся Чукотская, Яно-Колымская и Дальневосточная оловоносные провинции (рис. 1), расположенные на краях Чукотской, Сибирской и Амурской древних континентальных плит [32]. Во Внутренней мегазоне размещается Корякская оловоносная область. Она совмещена с Центрально-Корякской зоной, протягивавшейся в палеогене вдоль окраины Евразийского материка [2]. В меловой и палеогеновый рудные этапы на оловоносных территориях широко проявился коллизионный и субдукционный магматизм, выразившийся в образовании поясов крупных гранитоидных массивов и еще более протяженных окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов [10]. Природа раннемеловых массивов, удаленных от конвергентных границ и находящихся внутри континентальных плит, трактуется различно. В северо-восточных провинциях Н.А. Богданов и С.М. Тильман [1] тела таких гранитоидов относят к классу внутриплитных. Л.М. Парфенов и др. [25] большую часть из них на территории Якутии считают надсубдукционными образованиями, к ним же причисляют и северную ветвь Колымского батолитового пояса. Гранитоиды, занимающие такую же позицию в Дальневосточной провинции, чаще всего рассматривают как коллизионные [28, 40]. Ч.Б. Борукаев и Б.А. Натальин [3] отрицают возможность существования здесь в меловое время фронтальных столкновений. А.И. Ханчук в последнее время трактует появление таких интрузий как результат крупномасштабных сдвиговых перемещений плит, происходивших в обстановке трансформной континентальной окраины калифорнийского типа [41]. От природы гранитоидов и условий их становления зависит формационная принадлежность и масштабность оловянных месторождений [4].

Существующие расхождения во мнениях определили основную цель статьи – на основе имеющихся материалов по СЗС ТРП уточнить геодинамические обстановки, существовавшие в меловое–палеогеновое время на оловоносных территориях, рассмотреть природу гранитоидов, их особенности и связь с ними оловянного оруденения. При изложении автор придерживается названий оловянных формаций по классификации А.Б. Павловского [22].

ГЕОДИНАМИКА СЗС ТРП НА РУДНОМ ЭТАПЕ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА

Геодинамические палеореконструкции оловоносных территорий СЗС ТРП для мелового и палеогенового времени показывают, что происхождение оловянных месторождений во Внешней мегазоне сектора связано с двумя гранитообразующими процессами – раннемеловым коллизионным и позднемеловым субдукционным под активной континентальной окраиной андского типа, а во Внутренней мегазоне – с палеогеновым субдукционным такого же типа [15, 16]. В первой находятся все промышленные, в т.ч. крупные и уникальные месторождения олова, во второй – только мелкие оловянные объекты. Разная интенсивность оловянного оруденения в мегазонах прямо коррелируется с тектонической активностью тихоокеанских плит [2, 39]. В мезозое максимальная интенсивность океанского спрединга приходится на меловой период, для середины которого индекс активности определяется в 1.23 [11]. В палеогене активность уменьшается, имея всплеск лишь в эоцене (индекс активности равен 0.82). С интервалами наибольшей тектонической подвижности (соответственно 131–65 и 54–35 млн лет назад) совпадает и наибольшая экстенсивность оловянного оруденения [4]. Приведенные цифры свидетельствуют о том, что геодинамические процессы и рудообразование генетически связаны. Разновременное проявление геодинамических режимов позволяет разделить рудный этап на коллизионный и субдукционный подэтапы.

Коллизионный подэтап

Коллизионный подэтап во Внешней мегазоне проявился в раннемеловую эпоху и связан с наибольшей тектонической активностью плит, вызвавшей глобальную орогению на окраинах материков [2]. В коллизионном процессе СЗС ТРП автором различаются три типа столкновений плит: жёсткий и мягкий фронтальные и косо ориентированный [17].

Жёсткая коллизия (рис. 2, модель А) отвечает столкновению Сибирского континента с Колымо-Омолонским микроконтинентом. В процессе столкновения верхние образования микроконтинента, надви-

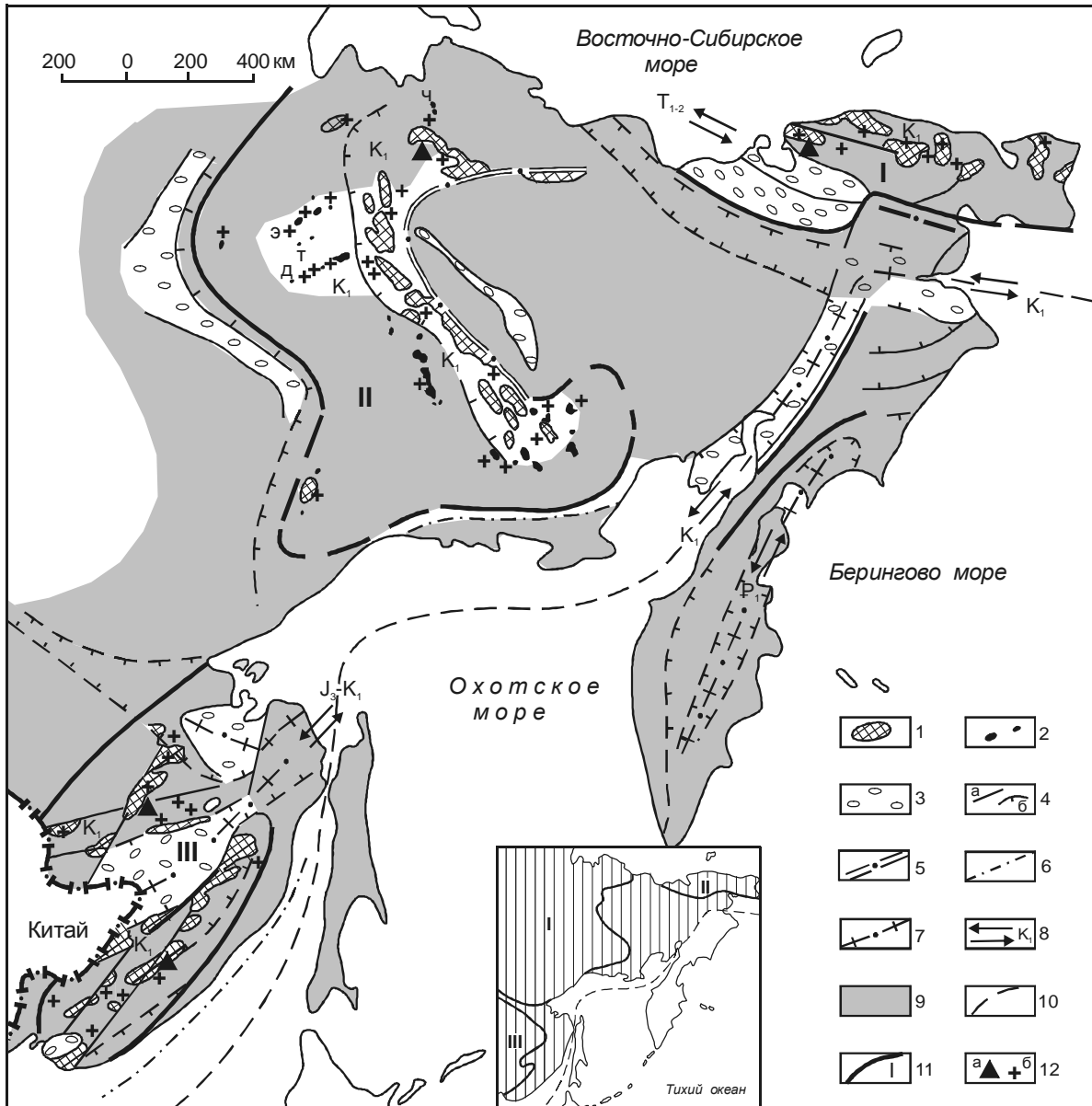


Рис. 1. Карта коллизионных комплексов рудного этапа формирования месторождений олова в СЗС ТРП.

1–2 – коллизионные комплексы: 1 – гранодиорит-гранитные продольных поясов, 2 – диорит-гранодиорит-гранитные отходящих от Колымского пояса рядов интрузий: Ч – Чохчуро-Чекурдахского, Э – Эге-Хайского, Т – Тирехтяхского, Д – Дербеке-Нельгесинского и др.; 3 – молассовые прогибы; 4 – сбросы (а) и надвиги (б); 5–7 – оси зон коллизии: 5 – жёсткой и 6 – мягкой фронтальных, 7 – косо ориентированной; 8 – направление и время трансформных перемещений; 9 – дорудные литодинамические комплексы; 10 – граница между Внутренней и Внешней мегазонами СЗС ТРП; 11 – оловоносные провинции: I – Чукотская, II – Яно-Колымская, III – Дальневосточная; 12 – месторождения олова редко-металльно-оловянной формации : а – крупные, б – среднего и мелкого масштабов, в т.ч. полиформационные.

На врезке – континентальные плиты [по 32]: I – Сибирская (AR), II – Чукотская (AR-PR), III – Амурская (AR-PZ), заштриховано – Евразийская (AR-MZ).

гаясь на континент, сучивались, расчешуивались, а противостоящие им осадочные отложения пассивной окраины Сибирской плиты преобразовывались в Верхоянскую складчатую область. Между жёсткими гранитно-метаморфическими слоями плиты и микрокон-

тинента в зоне коллизии происходили наиболее сильные деформации, мощный диссипативный разогрев и формирование в супракрустальной области первичных магматических очагов [11, 30]. Последние, разрастаясь вверх, образовали Колымский батолитовый

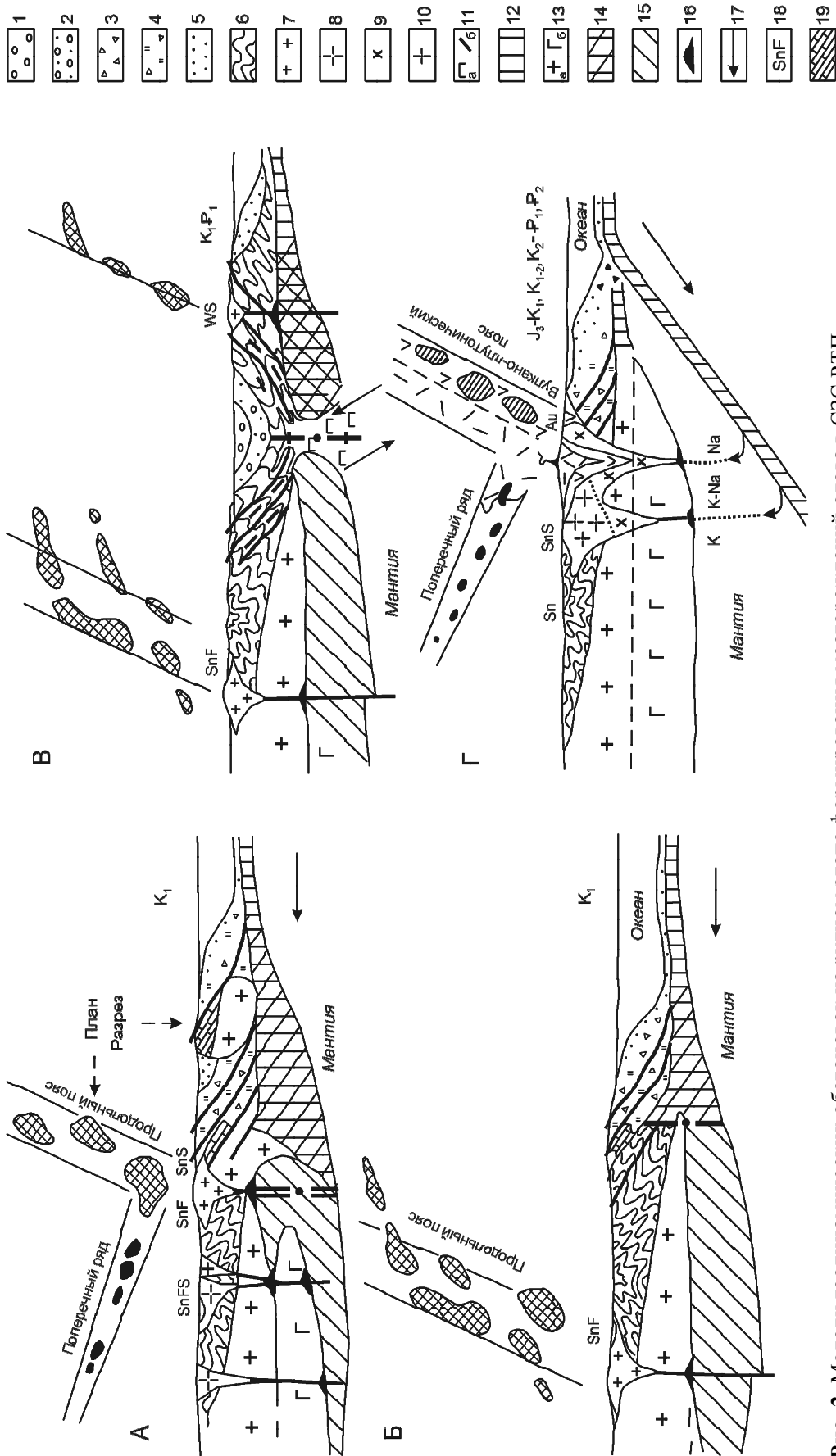


Рис. 2. Модели геодинамических обстановок на рудном этапе формирования месторождений олова в СЗС РТП.

А-В – модели коллизии; А-Б – фронтальной жёсткого (А) и мягкого (В) типов, В – косо ориентированной (обстановки трансформной окраины азиатского типа); Г – модель окраинно-континентальной субдукционной обстановки андского типа.

1-4 – литодинамические комплексы трансформных окраин: 1 – молассовые, 2 – турбидитовые с олистостромами, 3-4 – хаотические с преобладанием образований: 3 – континентальных, 4 – островодужных; 5 – неразделенные островодужные и океанические; 6 – комплексы пассивной континентальной окраины, деформированные в покровно-складчатые сооружения; 7-10 – интрузивные комплексы: 7-8 – коллизионные; 7 – гранодиорит-гранитные продольных поясов, 8 – диорит-гранодиорит-гранитные отходящих от поясов рядов, 9-10 – субдукционные; 9 – габбро-плагриогранитные, 10 – габбро-гранитные; 11 – мантийный диорит (а) и дайки ультраосновных пород (б); 12 – океаническая кора; 13 – континентальная кора: "гранито-метаморфический" (а) и "базальтовый" (б) слои; 14 – субконтинентальная кора островной дуги; 15 – деформированные и диссипативно разогретые области в "базальтовом" слое; 16 – первичные коровые очаги; 17 – направления движения литосферных плит; 18 – ареалы развития месторождений: полиформационных (SnFS), редкометалльно-оловянной (SnF), полиметалльно-оловянной силикатного (Sn) и сульфидного (SnS) типов, полиметалльно-вольфрамовой (WS) формаций, золото-серебряной, медного и молибденового оруднения (Au).

пояс гранодиорит-гранитных массивов, маркирующих сутурную линию. Компенсационные деформации и диссипативный разогрев пород в нижних частях коры распространялись вглубь континентальной плиты по ослабленному разделу Конрада и особенно далеко по обладающему относительно низкой криптовой прочностью базальтовому слою [9, 12, 39]. Наиболее протяжённые проникновения происходили вдоль поперечных разломов, отходящих от излома сутурной линии (Чохчуро-Чекурдахского, Эге-Хайского, Дербек-Нельгесинского и др.). Здесь очаги уже меньшего масштаба формировались на разных уровнях, как в подошве “гранитно-метаморфического”, так и внутри “базальтового” слоев, проявляясь соответственно, в образовании поперечных рядов небольших интрузий редкометалльных гранитов кестерского и диорит-гранодиорит-гранитных тел янского комплексов [5, 37]. Роль последних с удалением от сутуры становится преобладающей. В этом же направлении в гранитоидах уменьшаются содержания калия, повышается их основность [21, 33], что не характерно для интрузий поперечных рядов субдукционного происхождения [11]. Прямое отчленение рядов от коллизионного пояса, постепенное омоложение интрузий внутрь материка, следующее за фронтом продвижения складчатости [31], свидетельствуют в пользу коллизионного их происхождения. Детально изучавшие гранитоиды Дербек-Нельгесинского ряда В.А. Трунилина и др. [33] пришли к выводу, что они “имеют чисто коровое происхождение, связанное с выплавлением сначала базальтовой магмы в низах коры, а затем вовлечением в плавление вышележащих осадочных толщ сиала”. Петрологические исследования позволили В.С. Шкодинскому считать интрузии всех ветвей Колымского пояса и отходящих от него рядов сугубо коровыми, образовавшимися в результате коллизионного процесса [31].

Мягкая коллизия, в понимании автора, определяется фронтальным столкновением субконтинентальной коры островной дуги с выклинивающейся континентальной плитой (рис. 2, модель Б). Такие обстановки создавались в среднемеловое время на краях Амурской и Сибирской плит, на участках их взаимодействия, соответственно, с Кемской и Удско-Мургальской (охотский сегмент) островодужными системами [1, 40]. При столкновении надвигающаяся субконтинентальная кора дуги рассекалась более жестким “гранитно-метаморфическим” клином континента. Выше него осадочно-вулканогенные островодужные образования, скупиваясь и расчлениваясь надвигами, выдвигались на континентальные,

сминая менее прочные осадочные отложения пассивной окраины. Ниже клина они компенсационно деформировали и утолщали пластичный “базальтовый” слой континентальной плиты [12, 23]. Максимальные деформации и диссипативный разогрев происходили здесь не в сутурной зоне на фронте складчатости, а на тектонических швах-уступах внутри континентальной плиты, инициируя зарождение вдоль них на границе Конрада первичных гранитоидных очагов. Такими швами-упорами в Амурской плите были Западно- и Центрально-Сихотэ-Алинские региональные разломы с вертикальной амплитудой смещения в 4–5 км [6]. Вдоль них формировались пояса крупных синорогенных гранодиорит-гранитных интрузий синегорского и татибинского комплексов. На севере Сибирской плиты, возможно, такую же природу имеет соскладчатый Куларский батолитовый массив. При отсутствии подобных швов (охотская часть Яно-Колымской провинции) внутри плит создавались ареалы рассеянных гранитоидных тел, тяготеющих к разломам разных направлений (массивы Б. Анначаг, Уза-Ина, Тенкинский и многие другие) [5].

В СЗС ТРП столкновение островных дуг с континентальными плитами часто происходило под острым углом и трансформировалось в сдвиговое перемещение их друг относительно друга. Формировались обстановки трансформных окраин азиатского типа, с образованием мощных хаотических толщ с преобладанием континентального или островодужного материала на соответствующих крыльях трансформных окраин [17, 18]. Если столкновение происходило под небольшим углом, условия для формирования гранитоидных очагов не создавались, что отмечалось в триасовой Чукотской, на Пенжинском отрезке меловой Пенжинско-Анадырской и др. трансформных обстановках. При взаимодействии под большим углом смещение плит быстро стопорилось, и на крыльях трансформной окраины коровые гранитоиды развивались так же широко, как и при мягкой коллизии (рис. 1 и 2 В). На Чаунском континентальном крыле Чукотской трансформной окраины в меловое время мягкая коллизия Удско-Мургальской островной дуги с континентом сопровождалась трансформными движениями на Анадырской границе Пенжинско-Анадырской трансформной окраины, и вдоль продольного Куветского внутриконтинентального шва в среднем мелу сформировался пояс батолитоподобных тел гранодиорит-гранитного состава, объединяемых в иультинский комплекс [5]. На противоположном, Анойском, окраинноморско-островодужном крыле транс-

формной окраины в это время появляются гранитоиды ичаткинско-го комплекса, отличающиеся от иультинских меньшими размерами интрузий, повышенной основностью составов, увеличением в них натрия и др. [5].

В Дальневосточной провинции на континентальном Баджальском крыле Амурской трансформной зоны вдоль Тастахского шва-уступа развит пояс раннемеловых гранодиорит-гранитных интрузий, выделяемых на разных участках в баджальский, дуссе-алинский, эзопский и другие комплексы. Н.В. Огнянов объединил их под общим названием баджальский [4]. Тастахский шов располагается под углом к оси Амурской трансформной окраины, но по вытянутости батолитов можно судить, что они при становлении использовали отходящие от шва складчатые (фронтальные континентальной окраине) разломы (Хингано-Баджальский, Кур-Мяочанский и др.). В таких разломных структурах с западной стороны шва формировались гранитоиды Хингано-Олонойского вулканоплутона, а с восточной – Верхне-Урмийская, Талиджакская, Чалбинская и др. интрузии баджальского комплекса. На Самаргинском островодужном крыле трансформной окраины вдоль Амурского шва в это время сформировался пояс интрузий хунгарийского комплекса, по петрографическим и петрохимическим особенностям гранитоидов отличающегося от баджальского [7, 20].

Следствием коллизионных процессов и прямыми их признаками явились горообразование и увеличение мощности земной коры с характерным превышением толщины “базальтового” слоя над таковой “гранитного” [38], что подтверждает справедливость предложенных моделей.

Природа гранитоидных массивов коллизионных продольных поясов определяется их формированием в супракrustальной области преимущественно за счет близких к ним по составу образований “гранитно-метаморфического” и осадочного слоёв [1, 10, 29]. Крупные размеры интрузий, однородность их состава и хорошая раскристаллизованность при относительно быстром становлении в фазу коллизии предопределились подготовленностью осадочно-метаморфического субстрата к палингенному плавлению. Ею же можно объяснить незначительное увеличение объёма плутонов в процессе гранитизации и минимальное, за редким исключением, сопровождение их вулканическими извержениями. Для гранитоидов поясов, развивающихся в континентальном субстрате, характерна короткая гомодромная эволюция. Начинается она с гранодиоритов, которые сменяются широ-

ко распространенными биотитовыми и двуслюдяными гранитами, и заканчивается лейкогранитами (нормальными и литий-фтористыми). Для коллизионных гранитоидов поперечных рядов характерна укороченная гомодромная эволюция, начинающаяся с диоритов. А для гранитоидов, развивающихся в субконтинентальном островодужном субстрате, эволюция начинается с габбро, гранодиориты в ней доминируют над гранитами.

Соотношение начальных изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I_{SR}) в коллизионных гранитоидах обычно превышает 0.706 [11]. Для условий СЗС ТРП, где сталкиваются разные по происхождению плиты, оно нередко опускается до значений 0.704 [1, 41]. Формирование этих гранитоидов в супракrustальной зоне и в условиях сжатия свидетельствует против их связи с мантийными источниками. Появление низких значений I_{SR} , особенно характерных для гранитоидов островодужных крыльев трансформных обстановок, отображает, скорее всего, зависимость их от состава гранитизируемого субстрата [13, 41]. По петрохимическим особенностям коллизионные гранитоиды относятся к S-типу с вариациями от I-типа (для ранних дериватов) до A-типа (для завершающих) [7, 26].

Изложенное выше позволяет считать деформации и диссипативный разогрев, возникающие при столкновении плит, основными источниками энергии для формирования гранитоидов, а появление коллизионных интрузий – результатом гранитизации разрушенных при деструктивных процессах образований континентальной коры и субконтинентальных образований островных дуг.

Оловоносность коллизионных комплексов

Конечным продуктом короткой гомодромной эволюции простых по составу пород массивов коллизионных поясов, выделяемых в гранодиорит-гранитную формацию, являются простые по составу месторождения олова редкометалльно-(вольфрам)-оловянной формации.

В Чукотской провинции с раннемеловым иультинским комплексом гранитоидов генетически связываются Иультинское, Светлое, Тенкергинское, Куэвуньское и др. месторождения с кварц-вольфрамит-касситеритовым типом оруденения. Они располагаются к северу от Куветского тектонического шва в разновозрастных карбонатно-терригенных скученных континентальных образованиях шельфа и склона (Пегтымельское поднятие по [5]). К югу от шва среди верхнетриасовых турбидитов континентального склона (Паляваамский прогиб) находятся Пыркакайские штокверки, Эжугское и другие месторождения этой же

формации. Все они размещаются в Чаунском континентальном крыле триасовой трансформной окраины [18]. На Анюйском островодужном крыле окраины в раннемеловое время в связи с гранитоидами ичаткинского комплекса образуются лишь редкие проявления олова с полиформационными признаками [4, 5].

В Яно-Колымской оловоносной провинции с массивами Северной ветви Колымского батолитового пояса, вмещаемого юрскими терригенными отложениями склона Сибирского континента (Ольджойский прогиб), ассоциируют месторождения редкометалльно-оловянной формации: Одинокое грейзенового типа, Полярное – кварцевого и др. Среди раннемеловых гранитоидов к наиболее ранним относят гранодиориты арга-эмнекенского комплекса; их сменяют граниты омчикандинского и лейкограниты кестерского и тиглякчанского комплексов, которые и продуцируют оруденение. В южной части ветви, где в гранитообразующий процесс вовлекались мафические породы Колымо-Омолонского микроконтинента, в рудах месторождений (Дьяхтардах, Берендей и др.) отмечаются значительные количества сульфидов. Масштабность оруденения здесь резко снижается [5, 37].

В минеральном наполнении руд месторождений, связанных с массивами Главной ветви Колымского батолитового пояса, еще более наглядна роль вмещающих пород. Во внутренней зоне пояса, где интрузии внедряются в палеозойские карбонатные породы микроконтинента, развиты месторождения, в которых олово связано со скарновыми минералами (Чибагалах, Титовское, Каньон и др.). Высокотемпературные парагенезисы скарнов позволяют соотносить месторождения с редкометалльной формацией, хотя в них всегда велика роль сульфидов. Последние доминируют в мелких месторождениях (Сидоровском, Дарпир, Лазо и др.) вблизи сутурной зоны пояса, где его коллизионные интрузии находятся среди юрских терригенных пород Инъяли-Дебинского прогиба. Последний сформировался на фронте (или в тылу) Уяндино-Ясачненской островной дуги [25]. Смешанный субстрат в зоне столкновения отразился в гибридном составе развитых здесь гранитных массивов [5] и пониженных значениях в них I_{SR} [1]. Им же объясняется появление вышеназванных месторождений, сульфидные руды которых отвечают составам, характерным для полиметалльно-оловянной формации. В контрасте с ними в эндоконтактных частях массивов (Порожноцепинского, Эриткинского и др.) размещаются проявления с редкометалльно-оловянным оруденением. Все объекты здесь мелкие. Промышленные месторождения олова появляются во фронтальной зоне

пояса на удалении от сутуры среди турбидитов склона Сибирского континента (Кере-Юрях, Бургавли и др.). В них редкометалльный парагенезис руд сочетается с повышенными концентрациями сульфидов (Бургавли, Красная Горка и др.).

Зарождение тел раннемеловых поперечных рядов гранитоидов на разных уровнях земной коры (рис.1 и 2 А) предопределило совмещение в них месторождений разной формационной принадлежности. В Эге-Хайском ряду, в пределах контролируемого им Центрально-Янского оловорудного района, как уже отмечалось, наблюдается совместное нахождение штоков лейкогранитов (кестерский комплекс) и тел диорит-гранодиорит-гранитного состава (янский комплекс). Если с первыми прямо связаны месторождения редкометалльного профиля (Кестер, Хонор и др.), то со вторыми – полиметалльного (Улахан-Эгелях, Хотон-Хая, Эге-Хая и др.). В южной части Чохчуро-Чекурдахского ряда с интрузиями тиглякчанского комплекса увязывается редкометалльное месторождение Павел-Чохчур, а также удаленное от коллизионного пояса месторождение Чурпунья, имеющее полиформационные характеристики (грейзеновый и турмалиновый типы оруденения). В поперечном Дербек-Нельгесинском ряду получили распространение тела диорит-гранодиорит-гранитной формации с преобладанием гранодиоритов. Они генерировали месторождения полиметалльно-оловянной формации (Илинтас, Алыс-Хая, Бургочан и др.), относимые к силикатному (турмалиновому) типу с сульфидами. Количество последних увеличивается с удалением от коллизионного пояса, сопровождаясь уменьшением концентраций олова, что соответствует погружению очагов в "базальтовый" слой.

В северной (Хингано-Охотской) части Дальневосточной провинции с крупными коллизионными интрузиями, контролируемые Тастахским швом и отходящими от него соскладчатыми разломами, ассоциируют месторождения редкометалльно-оловянной формации Эзопского, Иппато-Мерекского и Баджальского оловорудных районов. В Эзопском районе, где гранитоиды прорывают хаотические образования галамского комплекса, состоящего из континентальных и океанических пород [3], месторождения часто имеют полиформационные черты (Тальминское, Широтное и др.). В Иппато-Мерекском районе, где развиты метаморфические породы чехла Буреинского массива, мелкие месторождения характеризуются редкометалльно-вольфрам-оловянными рудами (Усманское, Янканское и др.). В Баджальском районе, в основании которого находятся мощные хаотические образования

континентального крыла Амурской трансформной окраины, к Верхне-Урмийской полнодифференцированной интрузии гранитов приурочено крупное Правоурмийское месторождение с касситерит-топаз-кварцевым оруденением. С калиевыми кварцевыми порфирами и гранит-порфирами Хингано-Олонойского вулканоплутона, контролируемого отходящим от шва к западу Хингано-Баджалским разломом, ассоциирует своеобразное Хинганское месторождение. Оно соединяет в себе черты редкометалльной и полиметалльной (широкое развитие высокотемпературного кварц-касситеритового парагенезиса в ассоциации с хлоритом, флюоритом и др.) оловянных формаций. К востоку самым удалённым от шва коллизионным массивом является Чалбинская интрузия слабо дифференцированных гранитов, контролируемая Кур-Мяочанским продольным разломом. В приконтактных частях её установлены грейзены с касситеритом и вольфрамитом, содержания олова в которых не достигают промышленных концентраций.

В южной (Приморской) части провинции самое широкое распространение получили гранитоидные плутоны мягкой коллизии, образующие пояса вдоль Западно- и Центрально-Сихотэ-Алинских швов-уступов и объединяемые, чаще всего, в татибинский комплекс, сформировавшийся на рубеже раннего и позднего мела [19]. На севере они сочетаются с гранитоидными плутонами готеривского хунгарийского комплекса, завершающего процессы косо ориентированной коллизии на Самаркинском островодужном крыле Амурской трансформной окраины. Здесь плутоны хунгарийского и татибинского комплексов схожи между собой – имеют расширенный спектр составов, повышенную основность пород (Лермонтовский, Дальнинский и др.) [20]. В них при существенной роли калия отмечаются пониженные содержания кремнезёма, повышенные количества фемической компоненты (железа, магния, кальция). Они характеризуются низким $I_{SR} = 0.70470-70483$ [33]. При взаимодействии гранитов с блоками известняков, наблюдаемых в хаотическом комплексе Самаркинского крыла, развиваются скарново-шеелитовые месторождения (Лермонтовское, Восток-2, Скрытое и др.), а там, где приконтактные зоны слагают терригенные отложения, образуются мелкие месторождения олова с полиформационными характеристиками (Наумовское, Сланцевое и др.). Иной состав имеют татибинские плутоны (Средне- и Усть-Арминские, Приисковский и др.), развитые на востоке среди турбидитов континентального склона Евразийского материка (Журавлёвская зона [40]). В них доминируют граниты, в которых калишпат преобладает над плагиокла-

зом. Породы отличаются повышенными содержаниями кремнезёма и незначительными – кальция и магния. В поздних лейкократовых гранитах (штоки Тигринный, Забытый) I_{SR} превышает 0.709 [26,27]. С ними генетически связаны месторождения редкометалльно-(вольфрам)-оловянной формации (Тигриное, Усть-Микулинское, Забытое и др.).

Важным металлогеническим следствием выделения обстановок трансформных окраин азиатского типа является то, что континентальные их крылья перспективны для формирования промышленных месторождений олова, а островодужные бесперспективны

Субдукционный подэтап

Субдукционный подэтап во внешней зоне СЗС ТРП проявлен тремя разновозрастными субдукционными процессами на активной континентальной окраине андского типа (рис. 3). Первый начался предположительно в конце юры–начале мела и привел к образованию Святоносского (Святоносско-Олойского) вулканоплутонического пояса, зона субдукции которого простиралась вдоль Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента [24]. Второй, наиболее мощно проявившийся в конце раннего–позднем мелу, обязан субдукции океанических плит Тихого океана под сближенные к этому времени Чукотскую, Сибирскую и Амурскую континентальные плиты. В результате сформировались протяжённые окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса: Охотско-Чукотский, Нижнеамурский, Западно-Сихотэ-Алинский, связавшие плиты в единый Евразийский материк. Третий подэтап связан с новой субдукцией (поздний мел–ранний палеоген) тихоокеанской плиты Кула под амурскую часть Евразии с формированием Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса [10].

По модели субдукционной обстановки андского типа (рис. 2 Г), полого погружающаяся под континент океаническая плита на глубинах 100–200 км разогревалась, частично плавилась [11]. Поднимающиеся из этого интервала тепломассопотоки, несущие щелочи [8, 44], инициировали в подошве земной коры зарождение первичных магматических очагов [39]. Разрастаясь вверх, они захватывали весь вертикальный диапазон земной коры, обуславливая пестроту состава магматических комплексов. По петрохимическим особенностям породы являются типичными представителями известково-щелочных гранитоидов типа I, хотя поздние кислые их дериваты мало чем отличаются от гранитов типа S [8, 26]. Основные процессы магмообразования использовали сутурные зоны мягкой коллизии, вдоль которых формирова-

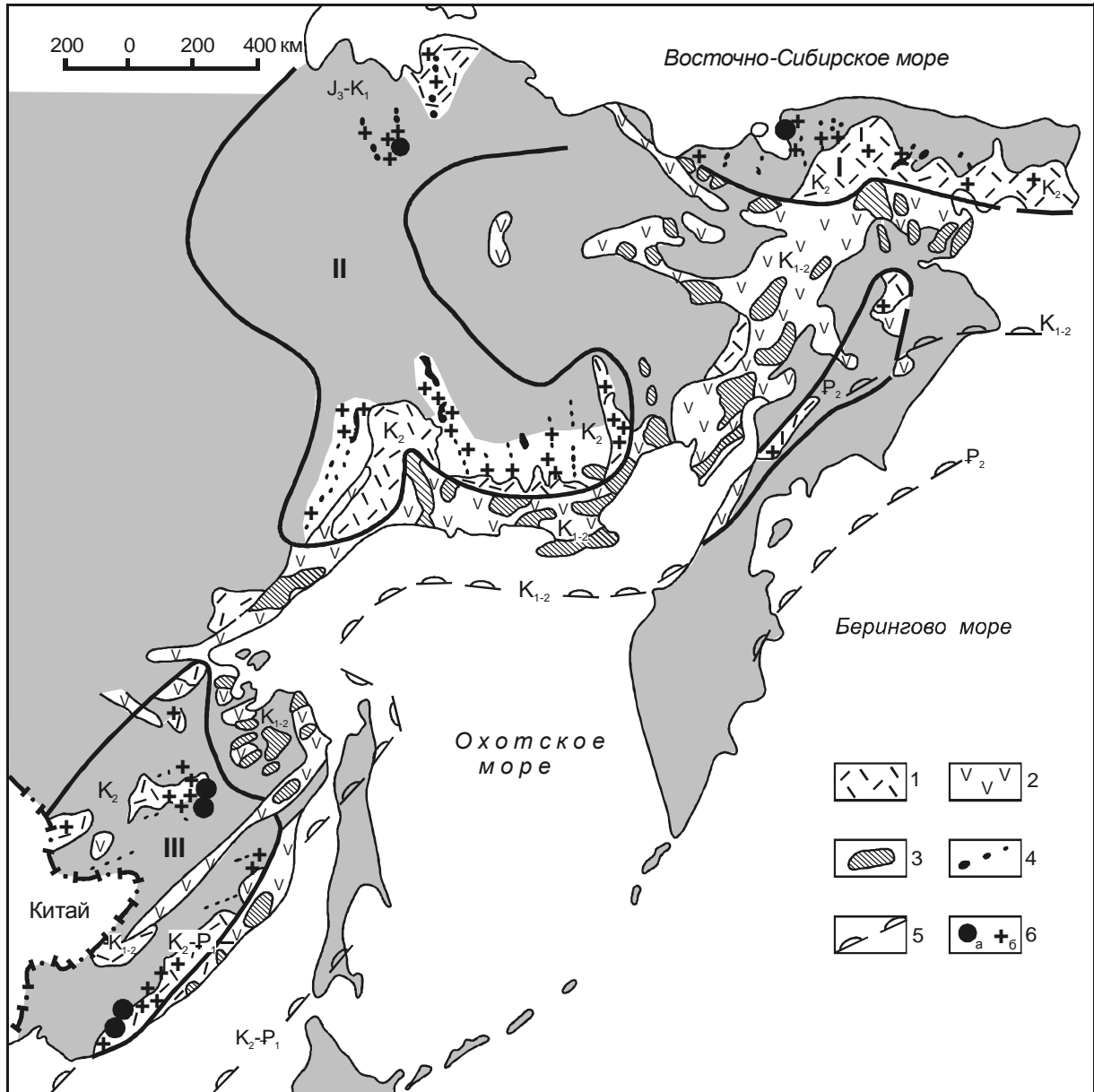


Рис. 3. Карта субдукционных комплексов рудного этапа формирований месторождений олова в СЗС ТРП.

Субдукционные комплексы: 1–2 – вулканические: 1 – дацит-риолитовые, 2 – базальт-андезитовые; 3–4 – интрузивные: 3 – габбро-тоналит-плагиогранитные продольных поясов, 4 – габбро-диорит-гранодиорит-гранитные поперечных рядов; 5 – предполагаемое положение зон палеосубдукции; 6 – месторождения полиметалльно-оловянной формации, крупные (а) и другие меньшего масштаба (б). Другие условные обозначения см. на рис. 1.

лись вулкано-плутонические окраинно-континентальные пояса. От поясов вдоль поперечных разломов магматиты проникали вглубь материка, образуя поперечные ряды [10, 14]. Наиболее активно процессы гранитообразования происходили в верхнем слое земной коры в результате анатексиса смятых и скупленных турбидитовых комплексов пассивной окраины и аккрецированных к ним терригенно-кремнисто-

вулканогенных образований островодужных комплексов. Соотношения первичных изотопов стронция в породах поясов варьируют от 0.7029 до 0.7085 [1, 36], свидетельствуя о связи с мантийными источниками и смешанном составе гранитизируемого субстрата. Неподготовленность среды к гранитизации выразилась в значительном увеличении объема образующихся магм и извержении их на поверхность.

Она же отразилась в продолжительности процессов анатексиса и появлении длинных гомодромных рядов, начинающихся с основных и заканчивающихся ультракислыми породами. При нахождении в фундаменте поясов островадужных образований, что наблюдается во фронтальных (обращённых к глубоководному жёлобу) зонах и в пределах Олойской части Колымо-Омолонского микроконтинента, в их составе преобладают натриевые магматиты среднего и основного составов [35]. Здесь среди вулканитов находятся конформные и комагматичные им пояса крупных гранитоидных тел габбро-тоналит-плагиогранитной формации. В разных регионах они выделяются в тимкивеевский, танюерский, охотский, нижнеамурский и прибрежный комплексы. Натриевый состав гранитоидов предопределил специализацию их на золото-серебряное, медное и молибденовое оруденение [15]. В тыловых зонах поясов, наложенных на континентальные образования, преобладают кислые калий-натриевые магматиты с характерным увеличением содержания калия вглубь континента. С ними ассоциирует оловянное оруденение.

Оловоносность субдукционных комплексов

Олово генетически связывается с интрузиями тыловых зон вулcano-плутонических поясов и, в первую очередь, с массивами и штоками поперечных рядов [4]. Они соответствуют габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации и в разных регионах СЗС ТРП выделяются, чаще всего, в валькумейский, омсукчанский, силинский и приморский комплексы [4, 5, 19]. Их известково-щелочные породы с ростом содержания калия при углублении на материк приобретают монцитонитоидные субщелочные черты. Длинные и сложные гомодромные ряды интрузий заканчиваются формированием не менее сложных по составу месторождений полиметалльно-оловянной формации.

В Центральной Чукотке субдукционные интрузии поперечных рядов выделяются в валькумейский комплекс, датируемый поздним мелом. С субмеридиональной цепочкой тел комплекса связано крупное Валькумейское месторождение силикатного типа с небольшим содержанием сульфидов. Близкие характеристики имеют руды месторождений Кукэней, Лунного, Телекайского и др., приуроченные, соответственно, к Кевеевскому, Пегтымельскому, Телекайскому поперечным рядам [14].

На севере Яно-Колымской провинции коллизионные и субдукционные процессы были сближены в пространстве и времени, поэтому разделение их инт-

рузий достаточно условно. Определённо к субдукционным гранитоидам относятся мелкие интрузии на севере Чекурдахского поперечного ряда, отходящего вместе с комагматичными эффузивами от Святоносского вулканогенного пояса. С ними ассоциируют месторождения Чокурдах и Максунуоха силикатно-сульфидного типа полиметалльно-оловянной формации, а южнее при приближении к коллизионному шву – месторождение Чурпуна, имеющее полиформационные черты. С небольшими разнообразного состава интрузиями, контролируемые Депутатской группой субмеридиональных поперечных разломов (Гирибдичанским, Ава-Курбанским и др., по [37]), связаны сложные по составу месторождения силикатного и сульфидного типов, в том числе крупнейшее Депутатское месторождение. На юге провинции многочисленные месторождения формации являются конечными продуктами дифференциации пёстрых по составу позднемеловых интрузий омсукчанского комплекса, группирующихся в поперечные ряды, отходящие от Охотско-Чукотского пояса. В тылу пояса месторождения, как правило, относятся к сульфидному типу (Хета, Труд и др.), а в собственно поперечных рядах – преимущественно к силикатному типу с различными вариациями сульфидов (Днепровское, Хатарен-Индустриальное и др.). В замыкании поперечных рядов, где субстрат становится ещё более силичным, появляются месторождения с редкометалльными характеристиками (Бутугычаг, Приискатель), хотя здесь уже нельзя исключать влияния коллизионных процессов. Все месторождения Омсукчанского ряда, имеющие промышленную ценность (Хатарен-Индустриальное, Охотничье и др.), располагаются на отрезке, где в основании его находятся отложения пассивной континентальной окраины Балыгычанского поднятия [1]. С удалением вдоль ряда от вулканогенного пояса на север, где поперечный разлом входит в окраинноморские отложения Сугойской впадины, интенсивность оловянного оруденения резко снижается вплоть до исчезновения оруденения.

В Хингано-Охотской части Дальневосточной провинции субдукционные интрузии широкого спектра пород объединяются в позднемеловой силинский комплекс, сопровождающийся вулканогенными комагматами. Особенностью структурной позиции этих магматитов является то, что они используют те же складчатые разрывы, которые контролировали внедрения коллизионных интрузий баджалского комплекса, обусловив их тесную взаимосвязь. С другой стороны, направление этих разрывов является ортогональным по отношению к изгибающемуся Нижне-Амурскому вулcano-плутоническому поясу (рис. 3),

в связи с чем цепочки силинских интрузий могут рассматриваться как поперечные к нему ряды. С гранитоидами силинского комплекса связаны сложные и разнообразные по минеральному составу месторождения полиметалльно-оловянной формации Комсомольского, Хогду-Льянчлинского, Дукинского, Ям-Алинского оловорудных районов.

На юге в Приморской части провинции интрузивные комагматы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса в его тыловой части выделяются в приморский комплекс [19]. Его разнообразные по составу небольшие тела довольно равномерно насыщают узкую Журавлёвскую турбидитовую зону, поэтому о группировке их в поперечные ряды можно только догадываться. С конечными ультракислыми дериватами комплекса генетически связаны силикатно-сульфидные месторождения олова полиметалльно-оловянной формации во всех расположенных в зоне оловорудных районах (Кавалеровском, Верхне-Уссурском, Арминском и др.). Влияние субстрата на распределение минеральных типов оруденения отражается в хорошо заметной зональности. В удалённых от пояса месторождениях (Арсеньевском, Дубровском, Тернистом и др.) преобладают силикатные типы руд. При приближении к поясу и среди его вулканитов начинают доминировать сульфидные (Лысогорское, Черёмуховое, Щербакское и другие месторождения). В размещении типов силикатного оруденения, в зависимости от состава вмещающих пород, также намечается определённая закономерность. В западных частях Журавлёвской зоны, где она сложена флишоидами континентального склона (светловоднинская, каталевская и др. свиты), преобладает хлоритовый тип. На востоке, где начинают доминировать глинистые отложения континентального подножья (таухинская и др. свиты), преобладает турмалиновый тип (Горное, Лучистое и др. месторождения).

Подобные закономерности в распределении оловянного оруденения, связанного с субдукционным магматизмом, присущи всем провинциям и областям Внешней и Внутренней мегазон СЗС ТРП. В целом, эта закономерность представляется в следующем виде: на окраине континента развиваются сульфидные типы полиметалльно-оловянной формации, с удалением в материковую часть начинают преобладать силикатные, а в составах последних – вначале турмалиновый, затем хлоритовый. Хлоритовый тип больше сопряжен с турбидитами континентальных склонов, в которых повышена роль аркозового материала. Турмалиновый тип тяготеет к отложениям континентального подножья, в которых преобладают глинистые, в

том числе пелагические отложения. Зависимость составов магматитов и оруденения от состава вмещающих пород указывает на функционирование поздних очагов кислых субдукционных магм в верхнем осадочном слое земной коры, где камеры их, достигнув наибольших размеров, были приближены к палеоповерхности.

Разграничение ареалов распространения крупных интрузий габбро-тоналит-плагиогранитной формации продольных субдукционных поясов и небольших оловоносных интрузий поперечных рядов позволяет более определенно и детально проводить границы оловоносных провинций в вулканоплутонических поясах (рис. 3). Совмещение карт коллизионного и субдукционного магматизма и связанного с ними оруденения проявляет и другую важную металлогеническую тенденцию – там, где отмечается магматизм той и другой природы, фиксируется наивысшая интенсивность оловянного оруденения и размещаются все крупные и уникальные месторождения. В Центральной Чукотке в такой ситуации находятся крупные месторождения Пыркакайских штокверков редкометалльно-оловянной формации и сближенное с ними Валькумейское месторождение полиметалльно-оловянной формации. На севере Яно-Колымской провинции на ограниченной площади континентального склона со сложным сочетанием коллизионных и субдукционных гранитоидов расположены крупное грейзеновое Одинокое и уникальное силикатное Депутатское месторождения. В Хингано-Охотской части Дальневосточной провинции в Баджалском и Комсомольском рудных районах с их крупными месторождениями разной формационной принадлежности отмечается пространственное и структурное совмещение коллизионных (Верхне-Урмийская, Чалбинская) и субдукционных (силинский комплекс) интрузий. В центре Приморской провинции вблизи Центрально-Сихотэ-Алинского тектонического шва в Журавлёвской зоне находятся крупное Тигриное и другие редкометалльные месторождения. Южнее в такой же позиции локализована серия крупных оловополиметаллических месторождений Кавалеровского района.

Теснейшая связь гранитоидов и месторождений олова, зависимость их формационных особенностей от состава субстрата, а также показанная в [18] прямая корреляция масштабов оруденения от мощности и содержания олова в осадочном слое континентальной коры свидетельствуют о том, что гранитообразование является лишь механизмом извлечения олова из корового вещества, его концентрации и переноса в область рудоотложения. Связи месторождений олова с мантий-

ными источниками, кроме опосредованных в субдукционном процессе и через вовлечение в гранитизацию мафических образований, нигде не отмечено.

ВЫВОДЫ

Анализ геодинамических обстановок в СЗС ТРП на рудном этапе формирования месторождений олова позволяет сделать следующие выводы:

1. Главными геодинамическими режимами на оловоносных территориях СЗС ТРП на рудном этапе формирования месторождений были раннемеловая коллизия и меловая–раннепалеогеновая окраинно-континентальная субдукция андского типа.

2. Энергия для возбуждения коллизионного гранитоидного магматизма поступала из деформированного и диссипативно разогретого вещества столкнувшихся плит. При жесткой коллизии (столкновение континент–микроконтинент) формировались пояса крупных интрузий гранодиорит-гранитного состава, вытянутые вдоль сутурных зон, и отходящие от них поперечные ряды небольших интрузий диорит-гранодиорит-гранитного состава. При мягкой коллизии (континент–островная дуга) аналогичные пояса коллизионных интрузий создавались внутри континентальных плит, где они приурочиваются к тектоническим швам, образующим уступы в земной коре. В обстановках трансформных окраин азиатского типа коллизионный гранитоидный магматизм развивается только при больших углах столкновения континентальной плиты с островной дугой. На крыльях трансформных окраин из-за различий в составе субстрата возникают разные по составу гранитоидные комплексы.

3. Энергия для возбуждения субдукционного магматизма приносилась тепломассопотоками из разогретых на глубине участков зоны субдукции. Тепломассопотоки на разделе Мохо инициировали возникновение первичных магматических очагов, которые, разрастаясь вверх, создавали пестрые по составу пород окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса и отходящие от них поперечные ряды интрузий.

4. Интрузии коллизионных поясов, образующиеся за счет палингенной переработки сиала верхней части коры, выделяются в гранодиорит-гранитную формацию. С простыми по составу калиевыми интрузиями формации генетически связаны простые по минеральному составу руды месторождений редкометалльно-оловянной формации. В случае гранитизации смешанного (мафически-салического) субстрата,

возникают интрузии с полиформационными характеристиками, что, в свою очередь, порождает месторождения, несущие черты разных оловорудных формаций. Последние характерны также для отходящих от поясов коллизионных рядов интрузий, магматические очаги которых зарождались на разных уровнях земной коры.

5. В обстановках трансформных окраин азиатского типа коллизионные гранитоиды на континентальных крыльях генерируют месторождения олова редкометалльно-оловянной формации, на островодужных крыльях промышленных месторождений олова не образуется.

6. Субдукционные интрузии, образовавшиеся в результате анатектической переработки всего материала земной коры, выделяются в габбро-диорит-гранодиорит-гранитную формацию. На фронте субдукционного магматизма, развитого на островодужном субстрате, размещаются пояса крупных натриевых интрузий, с которыми месторождения олова не встречаются. Они генетически связаны с небольшими калий-натриевыми и калиевыми интрузиями, образующими поперечные ряды в континентальном тылу субдукционного магматизма. Пестрый состав этих интрузий отразился в сложном минеральном составе руд порожденных ими месторождений полиметалльно-оловянной формации. На краю континента, где субстрат отличается повышенной основностью, формируются месторождения сульфидного, а в континентальном тылу – силикатного (турмалинового и хлоритового) типов оруденения.

7. Гранитообразование при всех процессах случит механизмом мобилизации и извлечения олова из субстрата. Месторождения являются конечным продуктом дифференциации интрузивных комплексов, характеризующихся законченной укороченной (для коллизионных) и длинной (для субдукционных) гомодромной эволюцией.

8. Наиболее перспективными для обнаружения крупных месторождений олова являются территории, на которых проявился коллизионный и субдукционный магматизм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии: Объясн. зап. к тектонической карте Северо-Востока Азии. 1:5000000. М.: Мир, 1992. 54 с.
2. Богданов Н.А., Филатова Н.И. Стрoение и геодинамика формирования активных континентальных окраин // Литосфера. 2001. № 1. С. 32–44.
3. Борукаев Ч.Б., Натальин Б.А. Аккреционная тектоника

- юга российского Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 89–93.
4. Геология оловорудных месторождений СССР. В 2 т. М.: Недра, 1986. Т. 1. 332 с. Т. 2. 429 с.
 5. Геология СССР. Т. XXX. Кн. 2. М.: Недра, 1970. 536 с.
 6. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ) М.: Наука, 1976. 90 с.
 7. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
 8. Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118–131.
 9. Захаров В.С. Тепловой режим и динамика коллизионной зоны: результаты моделирования // Вест. Моск. ун-та. 1999. Сер.4. Геология. № 2. С. 18–23.
 10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
 11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
 12. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
 13. Ляхович В.В. Коровые гранитоиды // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. №8. С.3–20.
 14. Макеев Б.В., Политов В.К. Закономерности размещения оловорудных месторождений в мезозоидах Северо-Востока СССР // Геол. руд. месторождений. 1972. № 3. С. 19–30.
 15. Минерагеническая карта Российской Федерации и сопредельных территорий. 1: 2500000 / Ред. Рундквист Д.С. М.: Аэрогеология, 2000.
 16. Митрофанов Н. П. Эволюционно-геологические основы формирования месторождений олова и вольфрама на Востоке России // Руды и металлы. 1997. № 3. С. 10–17.
 17. Митрофанов Н.П. Модели геодинамических обстановок на северо-западе Тихоокеанского подвижного пояса // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т.2. С. 38–41.
 18. Митрофанов Н.П. Геодинамика прерудного этапа формирования месторождений олова Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 2. Ч.1. С. 104–119.
 19. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. В 3 ч. Препр. / ДВГИ. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. Ч. 2. 28 с. Ч. 3. 60 с.
 20. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 262 с.
 21. Орлов Ю.С., Трунилина В.А. и др. Магматизм Чохчуро-Чекурдахской вулканоплутонической зоны // Отеч. геология. 2000. № 5. С. 66–70.
 22. Павловский А.Б. Формационные и геолого-промышленные типы оловорудных месторождений // Отеч. геология. 1993. № 7. С. 41–50.
 23. Пан В.П., Змиевский Ю.П. Реологические особенности литосферы и тектоника плит // Тихоокеан. геология. 1992. № 5. С. 147–150.
 24. Парфенов Л.М., Натапов Л.М. Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
 25. Парфенов Л.М., Ветлужских В.Г., Гамянин Г.Н. и др. Металлогеническое районирование территории республика Саха (Якутия) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 18–40.
 26. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 2003. 55 с.
 27. Руб М.Г., Руб А.К., Кривошеков Н.Н., Ашихмина Н.А. Редкометалльные граниты и руды месторождения Тигриное, Центральный Сихотэ-Алинь // Петрология. 1998. Т.6, № 1. С. 16–29.
 28. Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Раткин В.В., Сокарев А.Н. Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья // Тихоокеан. геология. 1998. № 5. С. 11–26.
 29. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 13–28.
 30. Соболев Р.Н. О происхождении гранитов // Вест. Моск. ун-та. 1992. Сер. 4. Геол. № 1. С. 3–22.
 31. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука / Интерпериодика", 2001. 571 с.
 32. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 222 с.
 33. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. Новосибирск: Наука, 1985. 206 с.
 34. Трунилина В.А., Орлов Ю.С. Позднемезозойские продольные и поперечные пояса гранитоидов Северо-Востока // Наука и образование. 1997. №1. С. 50–56.
 35. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
 36. Филимонова Л.Г. Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных Тихоокеанских окраин. М.: Недра, 1985. 150 с.
 37. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 286 с.
 38. Фотиади Э.Э., Николаевский А.А., Кравченко Ю.В. и др. Геофизическое изучение тектонического строения и глубинной структуры земной коры внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса на Востоке СССР. М.: Наука, 1969. С. 6–20.
 39. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995. 479 с.
 40. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 59 с.
 41. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
 42. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А. и др. Возраст оруденения и некоторые особенности генезиса скарново-шеелит-сульфидного месторождения Восток-2 в Центральном Сихотэ-Алине // Руды и металлы. 1999. № 2. С. 30–36.
 43. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map. Scale 1:5000000. U.S.Geol.Surv. Open File Rep.1994. N 94–714. 211 p.
 44. Hatherton T., Dickrinson W. R. Andesitic volcanism and

seismicity in New Zealand // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. P. 4615–4620.
45. Summary terrane, mineral deposit and metallogenic belt map

of the Russian Far East, Alaska and Canadian Cordillera: U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.97-161. 2 sheets. Scale 1:5000000. Scale 1:10000000/ 1997.

Поступила в редакцию 23 февраля 2004 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

N.P. Mitrofanov

Geodynamics of the ore stage of formation of tin deposits in the north-western part of the Pacific ore belt

Early Cretaceous collision and Cretaceous-Paleogene marginal-continental subduction of the Andean type are the main geodynamic regimes at the ore stage of formation of tin deposits in the north-western sector of the Pacific ore belt. Collision processes are divided into frontal processes of the rigid and soft types, and oblique collision processes. The rigid type corresponds to the collision of the continental platform with the microcontinent, and the soft type is related to the collision of the continental platform with island arcs. The regime of the soft type causes intrusions in the continental rear of the convergent boundaries. Oblique collision produces situations of the transform continental margins (Asian type). Collision massifs of granodiorite and granite of the longitudinal belts and series of intrusions of diorite-granodiorite-granite diverging from them generate deposits of rare-metal- and polymetallic-tin formations depending on substratum compositions. The subductional gabbro-diorite-granodiorite-granite intrusions forming transverse series in the rear of the marginal-continental volcano-plutonic belts generate deposits of the polymetallic-tin formation. Conditions for large ore concentrations are formed in the areas of superposition of collision and subduction processes.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ УГЛЕЙ ПРИАМУРЬЯ****В.В. Крапивенцева****Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

На основе обобщения материалов спектрального анализа углей и, в меньшей мере, вмещающих их пород по семи буроугольным месторождениям Среднеамурского бассейна и сопредельных с ним территорий, а также по двум месторождениям и участкам Буреинского бассейна рассмотрены максимальные и средние содержания малых элементов, в том числе редкоземельных и благородных металлов.

Установлено, что промышленные концентрации в бурых углях Среднеамурского бассейна имеют многие элементы, и в первую очередь: Ni, Ti, Y, Ga, Zr. Реже промышленные концентрации имеют Sr, Li, Nb, а в золе углей Ушумунского месторождения – также Ag и Au.

Угли Буреинского бассейна характеризуются особым набором малых элементов с промышленно-значимыми концентрациями: Be, Sr, Yb, Ti, Ga, Nb, Zr. Некоторые элементы, особенно из группы редкоземельных, определялись лишь в единичных случаях, что не исключает возможность их присутствия в углях других месторождений.

Проведенное обобщение позволяет сделать вывод о промышленной металлоносности углей ряда месторождений (Ушумунского, Мухенского, Розенгартовского и др.).

Необходим дальнейший детальный анализ региональных геологических закономерностей, обуславливающих ту или иную металлогеническую специализацию отдельных месторождений.

Ключевые слова: малые элементы, угольные месторождения, редкоземельная специализация углей, промышленные содержания малых элементов, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы металлоносности горючих ископаемых, и в первую очередь углей и горючих сланцев, уже давно привлекают внимание исследователей. Установлению редкоземельной и благороднометалльной минерализации углей способствовало внедрение в практику массовых спектральных анализов, хотя большей частью эти исследования носили спорадический характер [1, 17, 21, 22].

В послевоенное время, в связи с резко возросшими потребностями в уране, германии и ряде других элементов (иттрия, иттербия, лития и др.), исследования металлоносности углей и горючих сланцев приобрели широкий размах, особенно в США, Западной Европе, Японии, а в последние десятилетия – в России, Китае и других странах [20, 23]. В результате этих работ были обнаруже-

ны уран-угольные и германий-угольные месторождения промышленной значимости [2, 5, 6].

Кроме того, в 70–90-х годах XX столетия акцент исследований смещается и на изучение токсичных примесей в углях – серы, мышьяка, сурьмы, селена, ртути, кадмия, хрома, бериллия. В угольной технологии возобновились исследования по переработке углей на жидкое топливо, при которой редкие элементы-примеси можно сконцентрировать без специальных затрат, что удешевляет их извлечение.

В угледобыче и углехимии последних лет возрастает роль технологического использования углей с попутной добычей элементов-примесей, в первую очередь, благородных металлов, редкоземельных элементов как из самих углей, так и из золошлаковых отходов ТЭЦ, пород вскрыши и межугольных прослоев. Кроме того, возрастает роль разработок безотходных технологий по добыче и переработке углей,

* Примечание редколлегии. Статья публикуется в дискуссионном порядке, поскольку в ней собраны данные спектральных анализов разных лет и разных лабораторий. Выводы по ним могут оказаться не вполне корректными. Тем не менее, на данном этапе исследований вполне можно говорить о повышенном содержании ряда ценных элементов в углях и их золе.

при которых утилизируются огромные массы зольных и шлаковых отходов, в том числе вокруг ТЭЦ и угольных карьеров [19, 20].

В последнее десятилетие на территории Приморья в угленосных впадинах и на их обрамлении, в частности на Павловском буроугольном месторождении, обнаружена золото-платиновая и редкоземельная минерализация углей, углистых и вмещающих пород, нередко с промышленным содержанием этих элементов [9–15].

Для углей Приамурья подобные исследования с применением современной аналитической базы, с учетом особенностей геологического строения угольных месторождений и определением в связи с этим условий концентраций редких элементов-примесей до сих пор не проводились.

ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования содержаний малых элементов в углях были рассмотрены все имеющиеся данные спектральных анализов углей, их зол и, частично, вмещающих угли песчано-глинистых пород по семи буроугольным и двум каменноугольным месторождениям и участкам Приамурья (рис. 1).

Это, в первую очередь, олигоцен-миоценовые буроугольные (группы 2Б) месторождения: Мухенское, Хурмулинское, Розенгартовское, Ушумунское, Лианское, расположенные в Среднеамурском бассейне или вблизи него, и Мареканское месторождение – в Приохотье [16].

В Буреинском бассейне изучались бурые угли Чекундинского месторождения (юго-западная часть бассейна) группы 3Б, каменные угли месторождения Ургал-Солони (на западе) марки Д чагдамынской (K_1^1) свиты, газовые угли ургальской свиты (J_3-K_1) Ургальского месторождения (в восточной части бассейна), в том числе участка Правобережный.

Общие краткие сведения об основных месторождениях, по которым произведено обобщение материалов по малым элементам в углях, золе углей и реже во вмещающих породах, приводятся в табл. 1.

Результаты исследований обобщены по максимальным и средним значениям содержаний малых элементов. Количество элементов, определенных спектральным анализом в углях разных месторождений и в разные годы крайне неравномерное (от 11 до 33). Также неравномерно опробованы и отдельные пласты: от одной скважины на Мухенском месторождении и до 30 пластоперечений по 15 скважинам на месторождении Ургал-Солони (табл. 1).

Анализ содержаний малых элементов в углях, золе углей и, в ряде случаев, во вмещающих угли породах показал следующее.

Промышленное содержание (табл. 2) по максимальным, а для некоторых элементов и по средним данным, в изученных углях имеют следующие элементы: Be, Sc, V, Co, Ni, Ge, Se, Sr, Mo, Cd, Ba, W и особенно (по частоте встречаемости и высоким содержаниям) Ti, Ga, Zr, а из редкоземельных – Y, Yb (почти повсеместно).

Реже промышленные концентрации имеют такие элементы, как Bi, La, Au, Ag, Nb, Rb. Однако эти и ряд других, особенно редкоземельных, элементов часто вообще не определялись в углях названных выше месторождений.

Кроме того, следует учитывать, что ряд малых элементов при определенных содержаниях (превышение порога “токсичности”) являются в той или иной мере “вредными” по уровню негативного воздействия соединений токсичных элементов на природные объекты. Такими элементами являются Be, V, Co, Cd, Mn, As, Ni, Hg, Pb, Se, Sb, Tl, Zn, F, Cr, Cl, однако не все из них достигают по своим концентрациям в изученных углях порога “токсичности” (табл.3).

Далее переходим к краткой характеристике промышленно-значимых содержаний малых элементов в изученных углях (рис. 2–4).

В е р л л и й. Промышленные содержания этого элемента по максимальным значениям отмечены в углях Мухенского, Розенгартовского, Хурмулинского, Чекундинского буроугольных месторождений и в каменных углях месторождения Ургал-Солони. Максимальные содержания Be отмечены в золе ушумунских углей – от 20 и до 200 г/т, (рис. 5) что до 10 раз больше минимального содержания этого элемента, определяющего его промышленную значимость в золе углей (20 г/т).

С к а н д и й присутствует в основном в малых количествах, иногда этот элемент не определялся. В золе ушумунских углей его содержание не превышает минимально значимую промышленную концентрацию (МЗПК) и достигает 20 г/т, а во вмещающих глинах – 10 г/т.

Минимально промышленные концентрации скандия (10.5 г/т) отмечены в породах Чекундинского месторождения, а сами чекундинские, а также ургальские угли характеризуются непромышленными содержаниями этого элемента.

В а н а д и й присутствует в повышенных, но не промышленных содержаниях в золе ушумунских углей – до 200 г/т, а во вмещающих породах присутствует в малых количествах (рис. 5). Во

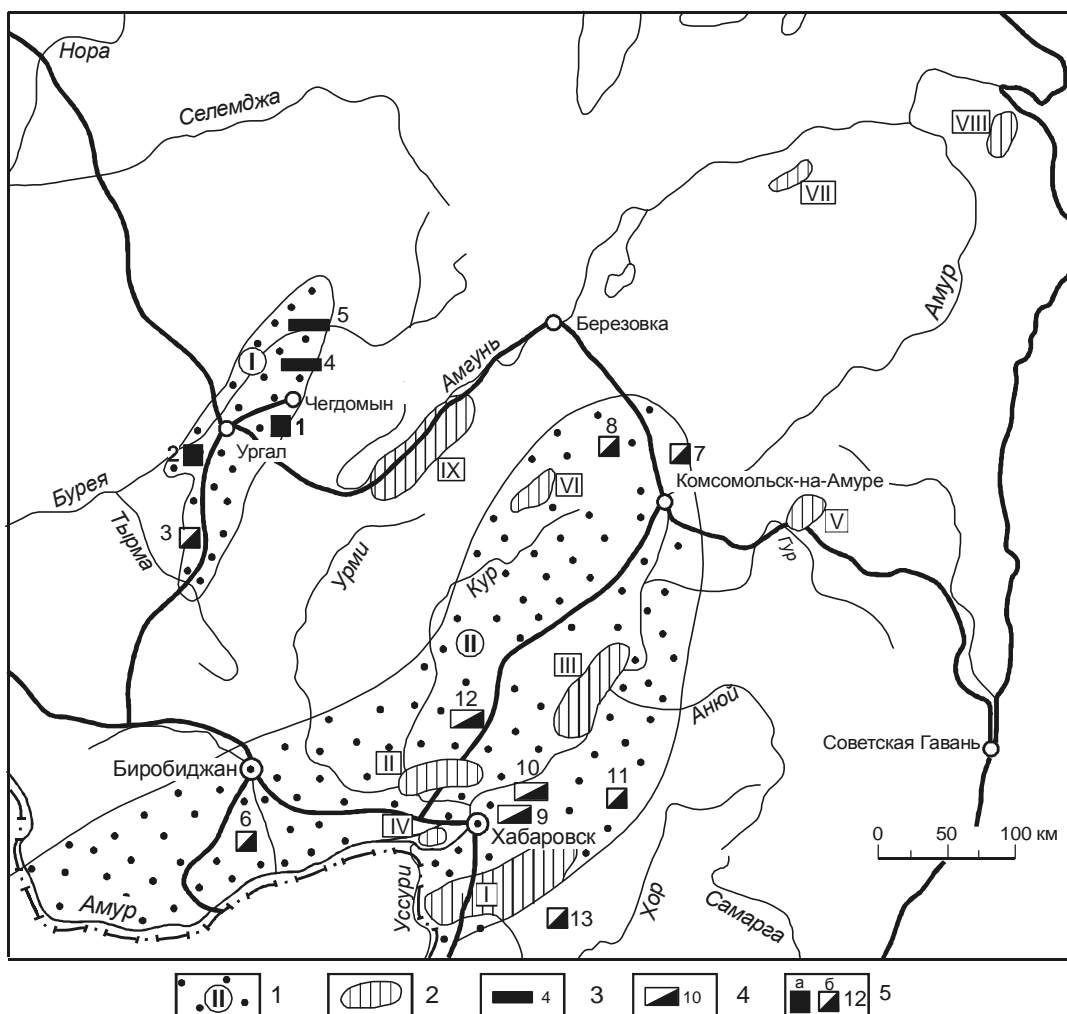


Рис. 1. Схема расположения основных угольных бассейнов, месторождений, угленосных площадей Приамурья, по [16] с дополнениями.

1 – угольные бассейны: I – Буреинский, II – Среднеамурский; 2 – угленосные площади (римские цифры в квадратах): I – Оборо-Уссурийская, II – Голубичная, III – Синдинская, IV – Самаринская, V – Хунгарийская, VI – Горинская, VII – Имская, VIII – Налевская, IX – Баджалская; 3, 4 – основные месторождения: 3 – каменноугольные, 4 – буроугольные; 5 – месторождения, по которым дана оценка содержания малых элементов: а – каменноугольные, б – буроугольные.

Список месторождений, указанных на схеме (в скобках – возраст угленосных отложений): 1 – Ургальское (поздняя юра–ранний мел), 2 – Ургал-Солони (ранний мел), 3 – Чекундинское (ранний мел), 4 – Оланжинское (поздняя юра–ранний мел), 5 – Усть-Умальтинское (поздняя юра–ранний мел), 6 – Ушумунское (палеоген–неоген), 7 – Лианское (палеоген–неоген), 8 – Хурмулинское (палеоген–неоген), 9 – Хабаровское (палеоген–неоген), 10 – Базовское (палеоген), 11 – Мухенское (палеоген), 12 – Литовское (палеоген), 13 – Розенгартовское (палеоген–неоген).

вмещающих угли песчано-глинистых породах Мареканского месторождения ванадий содержится также в повышенных содержаниях – до 200 г/т, хотя в самих мареканских углях этот элемент присутствует в малом количестве – 11,8 г/т (по средним данным).

Хром отмечен почти во всех углях изученных месторождений, но в непромышленных концентрациях. Однако в несколько повышенных со-

держаниях он присутствует в углях Мухенского (до 200 г/т), Розенгартовского (400 г/т), особенно Чекундинского (до 450 г/т) месторождений, являясь, в то же время, “токсичным” элементом для этих углей (при пороге “токсичности” – 100 г/т).

Кобальт в промышленно-значимом содержании отмечен лишь в золе углей Ушумунского месторождения (до 100 г/т, в среднем – 77 г/т) (рис. 5). На месторождении Ургал-Солони его содержание в

Таблица 1. Общие краткие сведения о месторождениях, по углям и породам которых производилось определение содержания малых элементов (по [16], с дополнениями).

№ п/п	Месторождения, участки, площади	К-во скважин (проб)	Возраст углей	Площадь оценки ресурсов, км ²	Глубина (м): залегания пластов опробования на малые элементы	Количество пластов: общ. / раб.	Максимальная мощность пластов, м	Марка Группы Подгруппа	Запасы, млн т ([16], с дополнениями)	К-во элементов	Перечень элементов с промышленными концентрациями (Уб – в том числе и по средним данным)	
											в углях	в золе углей
1.	Мухенское	1 (10)	P ₃	300	3-386 30-120	12 / 4	8.6	Группа 2Б	P ₁ +P ₂ – 252 в т.ч. 16 для открытых работ	13	Ве, Ст, У, Тi, Уб	не определялись
2.	Розенгартовское	8 (18)	P ₃ - N ₁	16	2-123 (чаще 80)	1-5 / 1-5	18.6	Группа 2Б	P ₁ +P ₂ – 40	33	Ве, Ni, У, Тi, Bi, Уб, Ga, Zr	- “ -
3.	Хурмулинское в углях в породах	10 пластов (529) 9 (10)	- “ -	80	1.4-146 - 0.2-15 (гл. опр.)	16 / 8	13.5	Группы 1Б, 2Б	S ₁ +C ₂ – 61	17	Ве, У, Тi	непробыленные содержания U, Th
4.	Лпанское	(327)	- “ -	55	6.5-197 -	22 / 15	17.7	Группы 1Б, 2Б	A+B+C ₁ – 267	6	У, Ga	не определялись
5.	Улгунское углерез	(371) (6)	“ - “ -	около 216	2-360 50-700 1-3 -	30 / 10 1	14.8 7-12	Группы 2Б, 3Б Группа 2Б	P ₁ +P ₂ – 1000. 4.1 для откр. раб.	11 30	не определялись - “ -	Ве, Се, Au, La, Se, Zr Со, Ве, Ag
6.	Марканское в породах	2 (45)	N ₁	19	2-91.7 -	10 / 1-6	28	Группы 1Б, 2Б	A+B+C ₁ – 20.5	27	W, Cd V, Co, Mo, Au	не определялись
7.	Чекутинское	9 (209)	K ₁	264	6.6-300.7 -	11 / 4	16.7	Группа - Марка 3Б - Д	P ₁ – 778, в т.ч. - 77 для откр. раб.	28	St, У, Тi, Уб, Nb, Ga, Ве Se, У, Тi, Уб, Ga, Zr, Nb	- “ -
8.	Ургал-Солони	15	J ₃ -K ₁	30 (детально разведано 0.9)	31.7-141.6 (гл. опр.)	8 / 3	5.8	Марка Д	B+C ₁ +C ₂ – 89.2, в т.ч. - 0.77 для откр. раб.	16	Со, Ga	Ве
9.	Ургальское	Шахта Ургал (19)	- “ -	350	2-700 10-150	50 / 22	15	Марки Д, Г	A+B+C ₁ +C ₂ – 1333	31	Ti, Zr, Rb	не определялись
10.	Участок Правобережный	(715)	- “ -	50	8-441 -	22 / 5	9.6	Марка Г	B+C ₁ +C ₂ – 165.3	15	Mo, Hg	Hg

углях достигает МЗПК – 20 г/т. В остальных буровугольных месторождениях (Мухенском, Розенгартовском, Чекундинском, а также в ургальских углях) его содержания малы и ниже минимально промышленных значений. В ряде месторождений этот элемент не определялся ни в углях, ни в породах.

Н и к е л ь присутствует в бурых углях Среднеамурского бассейна (на Мухенском, Розенгартовском месторождениях) в МЗПК – до 100 г/т. Лишь во вмещающих алеврито-глинистых породах на Ушумунском разрезе (рис. 7) его содержание “ураганное” – до 8000 г/т, а по средним данным – 2000 г/т, что почти в 16 раз превышает МЗПК.

Г е р м а н и й встречается в бурых углях Приамурья и каменных углях Буреинского бассейна в непромышленных содержаниях (до 20 г/т). В ряде месторождений этот элемент не определялся. В золе углей Ушумунского месторождения германий со-

держится в промышленно-значимом количестве – до 200 г/т.

С е л е н был определен в промышленных концентрациях только в золе ушумунских углей (рис. 8) в количестве до 300 г/т (и 6 г/т в среднем). В углях остальных месторождений селен не определялся.

С т р о н ц и й установлен почти во всех углях изученных месторождений, кроме пород Мареканского месторождения и золы углей месторождения Ургал-Солони. Содержания стронция в золе ушумунских углей являются несколько повышенными. Практический интерес представляют только мухенские угли, где содержание Sr равно 400 г/т (по максимальным значениям) и 320 г/т (по средним данным).

Большой интерес представляют угли Буреинского бассейна, где содержания стронция в углях достигают 300 г/т, а промышленные концентрации (458 г/т) установлены в чекундинских углях, при среднем их значении – 228 г/т (рис. 9, 10).

М о л б д е н определен в изученных углях большинства месторождений Приамурья, но его промышленные концентрации установлены только в углях участка Правобережный (7 г/т в среднем).

К а д м и й не определялся в углях большинства месторождений, за исключением Мареканского, где

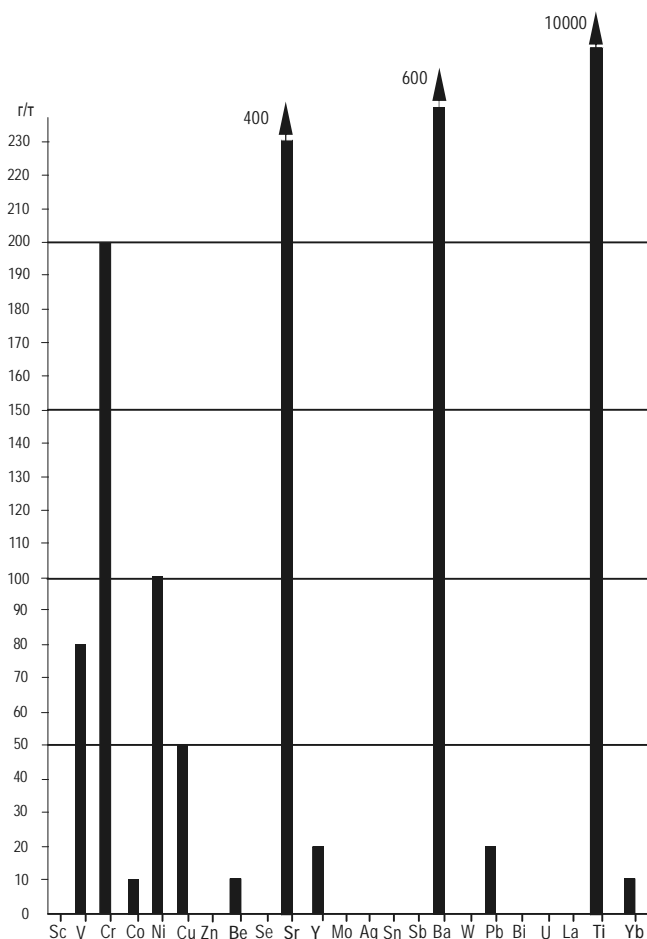


Рис. 2. Максимальное содержание малых элементов в углях Мухенского буровугольного месторождения.

Подчеркнутые здесь и далее элементы имеют промышленные содержания.

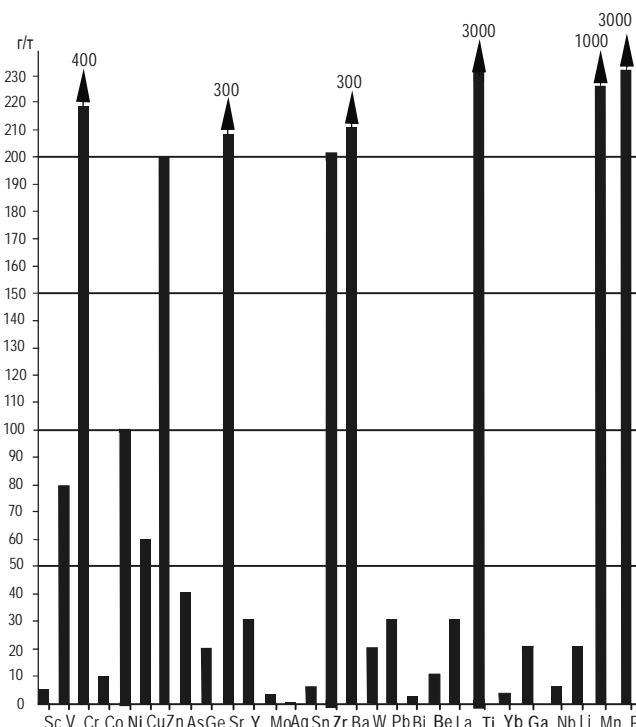


Рис. 3. Максимальное содержание малых элементов в углях Розенгартовского буровугольного месторождения.

Таблица 2. Минимальные содержания малых элементов, определяющие возможную промышленную значимость товарных энергетических углей и продуктов обогащения как источников рудного сырья [17].

Элементы	Содержание элементов, г/т	
	в углях	в золах углей
Бериллий	5	20
Бор	2000	10000
Ванадий	100	500
Висмут	1	5
Вольфрам	30	150
Галлий	20	100
Гафний	5	25
Германий	эн. 30 кокс. 3.5	150 -
Золото	0.02	0.1
Индий	0.2	1
Иттрий	15	75
Иттербий	1.5	7.5
Кадмий	1	5
Кобальт	20	100
Лантан	150	750
Литий	35	175
Марганец	2000	10000
Медь	100	500
Молибден	6	30
Никель	100	500

Элементы	Содержание элементов, г/т	
	в углях	в золах углей
Ниобий	10	50
Олово	20	100
Палладий	0.005	0.025
Платина	0.005	0.025
Рений	0.1	0.5
Рубидий	35	175
Ртуть	1	5
Селен	1	5
Серебро	1	5
Свинец	240	1200
Скандий	10	50
Стронций	400	2000
Сурьма	30	150
Таллий	1	5
Тантал	1	5
Теллур	1	5
Титан	1500	7500
Хром	1400	7000
Цезий	30	150
Цинк	400	2000
Цирконий	120	600

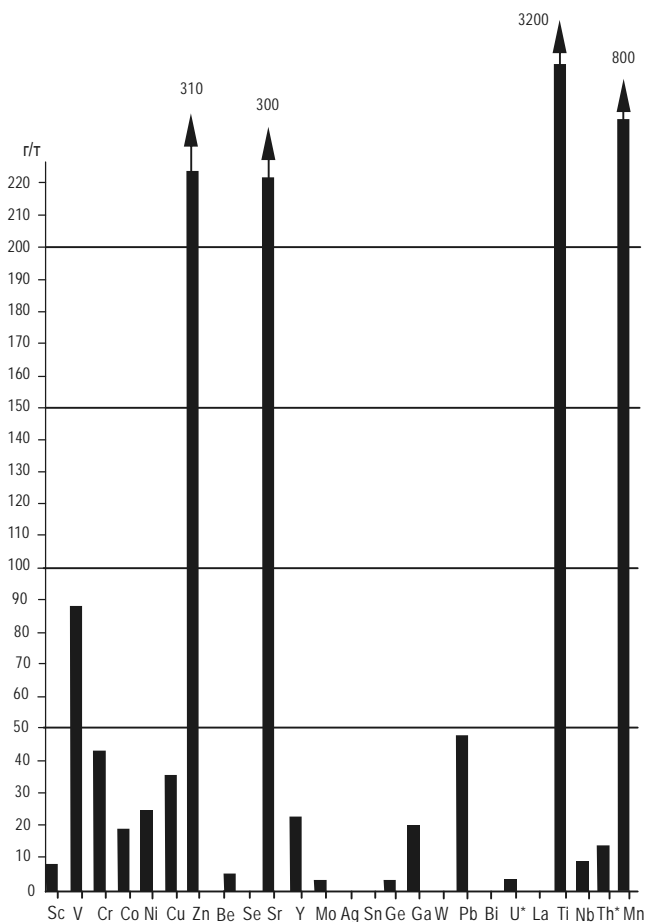


Таблица 3. Порог “токсичности” содержания малых элементов в товарных углях и продуктах их обогащения [17].

Элементы	Содержание элементов, г/т
Бериллий	50
Ванадий	100
Кобальт	100
Кадмий	1.2
Марганец	1000
Мышьяк	300
Никель	100
Ртуть	1
Свинец	50
Селен	1000
Сурьма	6
Таллий	0.3
Цинк	200
Фтор	500
Хром	100
Хлор	6000

Примечание. Хлор в углях рассматривается как промышленно-вредный элемент.

Рис. 4. Максимальное содержание малых элементов в золе углей Хурмулинского буровугольного месторождения.

* Примечание: уран (U) и торий (Th) определялись в глинах, перекрывающих верхние угольные пласты.

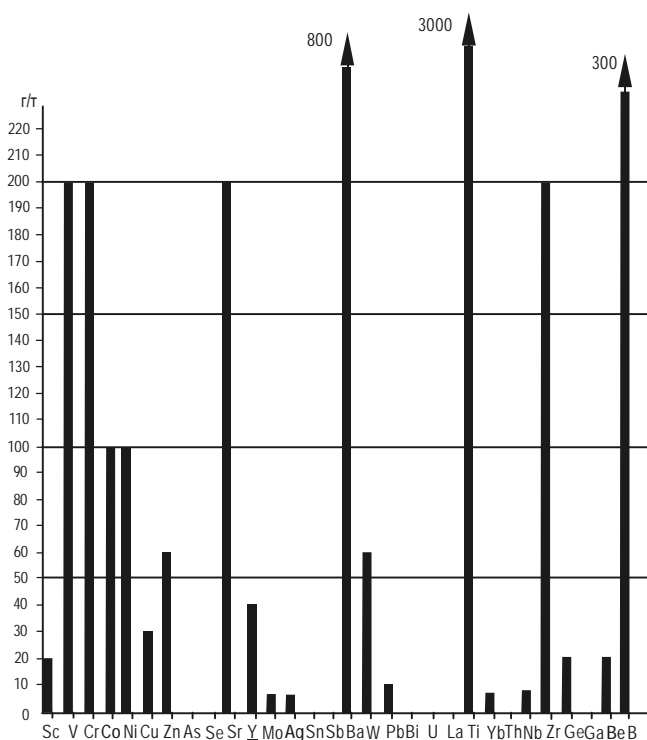


Рис. 5. Максимальное содержание малых элементов в золе углей 2-го пласта на Ушумунском разрезе.

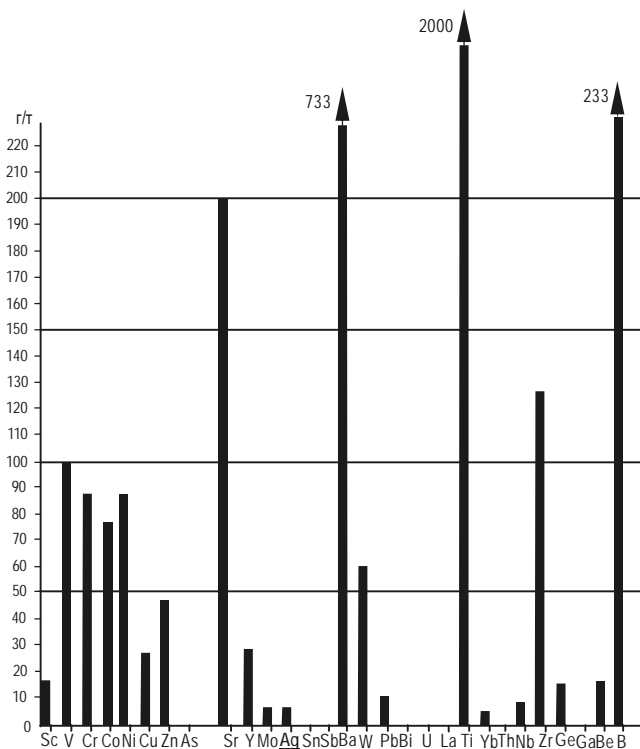


Рис. 6. Среднее содержание малых элементов в золе углей 2-го пласта на Ушумунском разрезе.

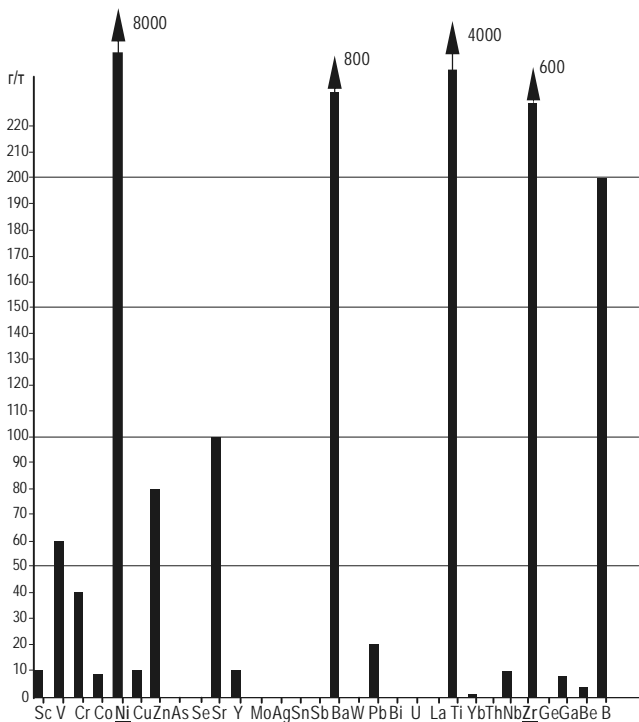


Рис. 7. Максимальное содержание малых элементов в алевроито-глинистых породах на Ушумунском разрезе.

его максимальное содержание составляет около 9 г/т. Это делает кадмий здесь промышленно-значимым элементом. В то же время, порог “токсичности” для кадмия составляет 1.2 г/т.

С е р б р о. Содержание серебра не определялось в углях большинства месторождений, а в остальных углях его концентрации весьма малы (до 1 г/т). Лишь в золе углей Ушумунского разреза (рис. 6) его содержание является промышленно-значимым и составляет 6 г/т.

З о л о т о. Так же как и серебро, золото не определялось в большинстве углей Приамурья или его содержания были за пределами чувствительности полуквантитативного спектрального анализа. Лишь в золе углей Ушумунского месторождения его среднее содержание составляет 8 г/т (по 270 пробам), что делает этот металл промышленно-значимым для добычи его из золы ушумунских углей при комплексном использовании последних. Высокие содержания золота в золе ушумунских углей (до 300 г/т), так же как и ряда других элементов Ag, Be, Co, Ga, Se, Y и др. (рис. 5, 8), позволяют рекомендовать изучение их металлоносности с применением современной аналитической базы, для дальнейшего извлечения этих металлов из золы углей после их сжигания на ТЭЦ.

Б а р и й. Наличие бария определялось в углях не повсеместно. Однако в бурых углях изученных месторождений он присутствует в значительных количествах – до 300–600 г/т (по максимальным концентрациям) и от 59 до 295 г/т (по средним данным), наибольшие содержания – в золе углей и породах Ушумунского разреза (до 800 г/т). В углях и породах Буреинского бассейна его содержания невелики – от 276 до 534 г/т (по максимальным) и от 64 до 426 г/т (по средним значениям), максимальные количества содержатся в бурых углях и вмещающих породах Чекундинского месторождения (рис. 9, 10).

Данные о минимальных содержаниях этого элемента, определяющих его возможную промышленную значимость, отсутствуют.

В о л ь ф р а м в непромышленных содержаниях установлен в золе ушумунских углей (в разрезе – 60 г/т). Промышленная концентрация его отмечена в углях Мареканского месторождения – 44.4 г/т. В породах Чекундинского месторождения его концентрация достигает – 59 г/т.

В углях Розенгартовского месторождения вольфрам установлен в непромышленных содержаниях, а в ургальских углях его концентрация весьма мала (по средним данным).

Т и т а н имеет исключительно широкое распространение в бурых углях Приамурья и промышленно-

ленно-значимые (более 1500 г/т) содержания, в т.ч. и по средним данным, за исключением углей Мареканского месторождения.

Наибольшими содержаниями титана выделяются бурые угли Мухенского, Розенгартовского, Хурмулинского, Чекундинского месторождений (рис. 2–4, 9, 10). Так, в мухенских углях концентрация титана достигает 10 000 г/т (максимально) и 6000 г/т (в среднем), а чекундинские угли содержат титана до 2910 г/т (по максимальным) и 1666 г/т (по средним значениям). Каменные угли Ургальского месторождения характеризуются высокими промышленными содержаниями титана – 1800 г/т.

В и с м у т определялся только в углях Розенгартовского месторождения. Его содержание по максимальным значениям достигает 2 г/т, превышая в два раза МЗПК, а по средним данным – 0.7 г/т.

С в и н е ц установлен почти повсеместно в непромышленных содержаниях, достигая порога “токсичности” (50 г/т) по максимальным его концентрациям только в породах и углях Чекундинского – 62–80.2 г/т и золе углей участка Правобережный – 80 г/т Ургальского месторождений.

Из редкоземельных элементов в углях определялись только иттрий, иттербий и лантан, а из радиоактивных – уран и торий.

И т т р и й установлен в углях почти всех изученных месторождений, кроме месторождения Ур-

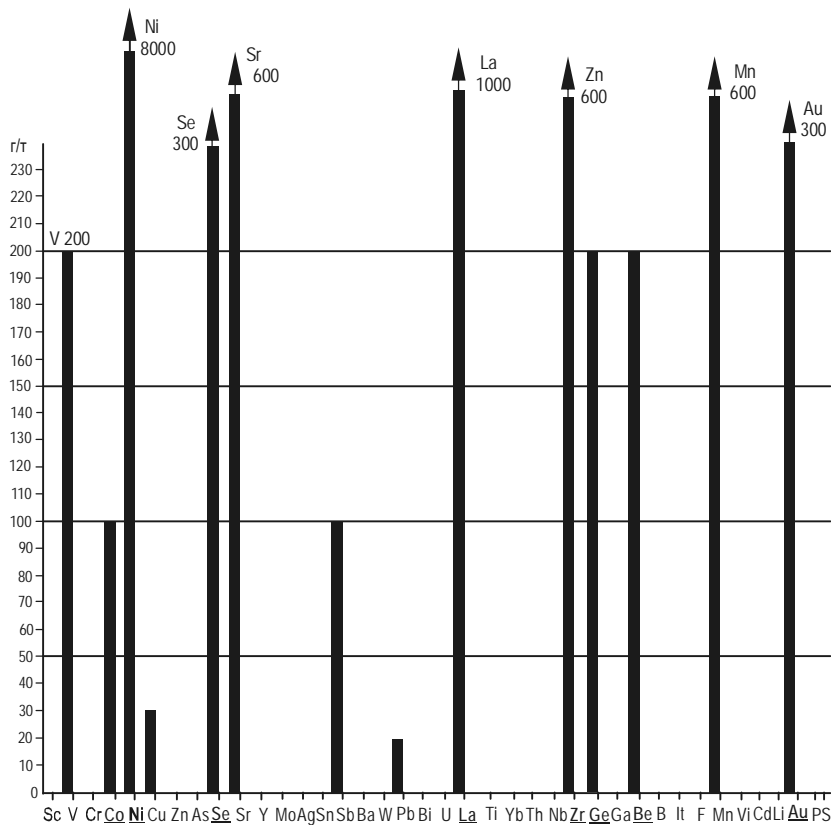


Рис. 8. Максимальное содержание малых элементов в золе углей Ушумунского бурогоугольного месторождения.

гал-Солони. Промышленные концентрации ($Y > 15$ г/т) характерны для углей большинства месторождений, как по максимальным, так и средним значениям. Максимальные и средние (в скобках) его содержания отмечаются в золе ушумунских углей – 40 (27) г/т, в углях и породах Чекундинского месторождения – 23–32.8 (13–16.2) г/т. В несколько меньших значениях иттрий содержится в углях Мухенского – 20 (13) г/т, Розенгартовского – 30 (17) г/т, Хурмулинского – 23 (19) г/т месторождений.

Иттрий относится к тем редкоземельным металлам, которые имеют в последние годы повышенный спрос благодаря его использованию в производстве сверхпроводящей высокотемпературной керамики и люминофоров для цветного телевидения.

И т т е р б и й. Промышленные (> 1.5 г/т) содержания его установлены в углях Мухенского (10 г/т), Розенгартовского 3 (2) г/т, Чекундинского 10.4 (1.8) г/т месторождений. В углях остальных месторождений иттербий не определялся.

Однако высокие содержания иттербия и его широкое распространение в изученных углях дают основание рекомендовать попутное извлечение иттербия при комплексном использовании углей в уже осваиваемых промышленностью месторождениях: на Мухенском и Чекундинском (подготовленном к освоению).

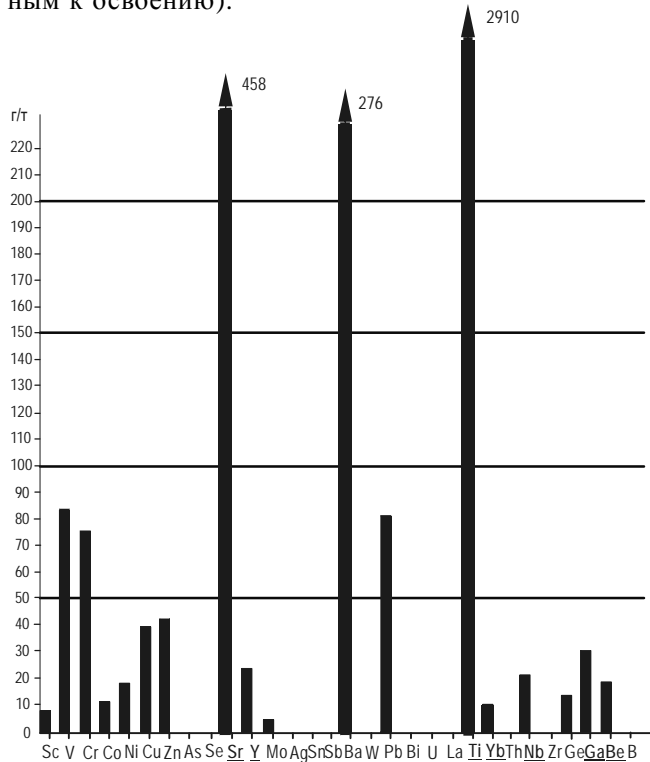


Рис. 9. Максимальное содержание малых элементов в углях Чекундинского бурогоугольного месторождения Буреинского бассейна.

Л а н т а н не определялся в большинстве изученных углей, однако его повышенные и промышленные (более 150 г/т в углях и 750 г/т в золе углей) концентрации обнаружены в золе углей Ушумунского месторождения (до 1000 г/т по максимальным значениям) (рис. 8). Небольшие его содержания (в среднем 4.4 г/т) установлены во вмещающих породах Мареканского месторождения.

У р а н и т о р и й определялись только по десяти скважинам на глубинах от 0.2 до 15 м в глинах Хурмулинского месторождения, перекрывающих угольные пласты. При этом содержания урана составляли – 3 г/т, а тория – от 11 до 13 г/т (в среднем 13 г/т), что соответствует фоновым содержаниям этих элементов.

Потенциально ценными элементами, имеющими в изученных углях повышенные (промышленные) или близкие к ним концентрации, являются галлий, литий, ниобий, цирконий и рубидий.

Г а л л и й. Кондиционные содержания галлия установлены (по максимальным или близким к ним средним данным) как в бурых углях Приамурья, так и в углях Буреинского бассейна.

Повышенные концентрации галлия отмечены в углях Розенгартовского, Хурмулинского (до 20 г/т),

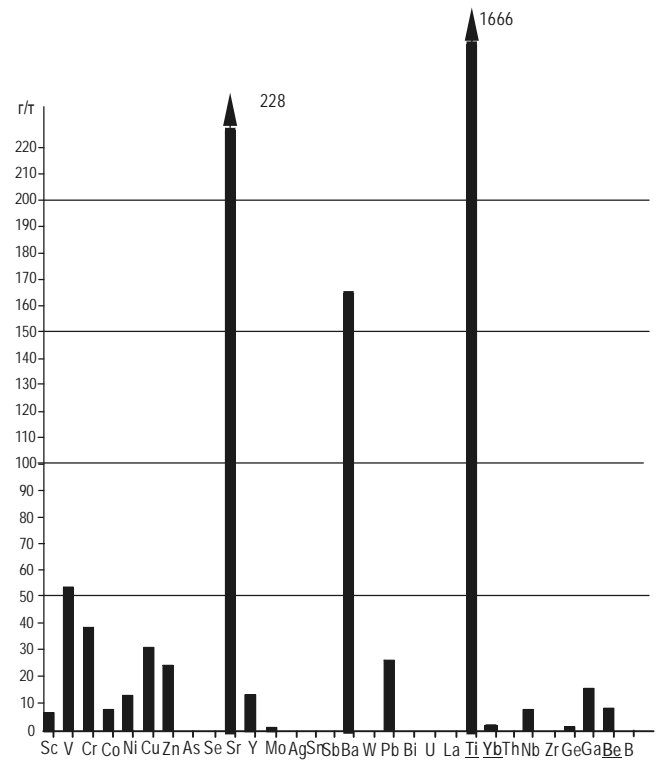


Рис. 10. Среднее содержание малых элементов в углях Чекундинского бурогоугольного месторождения Буреинского бассейна.

Лианского (до 25 г/т) месторождений, а в Буреинском бассейне – в углях Чекудинского (до 28.8 г/т максимально и 19.8 г/т по средним данным) месторождения.

В углях месторождения Ургал-Солони в западной части бассейна содержание галлия достигает 20 г/т (в среднем 12 г/т). В углях других месторождений галлий не определялся.

Следует отметить, что среднее содержание галлия в бокситах, которые являются сырьем для его получения (наряду с медными рудами и редкометалльными месторождениями), составляет 50 г/т.

В ургальских же углях содержание галлия достигает 29 г/т, а требуемые МЗПК этого элемента в углях составляют 20 г/т.

Значительное мировое потребление галлия (до 100 т в год) обусловлено его применением в производстве лазерных диодов для волоконно-оптической связи и сверхвысокочастотного радиолокационного оборудования, в оптико-электронных приборах и интегральных схемах [17].

Л и т и й. В большинстве углей Приамурья содержание лития не определялось. Однако в тех углях, в которых литий установлен (на Розенгартовском, Чекудинском, Ургальском месторождениях) и в породах Мареканского месторождения его концентрации повышены и достигают 20 г/т.

Н и о б и й определялся в углях шести месторождений Приамурья. В бурых углях его концентрация невысока и содержание не достигает кондиционных значений: 10 г/т в углях и 50 г/т – в их золе. Ниобий установлен в углях Хурмулинского, Розенгартовского месторождений (4–6 г/т) и в золе хурмулинских углей (до 9 г/т).

В углях Мареканского месторождения его концентрация не достигает одного процента (0.6 г/т по средним данным). В ушумунских и мухенских углях ниобий не определялся, а в золе углей на Ушумунском разрезе его концентрация составляет 8 г/т.

Более заметные и кондиционные содержания ниобия отличают угли Буреинского бассейна – на Чекудинском месторождении его максимальная концентрация составляет 20 г/т (среднее 6.5 г/т). В товарных углях шахты Ургал его среднее содержание составляет 7 г/т, что не исключает его высоких концентраций в других пластах Ургальского месторождения.

Ц и р к о н и й. Цирконий установлен в углях Розенгартовского и золе углей Ушумунского бурогольных месторождений, где его содержания достигают промышленных концентраций как по максимальным, так и по средним данным, составляя соот-

ветственно 200 (154) и 200–600 (17–127) г/т. В золе ушумунских углей и вмещающих породах 2-го пласта на Ушумунском разрезе концентрация циркония достигает 600 г/т, а по средним данным для пород – 300 г/т. В бурых углях остальных месторождений цирконий не определялся.

В Буреинском бассейне цирконий установлен (по средним данным) в породах Чекудинского (до 287 г/т) и Ургальского (119 г/т) месторождений.

Р у б и д и й не определялся в углях большинства месторождений Приамурья. Лишь в товарных углях шахты Ургал его содержание по средним данным составляет 34 г/т, приближаясь к промышленно значимым значениям (табл. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из анализа геохимических данных по распределению малых элементов в углях и золе углей Приамурья следует, что промышленные концентрации в них имеют многие элементы. В бурых углях это в первую очередь: Ni, Ti, Y, Yb, Ga, Zr. Реже промышленные концентрации или приближающиеся к ним имеют Sr (в мухенских углях) – до 400 г/т, Li – до 20 г/т в углях Розенгартовского месторождения и Nb – до 9 г/т в золе хурмулинских углей. Другие элементы присутствуют в непромышленных содержаниях.

Следует особо отметить высокие промышленные концентрации ряда малых элементов, кроме перечисленных, таких как Se, Co, Ge, Ag, Au в золе углей Ушумунского бурогольного месторождения. Так содержание Ge и Se в золе этих углей достигает, соответственно, 200 и 300 г/т, La – до 1000 г/т, Au – до 300 г/т (при среднем 8 г/т).

Угли Буреинского бассейна отличаются своим набором малых элементов, имеющих промышленные концентрации: Be, Sr, Yb, Ti, Ga, Nb, Zr. Для отдельных месторождений эти содержания несколько варьируют. Некоторые элементы (Li, Rb, U, Th, Cs) определялись редко, поэтому судить о промышленной значимости этих элементов преждевременно.

Промышленные концентрации бериллия характерны для углей Чекудинского (до 17 г/т) и золы углей месторождения Ургал-Солони (до 20 г/т). Стронций достигает промышленных концентраций в углях Чекудинского месторождения (до 458 г/т). Эти же месторождения характеризуются повышенными концентрациями иттрия (до 33 г/т) и иттербия (до 10.4 г/т).

Галлий и ниобий присутствуют в промышленных концентрациях в углях как в западной, так и в восточной частях Буреинского бассейна. В чекудинс-

ких углях концентрация галлия достигает 28.8 г/т, а в среднем равна 15.8 г/т. Максимальные концентрации ниобия в буреинских углях достигают 20 г/т в чекудинских углях и 15.4 г/т в породах Чекудинского месторождения.

Практически значимыми являются промышленные содержания таких малых элементов, для которых имеются технологии их извлечения из углей либо из золы углей: германий, литий, титан, ванадий, золото и серебро [3, 17, 20].

Результаты исследований геохимии малых элементов бурых и каменных углей Приамурья свидетельствуют и о более широком распространении в них наиболее ценных в настоящее время редких элементов (иттрия, иттербия, лантана, рубидия). К сожалению, анализ по определению содержания редкоземельных элементов проводился далеко не во всех месторождениях. Однако широкое распространение редкоземельных элементов в углях Приморья дает основание предполагать их наличие и в углях Приамурья, при сходных обстановках угленакопления [7, 11, 13].

В частности установлены “кондиционные” (более 1.5 %) содержания иттербия как по средним (1.8–5.0 г/т), так и по максимальным (до 10 г/т) значениям в углях Приамурья, лантана (до 1000 г/т) – в золе ушумунских углей, рубидия (34.1 г/т по средним данным) – в ургальских углях.

Распределение малых элементов в углях Приамурья и особенности их концентрации обусловлены целым рядом региональных закономерностей и, в первую очередь, геохимической и металлогенической специализацией комплексов пород, распространенных в обрамлении и фундаменте угольных месторождений, являющихся областями сноса в период угленакопления [3, 4, 7, 8].

Большую роль играют при этом и гидротермальные процессы, связанные с вспышками вулканической активности, как синхронными угленакоплению, так и с последующими [10–13].

Перспективными и промышленно значимыми являются технологии попутного получения концентратов малых элементов при обогащении углей, а также при использовании золошлаковых отходов ТЭЦ. Интересными и перспективными в этом плане являются работы, проведенные А.А. Черепановым в 1999–2001 гг. по изучению, накоплению и извлечению золота (от 0.2 до 24.5 г/т), платины и др. элементов из золошлаковых отходов ТЭЦ г. Хабаровска [18, 19].

При высоких температурах сжигания в топках ТЭЦ целый ряд малых элементов (Hg, Au, Ag, Cd, Ni, V, Mn, Zn и др.) выносятся с летучей золой и в газах.

Установлена возможность получать их концентраты на специальных дымогазовых фильтрах (по данным А.Н. Сутурина, 1986) [3].

Проведенное обобщение данных о распределении малых элементов в углях Приамурья (по 10 месторождениям и участкам) и полученные результаты позволяют ставить вопрос о продолжении этих исследований на новом качественном уровне с применением единой методики и современного лабораторного оборудования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 04-05-97016).

ЛИТЕРАТУРА

1. Волков В.Н., Полеховский Ю.С., Сергеев А.С., Тарасова И.П. Введение в металлогению горючих ископаемых и углесодержащих пород: Учеб. пособие. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 1997. 248 с.
2. Иванов В.В., Кац А.Я., Костин Ю.П., Мейтов Е.С., Соловьев Е.Б. Промышленные типы природных концентраций германия. М.: Недра, 1984. 346 с.
3. Китаев И.В. Золообразующие и малые элементы углей Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН АН СССР, 1989. 140 с.
4. Кравченко Н.С. Вещественные неоднородности геологических объектов. Владивосток: Дальнаука, 1998. 184 с.
5. Левицкий В.В., Седых А.К., Ульмясбаев Ш.Г. Германий-угольные месторождения Приморья // Отеч. геология. 1994. № 7. С. 63–66.
6. Ломашев И.П., Лосев Б.И. Германий в ископаемых углях / Ком. Сов. Мин. СССР по топлив. пром-сти, Ин-т геологии и разработки горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 258 с.
7. Седых А.К. Основные этапы формирования угленосных формаций в депрессионных провалах зон разломов // Отеч. геология. 1993. № 11. С. 10–14.
8. Седых А.К. Трансформация приразломных угленосных впадин во времени // Геология угольных месторождений. Вып. 7. Екатеринбург: УГГТА, 1997. С. 152–161.
9. Седых А.К. Основные критерии поиска германий-угольных месторождений в приразломных впадинах зон активизации // Геология угольных месторождений. Вып. 9. Екатеринбург: УГГТА, 1999. С. 302–311.
10. Седых А.К. Металлоносные угли Приморья // Проблемы освоения георесурсов российского Дальнего Востока и стран АТР: Материалы первой междунар. науч.-практ. конф. 30 мая – 2 июня 2001 г. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2002. С. 82–85.
11. Середин В.В. Редкоземельная минерализация в позднекайнозойских эксплозивных структурах (Ханкайский массив, Приморье) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 5. С. 403–418.
12. Середин В.В., Магазина Л.О. Минералогия и геохимия ископаемой древесины Павловского бурогоугольного месторождения (Приморье) // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 2. С. 158–173.
13. Середин В.В. Золото и платиноиды в германий-угольных месторождениях Приморья: формы нахождения, условия

- накопления, перспективы освоения // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов: Материалы Всерос. симпоз. М.: СВЯЗЬ-ПРИНТ, 2002. С. 374–379.
14. Середин В.В. Гидротермальная минерализация кайнозойских рифтогенных структур Приморья // Геодинамика, магматизм и минерагения Севера Пацифики. Магадан, 2003. Т. 3. С. 159–162.
 15. Середин В.В. Au-PGE – минерализация на территории Павловского бурогольного месторождения // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 43–73.
 16. Угольная база России. Т. V. Кн. 1: Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. М.: ЗАО “Геоинформ-марк”, 1997. 371 с.
 17. Ценные и токсичные элементы в товарных углях России: Справ. М.: Недра, 1996. 238 с.
 18. Черепанов А.А. Золошлаковые материалы // Основные проблемы изучения и добычи минерального сырья Дальневосточного экономического района. Минерально-сырьевой комплекс ДВЭР на рубеже веков. Раздел 2.4.5. Хабаровск: Изд-во ДВИМСа, 1999. С. 128–129.
 19. Черепанов А.А. Золото и платина в золошлаковых отходах ТЭЦ г. Хабаровска // Руды и металлы. 2002. № 3. С. 1-9.
 20. Шпирт М.Я. Безотходная технология. Утилизация отходов добычи и переработки твердых горючих ископаемых. М.: Недра, 1986.
 21. Юдович Я.Э. Геохимия ископаемых углей. Л.: Наука, 1978. 262 с.
 22. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Элементы-примеси в ископаемых углях. Л.: Наука, 1985. 230 с.
 23. Юдович Я.Э. Грамм дороже тонны. Редкие элементы в углях. М.: Наука, 1989. 160 с.

Поступила в редакцию 23 августа 2004 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

V.V. Krapiventseva

Metal content of coals in Priamurye

Based on the data summarized on the spectral analysis of coals and to a lesser degree, on their enclosing rocks of seven brown coal deposits of the Middle Amur basin and the contiguous deposits, and also on two deposits and areas the Bureinskiy basin, the maximal and average content of minor elements, including rare earths and precious metals are considered.

It was established that commercial concentrations in the brown coals of the Middle Amur basin have many elements primarily Ni, Ti, Y, Ga, and Zr.

Sr, Li and Nb display rare commercial concentrations; similarly Ag and Au in the ash of the coals of the Ushumunskiy deposit.

The coals of the Bureinskiy basin are characterized by an array of minor elements with commercially essential Be, Sr, Yb, Ti, Ga, Nb, and Zr concentrations. Some elements, particularly those of the rare earths, were determined only in single instances; hence it is not impossible that they are present in coals from other deposits. The summarized data allow a conclusion of the commercial metal content of coals at some deposits (Ushumunskiy, Mukhenskiy, Rozengartovski, etc.).

Further detailed analysis is required of the regional geological regularities that condition one or another metallogenic specialization of some deposits.

**СОСТАВ ИСХОДНОГО РАСПЛАВА И МАНТИЙНОГО СУБСТРАТА
ВЕСЕЛКИНСКОГО ПЕРИДОТИТ-ВЕБСТЕРИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА ЮЖНОГО
ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА (ПРИАМУРЬЕ)**

И. В. Бучко

Отделение региональной геологии и гидрогеологии АмурНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск

Состав исходного расплава Веселкинского массива, определенный независимыми способами – средне-взвешенным и моделированием, отвечает субщелочному пикритоиду, кристаллизация которого происходила при давлении около 10 кбар и начальной температуре кристаллизации 1320–1350 °С. Фракционирование субщелочного пикритоидного расплава привело к формированию, с одной стороны, дунитов, с другой стороны – пород габбро-монцонитоидной ассоциации. Первично-мантийный субстрат образовался при равновесном парциальном плавлении шпинелевого перидотита при давлении 23 кбар, температуре 1796–1567 °С, степени плавления около 60 %, концентрации воды 2 %.

Ключевые слова: расслоенный массив, исходный расплав, фракционная кристаллизация, обрамление Северо-Азиатского кратона, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Расслоенные ультрабазит-базитовые массивы издавна привлекают внимание ученых. Они являются весьма благоприятными объектами для изучения процессов дифференциации магматических расплавов. Результаты исследований этих образований используются при разработке многих петрогенетических проблем, таких как формирование внутреннего строения интрузивных тел, текстур и структур магматических горных пород, дифференциация магматического расплава в интрузивных камерах, выявление закономерностей распределения рудных компонентов в интрузивных телах и др. С другой стороны, ультрабазит-базитовые массивы часто сопровождаются хромитовым, медно-никелевым или (и) платинометалльным оруденением. Таким образом, изучение этих объектов представляет как научный, так и практический интерес.

Данная работа посвящена расчету модельных параметров формирования Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива площадью около 20 км², размещающегося в пределах Урканского блока южного обрамления Северо-Азиатского кратона (рис. 1). Рядом исследователей этот блок рассматривается в составе Селенга-Витимского орогенного пояса [6]. Массив расположен в верховьях р. Уркан (правого притока р. Зеи), где он прорывает позднеар-

хейские (?) гнейсы и кристаллические сланцы, претерпевшие метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Веселкинский массив ритмично расслоен [2]. В его составе выделены краевая фация, нижняя и верхняя расслоенные серии (рис. 2). Зона закалки не наблюдается и, вероятно всего, уничтожена в процессе внедрения меловых гранитов. Помимо того, что это один из наиболее полно представленных расслоенных интрузий рассматриваемого региона, массив интересен и тем, что в нем проявлено платинометалльное оруденение двух типов: палладиевое и платиновое с содержаниями Pt до 5.73 г/т [3].

Возраст массива традиционно считался докембрийским [5], хотя автором получены предварительные данные, свидетельствующие о его более молодом (150–200 млн лет, U–Pb метод по цирконам) возрасте [4].

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Краевая фация представлена диоритами, гранатсодержащими пироксенитами, габброидами и амфиболитами. *Нижняя расслоенная серия* сложена дунитами, лерцолитами, роговообманковыми перидотитами, пироксенитами (ортопироксенитами, оливновыми клинопироксенитами, клинопироксенитами, вебстеритами), габброноритами. В основании рит-

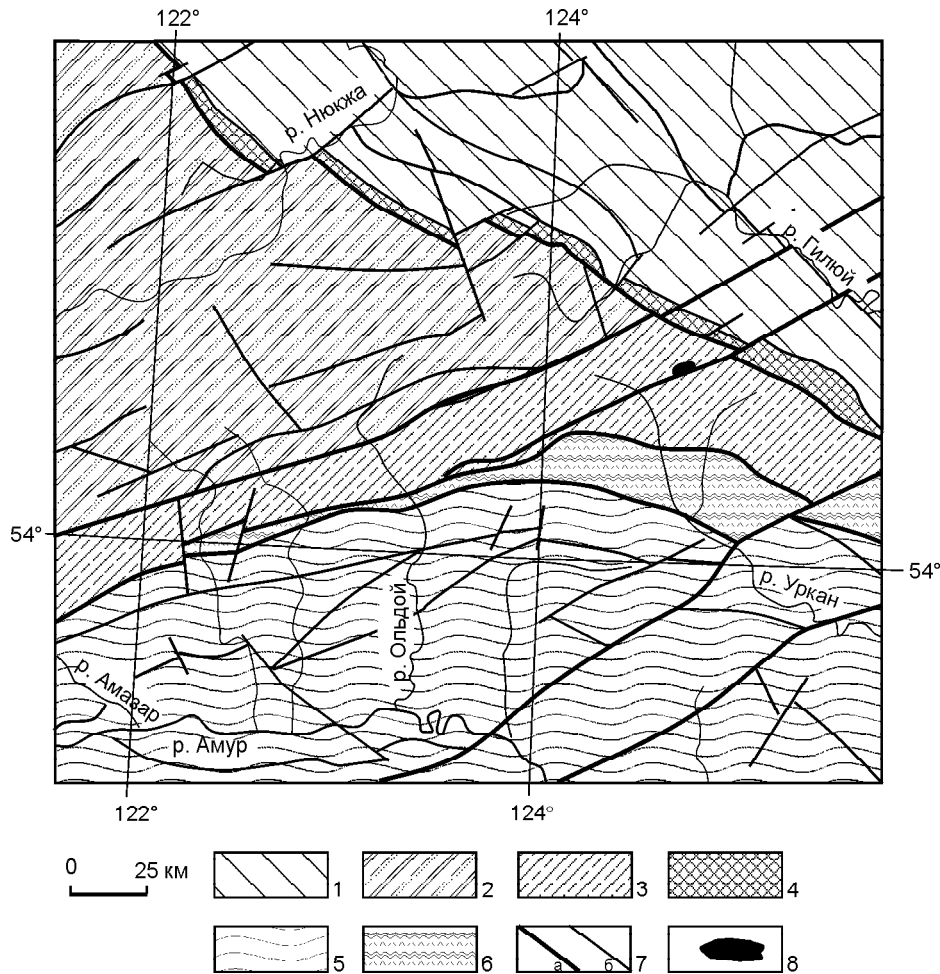


Рис. 1. Схема расположения расслоенного ультрабазит-базитового Веселкинского массива Урганского блока. Составлена по [5] с упрощениями.

1 – Восточно-Становой (Джугджуро-Становой) террейн; 2–3 – Западно-Становой террейн (Селенга-Витимский орогенный пояс, по [6]); 2 – Могочинский блок; 3 – Урганский блок; 4 – Желтулакская шовная зона; 5 – Керулен-Аргуно-Мамынский террейн; 6 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 7 – тектонические нарушения: а – главные; б – второстепенные; 8 – Веселкинский расслоенный массив.

мов наблюдаются дуниты или лерцолиты, иногда с хромитовыми горизонтами, сменяющиеся вверх по разрезу клинопироксенитами, габброидами или анортозитами. Появление лерцолитов обусловлено многоактным внедрением расплава, что привело к смешению верхних дифференциатов (клинопироксен+плагиоклаз) магматической колонки и новых порций (оливин+ортопироксен) расплава. *Верхняя расслоенная серия* сложена габброноритами, габброидами, в подчиненном количестве отмечаются плагиоклазовые горнблендиты.

Ультраосновные дифференциаты представлены дунитами, лерцолитами, оливинитами, верлитами и их плагиоклазовыми разностями. Составы породобразующих силикатов представлены форстерит-хризолитом ($f=11.8-16.23\%$), бронзитом ($f=10-20\%$),

хромшпинелью или магнетитом. Судя по распределению Cr^{3+} и Cr^{2+} между оливином и расплавом в присутствии шпинели [10], температура кристаллизации оливина – $1320-1327\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Пироксениты состоят из бронзита ($f=7-15\%$), авгита ($f=22-25\%$), в небольших количествах отмечается низкокальциевый пироксен – пижонит, оливин ($f=22.4\%$), феррихромпикотит, магнетит, сульфиды. Порядок выделения минералов: оливин (Ol) – ортопироксен (Orx) – клинопироксен (Crx) – шпинель (Spl).

Габбронориты сложены бронзитом ($f=25-35\%$), титанавгитом ($f>25\%$), лабрадором An_{53-59} , иногда андезином An_{46-49} . В качестве аксессуарных минералов отмечается апатит, ильменит, магнетит, сульфиды. Порядок выделения минералов: Ol – Orx – Crx – Mt – Pl.

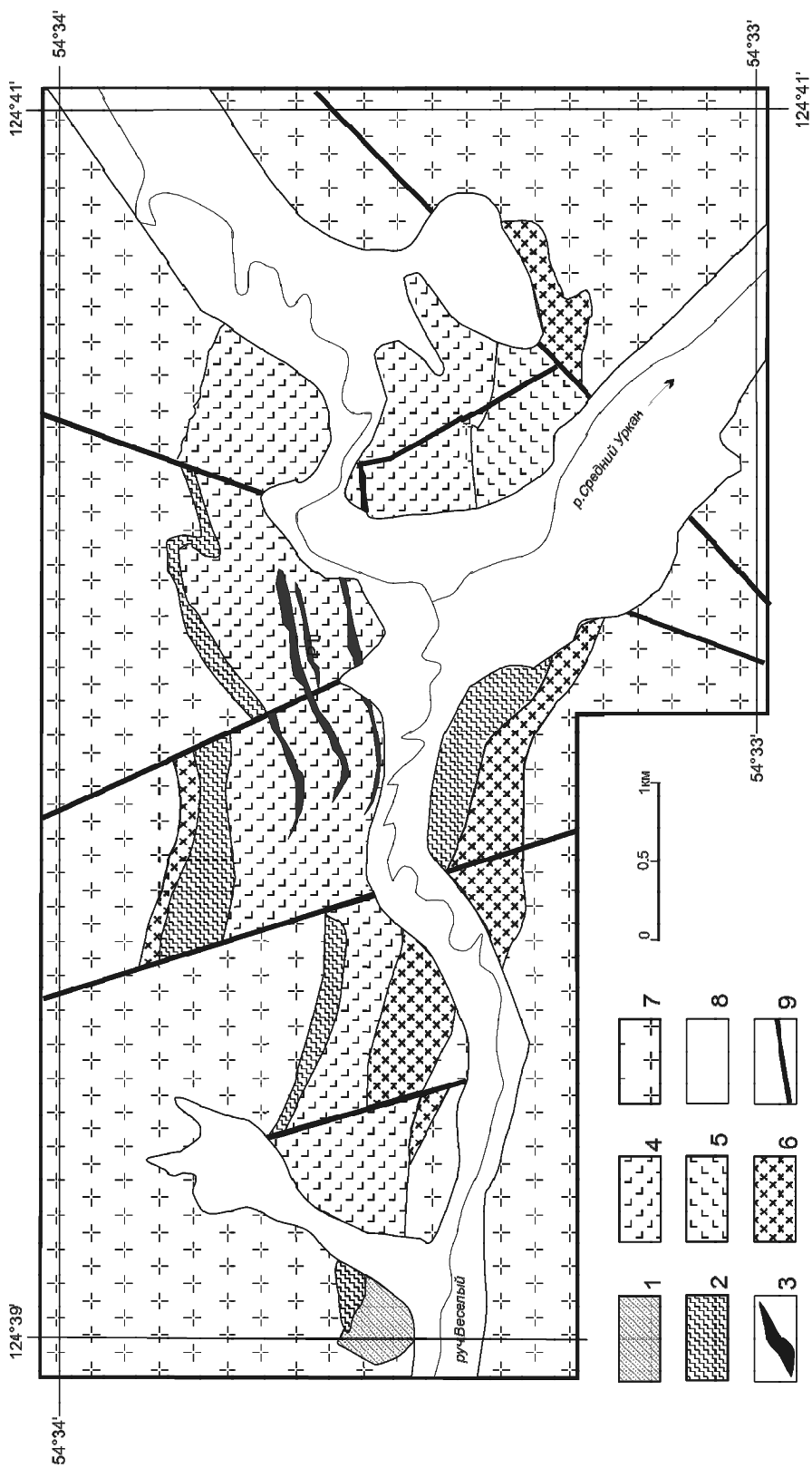


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива.

1 – позднеархейские (?) кристаллосланцы; 2–6 породы Веселкинского массива: 2 – краевая серия (пироксениты, габбро, диориты); 3–4 – нижняя расслоенная серия: 3 – дуниты, оливиниты; 4 – перидотиты, лерцолиты, вебстериты, клинопироксениты и их оливиновые разновидности, оливиновые габбро, габбро; 5 – верхняя расслоенная серия (габбро, габбронориты, диориты); 6–7 – мезозойские граниты: 6 – гранодиориты, 7 – граниты; 8 – четвертичные отложения; 9 – тектонические нарушения.

Габбро состоят из титанавгита ($f = 21.1\text{--}28.6\%$), лабрадора An_{63-68} , небольшой примеси оливина, магнетита и шпинели, керсутита. Порядок выделения минералов: Pl – Ol – Spl – Crx – Amf.

Основной минералогической особенностью пород Веселкинского массива является наличие трех-пироксенового парагенезиса: бронзит–пижонит–авгит (диопсид) (ортопироксеновый уклон), что характерно для глубинных условий становления интрузива и давления не менее 10 кбар [8]. В целом, в породах наблюдаются широкие вариации составов породообразующих минералов: оливина ($f = 11.8\text{--}22.4\%$), плагиоклаза (An_{46-69}), клинопироксена ($f = 21.1\text{--}31.8\%$), ортопироксена ($f = 31.6\text{--}33.3\%$), хромшпинели ($Cr/(Cr+Al) = 39.67\text{--}69.43$). Основной петрохимической особенностью состава пород Веселкинского массива является наличие двух тенденций в зависимости CaO от MgO (рис. 3). Первая характеризуется закономерным увеличением содержания кальция при снижении содержания магния, что обусловлено вхождением этих компонентов в раннюю кумулятивную фазу – клинопироксен, вторая – снижением содержания CaO при понижении MgO и появлением габброидной группы.

МОДЕЛЬНЫЕ РАСЧЕТЫ

Оценка составов исходных расплавов для подобного типа массивов определяется, как правило, либо по их закалочной фации [1, 7–9], либо путем расчета средневзвешенного состава [1, 7]. Как было отмечено выше, закалочная фация пород Веселкинского массива не обнаружена, поэтому определение состава произведено путем расчета средневзвешенного состава пород (табл. 1, model1). Исходные пропорции петрографических разностей определены из наблюдающегося разреза, предполагая, на основании геологических данных [2], что севернее р. Уркан мы наблюдаем его практически полностью. Кристаллизация исходного расплава для такого ва-

рианта расчета (model1) происходила в интервале температур 1400–1100 °C (рис. 4) при давлении около 10 кбар и активности кислорода, отвечающей буферу QFM. Для сравнения нами также использовался иной вариант расчета состава исходного расплава (model2 в табл. 1) по методике А.А. Арискина [1], основанный на двух постулатах: 1 – некоторый начальный момент химические составы минералов и расплава в исходной смеси связаны соотношениями термодинамического равновесия, куда в качестве одного из параметров входит температура; 2 – среди множества пород исследуемого магматического объекта имеются образцы, вариации химического состава которых обусловлены только изменением первичных фазовых пропорций. Такие образцы представляют собой группы пород, образовавшихся при одной и той же температуре из расплава и минералов одного и того же состава. Используя эти предположения при моделировании равновесной кристаллизации расплавов пород различного химического состава, но образованных из фаз одной и той же "равновесной" ассоциации, получены рассчитанные линии эволюции составов, которые должны давать пересечения в пространстве состав–температура. При этом температура в точке пересечения рассматривается как общая для всех пород, а определенный состав расплава рассматривается в качестве исходного расплава для этой группы пород. Апробация вышеописанной методики проведена на Скергаардском [1], Лукиндинском [7] и других массивах.

Для расчета траекторий эволюции состава исходного расплава Веселкинского массива с помощью программ [7, 9, 11] взяты химические анализы 56 образцов, наилучшие результаты были получены по 4 из них, составы которых резко различаются (табл. 2). Наиболее оптимальная сходимость наблюдаемых и экспериментальных составов наблюдается при температурах 1600–600 °C, давлении 8–10 кбар и активности кислорода, соответствующей буферу QFM.

Таблица 1. Средневзвешенный состав исходного расплава Веселкинского массива.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Model1	47.42	1.64	9.75	10.70	0.16	16.32	11.00	1.72	1.05
Model2	46.30	0.85	5.00	10.28	0.12	20.32	15.00	1.60	0.25

Примечание. Компоненты даны в масс. %.

Таблица 2. Химический состав образцов, использованных для моделирования.

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1007/5	49.10	0.68	4.49	9.96	0.15	21.50	12.83	1.07	0.19	0.03	100.00
1008/46	50.60	0.65	4.92	7.76	0.13	16.65	18.42	0.74	0.12	0.03	100.02
1008/39	47.47	2.03	8.48	10.16	0.13	16.84	13.06	1.47	0.32	0.03	99.99
1008/36	45.89	2.20	20.16	9.22	0.07	8.34	9.74	3.37	0.97	0.05	100.01

Примечание. Компоненты даны в масс. %.

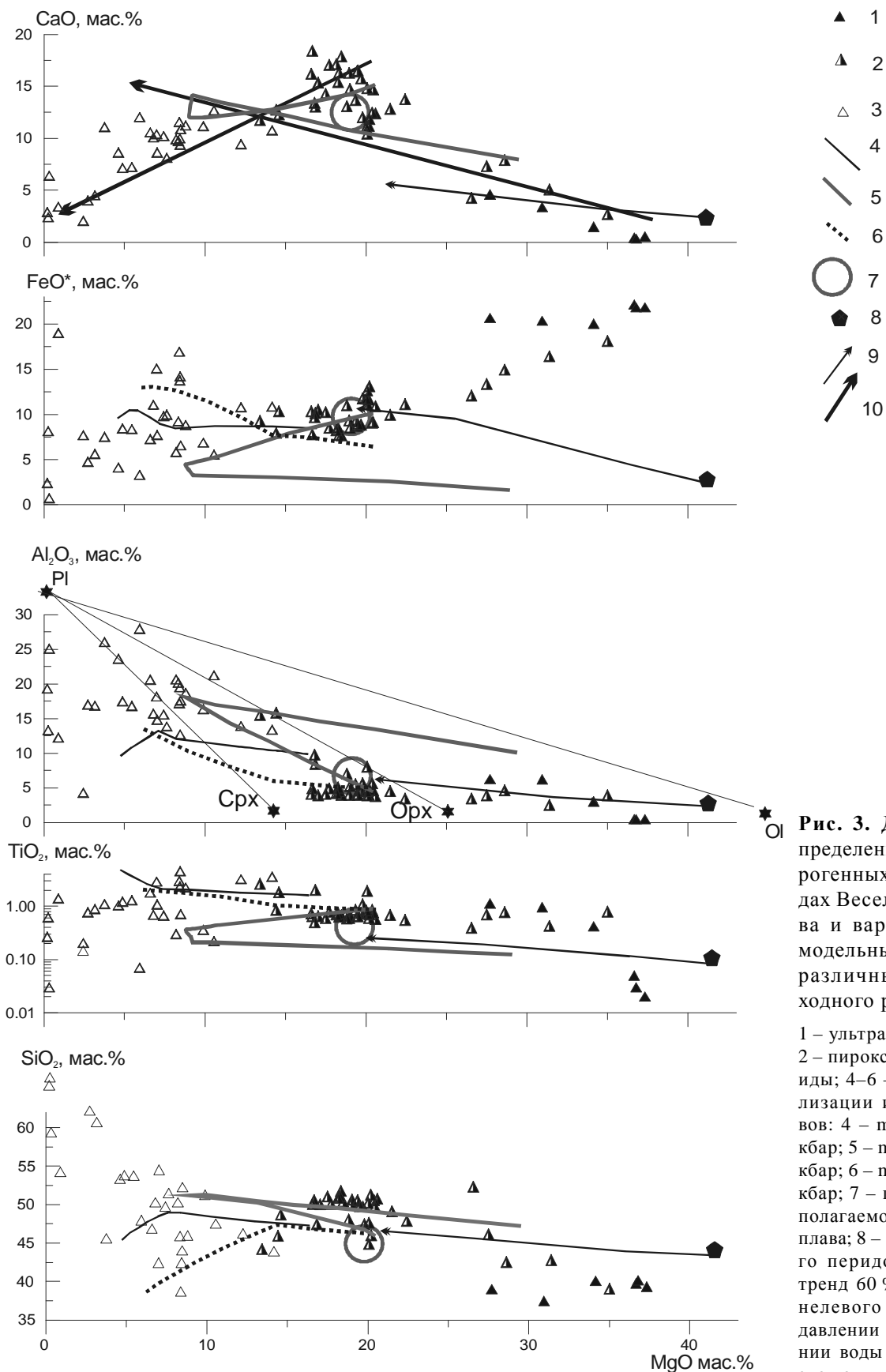


Рис. 3. Диаграммы распределения основных петрогенных окислов в породах Веселкинского массива и вариации составов модельных кумулатов при различных составах исходного расплава.

1 – ультраосновные породы; 2 – пироксениты; 3 – габброиды; 4–6 – тренды кристаллизации исходных расплавов: 4 – model1, давление 4 кбар; 5 – model 2, давление 4 кбар; 6 – model 2, давление 8 кбар; 7 – поле состава предполагаемого исходного расплава; 8 – состав шпинелевого перидотита по [8]; 9 – тренд 60 % плавления шпинелевого перидотита, при давлении 23 кбар, содержания воды 2 %; 10 – тренды эволюции состава пород Веселкинского массива.

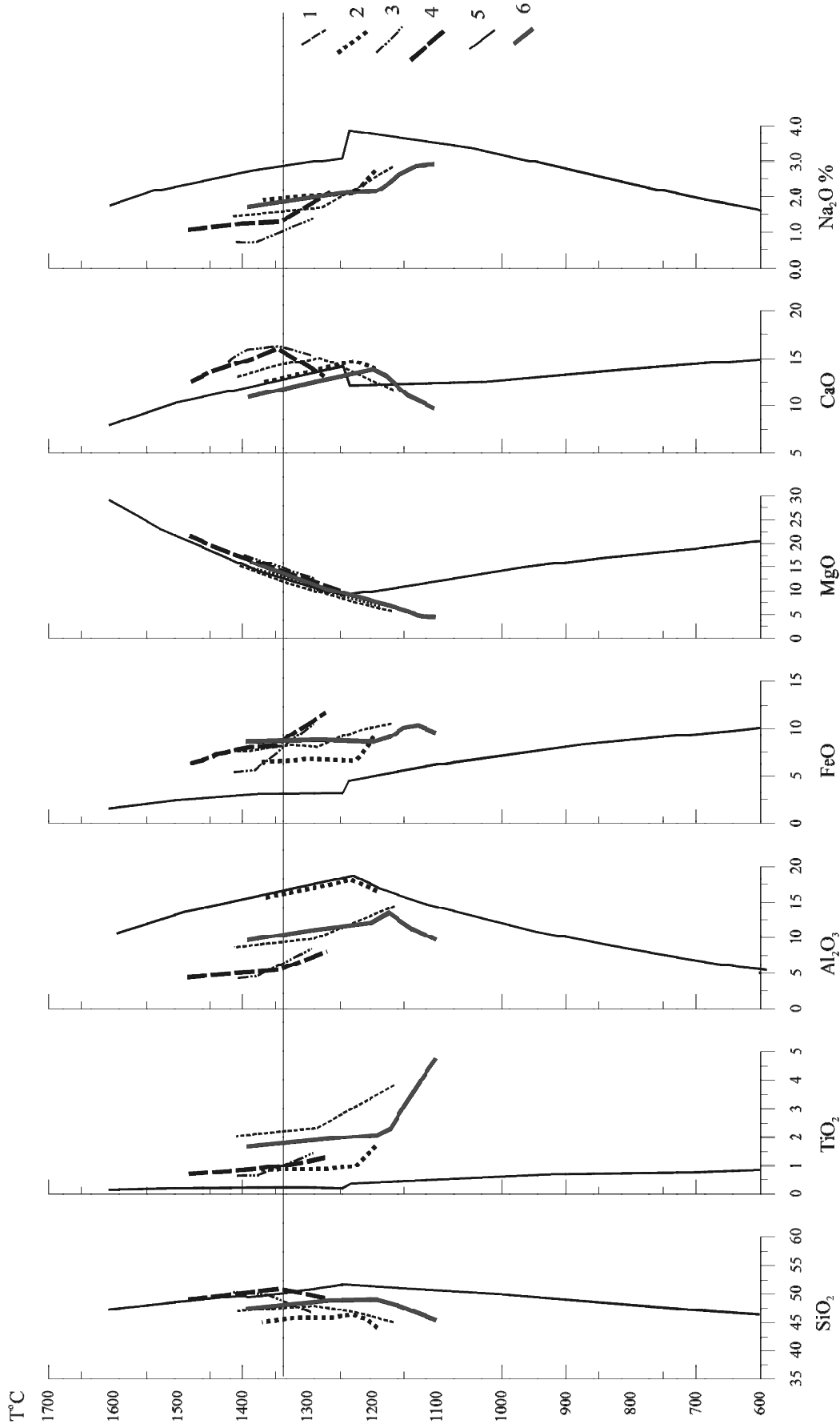


Рис. 4. Рассчитанные линии эволюции расплавов пород Веселкинского массива, по программе Petrolog [9].

1 – обр. 1007/5; 2 – обр. 1008/49; 3 – обр. 1008/46; 4 – обр. 1008/39; 5–6 – эволюция составов предполагаемого исходного расплава: 5 – model1; 6 – model2 (табл. 1).

В координатах состав – температура модельные тренды составов образуют линии, сходящиеся в области температур около 1340 °С. Именно эта температура и была принята в качестве исходной для магмы Веселкинского массива. Следует заметить, что, температура кристаллизации оливина, определенная по методике Хансона [10], составила 1327 °С. Средний состав жидкой фазы, рассчитанный по модельным траекториям при температуре около 1340 °С, соответствует модельному составу (model2, табл. 1) исходного магматического расплава. Следует отметить четкое пересечение линий FeO*, MgO (рис. 4) в области указанных температур, что обусловлено главной фазой рестита – оливином.

Составы, рассчитанные по двум различным методикам, близки (табл. 1) и не только характеризуют вероятный состав исходного расплава, но и его температуру 1320–1350 °С.

Дополнительным критерием адекватности тематических моделей кристаллизации, кроме последовательности смены ликвидусных парагенезисов и состава кристаллизующихся минералов, служит сопоставление трендов эволюции состава модельных кумулатов (рис. 3). Моделирование с помощью программы Petrolog [11] производилось для давления 4 кбар, активности кислорода, отвечающей буферу QFM, без учета водной составляющей. Тренды рассчитанных составов расплавов (model1, model2 в табл. 1) на вариационных диаграммах MgO – SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO*, CaO (в вес. %) хорошо совпадают с трендом вариаций составов пород Веселкинского массива (рис.3). Наиболее близок к вероятному исходному расплаву состав, близкий к субщелочному пикриту (model2), при кристаллизации которого четко выражен ортопироксеновый уклон и две тенденции в накоплении CaO (рис. 4). Первая выражается в смене высокомагнезиальных низкокальциевых пород низкомагнезиальными и высококальциевыми, другая, – в снижении содержания CaO при падении содержания MgO, что подтверждается основными минералогическими особенностями пород массива [2, 3].

Задача оценки состава мантийного источника не имеет однозначного решения, так как генерируемый источником расплав при степенях плавления до 20–60 % отвечает некоторой котектике, т. е. петрохимический состав этого расплава определяется не столько составом плавящегося субстрата, сколько параметрами плавления – температурой и давлением [1, 7]. Вариации положения котектик проявляются тогда, когда реститовые фазы являются твердыми растворами. По составу оливина из предполагаемого рестита (дунита)

с использованием программного пакета Petrolog [11] было определено давление при плавлении мантийного источника, величина которого составила 23 кбар.

Моделирование равновесного парциального плавления предполагаемого мантийного источника производилось с помощью программ [9, 11], согласно произведенным экспериментам по плавлению пиролита, шпинелевого, гранатового перидотитов, составы по [12], при различных степенях плавления, давлении воды. Наиболее оптимальное решение данной задачи получено при 60 % плавлении шпинелевого перидотита, при температурах 1796–1567 °С, содержании воды 2 %, буфере QFM. Необходимо отметить, что при указанных параметрах состав расчетного оливина Fo=88.98 % практически совпадает с наблюдаемым Fo=88.12–88.2 % [2]. Тренд плавления шпинелевого перидотита уходит в поле состава исходного расплава Веселкинского массива (рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные расчеты позволяют предполагать, что состав исходного расплава Веселкинского массива соответствует субщелочному пикритоиду, кристаллизация которого происходила при давлении около 10 кбар, начальной температуре кристаллизации 1320–1350 °С. Фракционирование субщелочного пикритоидного расплава привело к формированию, с одной стороны, дунитов, с другой стороны – пород габбро-монцитонитовой ассоциации.

Первично-мантийный субстрат образовался при равновесном парциальном плавлении шпинелевого перидотита при давлении 23 кбар, температуре 1796–1567 °С, степени плавления около 60 %, давлении воды 2 %.

Автор выражает искреннюю признательность рецензенту чл.-корр. РАН В.А. Глебовицкому за дискуссию и критический анализ рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М: Наука, 2000. 363 с.
2. Бучко И.В. Минералого–геохимические особенности и природа расслоенных ультрабазит–базитов юго–восточного обрамления Сибирской платформы (на примере Веселкинского массива). Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Благовещенск, 1999. 24 с.
3. Бучко И.В. Распределение элементов платиновой группы в расслоенных ультрабазит–базитовых интрузиях Становой складчатой системы (на примере Веселкинского массива) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 2. С. 94–100.
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. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1: 2 500 000: Объясн. зап. СПб. – Благовещенск – Харбин: МПР. М-во геологии и минер. ресурсов КНР, 1999.
 6. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Малышев Ю.Ф. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2003. С. 7–16.
 7. Лавренчук А.В., Балькин П.А., Бородина Е.В. Состав исходного расплава и мантийного субстрата Лукиндинского дунит–троктолит–габбрового массива Становой складчатой системы // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2002. Т.1. С. 114–119.
 8. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М: Недра, 1983. 200 с.
 9. 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.
 10. Danyushevsky, L. V. The effect of small amount of H₂O on fractionation of mid-ocean ridge magmas // Abstr. AGU Spring Meeting. Eos. 79. 1998. N 17. Suppl. 375 p.
 11. Donough W.F. Chemical and isotopic systematics of continental lithospheric mantle // Proceeding of 5-th International kimberlite Conference. 1994 / Meyer H.O.A. and Leonardos O. eds. Publisher: CPRM, Brasilia, 1994. P. 478–485.
 12. Hanson Ben, Jones J.H. The systematics of Cr₃₊ and Cr₂₊ partitioning between olivine and liquid in the presence of spinel // Amer. mineral. 1998. V. 83. P. 669–684.

Поступила в редакцию 5 января 2004 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

I. V. Buchko

The composition of the primary melt and mantle substratum of the Veselkinsky peridotite-websterite-gabbroic massif of the southern framing, North Asian craton (Amur region)

The composition of the primary melt of the Veselkinsky massif defined by independent methods, particularly by mean weighting and modeling, corresponds to subalkaline picritoid. Its crystallization took place at a pressure of about 10 kbar and initial temperature of 1320-1350°C. The crystal fractionation of the subalkaline picritoid melt caused, on the one hand, the formation of dunites, and on the other hand, the formation of a gabbromonzonite association. The primary mantle substratum was formed by equiponderant partial melting of spinel peridotite at a pressure of 23 kbar, temperatures of 1796-1567°C, degree of melting of about 60%, and water concentration of 2 %.

ХРОНИКА

УДК 551.763(5)

ГЕОЛОГИЯ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА И ЕГО МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ В ЮЖНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Г.Л. Кириллова

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

В столице Вьетнама г. Ханое 3–5 ноября состоялся последний VI Международный симпозиум по проекту 434 МПГК ЮНЕСКО и Международного союза геологических наук “Взаимодействие континента и океана, углеродный цикл и изменение биоразнообразия в Азии в течение мелового периода”. Тема симпозиума – “Геология мелового периода и его минеральные ресурсы в Южной, Восточной Азии и прилегающих областях”.

На симпозиуме присутствовали представители 8 стран (фото 1): Вьетнама (9), Японии (16), Филиппин (9), Китая (3), Монголии (3). Кореи (2), Тайланда (2), России (1).

На церемонии открытия симпозиума присутствовали доктор Tran Trong Hue, директор Института геологических наук Вьетнамской академии наук и технологий, доктор Nguyen Xuan Khien, директор НИИ геологии и минеральных ресурсов Министерства природных ресурсов и окружающей среды. С приветствием к участникам симпозиума обратились доктор Tran Trong Hue и руководитель проекта 434 проф. Х. Хирано.

На пленарном заседании проф. Хирано сделал доклад о результатах работ по проекту 434. Главным достижением он считает создание новой шкалы для корреляции морских и континентальных



Фото 1. Участники и гости симпозиума.

меловых отложений с использованием стабильных изотопов углерода. Он продемонстрировал модифицированную шкалу и связанные с ней феномены (вымирание главных групп фауны, главные периоды аноксии в океане (ОАЕ), вулканизм). Анализ углеродного цикла, изменений климата, биомассы, проявлений ОАЕ позволил пересмотреть общую модель океанической циркуляции. В 2002 г. в Японии и Китае были начаты исследования изменения разнообразия динофлагеллят. Оказалось, что разнообразие видов динофлагеллят уменьшается на границе сеномана-турона (ОАЕ-2), но общее количество особей увеличивается. В Атлантике наблюдаются совсем другие закономерности.

Уменьшение окиси углерода в течение раннего мела и особый тип растительности в Восточной Азии установлены в результате анализа стабильных изотопов углерода в палеопочвах Кореи и Японии. Определено, что палеоклимат в юго-западной Японии изменялся в течение альба и раннего турона от гумидного к семиаридному и субтропическому.

В результате анализа изотопов кислорода в арагоните бентосных и планктонных фораминифер, двустворок, гастропод, аммонитов в кампанских морских осадках установлена расслоенная структура водной толщи Северо-Западной Пацифики. Температура поверхностных вод составляла 26 °С, а глубинных – 19 °С.

Вторым главным результатом является уточнение географического и вертикального распространения аноксических событий (ОАЕ) в океане. С помощью биостратиграфической шкалы по фораминиферам подтверждены ОАЕ 1a, 1b и 1d в Северо-Западной Пацифике. Событие ОАЕ-2 коррелируется с последовательными интервалами вымирания, “выживания” и расцвета моллюсков и микрофауны, изменением литофаций и содержаний стабильных изотопов углерода. Исследование органического вещества черных сланцев, связанных с ОАЕ-2, показало, что чёрный цвет сланцев связан с присутствием цианобактерий. Интенсивно изучались события на границе мела и кайнозоя, в том числе изменение биоразнообразия радиолярий, моллюсков коррелировалось с кривой флуктуаций стабильных изотопов углерода. Результаты геохимического анализа показали, что химические составы отложений выше и ниже этой границы отличаются.

Третьим важным результатом назван пересмотр и уточнение стратиграфической шкалы морского мела, построенной традиционными методами (разные группы фауны, палеомагнетизм и ра-

диометрия) при сопоставлении с кривой колебаний содержаний стабильных изотопов углерода.

Отмечена также значимость российско-японских магнитостратиграфических исследований позднемеловых отложений в северной Пацифике, обеспечивших хорошую корреляцию этих отложений в Японии, Канаде, Америке и на Дальнем Востоке России. Эти исследования должны помочь в расшифровке лево- и правосдвиговых перемещений в Восточной Азии. Определенные успехи в биостратиграфии отмечены подготовкой публикаций крупных обобщений: “Биостратиграфия Китая” и “Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России”.

Четвертым значительным результатом является уточнение меловой шкалы континентального мела, построенной традиционными методами в Китае, Тайланде, Вьетнаме.

Пятый результат – создание базы данных морской и континентальной фауны для позднего мела Индии и базы данных для аммонитов Северо-Западной Пацифики.

Как шестой результат рассматриваются новые и уточненные тектонические модели в ряде регионов: формирование офиолитовых комплексов на Филиппинах, вулканогенно-кремнисто-глинистой последовательности (группа Сорачи) в пределах океанического плато, а не отдельной подводной горы, как предполагалось ранее.

Все достижения, как подчеркнул проф. Хирано, перечислить невозможно. Наиболее существенные опубликованы в течение 2000–2004 гг. в специальных выпусках таких авторитетных журналов, как *Cretaceous Research*, *Journal of Asian Earth Sciences*, *Island arc*.

Второй доклад на пленарном заседании “Очерк геологии Вьетнама” сделал проф. Tran Van Tri. Затем выступил доктор Т. Sakai с соавторами с докладом “Роль правосторонних сдвигов в формировании бассейнов Ень Шо и Кало в Индокитае”. В заключение докладчиком были продемонстрированы интересные палеорекострукции, объясняющие взаимодействие правосдвиговой системы Красной реки и левосдвиговой системы Тан-Лу. В докладе проф. Sha “Изменение уровня мелового моря и его значение” говорилось о значительных изменениях во взглядах на геологию Северо-Восточного Китая. Ареалы распространения юрских отложений сузились, а меловых – расширились, появилось много новых находок разнообразной фауны, особенно динофлагеллят. Это позволило выделить четыре главных трансгрессии: средне-

келловой-ранневаланжинскую бореальную; баррем-раннеальбскую тетическую; позднеальб-сеноманскую и сантон-кампанскую. Установлено, что вторая и третья были наиболее значительными и достигали Внутренней Монголии. В Китае с трансгрессиями связывают месторождения угля, нефти, газа.

Далее симпозиум продолжался по четырем секциям:

1. Изменение биоразнообразия и углеродный цикл (10 докладов).
2. Стратиграфия и седиментология (5 докладов).
3. Седиментология и полезные ископаемые (3 доклада).
4. Тектоническая эволюция и геодинамика (7 докладов).

Три доклада были представлены демонстрационным способом.

Отрадно отметить, что на симпозиуме присутствовали 11 студентов и аспирантов, которые делали доклады, активно задавали вопросы и участвовали в дискуссии.

После научной сессии состоялась полевая геологическая экскурсия (5–8 ноября) в Северо-Западную горную часть Вьетнама – бассейн Ень-Шо. Это типичный присдвиговый меловой бассейн, образовавшийся при правосдвиговых смещениях вдоль сутуры, простирающийся с северо-запада на юго-восток вдоль разлома Сонг-Ма на расстояние около 200 км при ширине 20–40 км. Он сложен красноцветными аллювиальными, флювиальными и озерными осадками общей мощностью до 4000 м, залегающими несогласно на верхнепалеозойских–три-

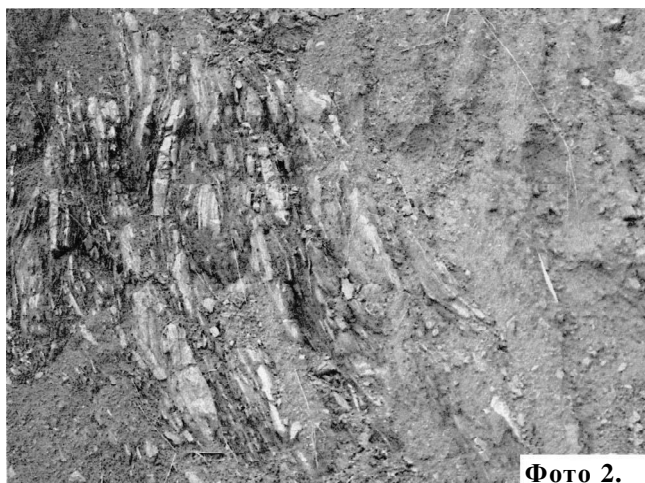


Фото 2.

Контакт триасовых известняков (слева) и грубообломочных осадков пролювиальных конусов выноса формации Ень-Шо.

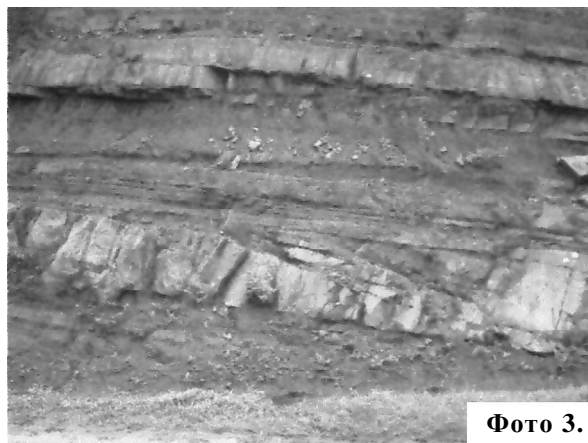


Фото 3.

Флювиально-озерные красноцветы в центральной части бассейна Ень-Шо.



Фото 4.

Чередование пойменных и русловых осадков в центральной части бассейна.



Фото 5.

Отложения русловых врезов.



Фото 6.

Чередование отложений каналов и пойменных осадков.



Фото 8.

Полимиктовые конгломераты, содержащие золото.

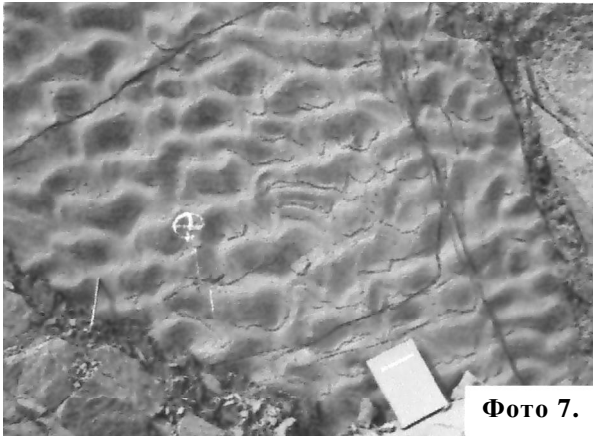


Фото 7.

Отпечатки знаков ряби.

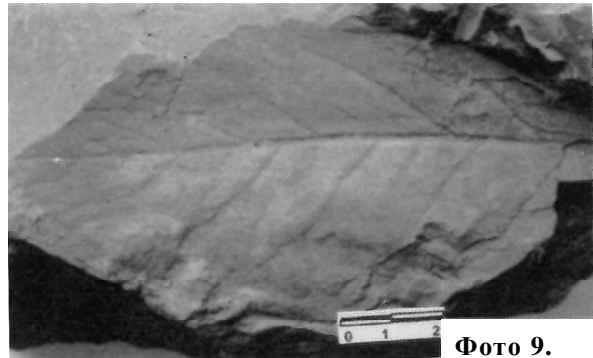


Фото 9.

Отпечатки листьев меловых покрытосеменных растений.

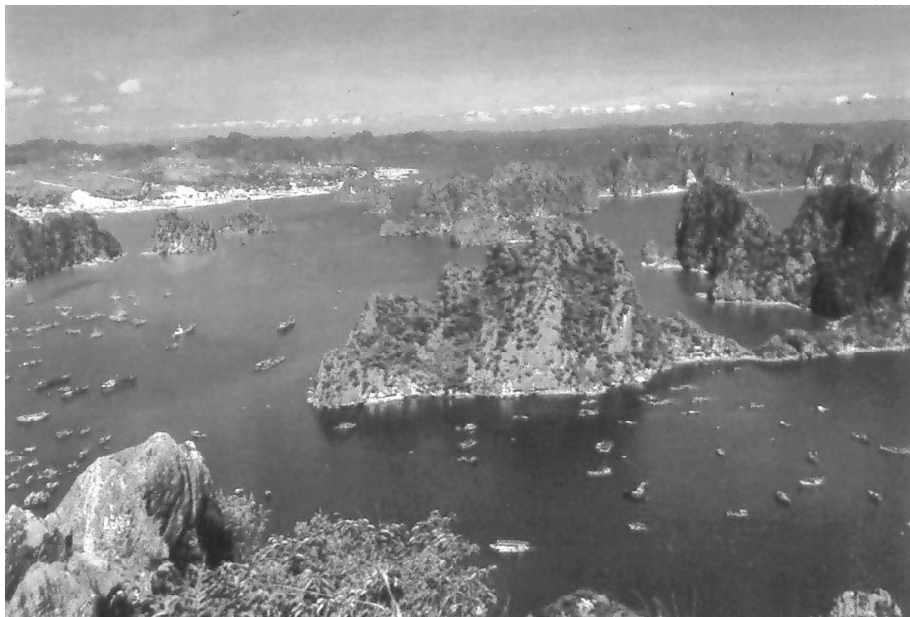


Фото. 10. Общий вид залива Ха-Лонг.

асовых дислоцированных толщах, представленных преимущественно известняками.

Вдоль строящейся автотрассы представилась возможность в прекрасных обнажениях наблюдать отложения разных частей бассейна: аллювиальные конусы выноса краевых частей и озерно-аллювиальные осадки в центральной части при большом многообразии фаций (около 25). Наиболее интересные фации, взаимоотношения, типы слоистости показаны на photographиях 2–9. Бассейн Ень-Шо сейчас интенсивно изучается, т. к. в конгломератах найдено россыпное золото.

На обнажениях студентам читались короткие лекции мэтрами-седиментологами, часто разгорались дискуссии, высказывались противоположные суждения.

Закончилась полевая экскурсия посещением залива Ха-Лонг (Южно-Китайское или Восточно-Вьетнамское море). Здесь разбросано около 200 небольших островов, сложенных позднепалеозойскими известняками и образующих весьма живописные, в разной степени залесенные скалы, с причудливыми карстовыми пещерами (фото 10–11).

В заключение несколько слов о планируемом меловом проекте. Предполагаемый новый руководитель проекта 507 “Палеоклиматы Азии в течение мелового периода: причины их изменения и влияние на биоту и окружающую среду” проф. Ли (Ю. Корея) послал свои предложения по будущему проекту в ЮНЕСКО. В феврале состоится заседание коллегии МПГК, где этот вопрос будет решен окончательно.



Фото 11. Острова “Петухи”. В основании видны уровни былых подъёмов уровня моря.

ЮБИЛЕИ

ВАЛЕНТИН ГРИГОРЬЕВИЧ МОИСЕЕНКО

(к 75-летию со дня рождения)

Академику, советнику РАН В.Г. Моисеенко 1 января 2005 г. исполняется 75 лет. Он известен в России и во всём мире как крупнейший учёный, организатор и руководитель научных исследований в области геологии, геохимии и генезиса месторождений благородных металлов, а также как экспериментатор и создатель новых технологий переработки руд благородных металлов и отходов горного производства. Валентин Григорьевич – автор более 350 научных работ, в том числе 30 монографий (из них 10 – авторские), около 40 патентов на изобретения. Велика востребованность его работ, так как нет ни одной крупной российской или зарубежной монографии по золоту, в которой не было бы ссылок на результаты фундаментальных исследований академика В.Г. Моисеенко.

Примечательно, что в этом году исполняется 25 лет создания института АмурКНИИ ДВО РАН, основного детища Валентина Григорьевича. Он же был бессменным директором института со дня его основания и до конца 2002 года. За эти годы произошло становление полновесного академического института практически на пустом месте, что потребовало незаурядного труда и таланта главного организатора – В.Г. Моисеенко. В институте была создана крупная научная школа геологов, геохимиков и минералогов, специалистов по месторождениям благородных металлов. На основе полученных фундаментальных знаний о поведении золота, платиноидов, ртути и других рудных элементов в природных и экспериментальных средах были созданы наукоёмкие технологии комплексной переработки минерального сырья.

Институт под руководством В.Г. Моисеенко многое сделал для укрепления минерально-сырьевой базы Амурской области, особенно в части благородных металлов. Совместно с производственными организациями была создана программа “ЗОЛОТО”, внедрение которой позволило поднять уровень золотодобычи в области с 7,5 т в 1983 г. до 12,4 т в 1995 г. А по прогнозным ресурсам россыпного золота в 1993 г. Амурская область вышла на первое место в России. Создание и внедрение принципиально новых технологий отработки россыпей позволило институту в течение 1993–2002 гг. добыть и сдать в фонд государства более 2 т химически чистого золота, сотни кг серебра, а в 2001–2002 гг. сдать на аффинажный завод первые



килограммы платины, попутно добытой из россыпей золота. В последние годы работы по программе Министерства природных ресурсов “Платина России” позволили институту дать прогнозную оценку территории области на рудную и россыпную платину, а также выявить участки, перспективные на поиски платиносодержащего медно-никелевого оруденения. Отметим также первые находки сотрудниками института кристаллов алмазов в Амурской области.

Из научных направлений, активно поддерживаемых В.Г. Моисеенко, выделяются исследования радиационных свойств керамических материалов, которые привели к созданию гермовводов в зоны аварии АЭС;

создание на основе теории ликвации алюмосиликатного расплава технологии получения алюминия из бокситового сырья; работы по микробиологии золота и многие другие. Развивающиеся в институте палеонтологические исследования привели к обнаружению серии уникальных мест захоронения динозавров, в том числе их полных скелетов. Зародившийся в недрах института Ботанический сад в 1996 г. стал самостоятельной академической организацией.

Созданная академиком В.Г. Моисеенко школа дальневосточных геологов насчитывает десятки известных докторов и кандидатов наук, которые внесли огромный вклад в становление и развитие минерально-сырьевой базы стратегических видов полезных ис-

копаемых. С 1998 г. академик В.Г. Моисеенко является главным редактором журнала “Тихоокеанская геология”.

В.Г. Моисеенко – кавалер двух орденов Трудового Красного Знамени, ордена “Знак Почёта”, ордена “За заслуги перед Отечеством 4 степени”, многих медалей и ведомственных наград. В течение многих лет его имя включается в книгу ФРОТ “5000 известнейших в мире людей”, в справочник “Кто есть кто в советской науке” (с 1991 г.) и в Большой энциклопедический словарь (1991 г.).

Желаем юбиляру доброго здоровья, новых научных идей и разработок, счастья и радости в кругу многочисленных учеников и родных!

Редколлегия, сотрудники, друзья.

ПОТЕРИ НАУКИ

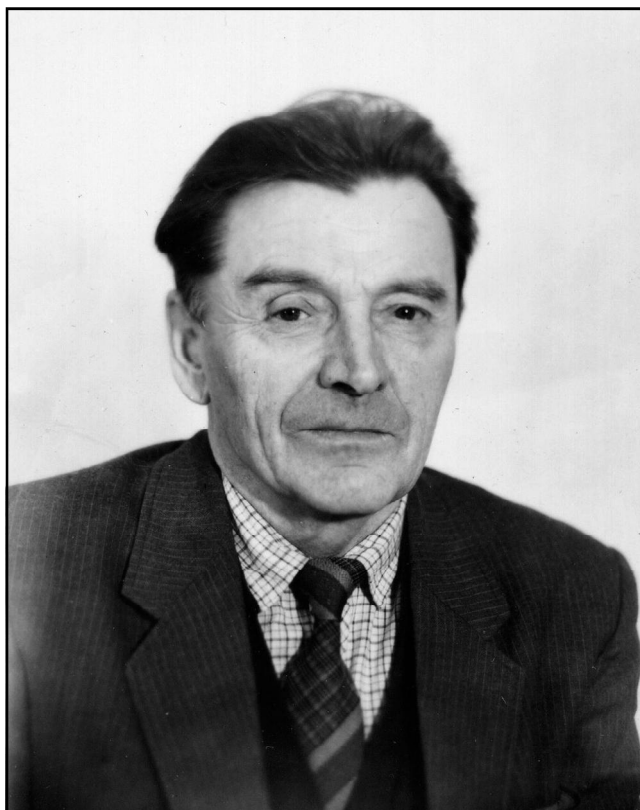
ЗИМИН СТЕПАН СТЕПАНОВИЧ

(1927–2004 гг.)

2 декабря 2004 года после кратковременной тяжелой болезни ушел из жизни Степан Степанович Зимин – выдающийся дальневосточный геолог, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки и техники РСФСР, академик ПАНИ, член-корреспондент РАЕН, один из ведущих и авторитетнейших ученых России в области петрологии основных и ультраосновных изверженных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, автор свыше 160 научных работ, в числе которых 7 монографий.

Родился Степан Степанович Зимин 12 февраля 1927 г. в семье крестьянина в деревне Логачево Балейского района Читинской области. Научные исследования на Дальнем Востоке начал в 1955 г. после окончания двух вузов (Горьковского университета, 1941–1945 гг. и Томского политехнического института, 1945–1950 гг.) и аспирантуры при Томском политехническом институте, защитив кандидатскую диссертацию по железорудному месторождению Хозлук в Горном Алтае и доказав его промышленное значение. В г. Владивостоке Степан Степанович Зимин долгое время совмещал преподавательскую деятельность на горном факультете Дальневосточного политехнического института с работой в геологическом отделе Дальневосточного филиала СО АН СССР, преобразованного в 1959 г. в Дальневосточный геологический институт, сначала в должности старшего научного сотрудника, затем заведующего лабораторией петрографии (с 1964 г.), заведующего отделом магматизма и метаморфизма (с 1974 г.) и после реорганизации структуры института – заведующего лабораторией интрузивного магматизма (с 1985 г.).

Исследования по систематике и формационному анализу базитов и гипербазитов Дальнего Востока, начатые Степаном Степановичем Зиминим в 1959 г. на сопредельной территории КНР и КНДР во время советско-китайских и советско-корейских геологических исследований, в дальнейшем были продолжены им совместно с учениками в Приморье, Хабаровском крае, Амурской области и на Чукотке. Это позволило ему впервые на территории СССР выделить и детально охарактеризовать две новые никеленосные



формации – дунит-троктолитовую и горнблендит-корландитовую, перспективные на медно-никелевые руды, результатом чего стали две монографии: “Парагенезы офиолитов и верхняя мантия” (1973) и “Формация никеленосных роговообманковых базитов...” (1973). Позже, после работ на Чукотке, им была опубликована монография “Парагенезы офиолитов, палеомантия и металлогения” (1983), развивающая ранее высказанные идеи. В ней, в частности, было показано, что гипербазитам офиолитовых ассоциаций свойственны зоны закалки, регрессивная зональность оливинов и пироксенов, а также контактовые роговики, что однозначно свидетельствует об их первично магматической природе. В дальнейшем Степан Степанович Зимин пришел к выводу, что крупнейшие офиолитовые пояса активной окраины Азиатского континента формировались преимущественно на континентальной коре в результате её активизации и являются

полихронными (“Кристаллическая кора ...”, 1989; “Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм”, 1991). При этом им было установлено, что более поздние офиолиты отличаются повышенными содержаниями железа, титана, фосфора и по составу являются промежуточными между дунит-гарцбургитовыми и щелочными ассоциациями.

Последней крупной научной разработкой Степана Степановича Зимина стало изучение офиолитов Усть-Депской зоны Среднего Приамурья – Усть-Депского и Гарьского гипербазитовых массивов. В пределах последнего, впервые обнаруженного Степаном Степановичем, была найдена и изучена залежь золотосодержащих лиственитов, а в Усть-Депском наряду с лиственитами установлены золотосодержащие магнетиальные скарны, оказавшиеся одним из крупнейших в Приамурье источников россыпного золота (“Тихоокеанская геология”, 1999).

Степан Степанович Зимин был неиссякаемым генератором новых идей и гипотез. В разные годы в серии статей, опубликованных в журнале “Тихоокеанская геология” и центральных изданиях, им были высказаны и обоснованы новые представления о формировании месторождений апатитовых, карбонатитовых, хромитовых и платиноидных руд. Предложена новая астеносферная модель магматизма и оруденения земной коры, оценены ресурсы водорода в недрах Земли, разработаны фосфидная и гидридная модели верхней мантии Земли и аккреционно-трибохимическая модель её как планеты, дальнейшему осмыслению подверглась гипотеза об участии борогидридов и боридов в формировании трубок взрыва и т.д.

Долгие годы Степан Степанович Зимин проводил научно-организационную и общественную работу

в качестве председателя Дальневосточного петрографического комитета. Одновременно он всегда был одним из наиболее эрудированных, активных и доброжелательных членов ученого совета ДВГИ ДВО РАН и специализированных ученых советов по защитах докторских и кандидатских диссертаций во Владивостоке, Хабаровске и Благовещенске. Под его непосредственным руководством было подготовлено более 35 кандидатов и докторов наук. В числе его учеников – многие из нынешних сотрудников ДВГИ, а также многочисленные геологи-дальневосточники, работающие в производственных организациях Владивостока, Хабаровска, Благовещенска, Петропавловска-Камчатского, Магадана и других городов.

Как истинный ученый С.С. Зимин был исключительно многогранной личностью. Его всерьез интересовали микроэлементы и их влияние на здоровье человека, методы народной медицины, проблемы садоводства и огородничества и т. п. Своими соображениями на этот счет он охотно делился с заинтересованными слушателями, был активным лектором общества “Знание”. Но самым главным достоинством его было равнодушие к людям, их проблемам и бедам – Степан Степанович всегда протягивал руку помощи тем, кто в этом нуждался.

Степан Степанович Зимин всегда был готов к плодотворному общению и сотрудничеству, и многим из нас его будет остро не хватать.

Друзья, коллеги и ученики Степана Степановича Зимина глубоко скорбят по поводу кончины замечательного человека, выдающегося ученого, талантливого педагога и организатора науки и выражают соболезнование и глубокое сочувствие его родным и близким.

Редколлегия, коллектив Дальневосточного геологического института ДВО РАН