

Том 25, номер 4
ISSN 0207 - 4028

Июль-Август 2006

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



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

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Т.К. Злобин, А.Я. Ильев, Л.М. Злобина.</i> Природа и положение поверхности фундамента чехла Охотского моря по данным ГСЗ и МОВ ОГТ	3
<i>В.М. Никифоров, И.В. Дмитриев, С.С. Старжинский.</i> Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Приморья (Дальний Восток)	18
<i>Г.А. Стогний, Вас.В. Стогний.</i> Структура кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы по результатам анализа геофизических полей	26
<i>В.Б. Каплун.</i> Геоэлектрическое строение Верхнеамурского района по данным магнитотеллурических зондирований	33
<i>Т.В. Володькова.</i> Аномалии отношений радиоактивных элементов и природа рудной минерализации Приамурья	54
<i>М.И. Копылов, И.В. Пустовойтова.</i> Опережающие геофизические и петрофизические исследования при поисках и разведке строительных материалов на Дальнем Востоке	69
<i>А.А. Орехов, Г.А. Гоневчук, В.Г. Гоневчук, В.А. Лебедев.</i> Редкометалльные граниты Кавалеровского рудного района (Приморье)	79
<i>Е.И. Медведев, В.П. Молчанов, В.Г. Хомич.</i> Палладийсодержащее золото, микросферулы магнетита и шорломита россыпей Благодатненского узла (Приморье) и возможные их источники	92
<i>В.И. Росликова.</i> Современные представления о подводном почвообразовании	97

Рецензии

<i>В.П. Уткин.</i> Новое видение строения и геодинамики Земли	104
---	-----

Хроника

<i>А.Г. Родников.</i> Международный проект “InterMARGINS” (Исследование континентальных окраин)	107
---	-----

Критика и дискуссии

<i>Э.Л. Школьник.</i> По поводу статьи С.М. Родионова и Г.В. Роганова “Минеральное фосфатное сырье Дальнего Востока и проблемы его освоения”	110
<i>С.В. Зябрев.</i> О реалистичности и надежности тектонических реконструкций	113
<i>В.В. Голозубов, А.И. Малиновский, В.П. Симаненко.</i> О тектонических реконструкция Сихотэ-Алинского звена Восточно-Азиатской окраины: возможны ли простые решения?	115

Юбилей

Романовский Николай Петрович (к 75-летию со дня рождения)	120
---	-----

CONTENTS

<i>T.K. Zlobin, A.Ya. Iliev, L.M. Zlobina.</i> The nature and position of the surface of the sedimentary cover basement, Sea of Okhotsk, from deep seismic sounding and CDP seismic reflection	3
<i>V.M. Nikiforov, I.V. Dmitriev, S.S. Starzhinskiy.</i> Deep geoelectrical structure and seismicity of Primorye (Far East)	18
<i>G.A. Stogniy, V.V. Stogniy.</i> The structure of crystalline basement of the northeastern Siberian platform based on results of the geophysical field analysis	26
<i>V.B. Kaplun.</i> Geoelectrical structure of the Upper Amur region from magnetotelluric sounding evidence	33
<i>T.V. Volodkova.</i> Anomalies of radioactive element ratios, and the nature of ore mineralization in Priamurye	54
<i>M.I. Kopylov, I.V. Pustovoitova.</i> The potentialities for integrated geophysical and petrophysical investigations in prospecting and exploration of building materials within the Far East	69
<i>A.A. Orekhov, G.A. Gonevchuk, V.G. Gonevchuk, V.A. Lebedev.</i> Rare metal granites of the Kavalerovo ore district (Primorye)	79
<i>Ye.I. Medvedev, V.P. Molchanov V.G. Khomich.</i> Palladium-bearing gold, magnetite and shorlomite microspherules from placers of the Blagodatnensky cluster (Primorye), and their possible sources	92
<i>VI. Roslikova.</i> Present-day conceptions of subaquatic pedogenesis	97

Reviews

<i>V.P. Utkin.</i> <i>A new vision of the Earth's structure and geodynamics</i>	104
---	-----

Chronicles

<i>A.G. Rodnikov.</i> "InterMARGINS" International Project (Investigation of continental margins)	107
---	-----

Criticism and discussions

<i>E.L. Shkolnik.</i> Apropos of S.M. Rodionov and G.V. Roganov's paper "Mineral phosphate raw material of the Far East, and the problems of its development"	110
<i>S.V. Zyabrev.</i> The realistic character and reliability of tectonic reconstructions	113
<i>V.V. Golozoubov, A.I. Malinovsky, V.P. Simanenko.</i> <i>Tectonic reconstructions of the Sikhote-Alin link of the East Asia margin: any possible simple solutions?</i>	115

Jubilees

Nikolai P. Romanovsky (75th birth anniversary)	120
--	-----

ПРИРОДА И ПОЛОЖЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА ЧЕХЛА ОХОТСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ГСЗ И МОВ ОГТ

Т.К. Злобин, А.Я. Ильев, Л.М. Злобина

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

Проведено сопоставление сейсмических данных ГСЗ и МОВ ОГТ по выделению фундамента осадочного чехла Охотского моря. Рассмотрены скоростные характеристики фундамента консолидированной земной коры и акустического фундамента, выделяемого по данным МОВ ОГТ. На основе анализа выделено три типа поверхностей фундамента и их пространственное распределение в пределах Охотского моря. На разрезах первого типа поверхность консолидированной коры (Ф) и акустический фундамент (АФ) совпадают, во втором – положение поверхностей Ф и АФ совпадают, но значение граничной скорости вдоль АФ ниже и равно 5,5 км/с, а в третьем типе акустический фундамент (АФ) лежит выше кровли фундамента (Ф), в силу чего их положение не совпадает. Обсуждается возможная геологическая природа фундамента этих типов в различных участках дна.

Ключевые слова: фундамент, сейсмические методы ГСЗ, МОВ ОГТ, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

При изучении нефтегазоносных бассейнов, особенно на акваториях морей, большое значение имеет изучение строения осадочного чехла и подстилающего основания, поскольку от определения глубины залегания подошвы зависит оценка мощности осадочной толщи и, соответственно, наличие перспективных на углеводороды структур.

Для изучения глубинного строения Охотского моря с 1957 года в его пределах и на прилегающих акваториях северо-западной части Тихого океана Институтом физики Земли АН СССР, а затем в 1963–1964 годах и позже Сахалинским КНИИ СО АН СССР были выполнены глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) [11, 16, 19, 24, 36, 37, 39 и др.].

Работы были выполнены по сети региональных профилей, охвативших всю акваторию Охотского моря. Они явились каркасными для всех последующих геолого-геофизических исследований и позволили установить основные черты глубинного строения земной коры. По профилям ГСЗ были установлены сейсмические границы, которые прежде всего отождествлялись с подошвой и поверхностью консолидированной земной коры. Последняя граница была установлена также корреляционным методом преломленных волн (КМПВ), выполненным по сейсмическим

профилям в пределах акватории, например, в заливе Терпения в западной присахалинской части Охотского моря, во впадинах Дерюгина и ТИНРО, по профилю ГСЗ 1-М и другим [10, 28, 38, 40].

В то же время, с 1976 года до настоящего времени на акватории Охотского моря трестом “Дальморнефтегеофизика” были проведены региональные и, на ряде участков, детальные сейсмические исследования строения осадочного чехла методами отраженных волн (МОВ), в основном в модификации общей глубинной точки (ОГТ). Эти работы позволили расчленить отложения осадочного чехла, определить структурные особенности осадочных слоев, некоторые их свойства, оценить перспективы нефтегазоносности площади, бассейнов и участков [7, 15, 19, 29 и др.]. В результате этих и других геолого-геофизических работ в пределах акватории Охотского моря были выявлены нефтегазоносные бассейны и структуры, а в конечном счете, промышленные месторождения углеводородов. В настоящее время этот регион имеет большие перспективы на дальнейшее обнаружение месторождений нефти и газа, в связи с чем необходимо продолжение и публикация результатов сейсмических исследований (трехмерная и четырехмерная сейсмика, комплексные исследования и др.) и бурение. Одним из принципиально важных вопросов является определение положения поверхности

фундамента. Особенно важно изучение и уточнение глубины его залегания, чем определяется мощность осадков, а также уточнение его природы.

В связи с этим для определения положения фундамента осадочных отложений, оценки глубины его залегания разными методами в разных участках и его природы нами проведен сравнительный анализ данных МОВ ОГТ, ГСЗ и КМПВ по ряду профилей, отрабатанных в Охотском море в разные годы разными организациями.

ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Сейсмическая граница, называемая “фундамент осадочных отложений”, имеет несколько обозначений. При выделении ее на сейсмических разрезах используются также определения: подошва осадочного чехла, подошва осадков, поверхность акустического фундамента, базальный горизонт, кровля гранитного (гранитогайсового или гранитометаморфического) слоя, поверхность консолидированной коры и т.п. Эти понятия близки, но не всегда и не все они тождественны.

Различные обозначения связаны как с использованием построений (сейсмических разрезов), полученных разными сейсмическими методами, так и тем, что они несут некий физический или геологический смысл.

Подошва осадочного чехла устанавливается на глубинных сейсмических разрезах, построенных по преломленным (или частично рефрагированным) волнам, используемым в методах КМПВ и ГСЗ [23, 25]. Она также фиксируется на временных разрезах ОГТ, т.е. полученных по данным отраженных волн.

Каждый метод имеет принципиальные и важные особенности. По отраженным волнам, как известно, вычисляется так называемая эффективная скорость, позволяющая судить об осадочной толще, и не определяется в подстилающих осадки породах граничная скорость, которая могла бы позволить судить о литологии нижележащих пород (в том числе, и основания осадочного чехла). Именно граничная скорость (V_g) продольных сейсмических волн вдоль сейсмических границ определяется по лучу преломленной волны после наступления критического угла отражения, и именно она с успехом применяется для сейсмостратиграфии разреза и выявления слагающих его метаморфических комплексов.

В то же время, в последние десятилетия в нефтяной геофизике, в том числе и в Охотском море, наиболее широко используется сейсмический метод МОВ ОГТ, который наиболее эффективно позволяет расчленять разрез осадочных отложений. При этом

мощность этих осадков, т.е. глубина залегания их подошвы, оценивается на временных разрезах МОВ ОГТ по максимальной величине отсутствия ниже отражений на временных разрезах, где проводят, так называемый, “акустический фундамент”. Однозначно отождествлять его с истинным фундаментом осадочных отложений, то есть положением кристаллических, метаморфизованных или иных плотных пород, не относящихся к осадочным слоям чехла, не всегда корректно и правильно. На временных разрезах МОВ ОГТ видно, что акустический фундамент (АФ) иногда совпадает с фундаментом (Ф), принимаемым за основание (кровлю консолидированной коры – подошву осадочного чехла), а иногда нет (рис. 1).

Физически обоснованным и наиболее достоверным по сейсмическим данным основанием осадков – их фундаментом – может считаться граница, определенная по преломленным волнам методами КМПВ и ГСЗ, при которых вычисляется ее глубина и значения вдоль нее граничной скорости. Поэтому важным является решение вопроса о соотношении сейсмических границ по МОВ ОГТ и КМПВ-ГСЗ.

При этом необходимо определить, что принимать за фундамент осадочных отложений: либо поверхность консолидированной коры, либо кровлю “гранитного” слоя, либо просто плотные, относительно более древние уплотненные или, например, частично метаморфизованные осадочные породы. Таким образом, несмотря на кажущуюся очевидность, надо при оперировании термином “фундамент осадочного чехла” определиться, прежде всего, что понимается под этим понятием в геологическом смысле, то есть какие породы или породные ассоциации принимаются за фундамент. Далее необходимо оценить численные, количественные значения характеризующих их (т.е. фундамент) граничных скоростей и плотности. Все эти вопросы постараемся осветить ниже.

ЛИТОЛОГИЯ И СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ВДОЛЬ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА

Определение пород фундамента в Охотском море возможно прежде всего путем их драгирования [12, 21, 22, 30 и др.], очень редкого бурения, а также путем многочисленных геологических исследований доступных для непосредственного наблюдения пород в обрамлении Охотского моря, т.е. на Сахалине [8, 32, 38], Курильских островах [6, 13, 14, 16, 33], Камчатке [3, 5, 9, 20, 34] и северо-восточной окраине материка [27, 42 и др.]. Граничные сейсмические скорости фундамента определялись на на-

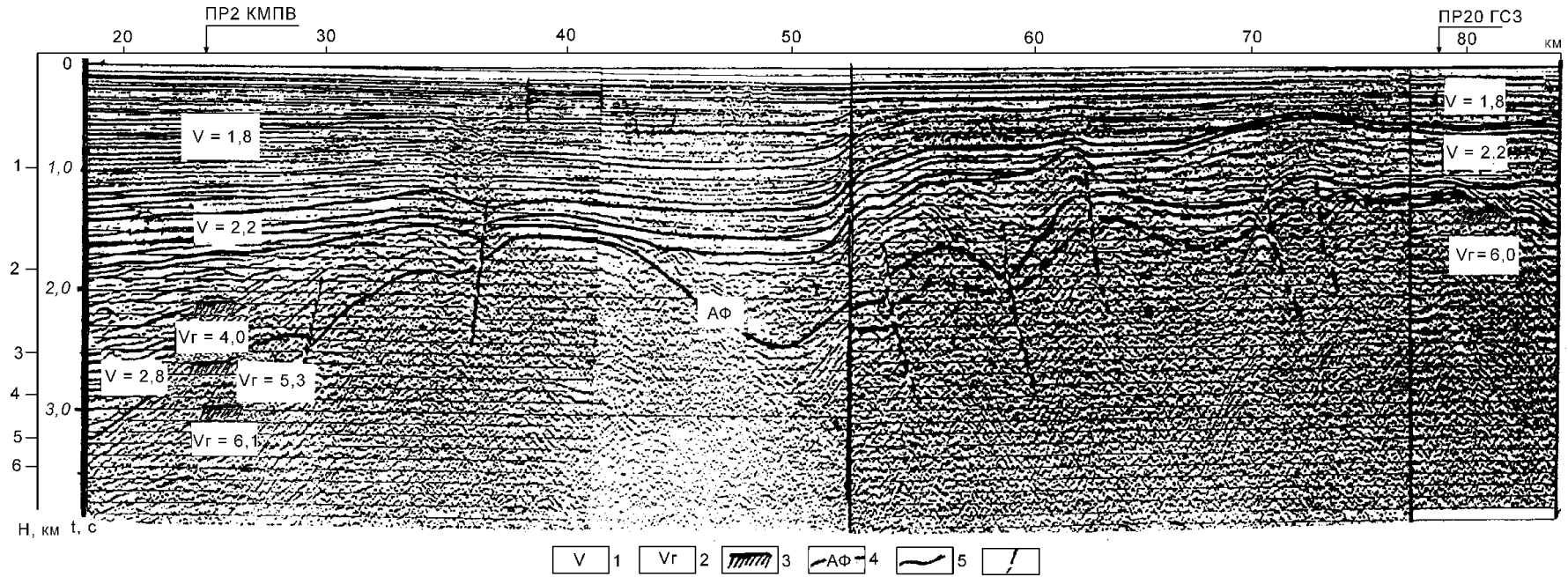


Рис. 1. Фрагмент временного разреза МОВ ОГТ 1641 в заливе Терпения (по данным ГУП “Трест Дальморнефтегеофизика”).

1, 2 – средние (1) и граничные (2) скорости сейсмических волн, км/с; 3 – положение фундамента по данным КМПВ, ГСЗ; 4 – акустический фундамент; 5 – сейсмические горизонты внутри осадочной толщи; 6 – разломы, предполагаемые по данным МОВ ОГТ.

званной акватории и территориях при сейсмических работах С.М. Зверева и др., С.М. Балесты, Т.К. Злобина, В.К. Утнакина, В.В. Аргентова, В.В. Жигулева, Г.И. Аносова, С.К. Биккениной и многих других.

Рассматривая строение Сахалина, К.Ф. Сергеев [38], характеризуя роль метаморфических, магматических и осадочных образований, в соответствии с [8] оценивал их возраст как карбон – современная эпоха. Вопрос о структурных взаимоотношениях между отдельными комплексами пород он считал во многом дискуссионным. Согласно [38], в структуре острова выделяется три структурных яруса, объединяющих соответственно породы палеозойско-мезозойского, позднемелового и кайнозойского возраста.

В качестве нижнего структурного яруса, который может являться фундаментом осадочных отложений, авторы работы [43] предлагали рассматривать только ниже-среднепалеозойские образования (вальзинская серия), а вышележащие комплексы пород позднепалеозойского, триасового (?), юрского, ранне- и позднемелового возраста – в качестве второго структурного яруса. В соответствии с [31, 32, 38 и др.], в структуре Сахалина обособляются следующие структурные ярусы: условно палеозойский, триасовый (?)-нижнемеловой, верхнемеловой и кайнозойский.

Поскольку осадочный чехол Охотского моря представлен верхний мел-кайнозойскими отложениями, то за геологический фундамент могут быть приняты, в основном, метаморфические породы преимущественно вальзинской серии – PZ_3 -MZ (сланцы, филлиты, кварциты, мраморы) и, возможно, плотные осадочно-вулканогенные образования (PZ_3 -MZ).

В юго-восточном обрамлении Охотского моря, в районе Курильских островов определение значений граничной скорости преломленных сейсмических волн и изучение при этом образцов пород фундамента выполнялось, например, нами [14, 16]. Были получены и изложены убедительные данные, показывающие, что верхний слой земной коры – образования консолидированного фундамента – имеет скорости $V_T = 5,5-6,2$ км/с и сложен породами гранитного ряда. В [13] приведены вещественный состав пород земной коры, в том числе минеральный и химический, и физические свойства. Сейсмический раздел K_0 , связываемый нами с кровлей консолидированной коры, имеет $V_T=6,0$ км/с. Он практически повсеместно прослежен на Курилах по данным ГСЗ и МОВЗ и залегает, например, на Средних Курилах (о-в Симушир) на глубине менее 5 км, а на некоторых других участках (о-в Кетой) приближается к поверхности.

При интерпретации профилей МОВЗ и ГСЗ на юге Курильской дуги, о-ве Кунашир, ранее нами было предложено, что граница с $V_T=6,0-6,1$ км/с соответствует поверхности консолидированного фундамента, к которому был отнесен комплекс так называемых “зеленых туфов” [13]. При интерпретации сейсмических данных КМПВ в южной части акватории Охотского моря в пределах залива Терпения фиксируется три регионально прослеженных сейсмических раздела, значения граничной скорости вдоль которых составляют 5,7–6,5; 4,7–5,5 и 3,5–4,4 км/с [38]. Эти разделы авторы трактуют как поверхность комплексов “пород палеозойского (вальзинская серия), юрско-раннемелового (набийская серия) и позднемелового возрастов” (с. 66). Вопрос о связи этих разделов с поверхностью акустического фундамента авторами не рассматривается.

Вопрос о природе поверхности, называемой акустическим фундаментом (АФ), естественно возникает и детально рассматривается при интерпретации сейсмических материалов метода МОВ ОГТ. Этому вопросу посвящено большое количество работ [7, 15, 17, 19, 29, 35, 40 и др.]. Так, описывая кайнозойские вулканы, выделяемые как “акустический фундамент”, авторы одной из последних работ [7] отмечают, что эти породы “в геологическом смысле, конечно, фундаментом не являются” (с. 49). В целом, на основе анализа волнового поля, геологии сопредельной суши, драгирования пород и бурения авторы заключают, что эти данные “свидетельствуют о гетерогенном составе фундамента и его широком возрастном диапазоне” (с. 57).

Говоря об акустическом фундаменте, вышеупомянутые авторы рассматривают природу и начальные этапы образования фундамента. Акустический фундамент, закартированный по данным сейсморазведки, они связывают, в частности в Северо-Охотском регионе, с этапом структурной перестройки, который обусловлен началом формирования осадочного чехла. Структурная перестройка, соответствующая здесь предраннерифтовой стадии развития бассейна, сопровождалась активной вулканической деятельностью, которая происходила в конце позднего мела – начале раннего палеогена.

Комплекс пород акустического фундамента (АФ) бассейнов этого региона “сложен широким спектром осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических формаций, обнажающихся на прилегающей суше. Докайнозойские формации разного генезиса слагают блоки фундамента с пенепленизированной поверхностью, обособившиеся в процессе рифтовой деструкции. Кайнозойские магмати-

ческие породы формируют куполовидные поднятия фундамента, осложняя нижние части осадочного чехла, либо влияя на их распределение” [7, с. 55].

В разных районах Охотского моря акустический фундамент представлен различными по составу и возрасту породами, которые хорошо описаны в работе [40]. Там также показано, что АФ представляет собой сложно построенный гетерогенный по составу и возрасту комплекс. Значения граничных скоростей продольных волн вдоль подошвы осадочного чехла составляют, согласно этой работе, от 5,5 до 6,8 км/с. Размещение, состав и возраст пород, представляющих акустический фундамент Охотского моря, демонстрирует схема поверхности акустического фундамента. При этом, “на большей части под Охотским морем он отождествляется с “консолидированной” корой, а на участках глубоких прогибов осадочного чехла он представлен кремнисто-глинистыми слабо-метаморфизованными образованиями возможно поздний мел-раннепалеогенового возраста” (с. 79).

Из вышесказанного следует, что необходимо детальнее рассмотреть природу того раздела, который мы называем подошвой осадочного чехла, и его соответствие кровле “консолидированной” коры или акустическому фундаменту.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ГСЗ И МОВ ОГТ

Сопоставление построений, полученных различными методами, показывает удовлетворительные совпадения преломляющих и отражающих границ, описывающих особенности рыхлых отложений и фундамента.

В данном случае нас интересует положение фундамента по данным ГСЗ и КМПВ и положение акустического фундамента по данным МОВ ОГТ, а также некоторые границы внутри осадочной толщи.

В северной части Охотского моря отработаны профили ГСЗ 11-М, 12-М и 13-М [36] (рис. 2). На суше Западной Камчатки рассмотрим профили МОВЗ (ПР1,5,6) и КМПВ [19]. Профиль 13-М проходит в меридиональном направлении, пересекает Магаданский прогиб, Центрально-Охотское поднятие и южным окончанием доходит до Центрально-Охотского прогиба.

В Магаданском прогибе (названном в работе [40] “Магаданская зона поднятий и прогибов”) из-за сложного его строения получена следующая картина. Поверхность с граничной скоростью $V_{г} = 4,6$ км/с совпадает примерно с подошвой II-го сейсмокомплекса, а граница с граничной скоростью 5,2 км/с – с положением акустического фундамента (рис. 2).

Ниже нее находится слой осадков, имеющих отражающие площадки. Это, видимо, метаморфизованные осадочные породы, ниже которых прослеживается неуверенно граница, сопоставимая с границей по ГСЗ со скоростью 6,0 км/с.

В пределах Центрально-Охотского поднятия эта граница совпадает с поверхностью фундамента (“гранитным” слоем) с учетом привязки. Глубже нее отражений не наблюдается.

В Центрально-Охотском прогибе, из-за его сложного строения, наблюдается полное несоответствие границ. Здесь преломляющая поверхность с граничной скоростью 5,2 и 5,3 км/с оказалась, по данным ОГТ, выше положения акустического фундамента и не обрисовывает сложное строение прогиба. Ниже акустического фундамента прослежена поверхность с граничной скоростью 6,0 км/с. Необходимо отметить, что на соседних участках наблюдений (профили 10-М, 12-М, 14-М) внутри осадочной толщи обнаружены преломляющие границы со скоростями до 5,3 км/с. Этот факт указывает на существование в основании осадочной толщи плотных пород. Возможно, эти плотные породы, где наблюдаются отражающие площадки хаотического направления, заполняют глубины в прогибах, временами достигая размеров тонких пластов на поднятиях. Заметим, что в тех структурах, где этот горизонт отсутствует, МОВ ОГТ фиксирует фундамент со скоростью 6,0 км/с, либо 5,8–5,9 км/с. Там же, где появляется граница с граничной скоростью 5,2–5,5 км/с – это акустический фундамент, ниже которого не выявлена граница с более высокой скоростью, ввиду незначительного различия пластовых скоростей.

В северном Приохотье при работах на профиле глубинного сейсмического зондирования Магадан-Колыма в 1959 году Охотско-Колымской сейсмической экспедицией были выполнены исследования упругих свойств отложений осадочного чехла. Величина скорости продольных волн V_p изучалась лабораторными методами на образцах, взятых из различных районов (бассейны рек Колыма, Таскан, Иля, Авекова и др.). Наиболее низкие скорости были установлены в разновозрастных песчано-глинистых отложениях, известняках силура и некоторых меловых вулканогенных породах. Для последних характерно закономерное понижение скоростей продольных сейсмических волн от лав и туфов основного состава к более кислым по составу породам. Так, туфы риолитов характеризуются скоростями 1,5–2,5 км/с, фельзитовый дацит – 2,0–2,4 км/с, туфолавы и лавы риолитов и брекчированных дацитов имеют скорости порядка 3,5–3,7 км/с, скорости в андезитовых туфах

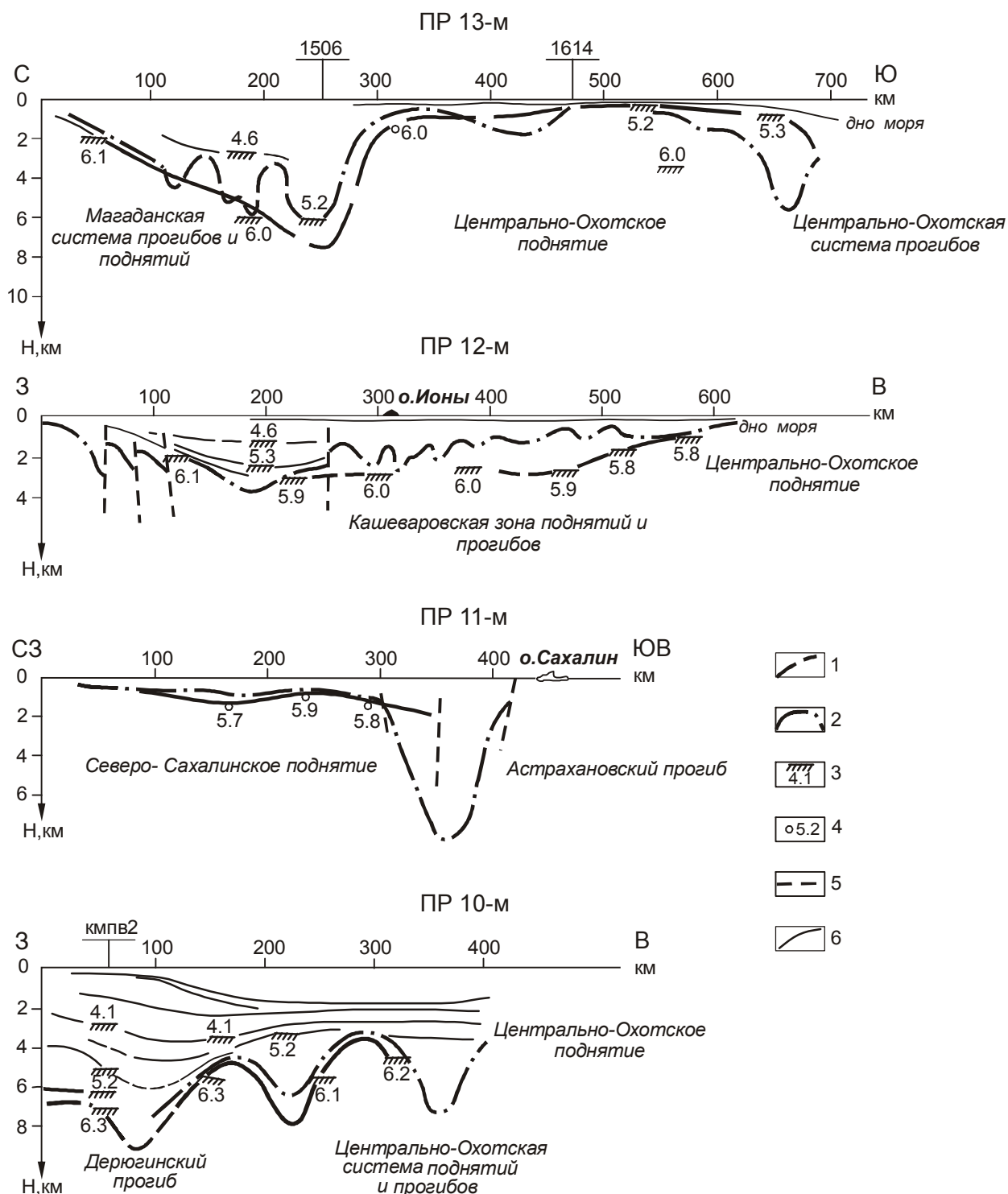


Рис. 2. Разрезы ГСЗ и МОВ ОГТ по профилям 10-М – 13-М.

1 – положение фундамента (комплекса основания) по данным ГСЗ, КМПВ; 2 – положение акустического фундамента; 3 – точки определения граничных скоростей в местах пересечения профилей ГСЗ, КМПВ; 4 – значение граничной скорости, км/с; 5 – разломы, предполагаемые по данным МОВ ОГТ; 6 – отражающие горизонты в осадочной толще.

и туфолавах дацита варьируют в пределах 4,0–4,5 км/с, в миндалекаменном андезите – от 4,9 до 5,6 км/с. Базальтовым лавам и их туфам свойственны скорости не менее 5,0–5,2 км/с [26].

Пробуренные скважины M_1 и X_1 (Магаданская-1 и Хмитьевская – 1) показали, что доплиоценовые отложения представляют собой песчано-глинистые толщи (с прослоями известняков или без них), плотность которых достаточно равномерно нарастает сверху вниз по разрезу под давлением вышележащих толщ. Помимо песчано-глинистых и известковых пород в состав осадочного чехла входят лавы и туфы кислого состава. Скорости продольных сейсмических волн в них близки к скоростям в песчано-глинистых толщах, что выражается на сейсмических разрезах как комплекс с “редкими и разнонаправленными осями синфазности” и отсутствием границы раздела между этими толщами.

В северной части Охотского моря, также как и в прикамчатской зоне, прослежен акустический фундамент с граничной скоростью 5,2 км/с. Эта граница должна бы рассматриваться как раздел внутри осадочной толщи на том основании, что вблизи скважины M_1 (Магаданская-1) получен сейсмический материал, где положение кровли консолидированной коры и акустического фундамента совпадают с поверхностью, характеризующейся граничной скоростью 6,0 км/с, а раздел со скоростью 5,2 км/с – это раздел внутри осадочной толщи. В работах треста “Дальморнефтегеофизика” по профилям 1-В, 1536 отмечалось, что ниже кровли акустического и консолидированного фундамента прослеживается кровля Охотского поднятия. Кроме того, на ряде соседних участков наблюдений (профили 10-М, 12-М и 14-М) внутри осадочной толщи обнаружены преломляющие горизонты со скоростями до 5,3 км/с. Осадочный слой подстилается здесь “гранитным” слоем с граничной скоростью распространения продольных сейсмических волн 6,0 км/с.

На Западной Камчатке проведены работы методами КМПВ и МОВЗ. Как отмечал Т.К. Злобин: “Профиль КМПВ позволил осветить разрез до глубин около 5 км. Практически на нем прослежены две преломляющие границы. Первая – на глубинах от 1,2 до 2,5 км при среднем залегании границы на глубине 2 км. Она характеризуется граничной скоростью $V_T = 4,5–4,6$ км/с. Сопоставление разреза с данными глубокого бурения позволяет считать, что эта граница, возможно, разделяет отложения вулканогенно-осадочного комплекса, а именно: отложения верхнего палеогена и нижнего-среднего неогена. Вторая граница имеет значение $V_T = 5,6$ км/с. Она может

быть обусловлена либо разделом между неогеном и мелом, либо, скорее всего, соответствует поверхности между нижним-средним палеогеном и мелом. В последнем случае эта граница соответствует акустическому фундаменту осадочных допозднемиоценовых отложений, выделяемых нами по данным ОГТ на шельфе Охотского моря у Западной Камчатки, а выявленная структура погружения в пределах Прикамчатского вала севернее Соболевского поднятия хорошо коррелируется со структурами, выделенными наземной сейсморазведкой.” (с. 72 из работы [19]).

Рассмотрим северо-западную часть Охотского моря. Здесь в широтном направлении отработан профиль ГСЗ 12-М. Он начинается около г. Аян (северо-западное побережье Охотского моря) и проходит вблизи о-ва Ионы, заканчиваясь на пересечении с профилем 13-М. Вдоль по траверзу профиля отработан профиль МОВ ОГТ 1655, который доходит до о-ва Ионы. Здесь прослежены границы внутри осадочной толщи, где граница со скоростью $V_T = 4,6$ км/с и 4,7 км/с совпадает с границей рыхлых отложений внутри осадочной толщи. Граница с $V_T = 5,9$ км/с совпадает с положением акустического фундамента. Это наблюдается лишь до о-ва Ионы. Далее, согласно данным ГСЗ, фиксируется кровля фундамента на 1,5–2,0 км ниже, нежели считалось по данным ОГТ. Лишь на склоне Центрально-Охотского поднятия положение акустического фундамента и кровли консолидированной коры совпадают с поверхностью, характеризующейся скоростью V_T здесь около 5,8 км/с. Сопоставление данных ОГТ и ГСЗ по профилю 11-М показывает следующую картину: поверхность фундамента по данным ГСЗ на северо-западном конце профиля совпадает с поверхностью акустического фундамента и залегает на глубине от 0,2 до 1,5 км, погружаясь по направлению к о-ву Сахалин. В Астрахановском прогибе (рис. 2) фундамент по ГСЗ не зафиксирован, а граница со скоростью $V_T = 5,8$ км/с отмечена на глубине менее 2,0 км, что не увязывается с данными ОГТ, т.к. мощность осадочных отложений здесь более 8,0 км и положение акустического фундамента прослежено довольно уверенно.

В центральной части Охотского моря расположены профили 10-М, 9-М и, частично, 13-М (рис. 2, 3). Профиль 10-М (рис. 2) проходит в широтном направлении от залива Пилтун и заканчивается в центральной части Охотского моря, где смыкается с концами профилей 13-М и 9-М. Профиль пересекает впадину Дерюгина и заканчивается у северного края подводной возвышенности Института океанологии. В пределах Дерюгинского прогиба профиль пересекается с профилем КМПВ, отработанным

вдоль о-ва Сахалин. В точке пересечения наблюдается удовлетворительное совпадение полученных границ. Поверхность, характеризующаяся скоростью $V_{\Gamma} = 5,2$ км/с, отмечена внутри осадочной толщи, а граница со скоростью $V_{\Gamma} = 6,3$ км/с – положение кровли консолидированного фундамента. Положение акустического фундамента прослежено неуверенно и по данным КМПВ совпадает с границей, характеризующейся скоростью $V_{\Gamma} = 5,6-5,7$ км/с.

В западной части Охотского моря, вдоль о-ва Сахалин, отработаны профили КМПВ [4]. Они пересекают с юга на север Луньскую, Венинскую, Чайвинскую структуры и юго-западный склон Пильгун-Астохской структуры (рис. 3). Сейсмические исследования МОВ ОГТ позволили расчленить кайнозойский разрез на сеймостратиграфические комплексы и фрагментарно выделить поверхность докайнозойских образований.

В результате исследований ГСЗ было установлено, что поверхность консолидированной коры медленно погружается к о-ву Сахалин с 4 до 7,5 км и характеризуется граничной скоростью 6,1–6,4 км/с [11, 36]. Нас интересует сопоставление и совпадение, либо несовпадение данных МОВ ОГТ и данных МПВ по консолидированной коре. Граница с $V_{\Gamma} = 6,3$ км/с на профилях отраженных волн не выделяется, а границы с $V_{\Gamma} = 4,1$ км/с и $V_{\Gamma} = 5,2$ км/с на временных разрезах МОВ ОГТ прослеживаются. Границы с $V_{\Gamma} = 5,2$ км/с и с $V_{\Gamma} = 4,1$ км/с отражают особенности внутреннего строения осадочной толщи.

Что касается физических свойств горных пород, то на Северном Сахалине неогеновые отложения характеризуются постепенным нарастанием скорости с глубиной от 1,8 км/с в верхних частях разреза до 3,2 км/с на глубинах 4,5 км, как показано в работе [19]. Меловые толщи, слагающие нижнюю часть этого разреза, характеризуются скоростями, не превышающими 5,0 км/с. Крайние значения – порядка 5,0 км/с – наблюдаются только на больших глубинах и связаны с высокой степенью уплотнения под литостатическим давлением вышележащих пород. Более высокие значения скоростей продольных сейсмических волн наблюдаются на Сахалине для метаморфических пород допоздне мелового возраста. В стратиграфическом разрезе неогеновых и меловых отложений Сахалина отмечается, например, присутствие андезибазальтов (средний и нижний миоцен), а также диабазов и порфиринов (верхний мел), которые заведомо должны характеризоваться скоростями выше 5,0 км/с.

Наблюдаемое сходство сейсмических характеристик осадочного чехла Северного Сахалина и за-

падной части Охотского моря, а также продолжение участков повышенной мощности возможно верхне-меловых и олигоцен-неогеновых отложений под водами бассейна позволяют предположить, что состав этих осадочных отложений довольно близок. Согласно данным, полученным П.М. Сычевым и другими исследователями [1], в пределах Северного Сахалина широко развиты отложения неогена. Мощность этих отложений местами достигает 8–9 км. Средние скорости продольных сейсмических волн в разрезе, в целом, выше, чем в северной части Охотского моря. Под западным бортом впадины Дерюгина в осадочной толще выделены преломляющие границы с высокими скоростями продольных сейсмических волн (до 5,3 км/с), указывающие на существование в разрезе осадочной толщи плотных пород. Однако сравнительно низкие значения скоростей сейсмических волн и отсутствие непрерывной границы раздела внутри осадочной толщи на данном участке дают основание считать, что плотные породы распространены здесь только в виде достаточно тонких прослоев, но не образуют, как в более восточной части области, мощного нижнего комплекса осадочного чехла [26].

На востоке Охотского моря положение консолидированного фундамента (Ф) и акустического фундамента (АФ) в принципе совпадают с учетом привязки. Граничная скорость 6,2–6,3 км/с свидетельствует о своеобразном составе фундамента, сложенного породами с высокими скоростями, превышающими значения, типичные для гранитного слоя [36]. В то же время, видно, что преломляющие горизонты со скоростями 4,1 и 5,3 км/с находятся внутри осадочной толщи и не являются фундаментом. Профиль ГСЗ 9-М начинается в центральной части Охотского моря и заканчивается у южного окончания п-ова Камчатка – м. Лопатка (рис. 3). Положение акустического фундамента, в основном, совпадает с положением фундамента (Ф) в западной и восточной частях профиля. Однако в срединной части профиля, где он пересекает Центрально-Охотский прогиб, положение акустического фундамента несколько выше, чем положение фундамента (Ф) и соответствует границе со скоростью 5,5 км/с. В восточной части положение акустического фундамента совпадает с кровлей фундамента (Ф) и имеет граничную скорость 5,5–5,7 км/с (рис. 3).

В южной части Охотского моря для сопоставления положения акустического фундамента (АФ) и фундамента (Ф) были использованы данные ОГТ и ГСЗ по профилям 6-М (рис. 3) и 1-М, а также материалы по профилям КМПВ в заливе Терпения и вдоль профиля 1-М. По материалам КМПВ фиксируется

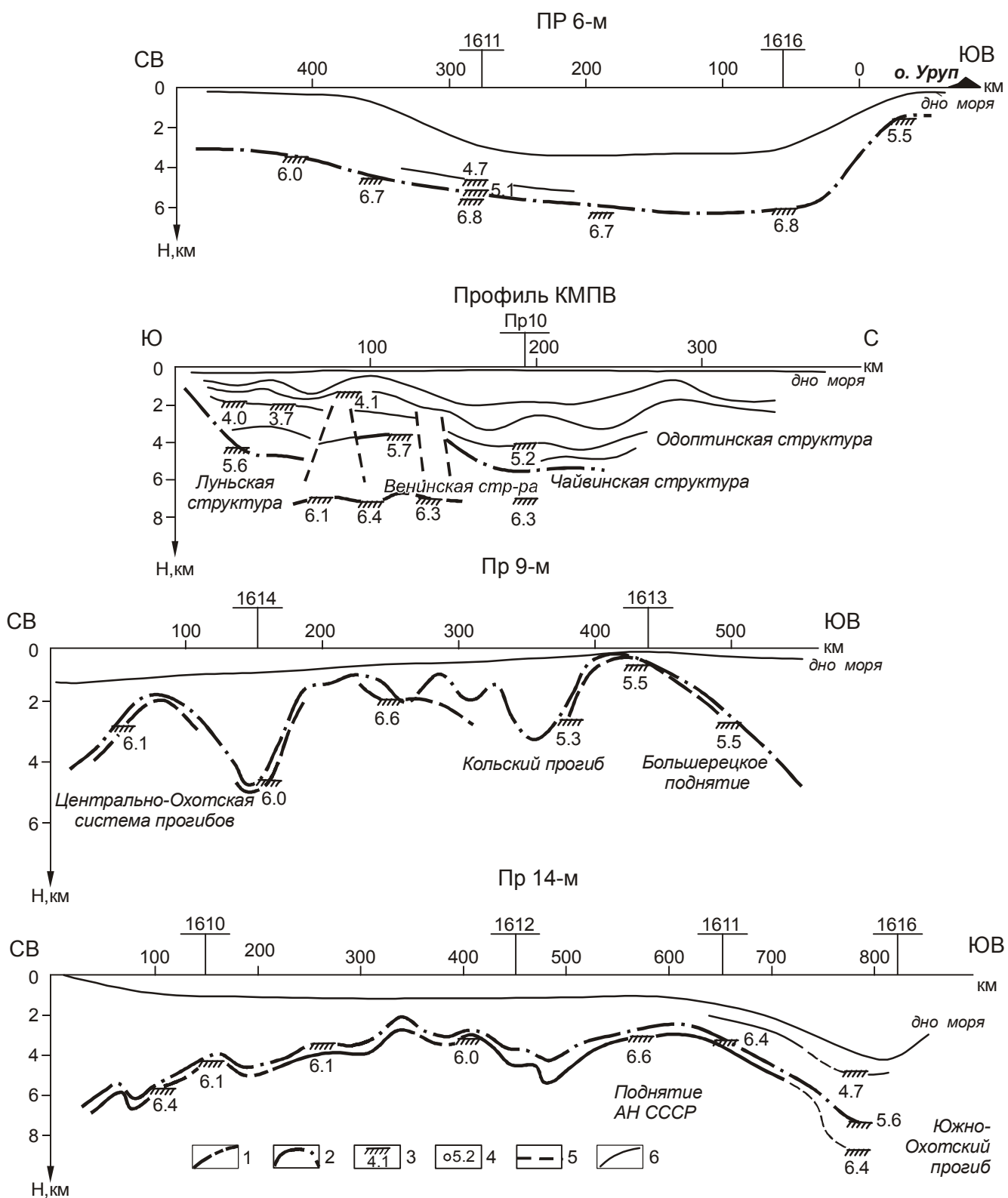


Рис. 3. Разрезы ГСЗ и ОГТ по профилям 6-М, 9-М, 14-М и КМПВ. Условные обозначения см. на рис. 2.

наличие трех сейсмических разделов, значения граничных скоростей вдоль которых составляет 3,5–4,4 км/с, 4,7–5,5 км/с и 5,7–6,5 км/с [38]. Положение акустического фундамента, по данным ОГТ, совпадает с положением преломляющей поверхности с граничной скоростью 5,0–5,2 км/с в заливе Терпения. Ниже наблюдается граница со скоростью 6,1–6,5 км/с, которую можно отождествить с фундаментом (Ф).

В Центрально-Охотском прогибе положение акустического фундамента не совпадает с положением границы со скоростью 6,0 км/с. Акустический фундамент несколько выше по положению (профиль 14-М). Между разделами с граничными скоростями 6,0 км/с и 6,7–6,8 км/с очень небольшое расстояние, порядка 300–500 м, и в южной части они практически совпадают.

В Прикурильской части Южно-Охотской системы, выделяемой согласно [40], и в Голыгинском прогибе положение акустического фундамента соответствует глубине залегания фундамента с граничной скоростью $V_{\Gamma} = 5,5$ км/с.

Близ Курильской гряды породы с такими скоростями относятся к молодым вулканогенным толщам, а согласно многочисленным лабораторным исследованиям, величина скорости $V_{\Gamma} = 5,5$ км/с свойственна также ряду осадочных пород с высокой степенью уплотнения. Таким образом, вполне вероятно, что на данном участке породы со скоростью 5,5 км/с полностью или частично составляют нижний комплекс осадочного чехла, а не “гранитный” слой.

Заметим, что непосредственно под островами Курильского архипелага, по данным ГСЗ, под южными островами Кунашир и Итуруп были получены граничные скорости вдоль поверхности консолидированной коры, равные 6,0–6,1 км/с [16]. В центральной же части островной дуги и в акватории, омывающей острова, в верхней части земной коры по данным ГСЗ были выделены две преломляющие границы. Первая из них характеризуется граничной скоростью $V_{\Gamma} = 5,0$ –5,4 км/с и залегает на глубинах от нескольких сотен метров до 6 км. Вторая – с довольно широким скоростным диапазоном – от 6,2 (под о. Кетой) до 6,9 км/с (в проливе Буссоль). Глубины залегания этой второй преломляющей границы – 5–10 км. [2]. При этом, на ортогональном к Курилам профиле ГСЗ, западной приохотской частью тяготеющем к восточному борту Курильской котловины (в Южно-Охотской впадине), скорости вдоль первого горизонта составляли $V_{\Gamma} = 5,0$ –5,2 км/с, а по второй границе скорости в основном $V_{\Gamma} = 6,4$ –6,6 км/с. Мощность осадочного чехла в Центрально-Южно-Охотском прогибе составляет, по данным

Л.М.Злобиной [15, 40] до 4–6 км. Следовательно, акустический фундамент на разрезах МОВ ОГТ здесь может быть связан, скорее всего, с верхней преломляющей границей со скоростью $V_{\Gamma} = 5,0$ –5,2 км/с.

ТИПЫ ПОВЕРХНОСТЕЙ ФУНДАМЕНТА И ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

На основании вышеприведенных сопоставлений значений граничных скоростей по профилям ГСЗ и положения акустического фундамента по разрезам МОВ ОГТ нами была построена сводная схема (рис. 4), отражающая результаты этого анализа. На ней выделены области трех типов поверхностей фундамента: тип I – области совпадения АФ и Ф, т.е. фундамента, характеризующегося скоростью $V_{\Gamma} = 5,8$ –6,0 км/с и 6,0–6,4 км/с; тип II – области совпадения Ф и АФ, но значения граничных скоростей здесь ниже или равны $V_{\Gamma} = 5,5$ км/с; тип III – характеризуется несовпадением акустического (АФ) и консолидированного фундамента.

Области совпадений АФ и Ф (I типа) занимают большую, в основном центральную часть акватории Охотского моря. Они соответствуют, согласно обозначениям, приведенным в работах [15, 19 и др.], в основном структурам поднятий (Центрально-Охотского свода, поднятия Института Океанологии и Академии наук, Шантарскому и Ульбанскому и другим более мелким положительным структурам).

Области, в которых АФ совпадает с Ф, но характеризуется скоростью $V_{\Gamma} = 5,5$ км/с (тип II), расположены в восточной и северо-восточной части Охотского моря. На востоке региона они соответствуют Прогибу ТИНРО и сопряженным с ним структурам, Соболевскому, Большерецкому поднятия и разделяющему их прогибу Лебеда, а также Голыгинскому прогибу. На северо-востоке из-за недостаточного количества сейсмических данных однозначно вывод сделать трудно. Можно предположить, что этот тип распространен в пределах залива Шелихова, вплоть до срединной части Кони-Пьягинского полуострова.

Тип III, при котором положение АФ и кровли Ф не совпадают и граница акустического фундамента проведена на сейсмических разрезах выше положения кровли фундамента (Ф), выделенной по преломленным волнам, имеет немалую площадь распространения. Он установлен по периферии рассматриваемой площади. Этот тип выявлен в северной, западной и южной частях Охотского моря. Кроме того, он установлен в трех небольших разрозненных участках. В северной части Охотского моря этот тип разрезов соответствует Магаданскому прогибу с сопря-

женными структурами (Кони-Пьягинское поднятие, восточная часть Северо-Охотского прогиба). В западной части Охотского моря область распространения III типа поверхности фундамента охватывает, в основном, Дерюгинский прогиб и развитые здесь более мелкие структуры. В южной части Охотского моря в области распространения третьего типа поверхности фундамента расположены Южно-Охотская котловина, а также сопряженные структуры заливов Анивского, Терпения, Восточно-Сахалинского поднятия, Западно-Сахалинского прогиба и другие, более мелкие структуры. Таким образом, области распространения поверхности фундамента третьего типа (за исключением восточной, прикамчатской части бассейна) расположены по периферии Охотского моря и в зонах прогибов и впадин (рис. 4).

Названные выше различия трех типов поверхностей фундамента отражают скоростные модели осадочного чехла Охотского моря (рис. 5). Здесь выделены сейсмические границы, связанные как со слоями в осадочном чехле, так и с его фундаментом.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ФУНДАМЕНТА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Говоря о геологической природе границы, принимаемой при сейсмических исследованиях за поверхность фундамента осадочного чехла, и его горно-породном выражении (литологическом составе) в целом можно заключить следующее. В областях первого типа с явно и однозначно выраженным фундаментом, представленным поверхностью консолидированной земной коры, характеризующейся граничной скоростью $V_{\Gamma} = 5,8-6,4$ км/с (тип I), расположены, в основном, поднятия дна в центральной части Охотского моря. Эти поднятия представлены, как известно, позднепалеозойско-мезозойскими базальтовыми, адезибазальтовыми и андезитовыми порфиридами, альбитофирами, метаандезитами, риодацитами [40].

Области со вторым типом поверхности фундамента, скорость продольных сейсмических волн на которой составляет $\leq 5,5$ км/с, расположены в восточной (прикамчатской) и северо-восточной части Охотского моря. Здесь ниже поверхности фундамента залегают кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные метаморфизованные в зеленосланцевой фации породы (J-K), а также наблюдается переслаивание песчаников и алевролитов ($K_{1,2}$).

Третий тип, в котором сейсмическая граница, принятая при построениях разрезов МОВ ОГТ за акустический фундамент (АФ), не совпадает с поверхностью фундамента (Ф), расположен в основном по периферии Охотского моря в прогибах. Здесь об-

разования, которыми возможно сложен фундамент, чрезвычайно разнообразны. Они представлены разновозрастными (PZ_3-MZ , $MZ-KZ$, J-K, K и другие) породами. На юге Охотского моря, в заливе Анива и Терпения фундамент представлен метаморфическими породами преимущественно вальзинской серии – PZ_3 (сланцы, филлиты, кварциты, мраморы). В Сахалино-Хоккайдской зоне фундамент отождествляется с вулканогенно-кремнистыми образованиями, песчаниками, алевролитами (J-K), к юго-востоку от Сахалина, в восточной части залива Терпения – песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми породами, редко известняками, туфами, туффитами среднего состава, лавами среднего, основного, реже кислого состава (K_2). В Центрально-Охотском поднятии и поднятии Океанологии он сложен базальтовыми, андезибазальтовыми и андезитовыми порфиридами, альбитофирами, метаандезитами, дацитовыми порфирами (PZ_3-MZ). На юге Охотского моря, в Южно-Охотской впадине фундамент, видимо, представлен комплексом магматитов существенно основного состава. К востоку от Сахалина во впадине Дерюгина установлены в основном кремнисто-глинистые слабометаморфизованные образования. На севере бассейна это туфы, туффиты, туфоалевроиты, туфоаргиллиты, туфопесчаники (K_1), вулканогенно-кремнистые, терригенно-вулканогенные образования, олистостромы и турбидиты (K_1), а также вулканические породы известково-щелочной серии (с преобладанием андезитов) Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алинского окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов. [40].

ВЫВОДЫ

На основании всего вышесказанного можно сделать следующие выводы.

1. За основание верхний мел-кайнозойского осадочного чехла Охотского моря принимается как поверхность консолидированной земной коры (Ф), так и акустический фундамент (АФ) – сейсмическая граница, устанавливаемая по разрезам МОВ ОГТ, ниже которой отраженных волн не наблюдается. Поверхность фундамента четко прослеживается при сейсморазведочных работах КМПВ, ГСЗ, МОВ как высокоскоростной сейсмический горизонт, обладающий высокой отражающей способностью. Глубина выделения и залегания АФ изменялась с улучшением разрешающей способности метода. Фундамент (Ф) характеризуется граничной скоростью преломленных волн $V_{\Gamma} = 5,8-6,0$ км/с и $6,0-6,4$ км/с, а акустический фундамент может иметь скорости $V_{\Gamma} = 5,5-5,6$ км/с и выше. Наиболее часто наблюдаются значения порядка $6,0$ км/с.

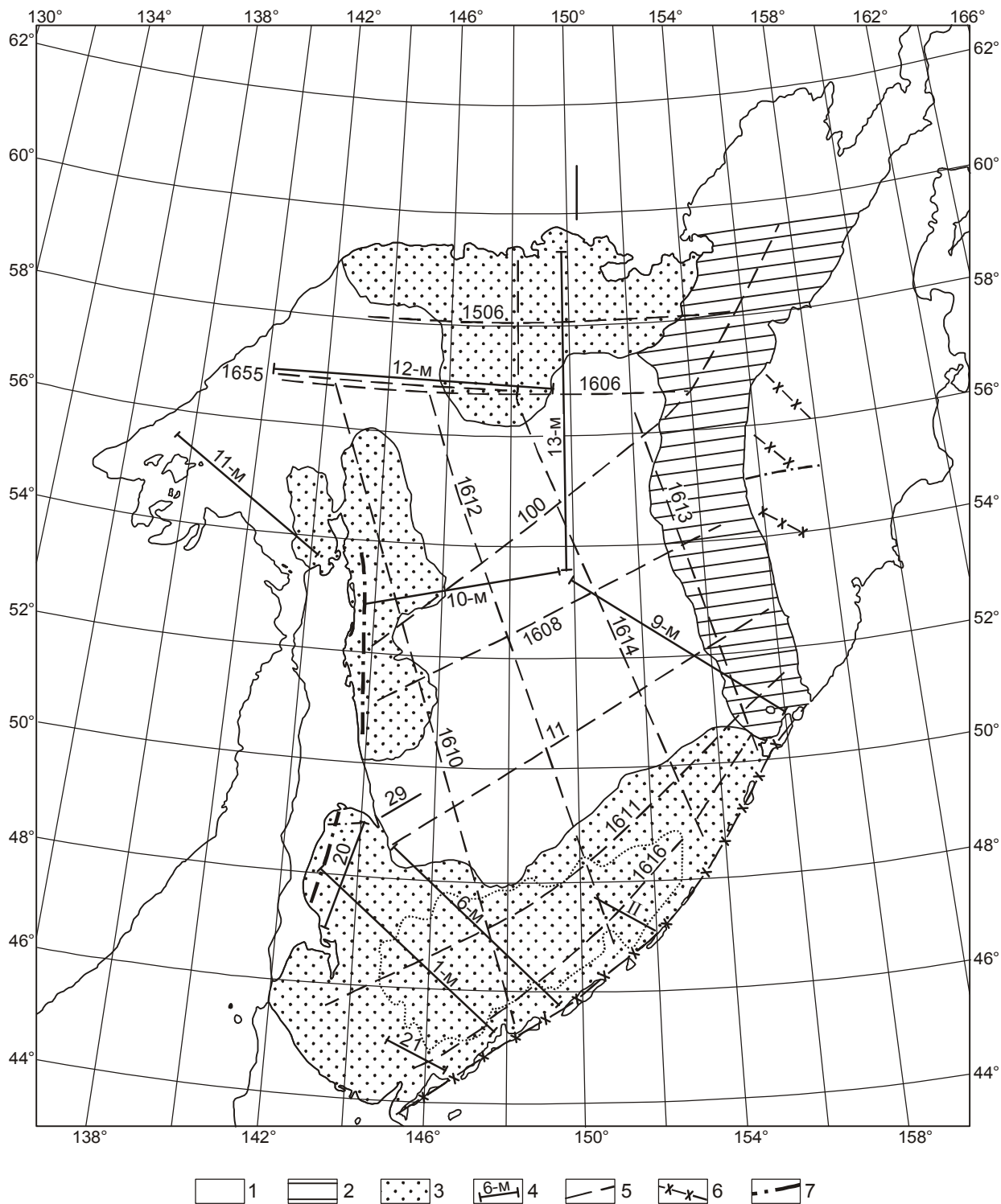


Рис. 4. Схема областей соответствия акустического (АФ) и кровли консолидированного фундамента (Ф) осадочных образований Охотского моря.

1 – области распространения поверхности фундамента I типа, в пределах которых положение консолидированного фундамента (Ф) с $V_{\Gamma} = 5,8-6,4$ км/с и акустического фундамента (АФ) совпадают; 2 – области распространения поверхности фундамента II типа, в пределах которых положение акустического фундамента (АФ) и кровли консолидированного фундамента (Ф) совпадает, но значение граничной скорости (V_{Γ}) вдоль него равно 5,5 км/с; 3 – области распространения поверхности фундамента III типа, в пределах которых положение акустического фундамента (АФ) выше кровли фундамента (Ф) и не совпадает с ним; 4–7 – положение профилей ГСЗ (4), МОВ ОГТ (5), МОВЗ (6) и КМПВ (7).

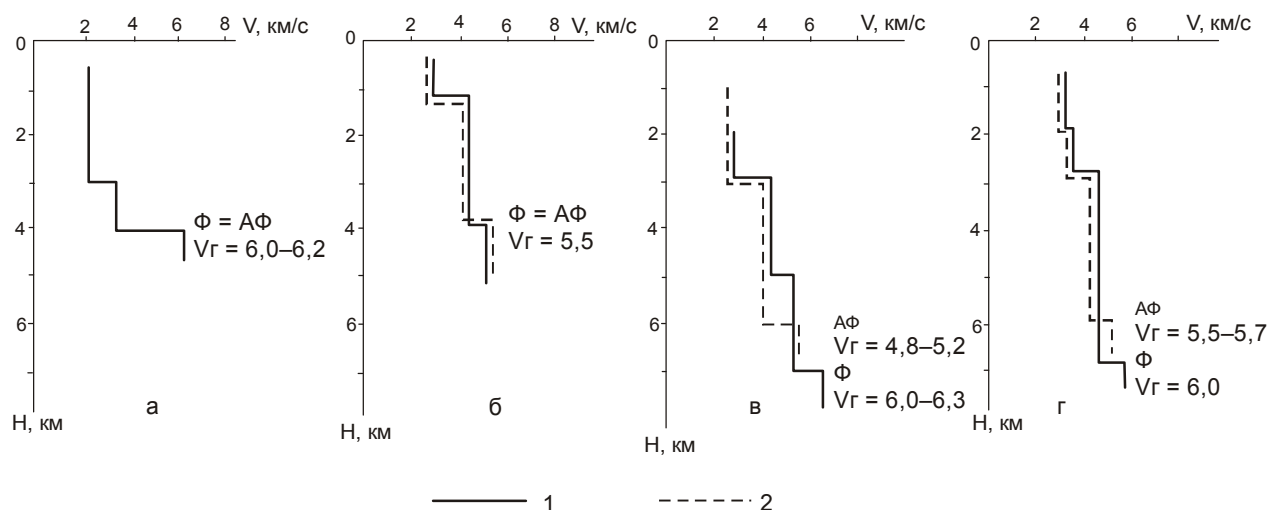


Рис. 5. Скоростные модели осадочного чехла Охотского моря в областях распространения поверхности фундамента I типа в районе Поднятия АН СССР (а), II типа в районе Западной Камчатки (б), III типа в районе Дерюгинского прогиба (в) и Магаданской системе поднятий и прогибов (г).

1, 2 – изменение скорости сейсмических волн с глубиной по данным ГСЗ (1) и МОВ ОГТ(2).

2. Глубины залегания поверхности фундамента (Ф) и акустического фундамента (АФ) не всегда равны, а границы тождественны в сеймостратиграфическом отношении. Эти границы не всегда совпадают друг с другом. За поверхность АФ в ряде случаев принимаются сейсмические границы, залегающие выше поверхности фундамента (Ф).

3. На основе анализа изученных сейсмических данных ГСЗ и МОВ ОГТ и сеймостратиграфии можно выделить три типа поверхностей фундамента. В первом типе за фундамент принимаются породы консолидированной коры, поверхности АФ и Ф совпадают; во втором – положение поверхности фундамента (Ф) и акустического фундамента (АФ) совпадают, но значение граничной скорости вдоль поверхности АФ ниже и равно 5,5 км/с; в третьем типе поверхность акустического фундамента (АФ) лежит выше поверхности (Ф), в силу чего их положение не совпадает.

К осадочному чехлу нами относятся все метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы от рыхлых неуплотненных морских и океанических бассейнов со скоростями 1,6–1,9 км/с÷2,5–3,8 км/с, до плотных осадочных и вулканогенных толщ континентов (скорости 5,3–5,5 км/с), залегающие на складчатом основании (Ф фундаменте). В состав фундамента (Ф) входят сильно дислоцированные и метаморфизованные породы, возраст которых определяется последней фазой складчатости.

4. Области распространения названных типов поверхностей фундамента разные. Первый установлен, в основном, в центральной части Охотского

моря, где расположены крупные поднятия дна. Второй и третий типы выявлены по периферии Охотского моря. При этом, второй тип выделяется в восточной (прикамчатской) и северо-восточной (в заливе Шелихова) части, а третий тип – по остальной периферии Охотского моря (на севере, в Курильской котловине и к северо-западу от Курил, а также юге и западе региона – в Дерюгинском прогибе, восточнее о-ва Сахалин, и в Анивском заливе, южнее острова).

5. Имеющиеся в настоящее время данные не позволяют установить определенную закономерность зависимости скоростей продольных сейсмических волн на поверхности складчатого фундамента от его возраста. Определяющим фактором величины скоростей является состав и степень уплотнения слагающих фундамент пород, т.е. фундамент имеет преимущественно метаморфическую природу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С., Сычев П.М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина // Труды Всесоюз. нефт. науч. исслед. геол.-развед. ин-та, 1963. Вып. 217. 265 с.
2. Аносов Г.И., Аргентов В.В., Петров А.В. и др. Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги // Тихоокеан. геология. 1988. № 1. С. 10–18.
3. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоническое районирование центральной и южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 53–66

4. Аргентов В.В., Биккенина С.К., Жигулев В.В. и др. Экспериментальные исследования методом преломленных волн на северо-восточном шельфе о. Сахалин // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. IV. Южно-Сахалинск, 1997. С. 90–117.
5. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
6. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 105 с.
7. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Кровушкина О.А., Кропп Э.Я., Куделькин В.В., Троян В.Б., Чуйко Л.С. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
8. Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970. 431 с.
9. Геологическая карта Камчатской области. 1:1500000 / Под ред. Г.М. Власова. Петропавловск-Камчатский: КТГУ, 1976.
10. Геолого-геофизические и геохимические исследования в Охотском море / Геодекан А.А., Улинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Троцюк В.Я. // Сов. геология. 1974. № 1. С. 43–52.
11. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971. 286 с.
12. Гнибиденко Г.С., Ильев А.Я. О составе, возрасте и скорости сейсмических волн "акустического" фундамента центральной части Охотского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 2. С. 431–434.
13. Ермаков В.А., Злобин Т.К., Левыкин А.И. Модель состава земной коры средней части Курильских островов // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 6, С. 1347–1352.
14. Ермаков В.А., Левыкин А.И., Злобин Т.К. Состав и строение земной коры и верхней мантии Курильских островов // Физика Земли. 1989. № 10. С. 18–37.
15. Злобина Л.М., Даценко И.В., Еремина Г.Ф. и др. Комплексные рекогносцировочные и геофизические исследования в южной части Охотского моря // Морская геология и геофизика. М., 1986. № 6. 110 с.
16. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
17. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Строение земной коры Курильской островной системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 24–35.
18. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Модель эволюции Курильской островной системы: Тез. докл. IV междунар. междисциплинар. науч. симпоз. "Закономерности строения и эволюции геосфер", Хабаровск, 23–28 сент. 1998 г. Хабаровск, 1998. С. 314–316.
19. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002. 8 с.
20. Карта полезных ископаемых Камчатской области. 1:500000. Л.: ВСЕГЕИ, 1999.
21. Каталог станций драгирования в Охотском море // Сост.: В.В.Ильин, Р.В.Лихачев, В.А.Воронова. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 101 с.
22. Корнев О.С., Виноградов Н.Д., Егорова М.Г. Результаты геологического драгирования в 25-ом рейсе НИС "Пегас" // Геолого-геохимические исследования Охотоморского региона и его обрамления. Владивосток, 1986. С. 31–37.
23. Корреляционный метод преломленных волн // Гамбурцев Г.А., Ризничко Ю.В., Берзон И.С., Епинатьева А.М., Пасечник И.П., Косминская И.П., Карус Е.В. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 239 с.
24. Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным ГСЗ // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1963. № 1, С. 20–41.
25. Косминская И.В. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1968. 227 с.
26. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона / Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П. и др. М.: Наука, 1967. 230 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 168.).
27. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-кайнозойского востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.
28. Попов А.А., Аносов Г.И., Аргентов В.В. и др. Исследования методом преломленных волн на дальневосточных морских полигонах // Геология и геофизика. 1978. № 10. С. 109–118.
29. Прогнозирование нефтегазоносности на акваториях. М.: Наука, 1972. 222 с.
30. Результаты драгирования дна Охотского моря / Б.И.Васильев, В.К.Путинцев, Б.А. Марков, и др. // Сов. геология. 1984. № 2. С. 100–105.
31. Савицкий В.О., Маргулис Л.С. Вопросы истории геологического развития Сахалина в мезозое // Тр. СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1969. Вып. 21. С. 163–171.
32. Сергеев К.Ф., Занюков В.Н., Сергеева В.Б. Формационная принадлежность осадочных и магматических образований Сахалина // Геология и геофизика. 1973. № 3. С. 50–57.
33. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
34. Смирнов Л.М. Тектоника Западной Камчатки // Геотектоника. 1971. № 3. С. 104–117.
35. Снеговской С.С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск: СО Наука, 1974. 88 с.
36. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
37. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
38. Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 87 с.
39. Суворов А.А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1975. С. 97–102.
40. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / Веселов О.В., Ильев А.Я., Кононов В.Э., Кочергин Е.В., Патрикеев В.Н., Семакин В.П., Сеначин В.Н., Агеев В.Н., Васюк И.Б., Волгин П.В., Грецкая Е.В., Злобина Л.М.,

- Жигулев В.В., Корнев О.С., Кочергин А.В., Куделькин В.В. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
41. Туезов И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
42. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
43. Шельф Сахалина. М.: Недра, 1975. 191 с.

Поступила в редакцию 14 ноября 2005 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

T.K. Zlobin, A.Ya. Iliev, L.M. Zlobina

**The nature and position of the surface of the sedimentary cover basement, Sea of Okhotsk ,
from deep seismic sounding and CDP seismic reflection evidence**

A comparison is made between deep seismic sounding data and CDP seismic reflection evidence for distinguishing the basement of the Sea of Okhotsk sedimentary cover. The velocity characteristics of the crystalline basement (Earth's crust surfaces of consolidated rocks) and the acoustic basement distinguished from CDP seismic reflection evidence were considered. Based on the analysis, three types of the basement and their spatial distribution within the sea of Okhotsk were distinguished. Sections of the first type show that the surface of crystalline rocks of the consolidated crust (B) and the acoustic basement (AB) coincide. Sections of the second type exhibit coincidence of positions of the crystalline basement and the acoustic basement; however, the boundary velocity value along the AB is ≥ 5.5 km/sec. In the third type the acoustic basement AB is above B, hence, their positions do not coincide. Distribution of the areas of the above-mentioned basement types is considered. The possible geological nature of the basement of these types within different parts of the bottom is discussed.

***Key words:* Sea of Okhotsk , basement, methods of deep seismic sounding and CDP seismic reflection**

ГЛУБИННАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИМОРЬЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

В.М. Никифоров, И.В. Дмитриев, С.С. Старжинский

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

Обсуждаются результаты магнитотеллурических зондирований, выполненных на территории Приморья. Показано, что глубинная геоэлектрическая структура образуется как субгоризонтальными, так и крутопадающими границами разделов. Последние тракуются как глубинные разломы. В зонах сочленения кулисообразно расположенных разломов могут развиваться дуплексы, которые, вследствие заполнения трещин глубинными флюидами, приобретают анизотропную электрическую проводимость. С такими коровыми комплексами пород пространственно и, вероятно, генетически связаны очаги коровых землетрясений.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, анизотропия сопротивления, глубинные разломы, дуплексы, сейсмическая активность, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Электромагнитные методы (ЭМ) зондирования в настоящее время широко применяются для изучения глубинного строения сейсмоактивных районов [1, 3]. Высокая разрешающая способность ЭМ по выделению и трассированию электропроводящих крутопадающих плоскостей, аппроксимирующих флюидонасыщенные глубинные разломы, была теоретически обоснована и изучена методами численного математического моделирования [2]. Это обоснование послужило стимулом для более детального исследования разломов, выделяемых по данным редкой сети МТЗ во многих районах России. На Сахалине и в Приморье [9, 11, 12] в процессе детализации МТЗ установлено, что аномальное поведение кажущегося сопротивления отражает более сложную геоэлектрическую структуру разломов, чем это принималось в моделях. Одним из важнейших свойств геоэлектрического строения приразломной зоны является анизотропия электропроводности. Последняя возникает вследствие эшелонированного развития систем разрывов по трещинам сжатия и растяжения, рассекающих, в том числе, глубинные интервалы, в которых протекание реакций гидратации и дегидратации определяется петрологическими, литологическими и термобарическими условиями среды. Вопросам геоэлектрической природы таких зон, их геологической интерпретации, выявлению связей с сейсмичностью посвящена настоящая работа.

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы положены результаты магнитотеллурических исследований, проведенных в центральной и южной частях Сихоте-Алиня в период с 2001 по 2005 гг. Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН. В принятой нами методике МТЗ теллурическое и магнитное поля регистрировались отдельно. Теллурическое поле регистрировалось непрерывно, в каждом полевом пункте наблюдения в течение двух – трех суток, с шагом дискретизации 1 с (в отдельных случаях – 0.1 с). В качестве датчиков теллурического поля использованы диполи длиной 1–1.5 км, проложенные в направлении север–юг (ось X) и запад–восток (ось Y). Вариации геомагнитного поля регистрировались на обсерватории VLA (с. Горнотаёжное) и КНВ (с. Забайкальское). На обсерваториях были установлены магнитостатические датчики H_x , H_y , H_z компонент геомагнитного поля, обеспечивающие чувствительность 0.01 нТл. Регистрация выполнялась на цифровой носитель в режиме мониторинга с шагом дискретизации 1с. Синхронизация теллурических и магнитных записей осуществлялась с применением кварцевых часов и GPS приёмников. Ошибка синхронизации составляла от десятых долей до первых секунд.

Преобразование электрических сигналов, поступающих с датчиков поля, к цифровому виду производилось при помощи 24-битного аналогово-циф-

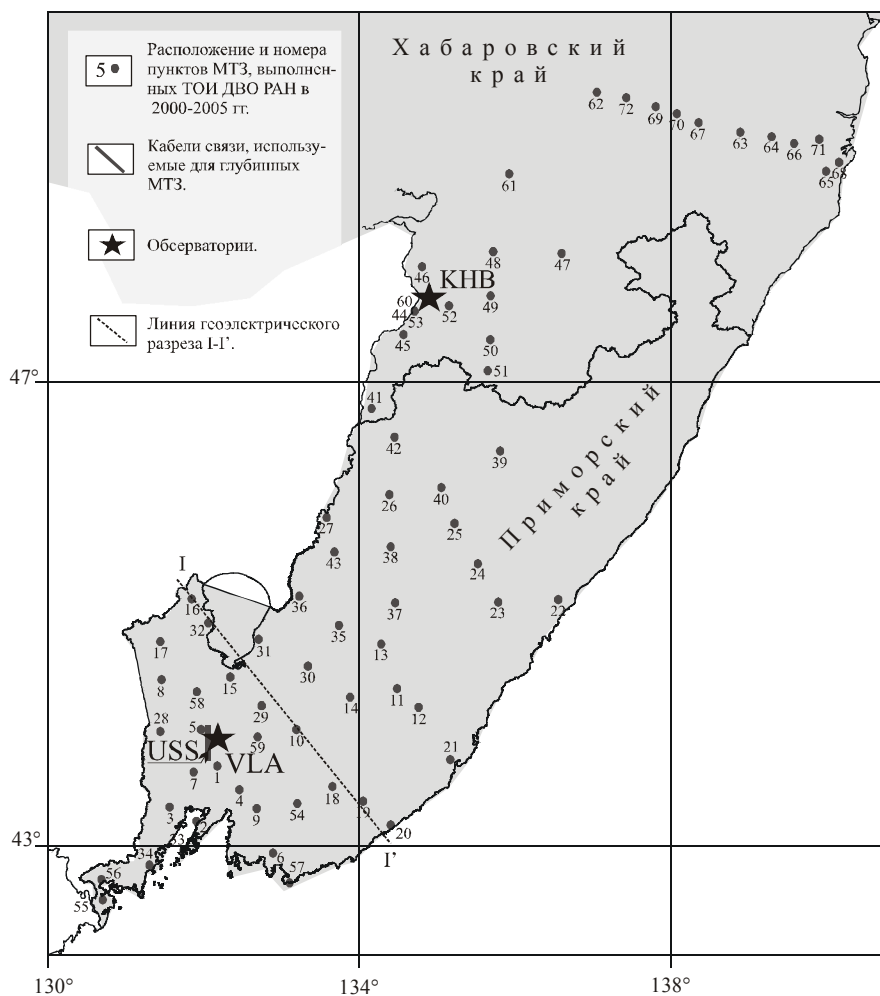


Рис. 1. Схема изученности территории электромагнитными методами зондирования.

VLA – обсерватория “Владивосток”;
 КНВ – обсерватория “Хабаровск”;
 USS – участок кабеля “РОС-ТЕЛЕКОМ”.

рового преобразователя Е-24. Это устройство позволило при всех уровнях электрических и магнитных возмущений работать без компенсации постоянной составляющей поля на чувствительности не менее 5 мкВ.

В 2004 году организован опорный пункт наблюдений МТЗ в г. Уссурийске, где в качестве приемного электрического диполя использован фрагмент телекоммуникационного кабеля связи «Ростелеком» длиной 26 км. Время регистрации вариаций магнитотеллурического поля, продолжительностью около 1 года, позволило получить опорную кривую МТЗ в диапазоне периодов до $3 \cdot 10^5$ с.

Схема расположения пунктов МТЗ показана на рис. 1. В каждом пункте наблюдений получены кривые кажущегося сопротивления: ρ_{xy} – для меридионального направления, ρ_{yx} – для широтного направления. Обработка полевых наблюдений осуществлялась на основе блока программ, разработанных Дмитриевым И.В. и обеспечивающих надежные построения кривых кажущегося сопротивления в диапазоне периодов от 10 до 5000 с.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Известно, что кажущееся сопротивление по направлению простирания и вкrest геоэлектрических сооружений наиболее отчетливо отражает их электропроводящую структуру [7]. Поскольку заранее не всегда удаётся выбрать оптимальное направление ориентировки измерительной системы, то обычно прибегают к процедуре пересчета кривых кажущегося сопротивления из направлений регистрации в так называемые “главные направления”. Два обстоятельства препятствуют использованию такой процедуры:

1. Район исследований находится в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов [5], где возможно не одно, а несколько “главных” направлений простирания геоэлектрических сооружений, наложенных друг на друга.

2. Как показали экспериментальные работы, заключающиеся в регистрации и обработке теллурического поля в направлениях север–юг, запад–восток, а также в промежуточных азимутах юго-восток–северо-запад и юго-запад–северо-восток, пересчеты

кажущегося сопротивления из-за сильного влияния приповерхностных неоднородностей осуществляются с большими погрешностями.

Следовательно, пересчет кривых МТЗ в главные направления представляется нецелесообразным. Как будет показано далее, районирование кривых МТЗ, полученных в направлениях регистрации, позволяет выделять протяженные геоэлектрические структуры и отождествлять их с геологическими образованиями.

Совокупность кривых ρ_{xy} можно разделить на четыре семейства, внутри которых четко сохраняется конформность (рис. 2). Для семейства 1а и 1б определяющим признаком является нисходящий характер в длиннопериодных частях и различие, связанное с особенностями в верхней части разреза. Кривые ρ_{xy} , принадлежащие к одному семейству, регистрируются на территории обширных районов (рис. 3а). Совокупность широтных кривых ρ_{yx} (рис. 2) разделяется на два семейства. К первому (I), отнесены кривые, на которых в длиннопериодных частях ярко выражены нисходящие ветви. Они аналогичны меридиональным кривым 1а, 1б. Кривые ρ_{yx} , отличающиеся слабым наклоном, отнесены к семейству II. Семейства I и II фиксируются в обособленных, сравнительно широких зонах, простирающихся в субширотном направлении (рис. 3б).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Во всех геоэлектрических районах кривые ρ_k при постоянстве формы меняются по уровню кажущегося сопротивления более чем в 1000 раз. Это связывается с искажающим влиянием неоднородностей электрического сопротивления приповерхностного слоя. Формальная количественная интерпретация индивидуальных кривых неминуемо приведет к грубым ошибкам в оценке параметров разреза. В этих условиях целесообразен анализ основных черт геоэлектрической модели Сихотэ-Алинской складчатой зоны, обеспечивающий закономерное поведение формы кривых МТЗ.

Обратимся к рис. 4, на котором показан характер сочленения осреднённых по выделенным геоэлектрическим районам кривых МТЗ с опорной кривой USS, полученной в результате длительной (12 мес.) регистрации вариаций на отрезке телефонного кабеля "РОСТЕЛЕКОМ" длиной 26 км, проходящем через г. Уссурийск в меридиональном направлении. На опорной кривой в диапазоне периодов от 1000 до 10000 с прослеживается перегиб, отождествляемый с низкоомным слоем. Моделирование разреза по различным программам [8, 11] ус-

тойчиво указывает на присутствие в разрезе относительно низкоомного слоя ($\rho \approx 50-80$ Ом·м) на глубине 180 км. Этот слой мы вслед за многими авторами трактуем как электропроводящую астеносферу. Выше залегает относительно высокоомная литосфера ($\rho \approx 1000-5000$ Ом·м). Как меридиональные кривые семейств 1а и 1б, так и широтные семейства I хорошо сочленяются с опорной кривой в интервале периодов более 1000 с. В зонах 1б и I, вследствие отсутствия проводящих образований в литосфере (в том числе и в земной коре), кровля астеносферы фиксируется наиболее отчётливо. В зоне 1а она частично экранирована проводящими образованиями в земной коре.

Наиболее значительный экранирующий эффект проявляется в зонах 2а, 2б и II, где осреднённые кривые сочленяются с опорной только на периодах более 10000 с. Численное моделирование указывает, что в этих районах развиты низкоомные ($\rho \approx 50-80$ Ом·м) образования в интервале глубин 30-90 км. Главным свойством этих образований является анизотропия электрического сопротивления: если проводник фиксируется в меридиональном направлении, то в широтном наблюдаются высокие сопротивления, и наоборот. Лишь в областях пересечения зон возможно проявление проводящих свойств в обоих направлениях.

Анизотропия электропроводности хорошо согласуется с представлениями об эволюции разломных зон в литосфере [13], согласно которым развитие сдвиговых зон происходит во времени через заложение многочисленных мелких разрывов, ориентированных под определёнными углами к магистральному шву. Системы таких разрывов, заполненные глубинными флюидами, образуют своеобразные анизотропно-проводящие тела, формирующие специфические кривые МТЗ. На рис. 5 показано, как анизотропно-проводящие комплексы пород трассируют известные по другим геолого-геофизическим данным глубинные разломы [4, 8]. При этом магнитотеллурические зондирования, в отличие от других методов, указывают на то, что переработка литосферного вещества происходит до глубин не менее чем 90 км. Наиболее мощными геоэлектрическими аномалиями выражены разломы северо-восточного направления: Комиссаровский, Алчанский, Западно-Сихотэ-Алинский, Самаркинский, Прибрежный [5]. Эти направления хорошо согласуются с генеральным направлением крупнейшей в регионе сдвиговой системы Тан-Лу. Характерно также и то, что геоэлектрические аномалии, связанные с перечисленными разломами, ограничиваются с востока Центрально-Сихоте-Алинским разло-

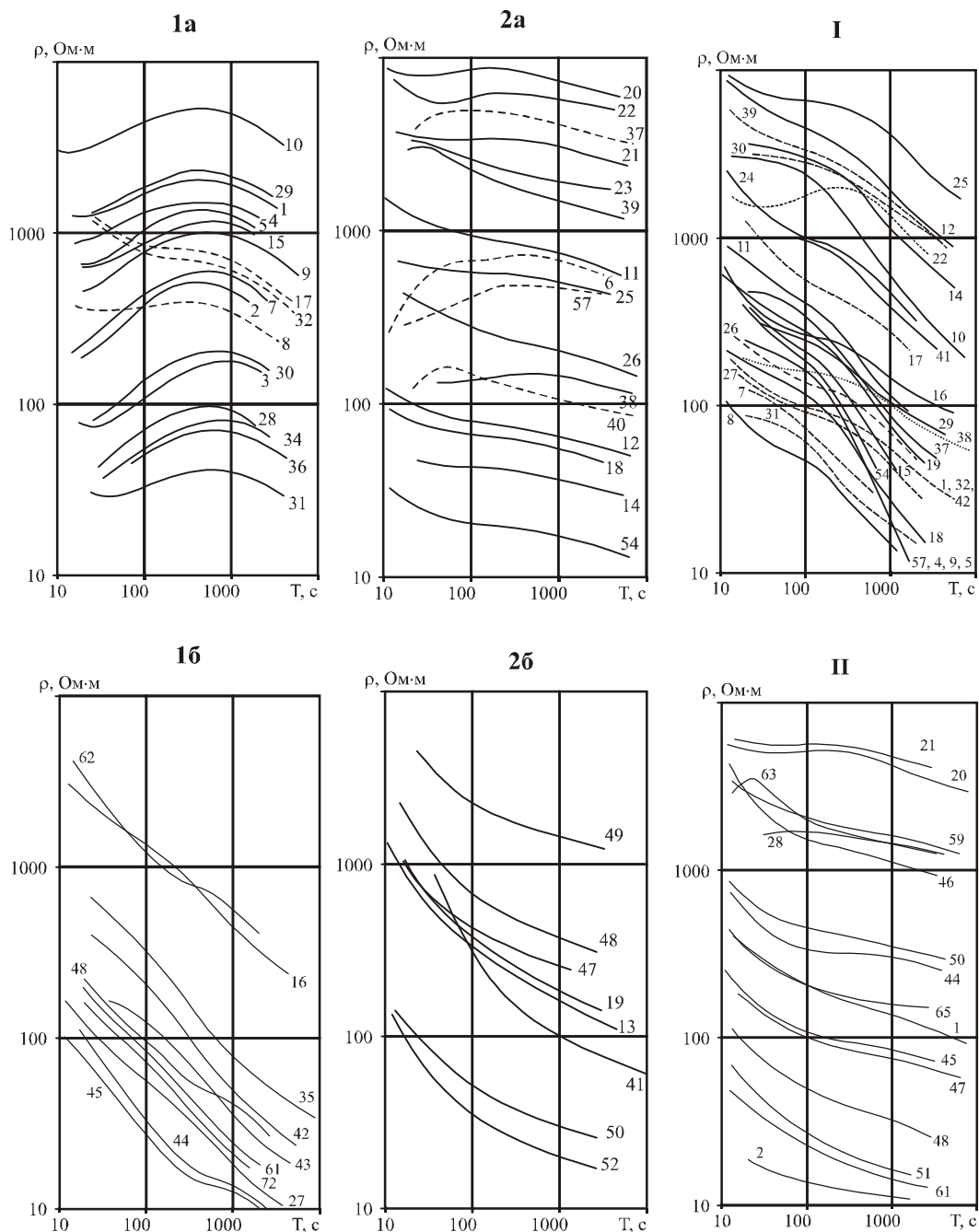


Рис. 2. Семейства кривых МТЗ.

1а, 1б, 2а, 2б – в меридиональном направлении тока; I, II – в широтном направлении тока.

мом. Движения по системе разнонаправленных разломов определяет некоторые особенности трещинообразования в земной коре.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПРИМОРЬЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

На геоэлектрическом разрезе по профилю точек МТЗ 16–20 в южной части Приморья (рис. 6) показаны

результаты интерпретации данных МТЗ. Относительно хорошо проводящая астеносфера залегает на глубине 150–170 км. Её кровля резко воздымается в юго-восточном направлении в сторону Японского моря, достигая в прибрежной части глубин порядка 100 км [10]. В этом же направлении отмечается уменьшение удельного электрического сопротивления и увеличение суммарной продольной проводи-

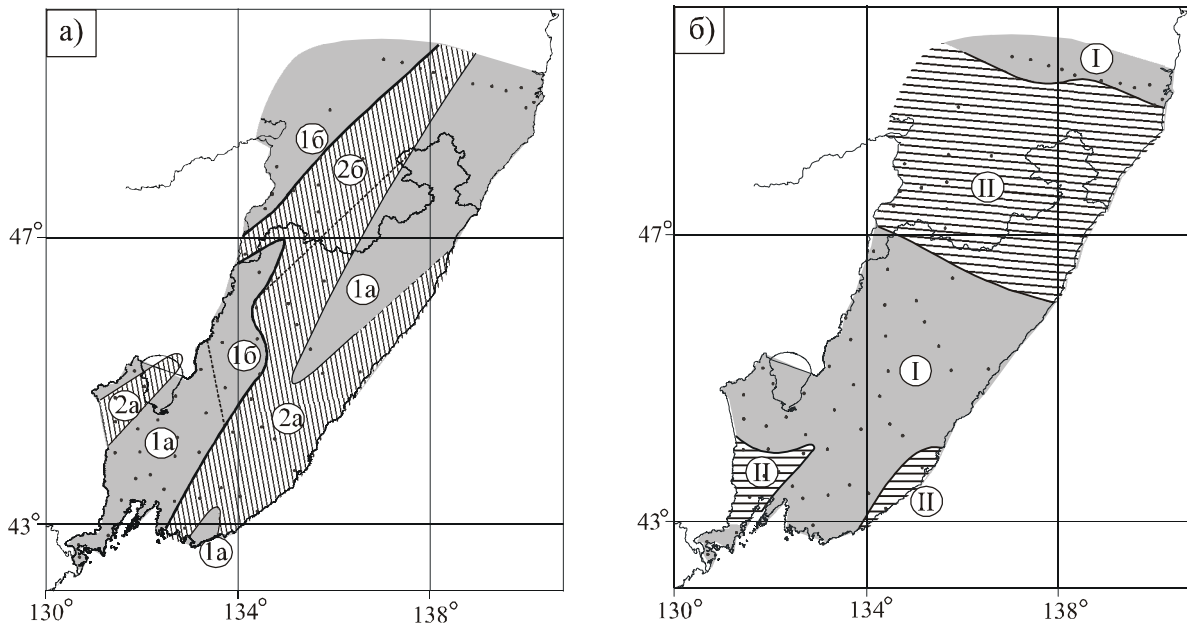


Рис. 3. Зоны расположения семейств меридиональных (а) и широтных (б) кривых МТЗ. Номера зон соответствуют номерам семейств на рис. 2.

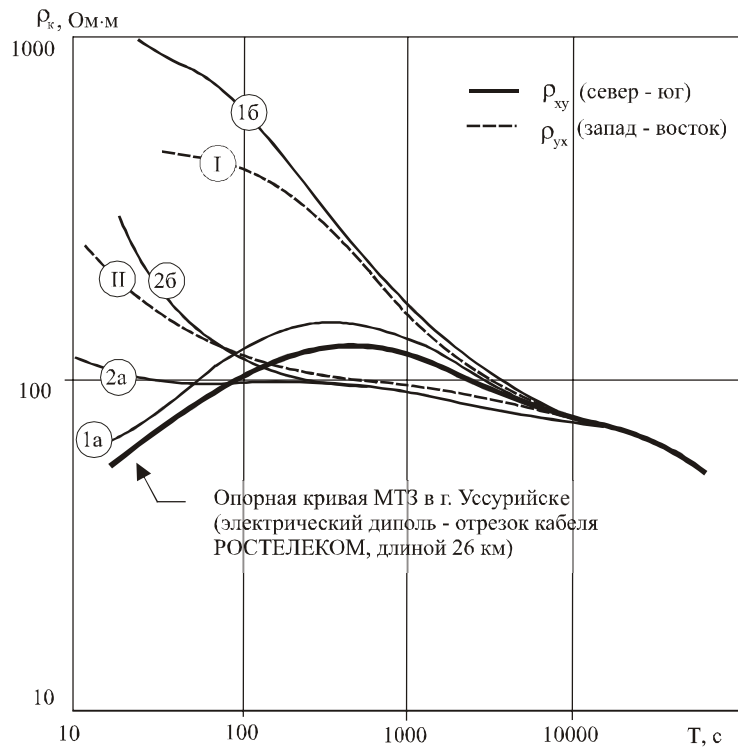


Рис. 4. Характер сочленения средних по зонам кривых МТЗ с опорной кривой USS.

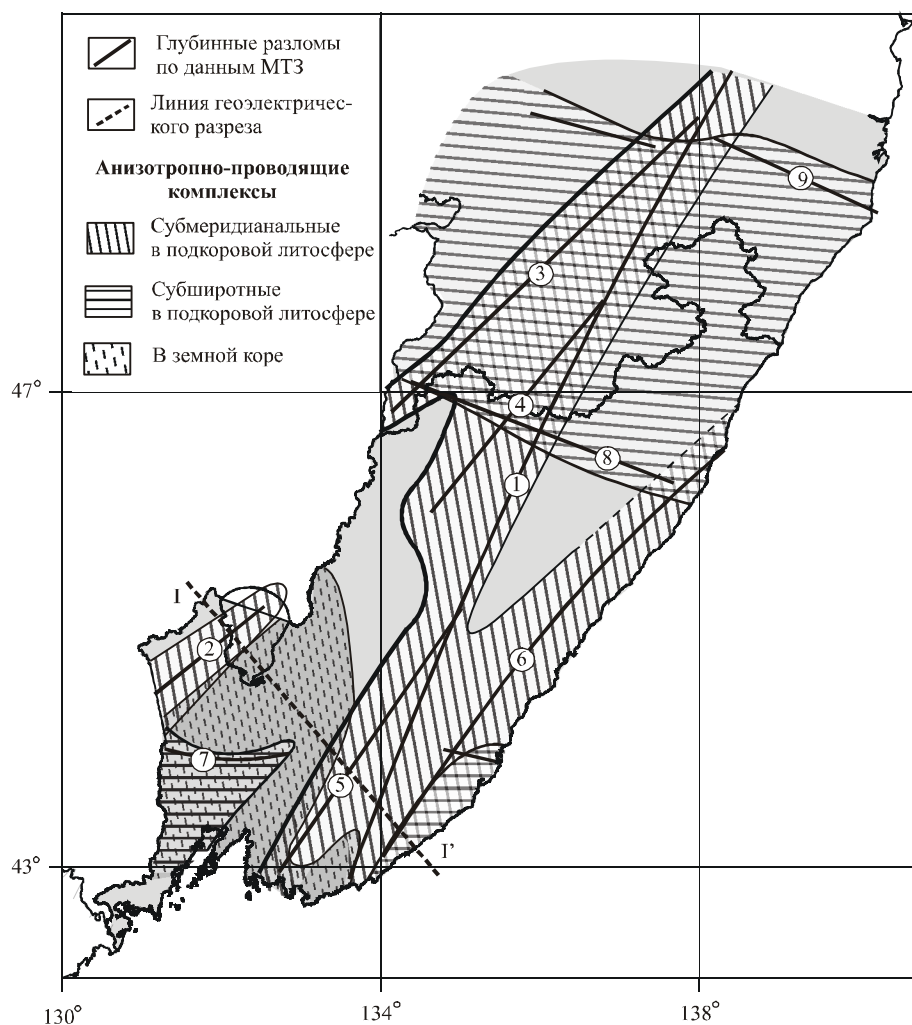


Рис. 5. Схема глубинных разломов и аномалии кажущегося сопротивления.

1 – Центрально-Сихотэ-Алинский; 2 – Комиссаровский; 3 – Алчанский; 4 – Западно-Сихотэ-Алинский; 5 – Самаркинский; 6 – Прибрежный; 7 – Южно-Сихотэ-Алинский; 8 – Бикинский; 9 – Совгаванский.

мости. Астеносферу перекрывает относительно высокоомная литосфера ($\rho \approx 500\text{--}1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Подошва земной коры (по данным Р.Г. Кулинича и др. 2005) ведёт себя согласно с кровлей астеносферы – воздымается в юго-восточном направлении. В земной коре электрическое сопротивление несколько выше, чем в подкоревой литосфере, и достигает значений $2000\text{--}5000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Магистральные швы глубинных разломов образуют в подкоревой литосфере зоны анизотропной проводимости (рис. 6б). В районе пункта МТЗ № 32 Комиссаровский разлом трассируется анизотропными образованиями в интервале глубин $35\text{--}90 \text{ км}$. Направление максимальной проводимости север-юг составляет угол около 50° к направлению магистрального шва. В районе точек МТЗ № 18, 19, 20 фиксируется объединенная анизотропная зона, связанная с Самаркиным, Центрально-Сихотэ-Алинским и Прибрежным глубинными разломами. Кровля ани-

зотропно-проводящего комплекса вторгается в земную кору, достигая глубин 15 км (пункты МТЗ № 10, 20).

Важным элементом геоэлектрической структуры земной коры является анизотропия электрического сопротивления, развитая на участках, заключенных между глубинными разломами (рис. 6а).

На участке профиля, расположенном между Комиссаровским и Самаркиным глубинными разломами, выделяется анизотропно-проводящая зона, развитая в земной коре в интервале глубин $7\text{--}20 \text{ км}$. Направление трещиноватости субмеридиональное. Сопротивление вдоль направления трещиноватости падает до $15\text{--}30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, а суммарная продольная проводимость достигает значений 300 См . В плане аналогичная зона зафиксирована также между Самаркиным и Центрально-Сихотэ-Алинским глубинными разломами (пункт МТЗ № 57, рис. 1). Отмеченные зоны в земной коре можно рассматривать как облас-

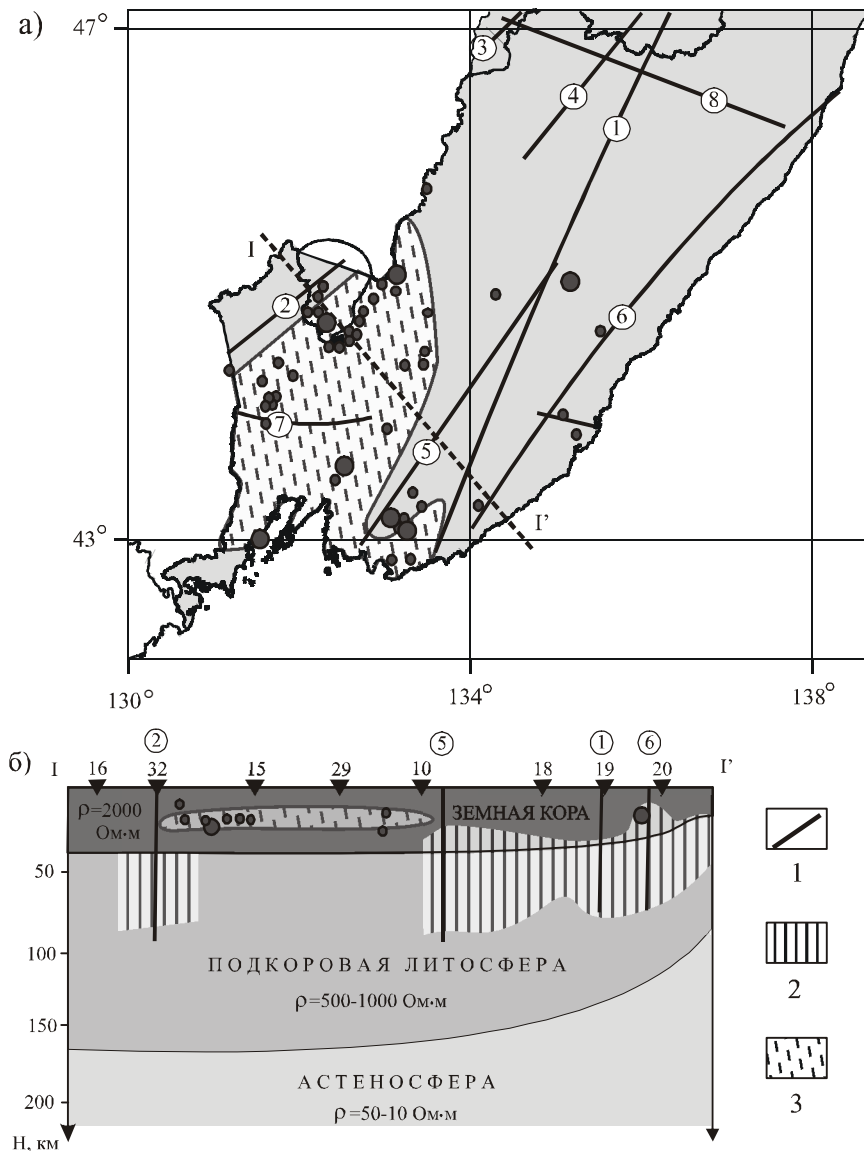


Рис. 6. Положение очагов коровых землетрясений относительно элементов геоэлектрической модели. а – в плане (условные обозначения на рис. 5); б – в разрезе. 1 – магистральные швы глубинных разломов; 2 – анизотропно-проводящие комплексы в подкоровой литосфере; 3 – анизотропно-проводящий комплекс в коре; 4 – очаги землетрясений; 5 – линия разреза Г-Г'; 6 – положение пунктов МТЗ.

ти повышенной трещиноватости, образованные в процессе развития кулисообразно расположенных литосферных разломов, известных в литературе под названием дуплексов [13]. В дуплексах растяжения развиваются отрывы, сбросы, косоориентированные сдвиги, которые заполняются глубинным флюидом и благодаря этому приобретают анизотропную проводимость.

Сопоставляя пространственное положение очагов коровых землетрясений Приморья с элементами глубинной геоэлектрической структуры (рис. 6), можно сделать следующие выводы:

– пространственное положение очагов коровых землетрясений контролируется, в основном, анизотропно-проводящим комплексом в средней части земной коры;

– единичные очаги коровых землетрясений тяготеют к магистральным швам глубинных разломов. Но и в этих случаях верхнемантийный анизотропно-проводящий комплекс внедряется в земную кору до глубин 15 км (например, Прибрежный разлом).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе магнитотеллурических зондирований получены новые данные о геоэлектрической структуре Приморья, которые свидетельствуют о том, что в ней представлены как горизонтальные, так и крутопадающие границы. Глубинные разломы отличаются особой анизотропно-проводящей структурой, благодаря чему могут надёжно трассироваться по результатам интерпретации МТЗ. Впервые выделены анизотропно-проводящие комплексы в земной коре.

Расположение в зоне сочленения литосферных разломов позволяет рассматривать их как своеобразную трещинную систему дуплексов, развивающихся в процессе эволюции сдвиговых систем. Показано, что не сами магистральные швы, а образованные ими дуплексы контролируют сейсмическую активность. В отсутствие дуплексов глубинные разломы чаще всего асейсмичны. Естественно предположить, что трещинные системы дуплексов и заполняющий их флюид могут быть весьма чувствительны к изменениям литосферного напряжения, возникающего в процессе движения литосферных блоков. Образование новых трещин, как и их закрытие, может существенно изменить анизотропно-проводящие характеристики дуплекса и тем самым отразиться в изменении кажущегося сопротивления. Следовательно, электромагнитный мониторинг по профилю эталонных пунктов МТЗ представляется важной и своевременной задачей.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05-05-64457-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляевский В.В., Мухин П.А., Басов М.Д. Возможности геоэлектрики при изучении тектоники Тянь-Шаня (на примере Кызыл-Кумов) // Геотектоника. 1994. № 2. С. 17–24.
2. Бердичевский М.Н., Булычев А.А., Гайнанов А.Г. Геофизические модели флюидонасыщенных зон литосферы и астеносферы // Вест. МГУ. 1994. Сер. 4. Геология. № 2. С. 17–24.
3. Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Голубцова Н.С. Опыт интерпретации МТ-зондирований в горах Малого Кавказа // Физика Земли. 1996. № 4. С. 99–117.
4. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент – океан. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с.
5. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцын, Малышев Ю.Ф. Новая российско-китайская тектоническая карта // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал 2 ГЕО. 2001. С. 28–29.
6. Кузнецов В.А., Никифоров В.М., Старжинский С.С. Роль глубинных разломов при изучении литосферы Японского моря с использованием подводного кабеля Находка–Наоэцу // Физика Земли. 2001. № 4. С. 74–76.
7. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 182 с.
8. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. В 3-х частях. ГГП Приморская ПСЭ, Дальневосточ. геол. ин-т ДВО РАН, Владивосток 1989.
9. Никифоров В.М., Старжинский С.С. О влиянии вертикальных проницаемых зон на повышение чувствительности МТ-зондирований на Сахалине // Тихоокеанский океанологический институт. Материалы годичной сессии 1994 г., Владивосток, 1997. С. 172–181.
10. Никифоров В.М., Старжинский С.С., Дмитриев И.В. и др. Геоэлектрическая структура тектоносферы юга Дальнего Востока и некоторые особенности ТЕ-моды в сверхнизкочастотном диапазоне // Второй Всероссийский симпозиум Сейсмоакустика переходных зон. Владивосток, 2001. С. 43–49.
11. Никифоров В.М., Пальшин Н.А., Старжинский С.С., Кузнецов В.А. Трёхмерный береговой эффект в Приморье // Физика Земли. 2004. № 8. С. 56–69.
12. Старжинский С.С. О геоэлектрическом разрезе Южного Приморья по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 88–90.
13. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Бордняков С.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: СО Наука. 1991. 262 с.

Поступила в редакцию 10 января 2006 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

V.M. Nikiforov, I.V. Dmitriev, S.S. Starzhinskiy

Deep geoelectrical structure and seismicity of Primorye (Far East)

The results of magnetotelluric soundings carried out in the Primorye territory are discussed. The deep geoelectrical structure is shown to be formed both by subhorizontal and steeply dipping interfaces. The latter are interpreted as deep-seated faults. In the junction zones of en echelon faults duplexes can develop, which due to filling-in of fractures with deep fluids acquire anisotropic electrical conductivity. Crustal earthquake foci are spatially and, probably, genetically related to such crustal rock complexes.

Key words: magnetotelluric sounding, resistivity anisotropy, deep faults, duplexes, seismic activity.

**СТРУКТУРА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-ВОСТОКА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АНАЛИЗА
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ**

Г.А. Стогний**, *Вас.В. Стогний**

**Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*

***Ботубинская геологоразведочная экспедиция АК "АЛРОСА", г. Мирный*

Структура кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы представляется в виде Оленёкского и Накынского архейских кратонов, разделённых позднепротерозойским Анабаро-Ленским подвижным поясом. Охарактеризована структура Анабаро-Ленского подвижного пояса, включающего Далдынский и Хапчанский сегменты, разделённые Билляхской тектонической зоной. Показано, что мезозойский кимберлитовый магматизм локализован в пределах Хапчанского сегмента Анабаро-Ленского подвижного пояса, а палеозойский кимберлитовый магматизм – в пределах Оленекского архейского кратона.

Ключевые слова: архейский кратон, подвижный пояс, гравитационное поле, магнитное поле, Анабарский щит, Сибирская платформа.

ВВЕДЕНИЕ

Подход к типизации структуры земной коры северо-восточной части Сибирской платформы определяет прогнозную оценку данного региона на алмазы и направление поисково-ревизионных исследований. Согласно известному "правилу Клиффорда", алмазносный кимберлитовый магматизм приурочен к архейским кратонам. Имеющиеся схемы строения кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы в системе архейских кратонов и разделяющих их разновозрастных подвижных поясов [3, 4, 7, 8, 15 и др.] различаются как по типизации тектонических структур, так и по интерпретации природы гравитационных и магнитных аномалий данного региона. Крупным выступом фундамента северо-востока Сибирской платформы является Анабарский кристаллический щит, в связи с этим актуален вопрос его тектонического районирования и оценки характера проявления структурных элементов в магнитном и гравитационном полях.

Анабарский щит В.М. Мишнин с соавторами [7] включили в одноимённый архейский кратон, а В.Г. Кушев с соавторами [4] отнесли его структуры к протерозойскому подвижному поясу. А.В. Синицын [10] восточную часть Анабарского щита рассматривает в рамках Оленёкского архейского крато-

на, а центральную и западную – Анабаро-Ленского подвижного пояса. Согласно Ю.А. Дукарту, Е.И. Борису [3], западная и восточная части Анабарского щита представляют, соответственно, Анабаро-Олёкминский и Анабаро-Жиганский складчатые пояса. О.М. Розен [8] западную и центральную части Анабарского щита рассматривает как самостоятельные террейны, сложенные эндербитами и мафическими гранулитами с возрастом вещества 3.1–3.0 млрд. лет, а восточную часть как Хапчанский складчатый пояс, сложенный комплексом парагнейсов и метакарбонатов с возрастом вещества 2.4–2.0 млрд. лет.

Региональные линейные магнитные максимумы Анабарского щита авторы монографии [14] отождествили с архейскими зеленокаменными трогами (Маганским, Котуйкан-Монхоолинским, Желиндинским) Анабаро-Айхальской гранулитогнейсовой области. Данные магнитные максимумы А.П. Смелов [15] рассматривает как зоны тектонического меланжа. О.М. Розен с соавторами [9] в структуре магнитного поля Анабарского щита выделяют три аномальные области, которые интерполируют на весь северо-восток Сибирской платформы и сопоставляют с Маганским, Далдынским и Беректинским террейнами.

Региональные линейные максимумы Анабарской антеклизы М.З. Глуховский, В.М. Моралёв [2] связывают с мафическими дайками позднеархейс-

кого Хатангского роя, которые на Анабарском щите входят в состав гранулитового комплекса и представлены пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами мощностью от первых до нескольких десятков метров. Внедрение даек, по их мнению, произошло в горячую пластичную среду при формировании Хатангского роя по механизму пропегации нижнекоревой тектонической пластины с магматическими очагами от центра мантийного плюма или горячей точки, расположенных в зоне экватора.

А.А. Межвилк [6] три линейные (северо-западного направления) отрицательные магнитные аномалии восточного края Анабарского щита, протягивающиеся от устья р. Попигай до пос. Жиганск, объединил в зону Муна-Анабарского глубинного разлома.

Такая неоднозначность как в районировании геофизических полей, так и в интерпретации природы региональных аномалий северо-востока Сибирской платформы при обосновании строения её кристаллического фундамента обуславливает наше обращение к вопросу анализа структуры магнитного и гравитационного полей Анабарского щита. При этом за основу взят характер отражения в гравитационном и магнитном полях архейских кратонов и разделяющих их подвижных поясов восточной части Северо-Азиатского кратона, а также аналогичных структур Африканской платформы и Австралии [11]. Анализ этих материалов показал, что для подвижных поясов обычно характерна полосчатая структура гравитационного и магнитного полей, в то время как для архейских кратонов, отражающихся крупными отрицательными региональными аномалиями силы тяжести, – мозаично-блоковое строение.

РАЙОНИРОВАНИЕ МАГНИТНОГО И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЕЙ АНАБАРСКОГО ЩИТА

Архейские метаморфические комплексы Анабарского щита, согласно [5], разделены Монхоолинской и Билляхской тектоническими зонами на три блока – Западный, Центральный и Восточный, различающиеся прежде всего долевым участием в разрезах главных стратиграфических подразделений: далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий. Центральный блок, ограниченный Монхоолинской зоной с запада и Билляхской – с востока, сложен гранулитами далдынской и верхнеанабарской серий. Западный блок характеризуется преимущественным развитием гранулитов верхнеанабарской серии, а Восточный блок – хапчанской серии. Крупные зоны тектонических нарушений (Билляхская, Харапская, Монхоолинская, Ламуйкская и Маганская) выполнены полиметаморфическими образова-

ниями, массивами гранитоидов и анортозитов. Краевые швы, ограничивающие зоны, чаще всего имеют крутое падение, прямолинейные очертания и сложены милонитами мощностью до 2 км.

Магнитное поле. Сложно дифференцированное аномальное магнитное поле Анабарского щита представляет собой системы сопряжённых узких (до 1 км) линейных аномалий разного знака протяжённостью 5–10 км, имеющих главным образом северо-западные и субмеридиональные направления. Схема районирования магнитного поля региона Анабарского щита, построенная на основе оценки морфологии и преимущественного простирания осей локальных линейных аномалий, приведена на рис. 1. При её составлении использованы изданные карты магнитного поля масштаба 1:1 000 000. В структуре магнитного поля Анабарского щита по вышеназванным признакам выделено две аномальные области: Анабаро-Жиганская и Магано-Виллюйская.

В контуры Анабаро-Жиганской аномальной области, прослеженной от Хатангского залива до Верхоянской складчатой области, объединена система узких интенсивных (10–20 мЭ) линейных аномалий разного знака, имеющих общее северо-западное простирание. Данная область включает Центральный и Восточный (по [5]) блоки Анабарского щита, а её за-

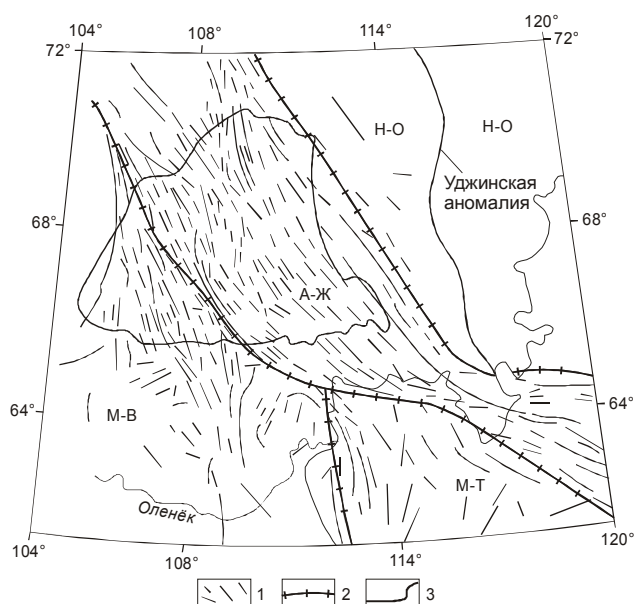


Рис. 1. Схема районирования магнитного поля северо-востока Сибирской платформы.

1 – оси линейных положительных аномалий; 2 – границы аномальных областей; 3 – контуры Анабарского щита. Аномальные области: А-Ж – Анабаро-Жиганская; Н-О – Ниже-Оленёкская; М-В – Магано-Виллюйская, М-Т – Муна-Тюнгская.

падная граница практически совпадает с Монхоолинской тектонической зоной. Магано-Вилуйская аномальная область выделена по преобладающему субмеридиональному простиранию линейных аномалий. Для расположенной восточнее Нижне-Оленёкской аномальной области характерно слабоинтенсивное магнитное поле, осложнённое в центральной части субмеридиональным (практически по 116° в.д.) Уджинским линейным максимумом шириной до 60 км, протягивающимся более чем на 500 км от устья Анабара до Маакской излучины р. Оленёк.

Структуру среднечастотной составляющей магнитного поля региона Анабарского щита иллюстрирует рис. 2. Контуры щита охватывают центральную часть Маганского максимума, северную часть Ламуйкского максимума, а также центральную и южную части Котуйканского магнитного максимума, продолжением которого является Южно-Анабарская аномалия. В среднечастотной составляющей, в которой может отражаться определённый глубинный срез, тонкая полосчатость и линейность исходного магнитного поля исчезает, однако сохраняется преобладающее простирание аномалий. Маганский и Ламуйкский магнитные максимумы подчёркивают характер Магано-Вилуйской аномальной области. Котуйканский максимум в пределах Анабарского щита ограничивает с запада Анабаро-Жиганскую аномальную область магнитного поля.

Гравитационное поле. Структура гравитационного поля Анабарского щита при общем увеличении интенсивности поля силы тяжести в восточном направлении более чем на 20 мГал существенно различается для его западной и восточной частей как морфологией аномалий, так и их ориентацией (рис. 3). Центральному и Восточному блокам Анабарского щита соответствуют Далдынский и Хапчанский крупные линейные (более 350 км) максимумы северо-западного направления, согласные с простиранием пород далдынской и хапчанской серий. Сопряжённые с Далдынским и Хапчанским максимумами Монхоолинский и Билляхский узкие минимумы поля силы тяжести в плане отвечают Монхоолинской (Котуйкан-Монхоолинской) и Билляхской тектоническим зонам. Гравитационное поле Западного блока имеет мозаичную структуру, выраженную в разной ориентации локальных минимумов и максимумов. Характерное для Центрального и Восточного блоков северо-западное направление гравитационных аномалий меняется в пределах Западного блока на меридиональное и северо-восточное. Крупные массивы анортозитов проявляются гравитационными минимумами интенсивностью 4–10 мГал.

Далдынский и Хапчанский гравитационные максимумы, Монхоолинский, Билляхский и Малокуонамский минимумы северо-западного направления продолжаются с небольшими перерывами в юго-восточном направлении. Данные две цепочки крупных

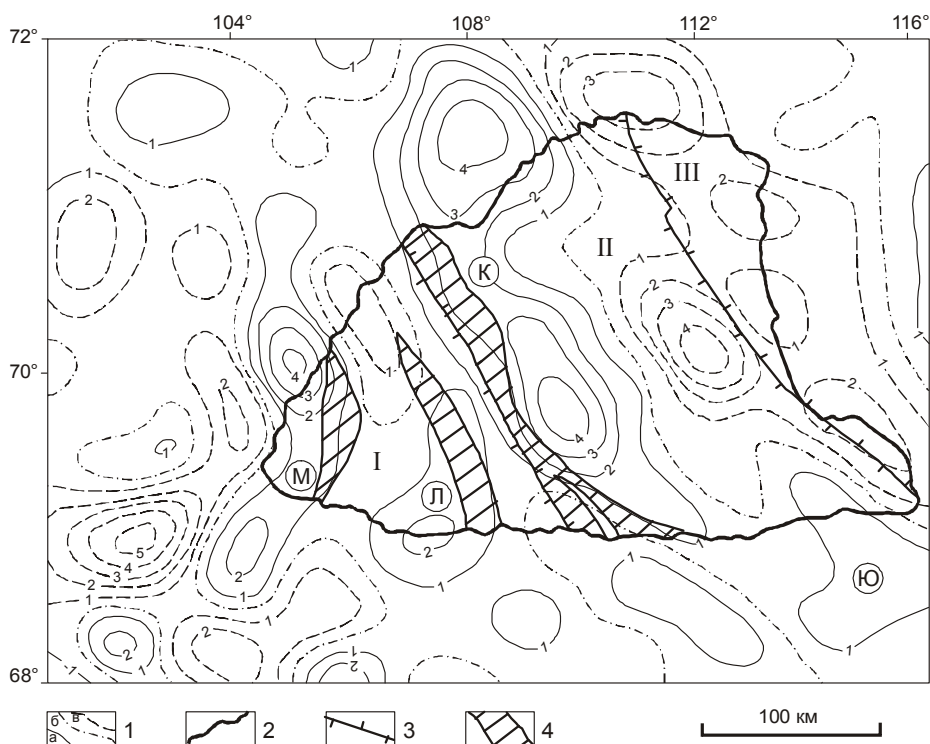


Рис. 2. Схема среднечастотной составляющей магнитного поля Анабарского щита.

1 – изодинамы: а – положительные, б – нулевая, в – отрицательные; 2 – контур Анабарского щита; 3 – границы блоков, по [5]; 4 – зоны диафтореза. Блоки: I – Западный, II – Центральный, III – Восточный. Положительные аномалии магнитного поля: М – Маганская, Л – Ламуйкская, К – Котуйканская, Ю – Южно-Анабарская.

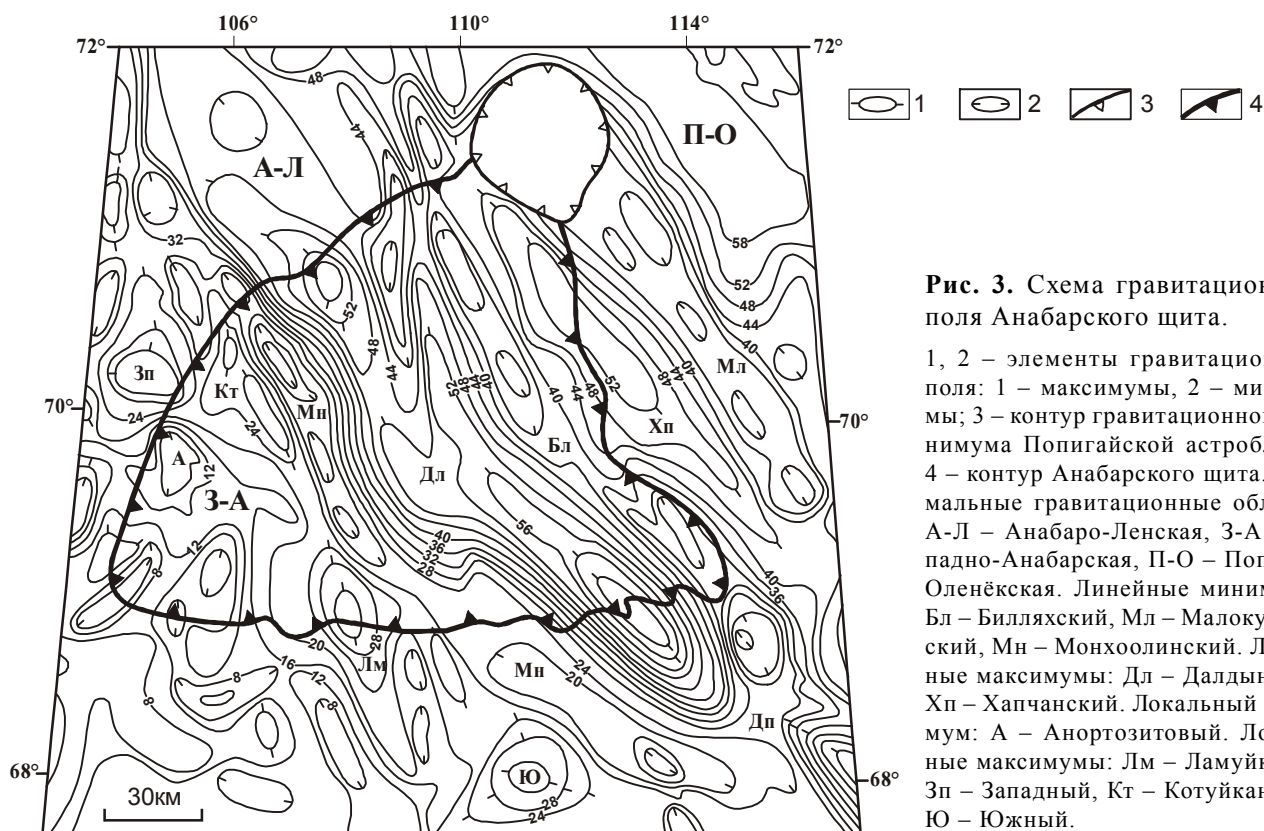


Рис. 3. Схема гравитационного поля Анабарского щита.

1, 2 – элементы гравитационного поля: 1 – максимумы, 2 – минимумы; 3 – контур гравитационного минимума Попигайской астроблемы; 4 – контур Анабарского щита. Аномальные гравитационные области: А-Л – Анабаро-Ленская, З-А – Западно-Анабарская, П-О – Попигай-Оленёкская. Линейные минимумы: Бл – Билляхский, Мл – Малокуонамский, Мн – Монхоолинский. Линейные максимумы: Дл – Далдынский, Хп – Хапчанский. Локальный минимум: А – Анортозитовый. Локальные максимумы: Лм – Ламуйкский, Зп – Западный, Кт – Котуйканский, Ю – Южный.

линейных максимумов и минимумов объединены нами в Анабаро-Ленскую гравитационную аномальную область, а мозаичное гравитационное поле Западного блока Анабарского щита отнесено к Западно-Анабарской аномальной области. Восточнее и севернее Анабаро-Ленской аномальной области гравитационное поле имеет мозаично-блоковый характер и выделено в Попигай-Оленёкскую аномальную область.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПРИРОДЫ МАГНИТНЫХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ АНАБАРСКОГО ЩИТА

Данные по магнитным свойствам пород Анабарского щита обобщены в работе [13]. Магнитная восприимчивость метаморфических образований изменяется в очень широких пределах ($10-10000 \cdot 10^{-5}$ СИ). Коэффициент вариации всех магнитных параметров в среднем составляет 200–300%. Средняя магнитная восприимчивость далдынской серии равна $250 \cdot 10^{-5}$ СИ, верхнеанабарской серии – $180 \cdot 10^{-5}$ СИ, хапчанской серии – $110 \cdot 10^{-5}$ СИ. Магнетитсодержащие породы, в том числе магнетитовые кварциты и магнетитовые двупироксен-гранатовые кристаллические сланцы с содержанием магнетита до 20 %, образуют линзовидные и лентовидные тела протяжённостью от 2 до 4 км.

Широкое развитие линз и пластов магнетитсодержащих пород в составе далдынской и верхнеанабарской серий и определило линейно-полосчатую структуру магнитного поля Анабарского щита. Пласты магнетитсодержащих пород имеют субвертикальное падение, что снижает влияние размагничивающего фактора и способствует увеличению интенсивности магнитных аномалий. Исходя из структуры магнитного поля можно предположить наличие в пределах Анабарского щита узких (1–5 км) синклинорных и антиклинорных складок, сформированных в условиях сжатия. Крупным зонам тектонических нарушений (Билляхская, Малокуонамская, Монхоолинская и др.) обычно соответствуют линейные магнитные минимумы, что связано с заполнением их массивами слабомагнитных гранитов и анортозитов.

Двумерная автокорреляционная функция аномального магнитного поля Анабарского щита имеет вытянутость в север–северо-западном направлении, радиусы её автокорреляции на уровне 0.2 по большой и малой осям вытянутости составляют 44 и 18 км, их отношение равно 2.4. Радиусы автокорреляции по большой и малой осям вытянутости на уровне 0.5 равны соответственно 10 и 7 км при их отношении 1.4, с дальнейшим увеличением радиуса автокорре-

лянии форма изолиний автокорреляционной функции приближается к изометричной.

Соответствие контуров Анабаро-Жиганской магнитной и Анабаро-Ленской гравитационной аномальных областей указывает на то, что в них проявляется один и тот же тектонический объект, при этом в структуре исходного магнитного поля отражается главным образом характер распространения линз и пластов магнетитсодержащих пород в верхней части разреза, а в гравитационном поле – его тектоническое строение.

СТРУКТУРА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Вышеохарактеризованные критерии проявления тектонических элементов Анабарского щита в геофизических полях позволяют интерполировать их для перекрытой части кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы. Анабаро-Ленская гравитационная аномальная область интерпретируется нами как одноимённый подвижный пояс (рис. 4), при этом две цепочки крупных интенсивных максимумов отождествляются, соответственно, с Далдынским и Хапчанским сегментами.

Симметричное строение Анабаро-Ленского подвижного пояса практически сохраняется на всём его простирании [12]. Монхоолинская тектоническая зона в нашей интерпретации является юго-западной границей пояса, Билляхская тектоническая зона делит его на два сегмента, а Малокуонамская тектоническая зона, полностью перекрытая осадочным чехлом, ограничивает пояс с северо-востока.

Далдынский сегмент пояса сложен гранулитам далдынской и анабарской серий, а Хапчанский сегмент – гранулитами анабарской и хапчанской серий. В составе хапчанской серии преобладают высокоглинозёмистые, известково-силикатные и карбонатные породы: графит-биотит-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы, гранат-кордиеритовые и гранат-силлиманит-кордиеритовые, диопсид-скаполитовые гнейсы, а также мраморы и кальцифиры. Условия метаморфизма пород далдынской серии – $T=820-950^{\circ}\text{C}$, $P=8-11$ кбар, а хапчанской серии – $T=750-820^{\circ}\text{C}$, $P=5.5-7.5$ кбар [13]. Массивы анортозитов с возрастом 2.55 млрд лет [8] и гранитоидов приурочены к Билляхской, Монхоолинской и Малокуонамской зонам тектонических нарушений. В северной части Монхоолинской тектонической зоны закартированы крупные массивы анортозитов, проявляющиеся отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями. Западный и Центральный анортозитовые массивы локализованы в пределах

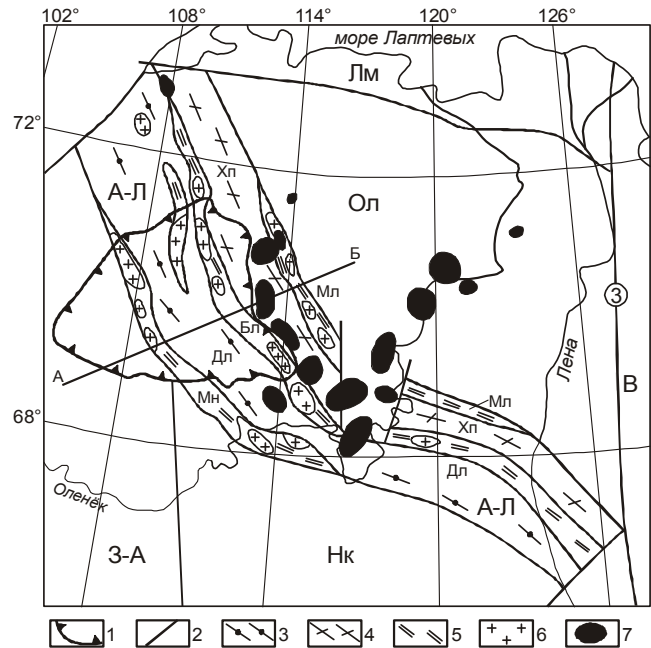


Рис. 4. Схема строения Анабаро-Ленского подвижного пояса кристаллического фундамента северо-восточной части Сибирской платформы.

1 – контур Анабарского щита; 2 – межгеоблоковые разломы (3 – Западноверхоянский); 3–5 – элементы Анабаро-Ленского подвижного пояса: 3 – Далдынский (Дл) сегмент, 4 – Хапчанский (Хп) сегмент, 5 – зоны тектонических нарушений (Мн – Монхоолинская, Бл – Билляхская, Мл – Малокуонамская); 6 – массивы гранитов и анортозитов; 7 – кимберлитовые поля. Архейские кратоны: Ол – Оленёкский, Нк – Накынский. Подвижные пояса: А-Л – Анабаро-Ленский; 3-А – Западно-Анабарский. Геоблоки: В – Верхоянский; Лм – Лаптевоморский. АБ – линия геолого-геофизического разреза.

единого гравитационного минимума амплитудой 8 мГал, что позволяет рассматривать их как части единого интрузива, мощность которого при плотности анортозитов, равной 2.70 г/см³, оценивается в 6 км. Восточный массив анортозитов не находит отражения в материалах гравиметрической съёмки масштаба 1:200 000, что можно объяснить его незначительными протяжённостью и мощностью при близкой плотности анортозитов и полиметаморфических пород Монхоолинской тектонической зоны. Возраст формирования протолита пород далдынской серии оценивается в 3.1 млрд лет, хапчанской серии – в 2.4 млрд лет [8].

В южной части Анабаро-Ленского пояса Приленской скважиной вскрыты гранат-силлиманитовые гнейсы и гранат-биотитовые плагиогнейсы гранулитовой фации с TNd(DM) датировками в 2281–2224 млн лет [15].

Принципиальная модель строения Анабаро-Ленского подвижного пояса по линии АБ (рис. 4, 5) создана с учётом имеющихся материалов по изучению плотности пород Анабарского щита. По данным [13], средняя плотность серий увеличивается от верхне-анабарской (2.76 г/см^3) и хапчанской (2.77 г/см^3) к далдынской (2.83 г/см^3), а средняя плотность полиметаморфических пород тектонических зон принята равной 2.72 г/см^3 . Амплитуда Далдынского и Хапчанского гравитационных максимумов практически равна и составляет около 40 мГал, однако отвечающие им Центральный и Восточный блоки Анабарского щита сложены комплексами пород, имеющими разную плотность, в связи с этим предполагается, что породы хапчанской серии развиты только в верхней части разрезов и оба блока на глубине имеют идентичный состав. Исходя из рассчитанной модели, Анабаро-Ленский подвижный пояс представляет собой в поперечном разрезе V-образную структуру, мощность которой не превышает 15 км, при этом

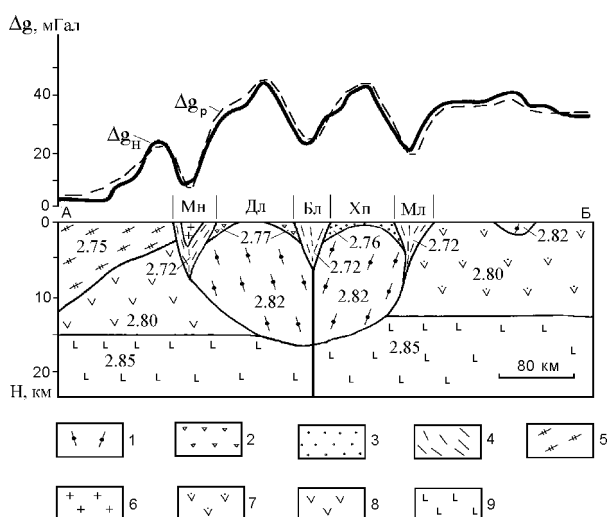


Рис. 5. Геолого-геофизическая модель глубинного строения Анабаро-Ленского подвижного пояса по линии АБ (см. рис. 4).

1–3 – раннедокембрийские метаморфические образования: 1 – далдынской серии, 2 – анабарской серии, 3 – хапчанской серии; 4 – полиметаморфические образования тектонических зон (Бл – Билляхская, Мл – Малокеюнамская, Мн – Монхоолинская); 5 – метаморфические комплексы раннепротерозойского Западно-Анабарского пояса; 6 – граниты с плотностью 2.65 г/см^3 ; 7–8 – метаморфические комплексы архейских кратонов: 7 – Оленёкского, 8 – Накынского; 9 – структурно-вещественные комплексы средней части земной коры. Сегменты Анабаро-Ленского подвижного пояса: Дл – Далдынский, Хп – Хапчанский. Цифры на разрезе – плотности в г/см^3 . Кривые силы тяжести: Δg_n – наблюдаемая, Δg_p – расчётная.

Билляхская зона тектонических нарушений является структурообразующей. Анабаро-Ленский подвижный пояс “срезает” Западно-Анабарский подвижный пояс и делит кристаллический фундамент северо-восточной части Сибирской платформы на Оленёкский и Накынский кратоны. Последние в архее, вероятно, представляли собой единый Якутский протократон, и лишь сформированная в протерозое транспрессионная структура Анабаро-Ленского подвижного пояса разделила их, причём в центральной части пояса сохранился выступ Оленёкского кратона. Северная часть Западно-Анабарского подвижного пояса обнажается в Западном блоке Анабарского щита, в пределах которого развиты гранулиты маганского комплекса, условия их метаморфизма [13]: $T=780\text{--}850^\circ\text{C}$ и $P=7\text{--}8.5 \text{ кбар}$.

Кимберлитовые поля северной части Якутской алмазоносной провинции локализованы как в пределах протерозойского Анабаро-Ленского подвижного пояса, так и в пределах Оленёкского архейского кратона, причём если для первого характерны кимберлиты мезозойского возраста, то для второго – среднепалеозойского [1]. Мезозойские Орто-Ыаргинское, Старореченское, Ары-Мастахское, Дюкенское и Лукачанское кимберлитовые поля расположены в пределах Хапчанского сегмента, а Куранахское поле приурочено к Далдынскому сегменту Анабаро-Ленского подвижного пояса (рис. 4). Регион Эбеляхского кимберлитового поля, расположенного севернее Орто-Ыаргинского поля в пределах Оленёкского кратона, может быть перспективным на открытие алмазоносных кимберлитовых тел палеозойского возраста, возможно являвшихся источником россыпей алмазов. Такая закономерность, по нашему мнению, обусловлена следующим. Более глубинный (150–200 км) палеозойский кимберлитовый магматизм распределялся довольно равномерно по территории Оленёкского кратона, а мезозойский кимберлитовый магматизм с очагом на уровне 100–150 км проявлялся по зонам деструкции Анабаро-Ленского подвижного пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Охарактеризованные критерии проявления тектонических элементов Анабарского щита в геофизических полях позволяют интерполировать их для перекрытой части кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы. В контурах Анабаро-Ленской гравитационной области выделен одноимённый протерозойский подвижный пояс, состоящий из Далдынского и Хапчанского сегментов. Монхоолинская тектоническая зона является юго-западной границей пояса, Билляхская тектоническая

зона делит его на два сегмента, а Малокуонамская тектоническая зона, полностью перекрытая осадочным чехлом, ограничивает пояс с северо-востока. Исходя из разработанной модели, Анабаро-Ленский подвижный пояс представляет собой в поперечном разрезе V-образную структуру, мощность которой не превышает 15 км, при этом Билляхская зона тектонических нарушений является структурообразующей. Анабаро-Ленский подвижный пояс “срезает” структуры Западно-Анабарского подвижного пояса и делит кристаллический фундамент северо-восточной части Сибирской платформы на Оленёкский и Накынский архейские кратоны. Анабаро-Ленский подвижный пояс контролировал главным образом мезозойский кимберлитовый магматизм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯФ СО РАН. 1984. 128 с.
2. Глуховский М.З., Моралёв В.М. Рои мафических даек архея как индикаторы особенностей плюм-тектонического режима ранней Земли (на примере Сибирской платформы) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 57–74.
3. Дукарт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. Воронеж: ВГУ, 2000. 161 с.
4. Кушев В.Г., Синицын А.В., Мишин А.М., Натапов Л.М. Структурная позиция и продуктивность кимберлитов Восточно-Сибирской (Якутской) провинции // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 31–38.
5. Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 260 с.
6. Межвилк А.А. Муна-Анабарский глубинный разлом на Сибирской платформе // Геотектоника. 1979. № 6. С. 86–97.
7. Мишин В.М., Бадарханов В.И., Болоньев В.И. Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и минерации. Якутск: Изд-во ЯФ СО РАН, 1987. 151 с.
8. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
9. Розен О.М., Манаков А.В., Суворов В.Д. Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного корня // Геотектоника. 2005. № 6. С. 42–67.
10. Синицын А.В. Принципы тектонического анализа кимберлитовых провинций // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 17–23.
11. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат. 2005. 176 с.
12. Стогний Г.А., Стогний Вас. В. Региональные критерии прогноза кимберлитовых субпровинций востока Сибирской платформы на основе интерпретации гравимагнитных материалов // Рудогенез и металлогения Востока Азии. Якутск: Изд-во ЯГУ, 2006. С. 188–192.
13. Строение земной коры Анабарского щита / О.М. Розен, А.Н. Вишневецкий, М.З. Глуховский и др. М.: Наука, 1986. 198 с.
14. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С. Гусев, А.Ф. Петров, Г.С. Фрадкин и др. М.: Наука, 1985. 248 с.
15. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.

Поступила в редакцию 18 апреля 2006 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

G.A. Stogniy, V.V. Stogniy

The structure of crystalline basement of the northeastern Siberian platform based on results of the geophysical field analysis

The structure of the northeastern Siberian platform crystalline basement is envisioned as the Olenek and Nakyn Archean cratons separated by the Late Proterozoic Anabar-Lena mobile belt. A description is given of the inner structure of the Anabar-Lena mobile belt which comprises two segments, Daldyn and Khapchan separated by the Bilyakh tectonic zone. It is shown that Mesozoic kimberlite magmatism is localized in the Khapchan segment of the Anabar-Lena mobile belt; and Paleozoic kimberlite magmatism, within the Olenek Archean craton.

Key words: Archean craton, mobile belt, gravitational field, magnetic field, Anabar shield, Siberian platform.

**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕАМУРСКОГО РАЙОНА ПО ДАННЫМ
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ*****В.Б. Каплун****Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Проанализировано 125 магнитотеллурических зондирований, выполненных на юге Алдано-Станового щита и его складчатого обрамления, выбраны наименее искаженные амплитудные кривые, определена опорная кривая района исследований. Зондирования были разделены на пять профилей – три субмеридиональных, вкрест простирания основных структур, и два субширотных, вдоль простирания. В результате интерпретации построены геоэлектрические разрезы литосферы до глубин 130–150 км, на которых выделяется высокоомная земная кора с подстилающей ее низкоомной мантией и основные тектонические структуры, разделенные глубинными разломами. Геоэлектрические разрезы показывают неоднородное строение территории, особенно в пределах структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов. Наибольшей неоднородностью выделяется Гонжинский выступ в Центрально-Азиатском тектоническом поясе и Унахинский зеленокаменный пояс в Становой гранит-зеленокаменной области. Выявлено изменение сопротивления вдоль основных структуроконтролирующих разломов (Желтулакского, Южно- и Северо-Тукурингского) с запада на восток, что связывается с изменением геодинамической обстановки в этом направлении.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, глубинное строение, Алдано-Становой щит.

ВВЕДЕНИЕ

Район исследований охватывает зону сочленения южной окраины Алдано-Станового щита Сибирской платформы с Центрально-Азиатским тектоническим поясом и расположенную между ними часть Монголо-Охотского орогенного пояса, входящего в состав Тихоокеанского тектонического пояса [20] (рис.1).

Изучение глубинного строения литосферы данной территории проводилось электроразведочными (МТЗ [1, 15, 18, 19]) и сейсмическими (ГСЗ [5, 11], МОВЗ [2, 12], и МОВЗ-ГСЗ [6]) методами (рис. 1). Работы начали проводиться с 70-х годов прошлого века по отдельным профилям. Анализ имеющихся результатов геофизических работ показал, что Становая гранит-зеленокаменная область Алдано-Станового щита характеризуется аномалиями пониженных отрицательных значений гравитационного поля субширотного простирания, сочетанием северо-западных и северо-восточных аномалий магнитного поля различного знака, мощностью земной коры 37–45 км, отчетливо выделяемой на сейсмических разрезах границей на глубине 8–12 км, аномалиями

электропроводности на глубинах 20–40 км проводимостью 2–3 тыс. См. Центрально-Азиатский тектонический пояс выражен отрицательными значениями гравитационного поля разной интенсивности и дифференцированным магнитным полем с преобладанием отрицательных значений, сильной гетерогенностью и блоковым строением земной коры мощностью 36–42 км, проводящим слоем на глубинах 15–30 км. Для Монголо-Охотского складчатого пояса характерно резко неоднородное строение гравитационного и магнитного полей, вытянутых вдоль его простирания, потеря корреляции сейсмических границ, смещение основных горизонтов в зоне сочленения с Центрально-Азиатским складчатым поясом, сильное искажение магнитотеллурического поля и аномалии электропроводности на глубинах 10–15 км.

Несмотря на выполненные исследования, до настоящего времени для данной территории отсутствует геоэлектрическая модель литосферы. В данной работе все имеющиеся данные МТЗ были обобщены, проанализированы и проинтерпретированы с единых позиций и сопоставлены с результатами других геофизических методов.

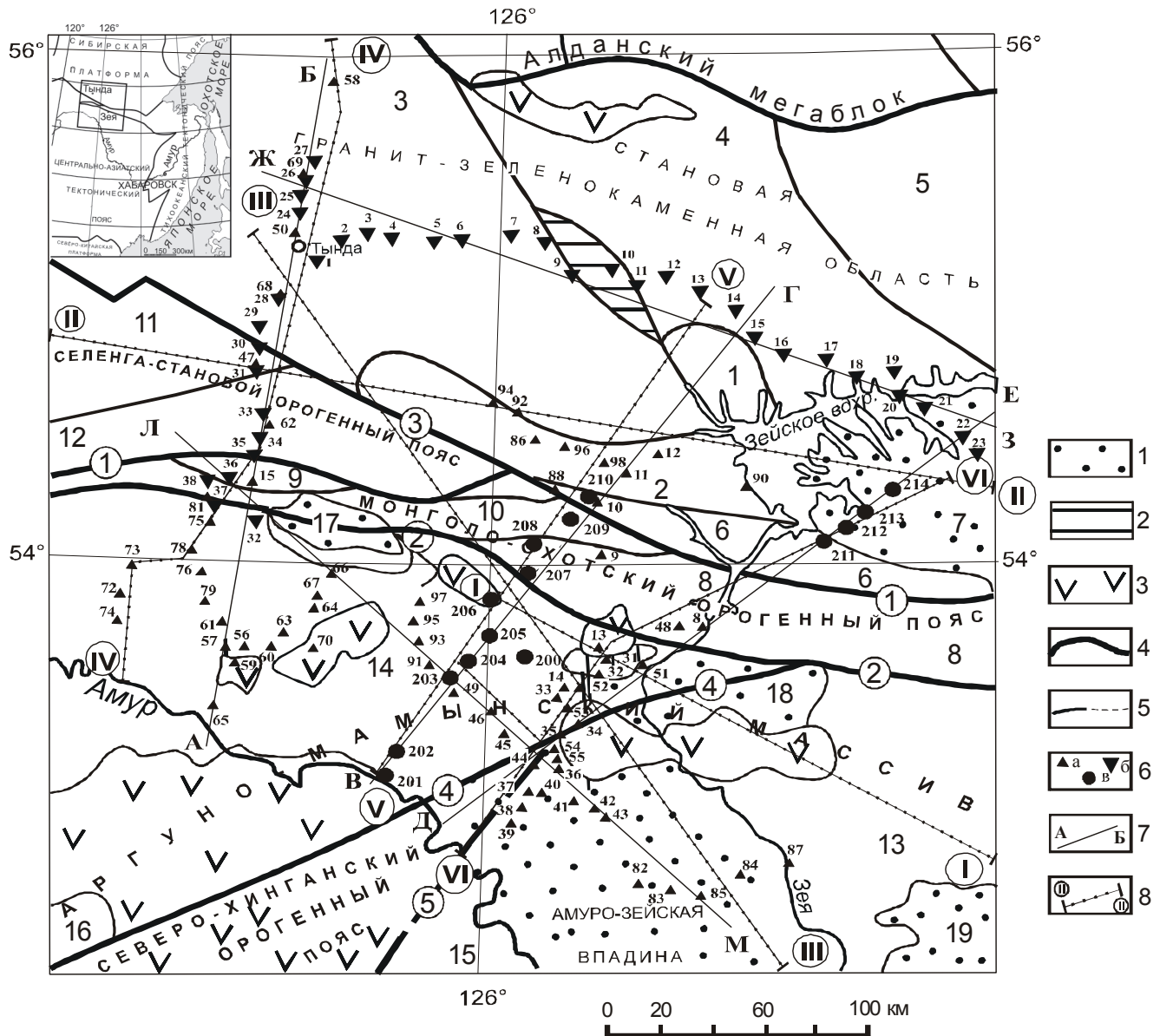


Рис. 1. Тектоническая карта района исследований [20] с упрощениями.

1 – мезозойско-кайнозойские впадины; 2 – Унахинский зеленокаменный пояс; 3 – вулканиты; 4–5 – границы тектонических подразделений: 4 – главные, 5 – второстепенные; 6 – пункты МТЗ, выполненные: а – ИТиГ ДВО РАН [18,19], б – “Иркутскгеофизика” [15], в – “Дальгеология” [1]; 7 – профили МТЗ; 8 – сейсмические профили (I–I – ГСЗ р.Зей–р.Селемджа–р.Буря [11], II–II – геотраверс ГСЗ Рубцовск–мыс Невельского [5], III – МОВЗ-ГСЗ [6], IV–IV – МОВЗ [2], V–V, VI–VI – МОВЗ [12].

Сибирская платформа. Становая гранит-зеленокаменная область (мегаблок). Блоки: 1 – Улаханский, 2 – Дамбукинский, 3 – Иликанский, 4 – Мульмугинский, 5 – Купуринский, 6 – Усть-Гилюйский. Мезозойско-кайнозойские впадины: 7 – Верхнезейская.

Тихоокеанский тектонический пояс. Монголо-Охотский орогенный пояс. 8 – Янкан-Тукурингская зона. Мезозойские впадины: 9 – Стрелкинская, 10 – Малотындинская.

Центрально-Азиатский тектонический пояс. Селенга-Становой орогенный пояс. Блоки: 11 – Могочинский, 12 – Урканский. Аргуно-Мамынский массив. Блоки: 13 – Мамынский, 14 – Гонжинский, 15 – Синьхуа, 16 – Аргунский. Мезозойско-кайнозойские впадины: 17 – Урканская, 18 – Среднезейская, 19 – Ушумунская.

Разломы (цифры в кружках): 1 – Северо-Тукурингский, 2 – Южно-Тукурингский, 3 – Джелтулакский, 4 – Дербуганский, 5 – Синьлин.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Алдано-Становой щит Сибирской платформы в пределах области исследования представлен Становой гранит-зеленокаменной областью, включающей в себя Улаханский, Дамбукинский, Иликанский, Мульмугинский, Купуринский и Усть-Гилюйский блоки, Унахинский зеленокаменный пояс. Становая гранит-зеленокаменная область протягивается в субширотном направлении и ограничена с севера Становой, а с юга Монголо-Охотской зонами разломов, с юго-запада – Джелтулакским разломом. Область консолидировалась в раннем докембрии и впоследствии подвергалась неоднократной тектонической и магматической активизации, наиболее интенсивной в мезозое. С мезозоем связано образование массивов гранитоидов и надвигание Станового мегаблока на Алданский.

Монголо-Охотский орогенный пояс представлен Янкан-Тукурингской зоной, которая протягивается узкой полосой шириной 10–40 км в субширотном направлении между Северо- и Южно-Тукурингскими разломами и представляет собой шовную межгеоблоковую структуру палеозойско-мезозойского развития. На северо-западе пояс граничит с каледонским Селенга-Становым орогенным поясом, на северо-востоке – со Становой областью, на востоке – Джагданская зона, а на юге – с Аргуно-Мамыньским массивом. В Янкано-Тукурингской зоне распространены зонально метаморфизованные в глаукофановой и зеленосланцевой фациях вулканогенно-кремнисто-терригенные образования. Южно-Тукурингский разлом сопровождается выходами пород палеозойского пиканского габбрового комплекса, представленного цепочкой крутопадающих плитообразных тел, подверженных дислокационному метаморфизму.

В Центрально-Азиатском тектоническом поясе в пределах изучаемой территории выделяются раннепалеозойские Селенга-Становой и Северо-Хинганский орогенные пояса и Аргуно-Мамыньский массив.

Селенга-Становой орогенный пояс представлен своим восточным окончанием и состоит из Могочинского и Урканского блоков, он с северо-востока отделен от Становой области Джелтулакским разломом, а на юге граничит с Монголо-Охотским орогенным поясом по Северо-Тукурингскому разлому. Основание Селенга-Станового пояса слагают метаморфические и плутонические образования раннего докембрия, образующие ряд блоков, различающихся особенностями геологического строения.

Аргуно-Мамыньский массив граничит с севера с Монголо-Охотским орогенным поясом по Южно-Тукурингскому разлому, состоит из Аргунского, Мамыньского, Гонжинского и Синьхуа раннедокембрийских блоков (выступов), окруженных краевыми прогибами и вулканическими поясами, и разделенных вклинивающимся между ними с юго-запада Северо-Хинганским орогенным поясом. Пликативные дислокации метаморфических толщ фундамента массива имеют преимущественно северо-восточное и субширотное простирание. В Гонжинском выступе выделены крупные куполовидные формы с пологим залеганием полосчатости и сланцеватости. В строении чехла участвуют позднекембрийские, палеозойские и мезозойские образования. Для формаций верхнего докембрия и нижнего кембрия характерны различные высокоуглеродистые породы, метаморфизованные разновидности которых представлены графитовыми рудами. Инъективные магматические структуры в пределах Мамыньского и Гонжинского выступов представлены породами средне-позднекаменноугольных габбро-гранодиорит-гранитового и габбро-гранодиоритового комплексов.

Северо-Хинганский орогенный пояс расположен в юго-западной части района исследований в форме клина северо-восточного простирания, рассекающего Аргуно-Мамыньский массив, с северо-запада граничит с ним по Дербуганскому разлому, а с юго-востока – по разлому Синьлин, и представлен зоной Итули Дахинганского позднеюрско-раннемелового вулканического пояса.

В районе широко развиты депрессионные структуры – краевые прогибы (Ольдойский, Гагско-Сагайский) и впадины (Верхнеамурская, Стрелкинская, Малотындинская, Урканская, Деспская, Верхне- и Среднезейская и наиболее крупная – Амуру-Зейская).

Большую роль в тектоническом строении региона играют разломы, основными из которых являются Северо- и Южно-Тукурингский и Джелтулакский, представляющие собой граничные структуры между Сибирской платформой и Центрально-Азиатским и Тихоокеанским тектоническими поясами. Вдоль этих разломов наблюдается наибольшая сейсмическая активность, субмеридиональное сжатие и субширотные сдвиговые перемещения. Кроме этого, большое значение в строении региона имеют северо-восточные разломы Центрально-Азиатского пояса, такие как Дербуганский и Синьлин. Подобное сочленение субширотных структур Становой области и Монголо-Охотского орогенного пояса с северо-восточными

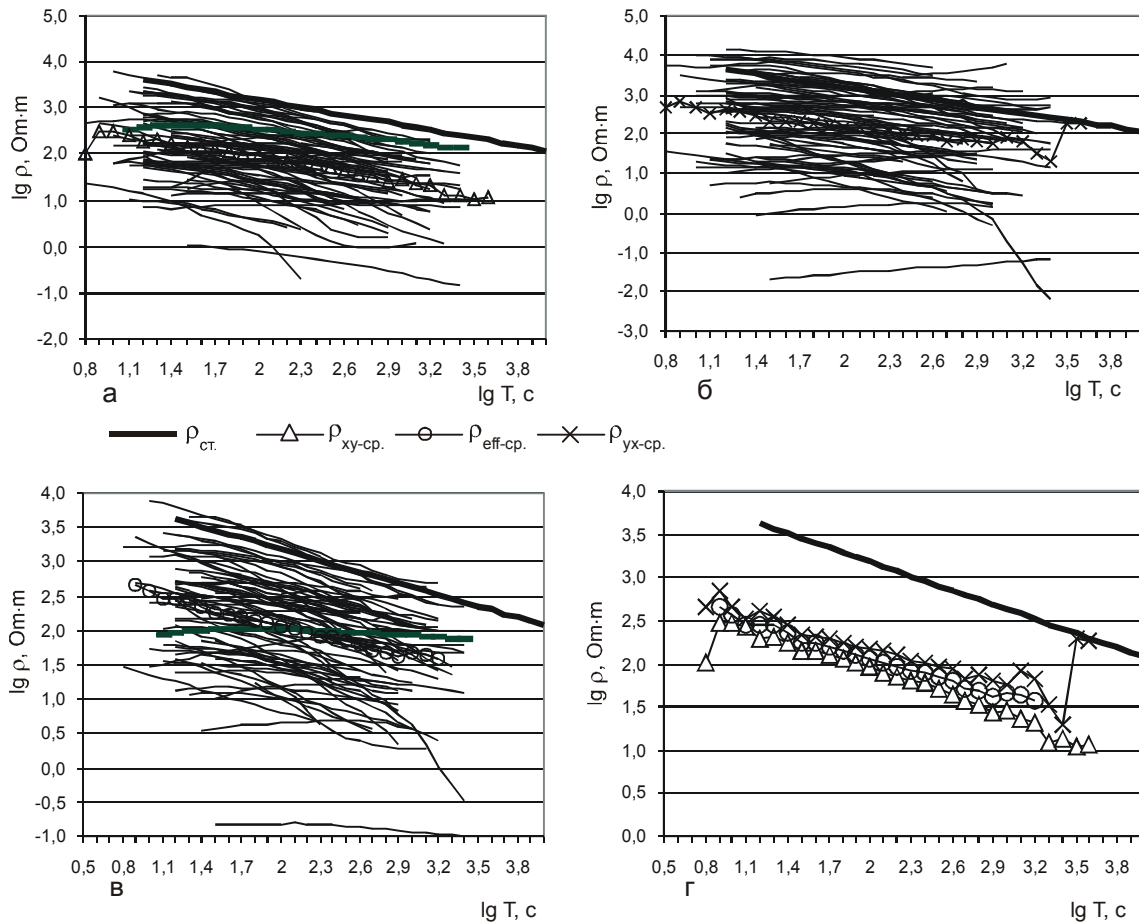


Рис. 2. Амплитудные кривые МТЗ из работ [18, 19].

а – широтные (ρ_{xy}), б – меридиональные (ρ_{yx}), в – эффективные ($\rho_{эф}$), г – средние кривые ρ_{xy} , ρ_{yx} , $\rho_{эф}$.

структурами Центрально-Азиатского пояса обусловлено довольно сложное строение региона.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

На рис. 1 показано 125 пунктов МТЗ, выполненных Институтом тектоники и геофизики ДВО РАН (72 зондирования), производственными объединениями “Иркутскгеофизика” (38 зондирований) и “Дальгеология” (15 зондирований). Регистрация электромагнитного поля проводилась с использованием аналоговых станций МТЛ-71 (ИТиГ ДВО РАН) и цифровыми станциями ЦЭС-1 и ЦЭС-2 (“Иркутскгеофизика” и “Дальгеология”). На рисунках 2, 3 и 4 представлены все амплитудные кривые в значениях десятичного логарифма как по оси периода, так и по оси сопротивления, согласно международному стандарту [24]. Амплитудные кривые, полученные по результатам регистрации электромагнитного поля на аналоговых станциях (рис. 2), построены в диапазоне периодов $6 \div 2500$ с ($\lg T = 0.8 \div 3.4$), однако большая часть

из них расположена в диапазоне $10-15 \div 400-1000$ с ($\lg T = 1.0-1.2 \div 2.6-3.0$). Кривые МТЗ, полученные по записям с цифровых станций (рис. 3 и 4), в основном имеют расширенный диапазон в области коротких периодов до 0.1 с ($\lg T = -1.0$), хотя и не на всех пунктах зондирования кривые построены с одинаковым диапазоном, имеются кривые с отсутствующими короткопериодными или длиннопериодными частями. Кривые МТЗ, полученные ИТиГ ДВО РАН и ПГО “Дальгеофизика”, построены по направлениям размотки электрических линий север–юг и запад–восток, а ПГО “Иркутскгеофизика” – по направлениям поляризации электромагнитного поля. Форма большинства кривых подобна и представлена пологим максимумом в широком диапазоне короткопериодной части кривых от 0.1 до 4–5 с ($\lg T = 0.1 \div 0.6-0.7$), затем ниспадающей ветвью, которая плавно выполаживается в районе 100 с, и далее в основном имеет пологий участок до конца зарегистрированного диапазона периодов. Наиболее выдержана форма кри-

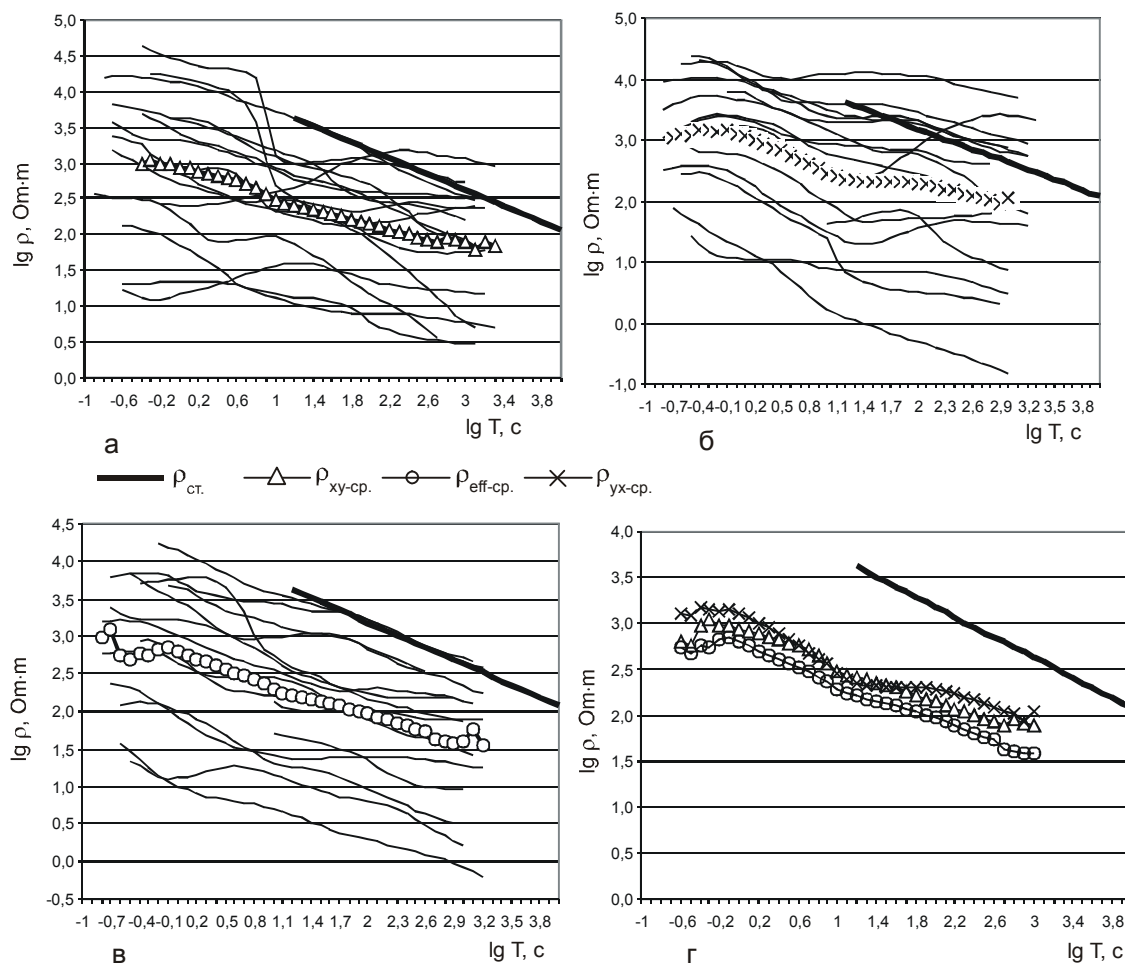


Рис. 3. Амплитудные кривые МТЗ из работы [1].

Условные обозначения см. на рис. 2.

вых, полученных ПГО “Иркутскгеофизика”, что свидетельствует об их хорошем качестве. Наиболее сложная форма у кривых, полученных ПГО “Дальгеофизика”, что может быть связано или с низким качеством полевого материала или со способом обработки. Из 72 кривых, полученных ИТиГ ДВО РАН, только у 7 зондирований форма кривых отличается от остальных, корреляция которых к их средней кривой близка к 1.0.

Как было показано выше, район исследований имеет сложное строение, что приводит к перераспределению электромагнитного поля, которое в значительной степени отличается от поля в горизонтально-слоистом разрезе. Это может быть вызвано влиянием как локальных поверхностных или глубинных геоэлектрических неоднородностей, так и региональных. В связи с этим форма или уровень амплитудных кривых магнитотеллурических зондирований, или то и другое вместе, могут быть искажены. Поэтому стоит задача определения характера

влияния, его величины и способа компенсации. Методика проведения МТ исследований предусматривает получение амплитудных кривых от двух взаимно перпендикулярных установок. При полевых работах регистрация электромагнитного поля производится в широтном и меридиональном направлениях. При обработке полевых данных путем вращения зарегистрированного поля вокруг вертикальной оси определяется направление, в котором входной импеданс среды имеет максимальное значение, а в перпендикулярном ему направлении – минимальное. Теория обработки была предложена И.А. Безруком, М.Н. Бердичевским и др. в 1964 г., а ее практическое использование подробно описано в работе В.Ю. Семенова [16]. В результате обработки получают две кривые зондирования, которые в случае двумерности геоэлектрического разреза, т.е. когда ширина изучаемого объекта в 10 и более раз меньше его длины [3], будут являться продольной и поперечной. Поперечная кривая в этом случае более

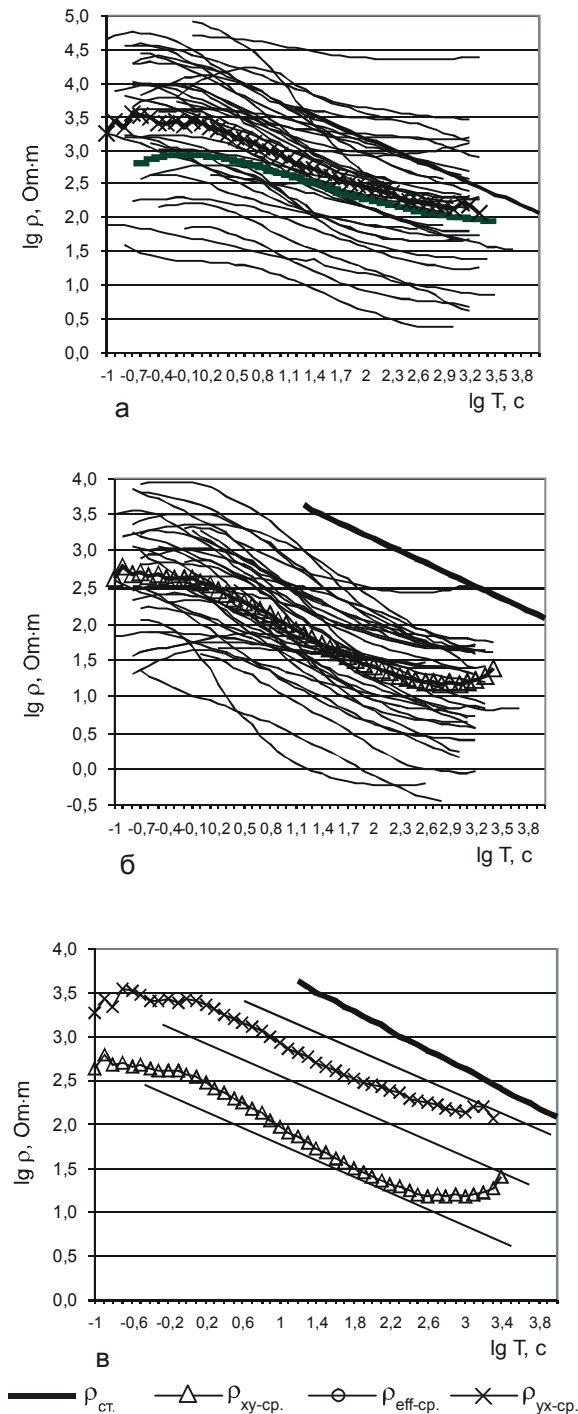


Рис. 4. Амплитудные кривые МТЗ из работы [15].

а – ρ_{\max} , б – ρ_{\min} , в – средние кривые ρ_{\max} , ρ_{\min} .

достоверно отражает верхнюю часть геоэлектрического разреза, а продольная – глубинную. При трехмерности геоэлектрической среды определение продольной и поперечной кривых является невозможным. Однако многочисленные исследования показали, что в этом случае наименее искаженной

кривой является максимальная кривая [8–10, 14]. В случае, когда результаты МТЗ представлены кривыми, построенными только в направлениях регистрации электромагнитного поля и без поиска главных направлений поляризации электромагнитного поля, невозможно определить ни продольную, ни поперечную кривые, т.е. нельзя выбрать кривую, которая бы наиболее достоверно отражала изучаемую часть геоэлектрического разреза. В связи с этим для интерпретации берется эффективная кривая $\rho_{\text{эф}} = (\rho_{xy} \cdot \rho_{yx})^{1/2}$. Сочетание разнонаправленных региональных разломов со сложнопостроенной тектоникой района, а также отсутствие дополнительных магнитотеллурических параметров, описывающих свойства геоэлектрического разреза, не позволяют определить его размерность и выбрать кривые, которые бы наилучшим образом характеризовали его строение. В связи с этим проанализируем поведение кривых, полученных различными авторами и сопоставим их между собой.

Сначала рассмотрим кривые, построенные в направлениях регистрации электрического поля [1, 18, 19].

На рисунках 2а, 2б и 3а, 3б показаны амплитудные кривые МТЗ, построенные в направлениях измерения электрического поля восток–запад и север–юг. На периоде 100 с ($\lg T=2$) разброс этих кривых по оси сопротивлений составляет от 3 до 4 декад. То же самое наблюдается и на эффективных кривых (рис. 2в и 3в). Однако их средние кривые, построенные по всем трем группам, близки друг другу как по форме, так и по уровню сопротивлений (рис. 2г и 3г). Подобное поведение кривых свидетельствует о том, что кривые, построенные по направлениям измерения электрического поля, без нахождения главных направлений поляризации электромагнитного поля, не являются ни продольными, ни поперечными, и в этом случае предпочтительнее использовать при интерпретации эффективные кривые, которые будут являться интегральной характеристикой среды.

На рис. 4а и 4б показаны максимальные и минимальные амплитудные кривые МТЗ, построенные в главных направлениях поляризации электромагнитного поля, на рис. 4в – их средние кривые. Из рисунка видно, что разброс максимальных и минимальных кривых по оси сопротивлений на периоде 100 с ($\lg T=2$) составляет 3–4 порядка, а их средних кривых – на порядок, а форма обеих кривых подобна. Подобное поведение кривых свидетельствует как о сильном влиянии поверхностных неоднородностей, так и о том, что геоэлектрический разрез более всего соответствует трехмерной среде.

Таким образом, выполненный анализ амплитудных кривых показывает, что для интерпретации предпочтительнее использовать эффективные кривые, полученные из кривых, построенных в направлениях измерения электрического поля, и максимальные кривые, полученные по методике [16].

Кроме выбора наименее искаженных кривых зондирования необходимо определить уровень этих кривых по оси сопротивления, чтобы исключить влияние различного рода геоэлектрических неоднородностей. О влиянии неоднородностей геоэлектрического разреза на результаты зондирования свидетельствует как сильный разброс уровня максимальных и эффективных амплитудных кривых по оси сопротивлений (рис. 2, 3, 4), так и схемы распределения сопротивления на периоде 100 с (рис. 5а). На схемах отчетливо видно, что изменения сопротивления связаны как с контурами главных тектонических структур, так и с локальными геологическими неоднородностями. Для определения положения кривых зондирования было построено несколько кривых (рис. 6). Кривая №6 получена путем совмещения кривой глубинного МТЗ и средней кривой в районе г. Тынды [15]. Кривая №5 получена путем осреднения всех максимальных и эффективных кривых района исследований. На рис. 6 приведены также средние кривые, построенные по результатам работ [18, 19] и [1].

Из рис. 6 видно, что средняя максимальная кривая хорошо совпадает как по форме, так и по уровню сопротивлений с кривой №6, что позволяет принять ее за реперную при введении поправки за влияние поверхностных неоднородностей. Средняя кривая по всем зондированиям близка по форме двум первым кривым, но лежит несколько ниже по уровню сопротивлений. Это связано с влиянием эффективных кривых, которые имеют близкую форму первым двум кривым, но расположены на половину порядка ниже. Это может быть связано как с особенностями эффективных кривых, так и с влиянием осадочного чехла впадин, в которых получена значительная часть этих кривых, или с различным глубинным строением различных частей исследуемой площади. Однако из-за отсутствия других реперов и исходя из подобия форм кривых прием положение кривой №6 за истинный уровень сопротивления, т.е. в данном случае кривая №6 будет отражать среднее “фонное” распределение сопротивления или опорный геоэлектрический разрез. Выбрав таким образом опорную кривую для данной территории, проведем нормирование остальных кривых к ее уровню, вводя соответствующие поправки. Так как частотный

диапазон имеющихся кривых варьирует в широких пределах, то для введения поправки необходимо выбрать тот диапазон периодов, в котором находятся все имеющиеся кривые и который соответствует одному и тому же геоэлектрическому слою. Большая часть кривых представлена ниспадающими ветвями с близким углом наклона к оси абсцисс, что свидетельствует об общем для всех кривых изменении геоэлектрического разреза. Анализ кривых показывает, что середина этого диапазона расположена на периоде $\lg T = 1.6$ (40 с).

По результатам нормирования построены схемы распределения сопротивления на периодах 25, 100 и 400 с (рис. 5б), которые показывают, что характер изменения сопротивления не изменился по сравнению со схемами распределения сопротивления для ненормированных кривых (рис. 5а), однако исчезла значительная часть мелких локальных аномалий и резко уменьшился градиент распределения сопротивления в пределах площади исследования на каждом из периодов.

Таким образом, в результате анализа амплитудных кривых МТЗ района исследований определены кривые, которые будут использоваться для интерпретации, получена опорная кривая и выбран период, на котором проводится нормирование.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

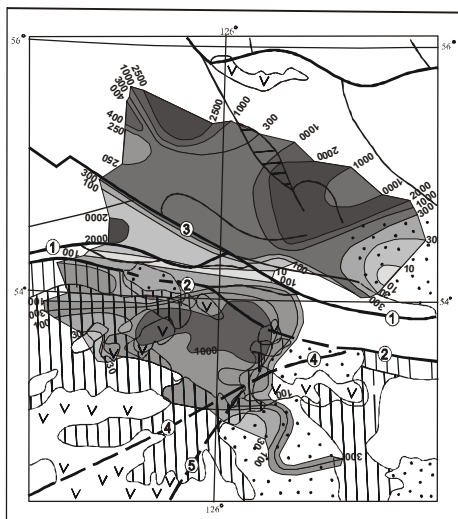
Для изучения геоэлектрического строения территории пункты МТЗ были объединены в несколько профилей. Таким образом получена сеть из трех субмеридиональных (А-Б, В-Г, Д-Е) и двух субширотных (Ж-З, Л-М) профилей, позволяющая пространственно изучить геоэлектрическое строение как отдельных геологических структур разного ранга, так и их взаимоотношение друг с другом.

Перед интерпретацией кривые были нормированы к уровню выбранной опорной кривой. Для качественного анализа построены геоэлектрические разрезы распределения электрического сопротивления с глубиной $\rho(h)$, полученные по результатам трансформации Ниблетта [22]. Геоэлектрические модели строились по результатам одномерной интерпретации амплитудных кривых по программе IPI-MTS (автор А.А. Бобачев, МГУ).

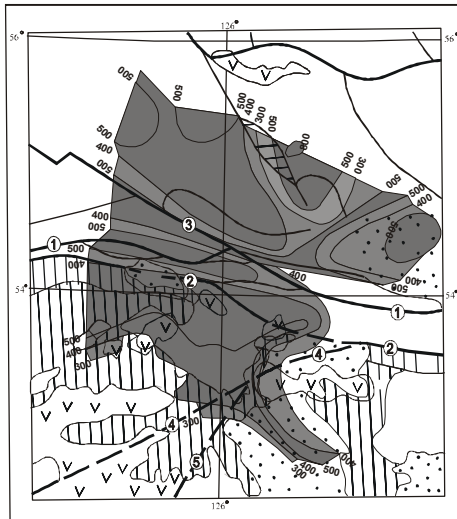
Качественная интерпретация

Профиль А-Б

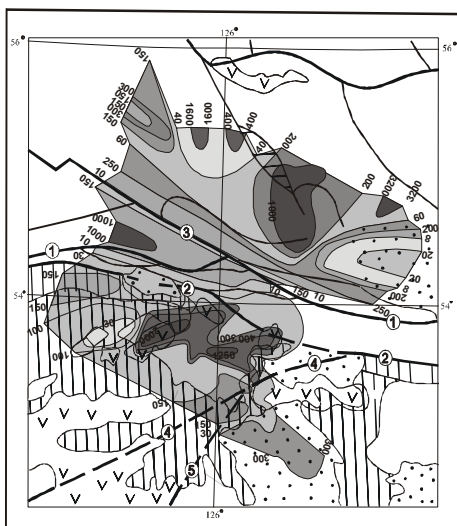
Профиль А-Б начинается на Аргуно-Мамынском массиве, с юга на север пересекает Монголо-Охотский и Селенга-Становой орогенные пояса и оканчивается в Становой гранит-зеленокаменной об-



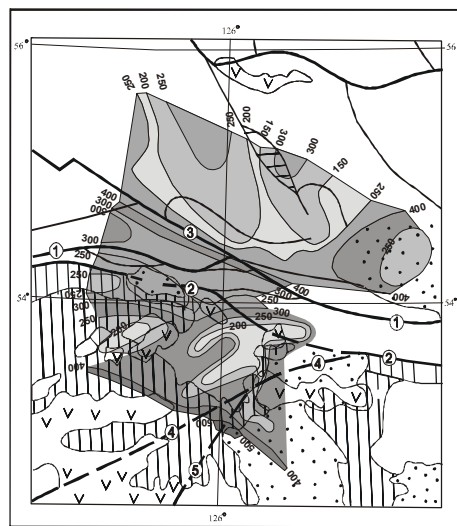
25 с



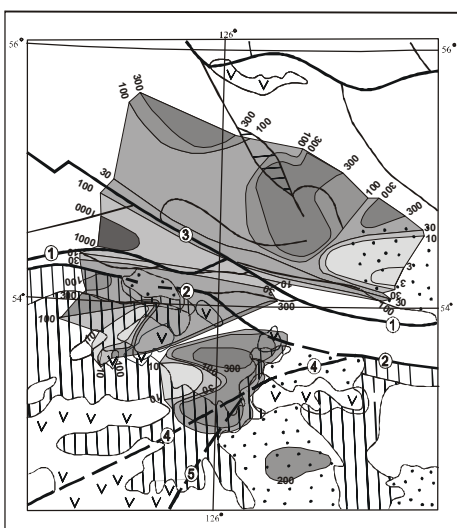
25 с



100 с

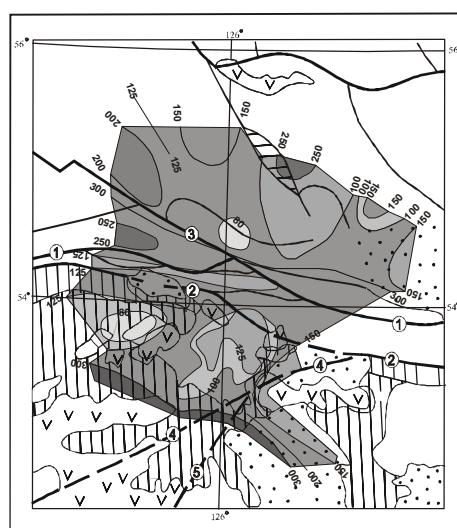


100 с



a)

400 с



b)

400 с

Рис. 5. Распределение сопротивления на периодах 25, 100 и 400 с для ненормированных (а) и нормированных (б) амплитудных кривых.

Значения сопротивления даны в Ом·м.

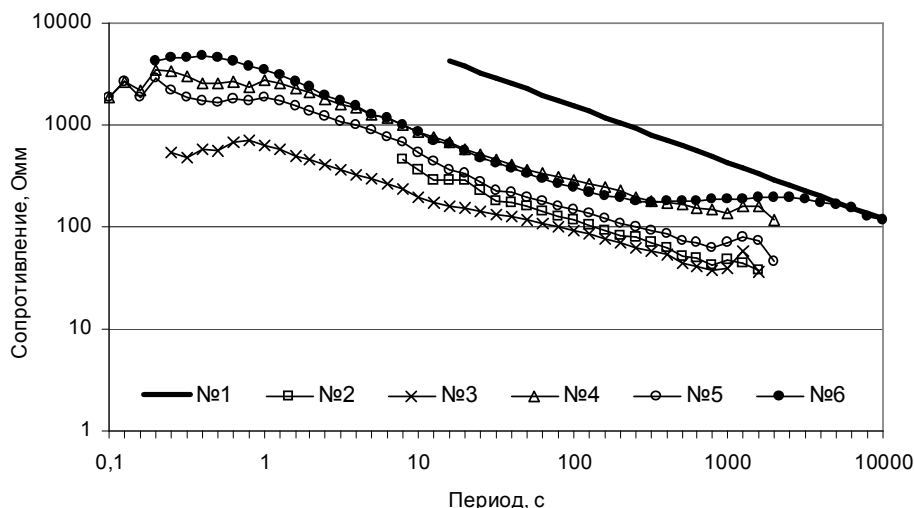


Рис. 6. Опорная и средние амплитудные кривые МТЗ района исследований.

1 – стандартная кривая МТЗ, 2 – средняя $\rho_{эф.}$ из рис. 2г, 3 – средняя $\rho_{эф.}$ из рис. 3г, 4 – средняя $\rho_{макс}$ из рис. 4в, 5 – средняя амплитудная кривая, полученная из всех кривых, 6 – совмещенная кривая МТЗ+ГМТЗ для района г. Тынды из работы [15].

ласти. На профиле длиной 290 км расположен 31 пункт зондирования. Расстояние между пунктами неравномерное, но в основном составляет 10 км.

На рис. 7а хорошо выражен верхний высокоомный слой с сопротивлением свыше 200 Ом·м. Слой сильно неоднороден и представляет собой отдельные высокоомные блоки, разделенные зонами пониженных сопротивлений. Центральная и северная часть слоя, севернее Южно-Тукурингского разлома, более высокоомна, чем южная часть. Под высокоомным слоем расположена более низкоомная область верхней мантии. Проводящий слой в основании высокоомного верхнего слоя здесь отчетливо не выражен и прослеживается лишь по отдельным зонам низкого сопротивления. В центральной части разреза выделяется вертикальная зона неоднородности, выраженная чередованием зон пониженного и повышенного сопротивления. Эта зона начинается от Южно-Тукурингского разлома и заканчивается за Желтулакским разломом. Большая часть верхней мантии под Становой областью имеет более высокое электрическое сопротивление (от 100 до 150 Ом·м) по сравнению с верхней мантией Аргуно-Мамынского массива, где ее сопротивление в основном не превышает 100 Ом·м, за исключением крайней юго-западной части.

Профиль В-Г

Профиль начинается на Аргуно-Мамыньском массиве, простираясь в северо-восточном направлении, проходит через центральную часть Гонжинского выступа, пересекает Монголо-Охотский орогенный пояс и оканчивается в Становой гранит-зеленокаменной области. Длина профиля 260 км, на нем расположено 16 пунктов зондирования, расстояние между ними от 5 до 60 км и в среднем составляет 15 км.

На геоэлектрическом разрезе (рис. 7б) выделяется верхняя горизонтально-слоистая часть с крупной высокоомной неоднородностью в юго-западной части Гонжинского выступа, окруженной проводящими зонами. Подошва верхней части, по изолинии 200 Ом·м, воздымается с юго-запада на северо-восток от 55 до 35 км. Кровля области низких сопротивлений (менее 100 Ом·м) располагается на глубине около 60 км, воздымаясь к Северо-Тукурингскому разлому и под Гонжинским выступом до 45–50 км. Характерной особенностью разреза является наличие вертикальной неоднородности в средней части профиля, пространственно совпадающей с Северо-Тукурингским разломом и делящей геоэлектрический разрез на две части. Эта зона представлена сгущением изолиний повышенного и пониженного сопротивления вертикального простирания. В крайней юго-западной части профиля выделяется аномальная зона, представленная пониженными сопротивлениями в земной коре и повышенными сопротивлениями в верхней мантии, пространственно совпадающая с Верхнеамурским прогибом. Электрическое сопротивление верхней мантии Становой гранит-зеленокаменной области составляет в основном 100 Ом·м, что вдвое превышает электрическое сопротивление верхней мантии под Аргуно-Мамыньским массивом.

Профиль Д-Е

Профиль длиной около 250 км начинается в Верхнеамурском прогибе Аргуно-Мамыньского массива, проходит по краю Гонжинского выступа, пересекает Монголо-Охотский орогенный пояс и оканчивается в Становой гранит-зеленокаменной области в северо-западной части Верхнезейской впадины. На профиле расположено 24 пункта МТЗ, расстояние

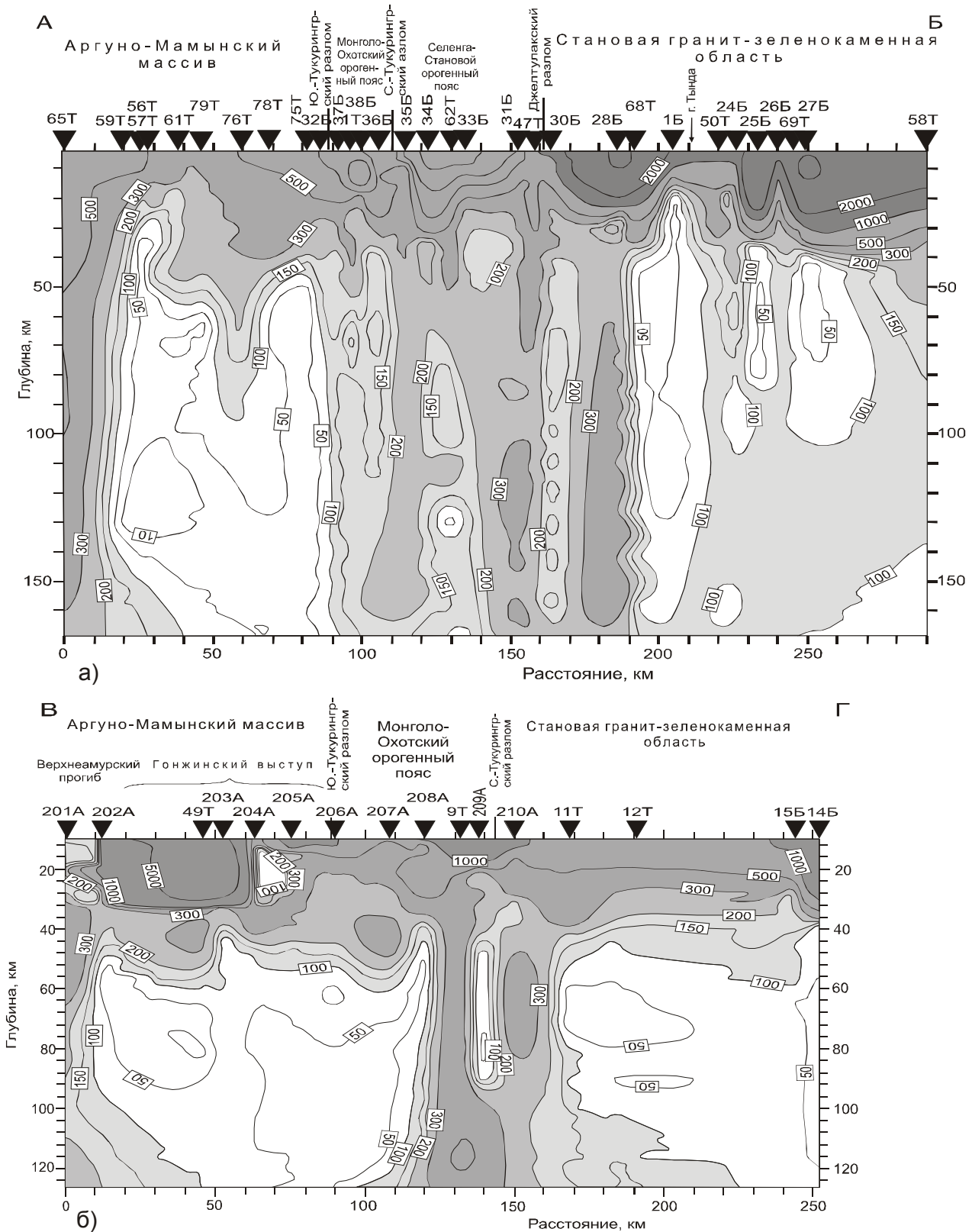


Рис. 7. Геоэлектрические разрезы по субмеридиональным профилям А-Б, В-Г и Д-Е.

Треугольники с цифрами – пункты МТЗ и их номера. Изолинии оцифрованы в Ом·м.

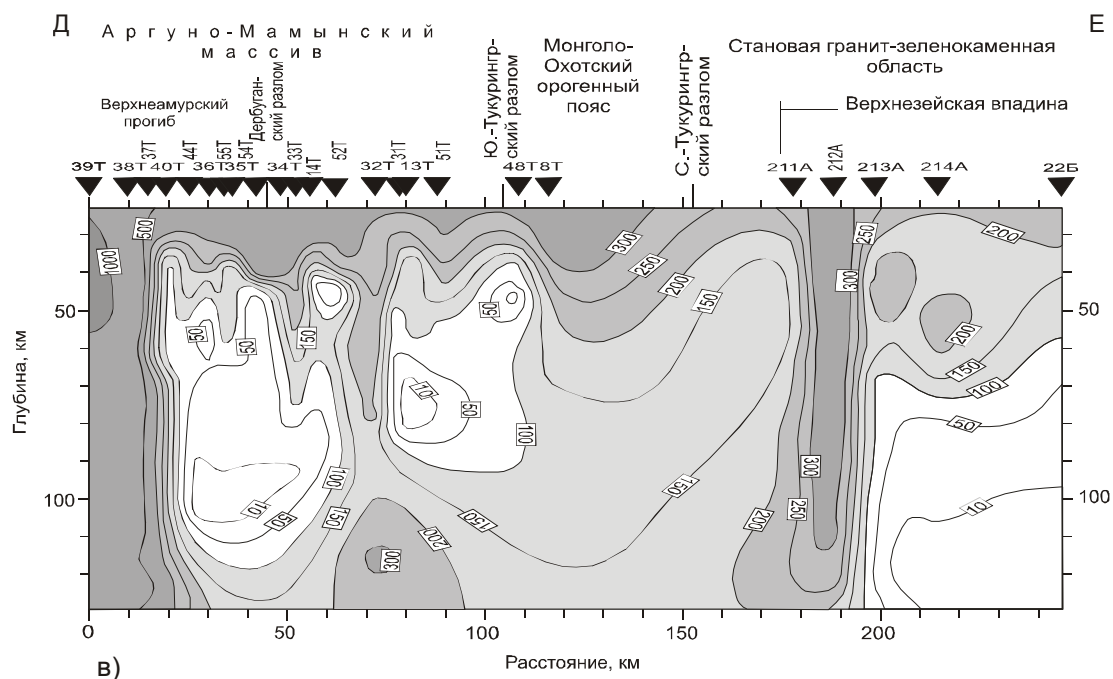


Рис. 7. (Окончание).

между которыми крайне неравномерно и составляет от 5 до 65 км.

На геоэлектрическом разрезе (рис. 7в) выделяются три вертикальные зоны повышенного сопротивления – под Верхнеамурским прогибом, в краевых частях Гонжинского выступа и на краю Верхнезейской впадины. Под Верхнеамурским прогибом и Верхнезейской впадиной верхний высокоомный слой, подстилается мощными зонами низкого сопротивления менее 100 Ом·м. Подошва верхнего высокоомного слоя сильно варьирует вдоль профиля. По изолинии 200 Ом·м, она с глубины 35 км, в краевых частях Гонжинского выступа, погружается до 75 км под сам выступ. Наибольший подъем этой поверхности наблюдается под Верхнезейской впадиной до 25 км и вблизи Северо-Тукурингского разлома до 30 км. Подошва верхнего высокоомного слоя в пределах Монголо-Охотского пояса достигает 55 км. Нижняя часть разреза различна для зоны Аргуно-Мамынского массива и Верхнезейской впадины Становой области. В первом случае она представлена зоной повышенного сопротивления, а во втором – только зоной низких сопротивлений.

Профиль Ж-З

Профиль расположен в пределах Становой гранит-зеленокаменной области, имеет длину 300 км, представлен 23 зондированиями с шагом 10–15 км. Профиль начинается севернее г.Тында на Иликанском блоке и, простираясь в юго-восточном направле-

нии, проходит по южному краю Мульмугинского блока, пересекая Унахинский зеленокаменный пояс и край Улаханского блока, оканчивается в Верхнезейской впадине.

Геоэлектрический разрез (рис. 8а) состоит из верхнего горизонтального высокоомного слоя неоднородного строения и подстилающей его области пониженного сопротивления менее 100 Ом·м, разделенной вертикальными зонами повышенного сопротивления до 400 Ом·м. Мощность верхнего высокоомного слоя (по изолинии 200 Ом·м) в основном выдержанна и составляет примерно 35 км, лишь погружаясь до 40 км в районе г.Тында и терпя разрыв в вертикальных зонах повышенного сопротивления. Отличительной особенностью низкоомной нижней части разреза является наличие наклонной области в верхней мантии под Мульмугинским блоком, наклоненным в сторону Верхнезейской впадины, а под самой впадиной отмечается приближение низкоомной зоны к подошве верхнего высокоомного слоя. На северо-западной границе Верхнезейской впадины отмечается вертикальная зона повышенного сопротивления, такая же как и на профиле Д-Е (рис.7е).

Профиль Л-М

Профиль длиной 280 км начинается в Монголо-Охотском орогенном поясе и, простираясь в юго-восточном направлении, переходит на Аргуно-Мамынский массив, пересекает Гонжинский выступ, северо-восточную зону сочленения Северо-Хинганского

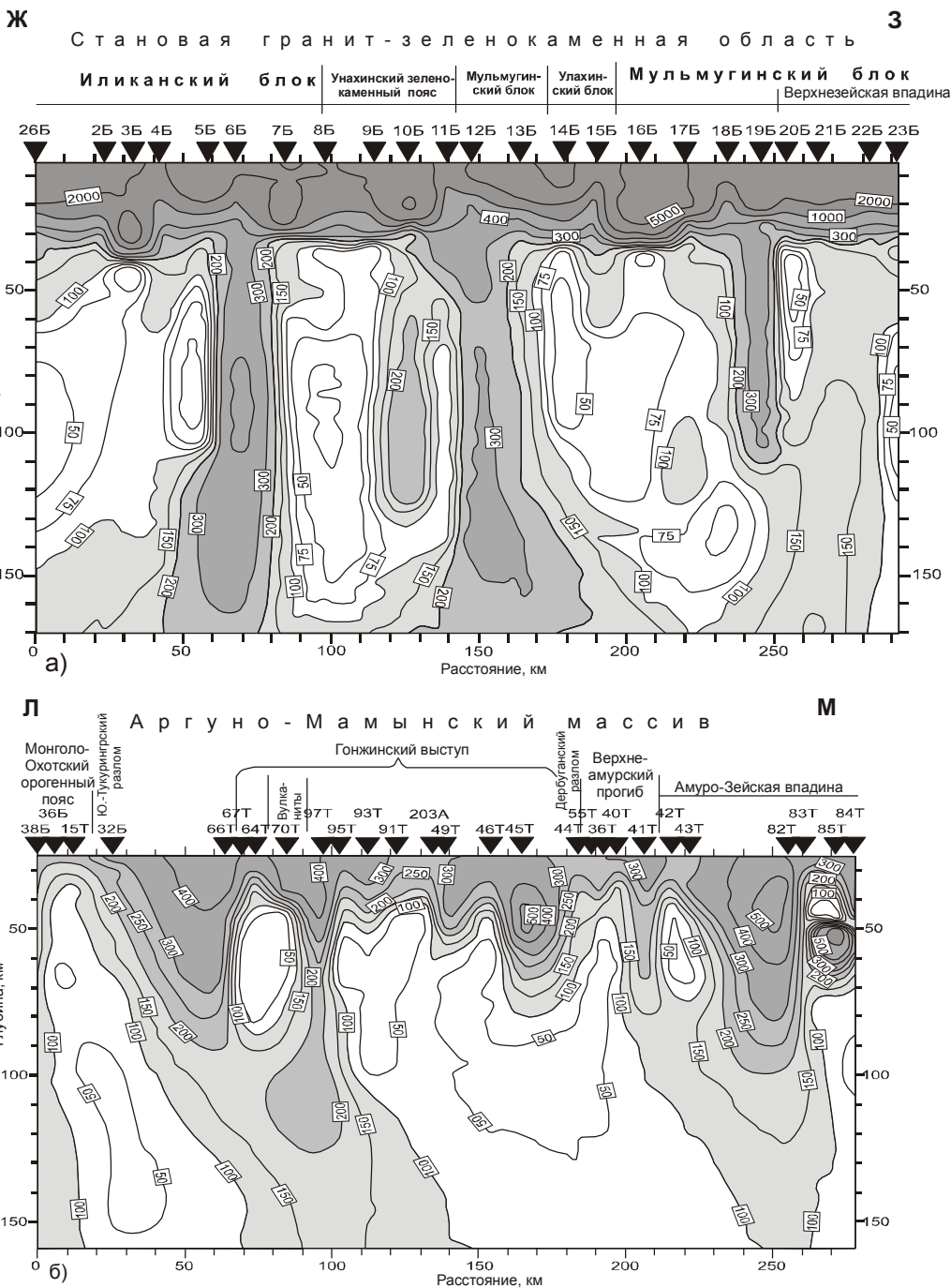


Рис. 8. Геоэлектрические разрезы по субширотным профилям Ж-3 и Л-М.

Треугольники с цифрами – пункты МТЗ и их номера. Изолинии оцифрованы в Ом·м.

орогенного пояса с Аргуно-Мамыньским массивом и оканчивается в Амура-Зейской впадине. На профиле расположено 27 пунктов зондирования с расстоянием между пунктами от 5 до 40 км.

Геоэлектрический разрез (рис. 8б) характеризуется отчетливо выраженным наклоном изолиний сопротивления с глубины 40–70 км в юго-восточном

направлении. Верхняя часть разреза до глубины 40–45 км имеет неоднородное строение с чередованием зон высоких и пониженных сопротивлений различной мощности. Гонжинский выступ выделяется неоднородным строением и условно делится на две части – северо-западную и юго-восточную. Первая имеет меньшую мощность (около 35–40 км) и пони-

женные сопротивления, а вторая, наоборот, характеризуется зоной повышенного сопротивления, уходящей на глубину до 65 км. Верхняя мантия под Гонжинским выступом представляет собой обширную область низкого сопротивления менее 100 Ом·м. Разрез Амуро-Зейской впадины имеет неоднородное строение, и его отличительной особенностью является наличие в низах земной коры зоны низкого сопротивления в несколько десятков Ом·м. Южно-Тукурингский и Дербуганский разломы на разрезе отчетливо не выделяются.

Количественная интерпретация

Профиль А-Б

Геоэлектрическая модель (рис. 9а) построена до глубины 150 км, в которой, при рассмотрении сверху вниз, выделяются несколько слоев. Первый слой неоднородный, переменной мощности и в основном характеризуется высокими электрическими сопротивлениями. Сопротивление в пределах слоя меняется от нескольких сотен Ом·м до десяти тысяч Ом·м. Мощность его колеблется от максимальной 55 км южнее Южно-Тукурингского разлома до минимальной 25 км севернее Желтулакского разлома.

Второй слой геоэлектрического разреза характеризуется низкими сопротивлениями порядка нескольких десятков Ом·м. Мощность этого слоя в среднем составляет 15 км, и расположен он в северной части Аргуно-Мамынского массива и южной части Становой гранит-зеленокаменной области, терпя разрыв под Селенга-Становым орогенным поясом. Третий слой имеет сопротивления в среднем 200 Ом·м и мощность около 50 км. В его основании расположен четвертый слой – низкого сопротивления (в основном менее 100 Ом·м). Мощность четвертого слоя не определена из-за ограниченного частотного диапазона интерпретируемых кривых МТЗ.

Наиболее сложное строение разреза наблюдается в зонах разломов, где происходит чередование слоев высокого и низкого сопротивления и нарушение их сплошности. В окрестностях Желтулакского разлома выделяется зона пониженного сопротивления в виде направленного вниз клина, рассекающего земную кору. Южно- и Северо-Тукурингский разломы выделяются в виде субвертикальных зон пониженного сопротивления.

Как видно из рис. 9а, геоэлектрическая модель делится по простиранию на несколько блоков – два блока на Аргуно-Мамынском массиве, блоки Монголо-Охотского и Селенга-Станового орогенных поясов и два блока Становой гранит-зеленокаменной области. На юге профиля выделяется высокоомный блок,

отделенный от остальной части Аргуно-Мамынского массива вертикальной низкоомной зоной. Далее на север выделяется блок Аргуно-Мамынского массива с проводящим слоем в основании верхнего высокоомного слоя, мощность которого увеличивается при приближении к Южно-Тукурингскому разлому. Блок Монголо-Охотского орогенного пояса заключен между двумя субвертикальными зонами пониженного сопротивления, совпадающими с Южно- и Северо-Тукурингским разломами, и продолжающимся в его пределах проводящим слоем в основании верхнего высокоомного слоя, мощность которого уменьшается с юга на север. Особенностью разреза является блок Селенга-Станового орогенного пояса с повышенным сопротивлением верхней мантии и отсутствием проводящего слоя в основании верхнего высокоомного слоя. Становую гранит-зеленокаменную область можно разделить на южный блок, имеющий в основании верхнего высокоомного слоя слой проводящий, и северный блок – без него.

3.2.2 Профиль В-Г

Геоэлектрическую модель (рис. 9б) можно разделить на две части – юго-западную и северо-восточную, граница между которыми проходит по Северо-Тукурингскому разлому. Юго-западная часть разреза в отличие от северо-восточной характеризуется наличием низкоомного слоя в средней части земной коры, который отсутствует в северо-восточной части профиля. Этот слой расположен на глубинах 10–15 км, имеет мощность около 5 км и сопротивление от 50 до 130 Ом·м. Пространственно он совпадает с северо-восточной частью Гонжинского выступа, погружается к низам земной коры в сторону Северо-Тукурингского разлома и отсутствует в Становой гранит-зеленокаменной области. На геоэлектрической модели отчетливо выделяется второй низкоомный слой с сопротивлением от первых десятков Ом·м до ста Ом·м. В пределах профиля кровля этого слоя воздымается от 60 км в юго-западной части до 30 км под северо-восточной частью Гонжинского выступа и затем опять погружается до 50 км под Становую гранит-зеленокаменную область. Гонжинский выступ в геоэлектрическом разрезе, кроме наличия среднecорового проводящего слоя, характеризуется повышенным, относительно сопредельных структур, сопротивлением земной коры, которое достигает десятков тысяч Ом·м, ее повышенной мощностью около 50 км и сильным неоднородным строением.

Профиль Д-Е

Геоэлектрическая модель (рис. 9в) имеет сложное строение в своей юго-западной части в преде-

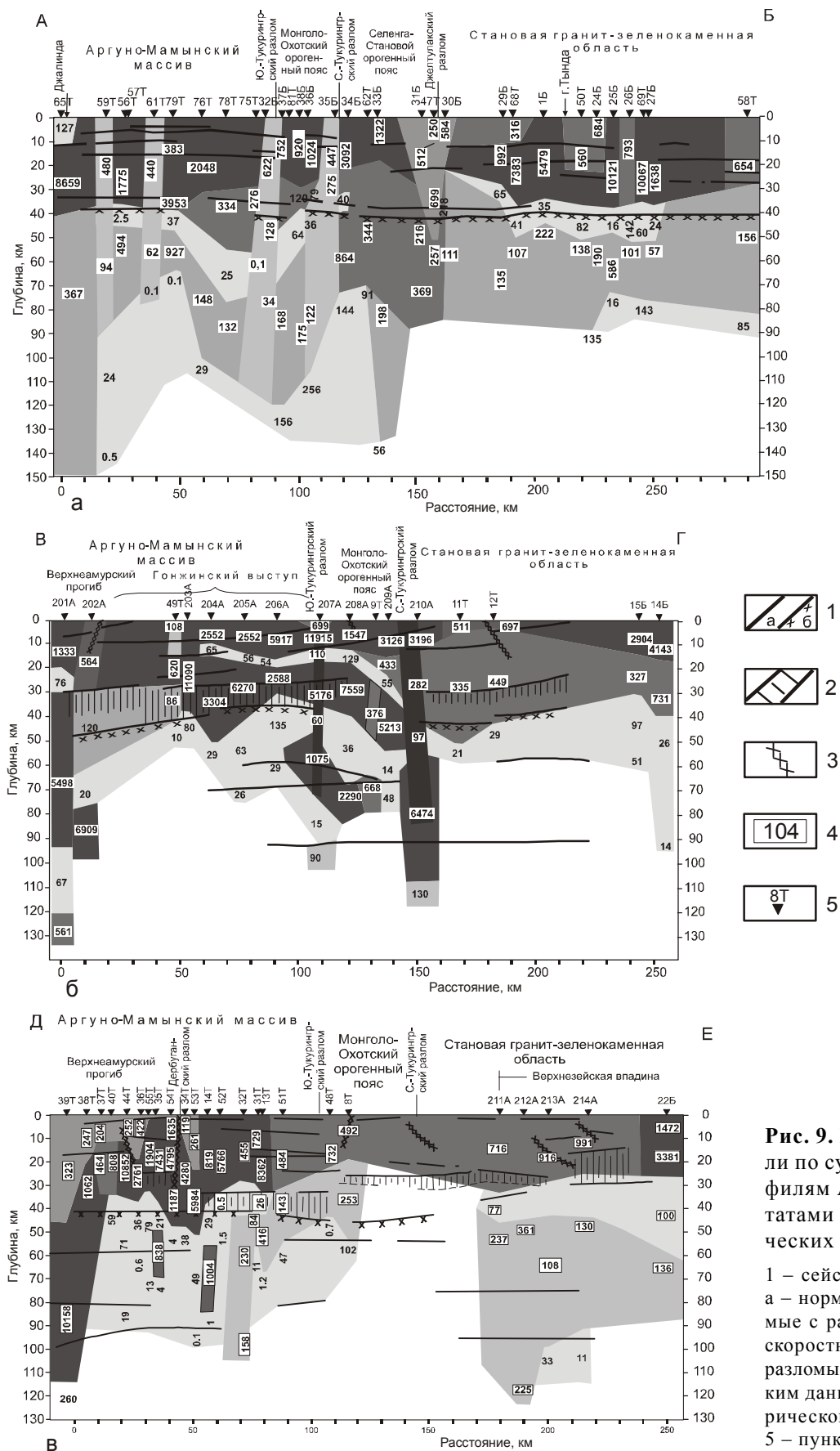


Рис. 9. Геоэлектрические модели по субмеридиональным профилям А-Б, В-Г и Д-Е с результатами интерпретации сейсмических данных из работы [20].
 1 – сейсмические границы МОВЗ, а – нормальные, б – отождествляемые с разломом Мохо; 2 – высокоскоростной слой в земной коре; 3 – разломы, выделенные по сейсмическим данным, 4 – значения электрического сопротивлений в Ом·м, 5 – пункты МТЗ и их номера.

лах Аргуно-Мамынского массива. На юго-западном конце профиля выделяется область высоких сопротивлений верхней мантии, которая резко контактирует со сложно построенной областью, пространственно совпадающей с краевой частью Гонжинского выступа и протягивающейся вплоть до Южно-Тукурингского разлома. Верхнеамурский прогиб выделяется слоем с пониженным сопротивлением (от 200 до 500 Ом·м) в верхней части земной коры. Мощность слоя изменяется от 15–20 км на СЗ до примерно 40–45 км на юго-западном крае профиля. Ниже залегает высокоомный слой сопротивлением от нескольких тысяч до десяти тысяч Ом·м и мощностью около 20–30 км. Подошва этого слоя имеет прогнутую форму, погружаясь с юго-запада с глубины 35 км до 45–50 км к краю Гонжинского выступа и затем опять воздымаясь к Южно-Тукурингскому разлому. Высокоомный слой подстилается слоем низкого сопротивления в 30–50 Ом·м, имеющим неоднородное строение, сплошность которого нарушается при приближении к Южно-Тукурингскому разлому и под Монголо-Охотским орогенным поясом зоной повышенного сопротивления в первые сотни Ом·м. В Становой гранит-зеленокаменной области в пределах Верхнезейской впадины выделяются верхний высокоомный слой сопротивлением около тысячи Ом·м мощностью 25–30 км и подстилающая его область пониженного сопротивления 100–150 Ом·м. Фрагментарно выделяется зона низкого сопротивления 10–30 Ом·м на глубине 90–100 км. Электрическое сопротивление верхней мантии в Становой области под Верхнезейской впадиной имеет значения выше, чем под Аргуно-Мамыньским массивом, за исключением крайней юго-западной части профиля. Южно- и Северо-Тукурингский разломы из-за отсутствия в их окрестностях достаточного числа измерений на модели не выделяются. Дербуганский разлом выделяется наклонной зоной пониженного сопротивления, рассекающей земную кору. Наклонное выделение Дербуганского разлома не совпадает с сейсмическими данными, что, вероятно вызвано пересечением разлома профилем МТЗ под косым углом.

Профиль Ж-3

На геоэлектрической модели (рис. 10а) в его верхней части выделяется высокоомный слой переменной мощности от 45 до 25 км, который разделяется на два подслоя – верхний и нижний. Верхний подслой мощностью 15–20 км имеет повышенное сопротивление от нескольких тысяч до нескольких десятков тысяч Ом·м, а нижний – менее высокоомный с

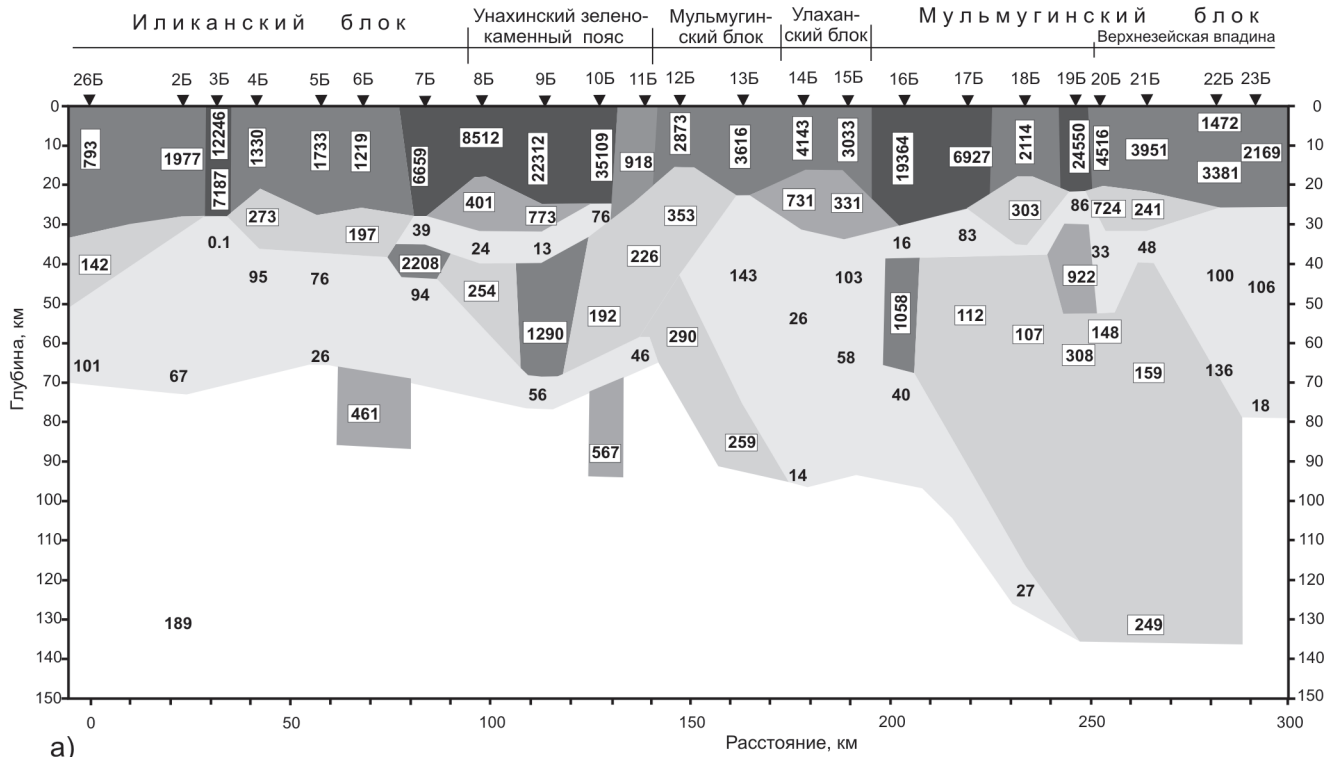
сопротивлениями в первые сотни Ом·м и мощностью около 10–15 км. В основании высокоомного слоя залегает слой с низкими значениями сопротивления в несколько десятков Ом·м. Этот слой имеет сложное строение и не выдержан по простиранию. Наиболее отчетливо он проявлен в районе Унахинского зеленокаменного пояса, где имеет мощность около 10 км, и в Мульмугинском блоке при приближении к Верхнезейской впадине и в ее пределах, где его мощность увеличивается до 30–40 км. Характерной особенностью модели является наличие неоднородности низкого сопротивления, расположенной на глубине около 30 км под Улахинским блоком и круто падающей в сторону Верхнезейской впадины. Под Унахинской зеленокаменной областью наблюдается наиболее сложное строение геоэлектрической модели. Здесь происходит чередование блоков и слоев повышенного и пониженного сопротивления различной мощности. С северо-западной стороны Улахинского блока наблюдается погружение слоя повышенного сопротивления порядка 300 Ом·м под Унахинскую зеленокаменную область до глубины 60–65 км и мощностью около 20 км.

Профиль Л-М

На геоэлектрической модели (рис. 10б) выделяется верхний высокоомный слой сопротивлением тысячи Ом·м, мощность которого меняется: от примерно 30 км под Монголо-Охотским поясом плавно увеличивается под Гонжинский выступ до 50–60 км, а затем резко уменьшается на его юго-восточном крае до 35 км и протягивается под Амуро-Зейскую впадину на глубине 25–30 км. Строение этого слоя неоднородное, он состоит из блоков различного сопротивления. На северо-западной окраине Гонжинского выступа выделяется субвертикальный блок пониженных сопротивлений 300–500 Ом·м. На юго-восточной окраине Гонжинского выступа, где происходит сочленение с северо-восточным краем Северо-Хинганского пояса, наблюдается сложнопостроенный геоэлектрический разрез с чередованием блоков пониженного и повышенного сопротивления различной мощности.

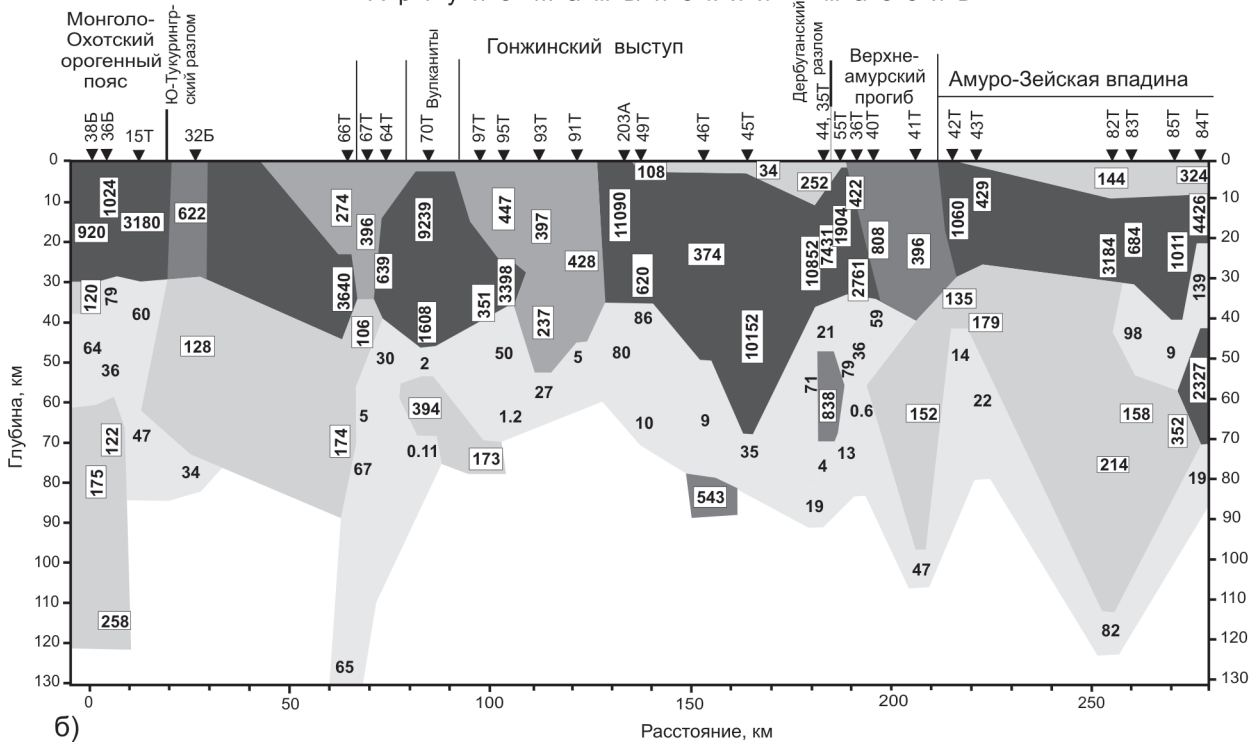
Верхний высокоомный слой подстилается слоем низкого сопротивления в первые десятки Ом·м. Поведение этого слоя характеризуется значительным разнообразием. Мощность его не везде достаточно уверенно определена и оценивается в 15–20 км, в некоторых случаях он соединяется с нижележащими слоями и образует области пониженного сопротивления, погружающиеся в верхнюю мантию, как, например, в районе юго-восточной окраины Гонжинского

Ж Становая гранит-зеленокаменная область 3



а)

Л Аргуно-Мамынский массив М



б)

Рис. 10. Геоэлектрические модели по субширотным профилям Ж-3 и Л-М.

Условные обозначения даны на рис. 9.

выступа. Амуро-Зейская впадина характеризуется двухслойным строением земной коры с верхним низкоомным слоем, сопротивлением 150–300 Ом·м и мощностью до 10 км, и нижним высокоомным слоем, сопротивлением в несколько тысяч Ом·м и мощностью 15–20 км. Верхняя мантия под впадиной имеет повышенное сопротивление и составляет примерно 150–200 Ом·м. В основании земной коры под впадиной в крайней юго-восточной части профиля выделяется зона пониженного сопротивления, воздымающаяся до глубины около 20 км. Южно-Тукурингский разлом выделяется как вертикальный блок земной коры пониженного сопротивления, а Дербуганский разлом с прилегающим к нему Верхнеамурским прогибом – блоком пониженного сопротивления, наклоненным в сторону Амуро-Зейской впадины.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрим сначала характер распределения сопротивления и геoeлектрическое строение на субмеридиональных профилях, пересекающих область сочленения структур Сибирской платформы с Монголо-Охотским орогенным поясом и структурами Центрально-Азиатского тектонического пояса вкрест их простирания (рис. 7, 9). Распределение сопротивления, как по простиранию, так и по глубине, имеет определенные закономерности. Земная кора характеризуется слоисто-блоковым строением, высокими сопротивлениями, в среднем выше 1000 Ом·м. Положение подошвы земной коры (граница Мохо) контролируется слоем пониженного сопротивления, мощность которого варьирует от 5 до 20 км. В пределах Становой области строение земной коры и верхней мантии более однородно и выдержано по простиранию по отношению к разрезам орогенных поясов.

Верхняя мантия, подстилающая земную кору, имеет неоднородное строение. Наибольшей неоднородностью выделяется верхняя мантия под структурами Центрально-Азиатского тектонического пояса и Монголо-Охотским орогенным поясом. Здесь также отмечаются более низкие сопротивления верхней мантии по сравнению с южной частью Становой гранит-зеленокаменной областью.

На геoeлектрических разрезах видно, что главную роль в строении региона играют разломы – Желтулакский, Южно- и Северо-Тукурингский, которые отчетливо контролируют границы между основными тектоническими структурами. Желтулакский разлом и его продолжение на восток – Северо-Тукурингский разлом – вероятно, являются основной границей между Сибирской платформой и прилегающими к нему складчатыми образованиями,

что видно по характеру изменения геoeлектрических разрезов. Область, прилегающая к Желтулакскому разлому, рассекает земную кору в виде направленного вниз клина пониженного сопротивления, по отношению к окружающим его структурам. В работе [5] отмечено, что глубинная граница Амурской складчатой области с Сибирской платформой проявляется на разрезе ГСЗ также в форме клиновидной сквозькоревой структуры, которая ассоциируется с вулканогенно-осадочными и гранито-гнейсовыми породами. При движении с запада на восток происходит изменение сопротивления вдоль основных разломов от низкого к более высокому, что, вероятно, может свидетельствовать о смене тектонических напряжений в этом направлении. Подтверждением этого являются диаграммы напряжений, полученные по расчетам механизма очагов землетрясений [7], которые показывают, что на участке между профилями А-Б и В-Г происходит изменение напряжений на противоположное, от сжатия к растяжению. Эти данные противоречат результатам МТЗ, однако, в то же самое время, здесь происходит левостороннее смещение, и в совокупности с косым взаимодействием Сибирской и Амурской плит это может привести к образованию разломов повышенной проводимости в зонах сжатия и наоборот.

Результаты плотностного моделирования [13], вдоль профиля А-Б показали, что Желтулакский разлом совместно с Тындинским фиксируется широкой зоной растяжения трансформальной протяженности. Она соответствует клиновидному телу пониженного электрического сопротивления, выделенному по результатам МТЗ в районе Желтулакского разлома. Наличие обширных поясов меловых и кайнозойских базальтоидов в пределах изучаемой части Центрально-Азиатского тектонического пояса также свидетельствует об обстановке растяжения.

Сопоставление результатов МТЗ с сейсмическими данными (МОВЗ), которые приведены на рис. 9, показывает их хорошее соответствие друг другу. Однако следует отметить, что строение геoeлектрических моделей более сложное по сравнению с разрезами МОВЗ, что может свидетельствовать о более дифференцированном распределении сопротивления пород по сравнению с плотностными и скоростными характеристиками, хотя общая картина их строения остается сходной. Мощность верхнего высокоомного слоя изменяется от 40 км под структурами Центрально-Азиатского пояса до примерно 35 км под Становой гранит-зеленокаменной областью и даже до 25 км под Верхне-Зейской впадиной. Однако наблюдается увеличение мощно-

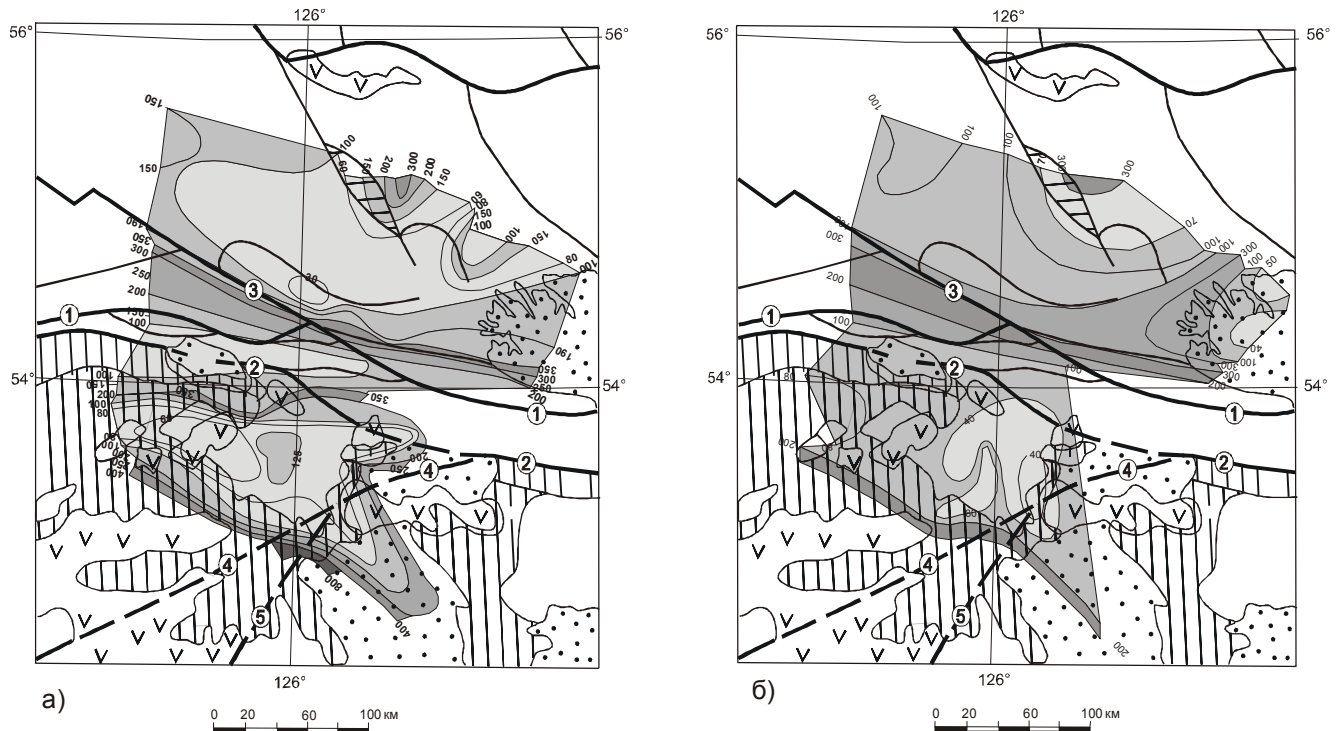


Рис. 11. Срезы электрического сопротивления на глубинах 35–70 км (а) и 70–110 км (б). Величины сопротивления даны в Ом·м.

сти этого слоя под Монголо-Охотским орогенным поясом до 60–70 км и под Гонжинским выступом до 50 км. Аномальным является геоэлектрический разрез под Селенга-Становым орогенным поясом, который имеет повышенные сопротивления верхней мантии по отношению к сопредельным структурам. Гонжинский выступ характеризуется очень неоднородным строением, что отчетливо проявляется на схемах распределения сопротивления на различных периодах регистрации электромагнитного поля (рис. 5) и вызвано, вероятно, его вторичной магматической переработкой, которая отражается в обширных вулканических поясах, окружающих его с северо-запада и юго-востока. Еще одной характерной особенностью геоэлектрических разрезов является наличие области повышенного сопротивления в верхней мантии в крайних юго-западных частях профилей. Вероятно, таким образом проявляется зона повышенных скоростей, выявленная по сейсмомографическим данным [26].

Субширотные профили Ж-3 и Л-М (рис. 8, 10) расположены в разных тектонических структурах и имеют как некоторые черты сходства, так и различия. На обоих профилях выделяется верхний слой высо-

кого сопротивления свыше 1000 Ом·м, ассоциируемый с земной корой, подстилаемый низкоомной мантией. Геоэлектрический разрез земной коры Становой гранит-зеленокаменной области менее дифференцирован по латерали по сравнению со структурами Центрально-Азиатского тектонического пояса. Здесь наиболее контрастно выделился Унахинский зеленокаменный пояс областью повышенных сопротивлений в несколько десятков Ом·м. Геоэлектрический разрез структур Центрально-Азиатского тектонического пояса, наоборот, имеет очень неоднородное строение и отчетливо отражает все основные особенности строения пояса. Наиболее сложным геоэлектрическим строением здесь, как и на субмеридиональном профиле В-Г, выделяется Гонжинский выступ и его окружение. Его аномальное геоэлектрическое строение проявляется и на срезах электрического сопротивления (рис. 11). На рисунке видно, что на срезе 35–70 км Гонжинский выступ выделяется локальной аномалией повышенного сопротивления, а на срезе 70–110 км – аномалией пониженного сопротивления сложной формы. На обоих срезах также выделяется Унахинский зеленокаменный пояс аномалией повышенного сопротивления, а Верхнезейс-

кая впадина выделилась только на срезе 70–110 км аномально низкими значениями электрического сопротивления. Из рис. 11 также видно, что слой верхней мантии, подстилающий земную кору в диапазоне глубин 35–70 км, является более низкоомным по сравнению с нижележащим слоем 70–110 км. Общая картина распределения сопротивления на обоих срезах соответствует генеральному субширотному простиранию структур.

Как отмечалось выше, одной из особенностей геоэлектрического разреза Л-М является наклон изолиний сопротивления в направлении с северо-запада на юго-восток. Подобное явление, вероятно, связано с напряжениями субширотного сжатия [20, с. 238] и находит свое отражение в виде флексуровидных уступов на границах разреза ГСЗ Гонжинского и Мамынского выступов [11]. Электрическое сопротивление верхней мантии под южной частью Становой гранит-зеленокаменной области составляет около 100 Ом·м, что больше, чем под структурами Центрально-Азиатского тектонического пояса, где оно в среднем составляет около 50 Ом·м, за исключением Селенга-Станового орогенного пояса, характеризующегося повышенными значениями сопротивления верхней мантии. Различие в величине сопротивления, вероятно, вызвано отличием состава мантии, о чем свидетельствует появление обширных поясов базальтоидов в пределах Центрально-Азиатского тектонического пояса, и согласуется с результатами исследований электрических свойств в термобарических условиях литосферы, которые показывают более высокую проводимость базальтов по сравнению с гранитоидами [21].

В работе [6], используя данные о скоростях продольных и поперечных волн в отдельных блоках, было рассчитано распределение содержания кремнезема в толще консолидированной коры (в вес.%) вдоль профиля г. Тынды–пос. Амурзет, которое показало уменьшение содержания кремнезема в средней и нижней частях земной коры под Амуро-Зейской впадиной по сравнению с Алдано-Становым щитом. На основании этого делается вывод о возможной переработке низов земной коры под Амуро-Зейской впадиной мантийными процессами, вплоть до ее полной базификации. Это также может свидетельствовать о химической неоднородности верхней мантии под Центрально-Азиатским тектоническим поясом и южной частью Сибирской платформы.

Латеральная гетерогенность мантии обнаружена при изучении кайнозойских щелочных базальтов в пределах Сихотэ-Алинского орогенного пояса и Цзямусы-Малохинганского массива Тихоокеанского

и Центрально-Азиатского тектонических поясов, соответственно, [17], а также в Токинской впадине на юге Алдано-Станового щита [25].

Полученные результаты о глубине залегания проводящего слоя в подошве земной коры позволяют оценить на изучаемой территории величину ожидаемого теплового потока и мощность литосферы. Используем для этого эмпирическую формулу из работы [23] $h=h_0q^{-a}$, где h – глубина залегания проводящего слоя, h_0 – численный параметр, равный 35 км для нижнекорового проводящего слоя и 155 км – для астеносферы, q – величина теплового потока в единицах HFU , a – численный параметр, равный 1.30 для нижнекорового проводника и 1.46 – для астеносферы. Для профиля А-Б на Аргуно-Мамыньском массиве, где глубина залегания проводящего слоя составляет примерно 40 км, величина теплового потока должна составлять примерно 35 мВт/м^2 , мощность литосферы при этом равна около 200 км, а для Становой гранит-зеленокаменной области, где проводящий слой поднимается до глубины 35 км, величина теплового потока оценивается в 42 мВт/м^2 , а мощность литосферы уменьшается до 155 км. Данная величина мощности литосферы близка глубине залегания кровли проводящего слоя в верхней мантии, определенной в работе [15], составляющей 150 км. Для Верхнезейской впадины, где кровля проводящего слоя поднимается до глубины 25 км, величина теплового потока оценивается в 65 мВт/м^2 , а мощность литосферы – в 82 км. В Амуро-Зейской впадине отмечается локальный подъем проводящего слоя до глубины около 20 км, что должно привести к увеличению теплового потока до 86 мВт/м^2 и уменьшению мощности литосферы до 54 км. Выполненные оценки теплового потока хорошо согласуются с экспериментальными данными [4], а расчеты предполагаемой мощности литосферы показывают, что по результатам МТЗ, выполненных в данном регионе, невозможно определить подошву литосферы на большей части площади исследований из-за ограниченного частотного диапазона зарегистрированных кривых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования результатов магнитотеллурических зондирований, выполненных на юге Становой гранит-зеленокаменной области, в пределах Селенга-Станового и Монголо-Охотского орогенных поясов и на Аргуно-Мамыньском массиве, позволяют сделать следующие выводы.

Полученные средние амплитудные кривые по профилям показали подобие их формы, что может свидетельствовать о близости геоэлектрического раз-

реза для всего изученного района. Вместе с тем, в результате интерпретации было выявлено различие геоэлектрического разреза верхней мантии южной части Становой гранит-зеленокаменной области с разрезами Монголо-Охотского орогенного пояса и структур Центрально-Азиатского тектонического пояса. Однако ограниченность частотного диапазона амплитудных кривых, как в области высоких, так и низких частот, не позволяет идентифицировать их для каждой структуры.

Построены модели геоэлектрического строения зоны сочленения южной окраины Сибирской платформы с ее складчатым обрамлением до глубины 130–150 км, которые хорошо согласуются с результатами других геофизических методов – ГСЗ, МОВЗ и данными теплового потока. В построенных моделях нашли свое отражение основные тектонические элементы – структуроконтролирующие разломы, массивы, впадины, зеленокаменные пояса. Определяющую роль в строении региона играют разломы – Джелтулакский, Южно- и Северо-Тукурингский и Дербуганский. Джелтулакский разлом и его продолжение – Северо-Тукурингский разлом – являются южной границей Сибирской платформы. Выявлено изменение сопротивления основных структуроконтролирующих разломов (Джелтулакского, Южно- и Северо-Тукурингского) с запада на восток, что связывается с изменением геодинамической обстановки в этом направлении. Эта смена напряжений находит подтверждение по другим данным (МОВЗ, ГСЗ), но противоположна результатам расчета тектонических напряжений по фокальным механизмам сильных землетрясений. Наиболее сложное строение выявлено в пределах Гонжинского выступа и его обрамления и в Унахинском зеленокаменном поясе. Амуро-Зейская и Верхнезейская впадины имеют пониженную мощность верхнего высокоомного слоя до 20–25 км и зоны аномально низкого сопротивления в ее основании. Верхняя мантия под впадинами в основном имеет повышенное сопротивление по отношению к сопредельным структурам, но под Верхнезейской впадиной отмечено аномально низкое сопротивление в диапазоне глубин 70–110 км.

Верхняя мантия района исследований характеризуется низкими электрическими сопротивлениями менее 100 Ом·м за исключением Селенга-Станового орогенного пояса, где отмечаются повышенные значения сопротивления. Сопротивление под южной частью Становой гранит-зеленокаменной области составляет около 100 Ом·м, что больше, чем под Аргуно-Мамыным массивом, где оно близко в среднем 50 Ом·м. В Селенга-Становом

орогенном поясе значения сопротивления достигают нескольких сотен Ом·м.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит д.г.-м.н., профессора А.В. Поспеева за ряд замечаний, которые позволили значительно улучшить представленную работу. Автор также благодарен сотруднику Института тектоники и геофизики ДВО РАН к.г.-м.н. Б.Ф. Шевченко за обсуждение полученных результатов.

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

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмадулин В.А. Электромагнитные методы в комплексе исследований глубинного строения Приамурья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1991. 26 с.
2. Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А., Эрглис Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным // Сов. геология. 1972. № 10. С. 134–140.
3. Дмитриев В.И., Бердичевский М.Н., Кокотушкин Г.А. Альбом палеток для магнитотеллурического зондирования в неоднородных средах. Ч. 4. М.: Изд-во МГУ, 1975. 101 с.
4. Горнов П.Ю. Тепловой режим земной коры Дальнего Востока России // Закономерности строения и эволюция геосфер: Материалы IV междунар. междисциплинар. науч. симпоз., Хабаровск, 23–28 сент. 1998 г. Хабаровск: ДВО РАН, 1998. С. 86–88.
5. Егоров А.С., Гурьев Г.А., Зотова И.Ф. и др. Геолого-геофизическая и геодинамическая модели литосферы по линии геотранверса Рубцовск-мыс Невельского // Регион. геология и металлогения. 2000. № 10. С. 143–151.
6. Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ-ГСЗ // Регион. геология и металлогения. 2000. № 10. С. 236–240.
7. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 55–61.
8. Каплун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах центральной части Сихотэ-Алиня (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 88–96.
9. Каплун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 141–153.
10. Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданыч И.Л. и др. и рабочая группа ВЕАР. Анализ магнитотеллурических и магнитовариационных результатов в интервале периодов суточных вариаций по данным ВЕАР и определение “нормального” разреза Балтийского щита // Физика Земли. 2002. № 11. С. 34–53.
11. Мишенькин Б.П., Колмаков Е.А., Мишенькина З.Р. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования на востоке трассы БАМ // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 89–94.
12. Николаев В.В., Врублевский А.А., Ахмадулин В.А., Кузнецов

- цов В.Е. Геодинамика и сейсмическое районирование материковой части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2000. 90 с.
13. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностной разрез Алдано-Станового щита // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24. № 3. С. 3–21.
 14. Попов А.М., Кузьминых Ю.В., Бадурев А.Б. Экспериментальные исследования локальных неоднородностей в магнитотеллурическом поле // Геология и геофизика. 1989. № 9. С. 117–127
 15. Поспеев А.В. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара–Ванино // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 109–112.
 16. Семенов В.Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М.: Недра, 1985. 133 с.
 17. Степашко А.А. Латеральная гетерогенность мантии Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 93–117.
 18. Талтыкин Ю.В. Магнитотеллурические исследования при изучении глубинного строения Верхне-Амурского рудного района // ДАН СССР. 1983. Т. 269. № 4. С. 908–911.
 19. Талтыкин Ю.В., Каплун В.Б., Швалова Ю.П., Григорица Т.В. Предварительные результаты магнитотеллурических исследований в Становой области // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 105–109.
 20. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте масштаба 1:1 500 000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
 21. Шепель С.И. Электрические свойства пород в термобарических условиях литосферы и геоэлектрические модели: Автореф. дис... д-ра. геол.-минер. наук. Киев, 2003. 37 с.
 22. Электроразведка. Справочник геофизика. Магнитотеллурические методы. М.: Недра, 1989. С. 261–310.
 23. Adam A. Geothermal effects in the formation of electrically conducting zones and temperature distribution in the earth. // Phys. Earth Planet. Inter. 1978. V. 17. P. 21–28.
 24. Hobbs B.A. Terminology and symbols for use in studies of electromagnetic induction in the Earth. // Surveys in Geophysics. 1992. V. 13. P. 489–515.
 25. Ionov D.A., Prikhodko V.S., Bodinier J.-L., Sobolev A.V., Weis D. Lithospheric mantle beneath the south-eastern Siberian craton: petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Stanovik. // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 149. P. 647–665.
 26. R.D. van der Hilst, E.R. Engdahl and W. Spakman. Tomographic inversion of P and pP data for aspherical mantle structure below the northwest Pacific region // Geophys. J. Int. 1993. V. 115. P. 264–302.

Поступила в редакцию 17 марта 2006 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

V.B. Kaplun

Geoelectrical structure of the Upper Amur region from magnetotelluric sounding evidence

125 magnetotelluric soundings carried out in the south of the Aldan-Stanovoy Shield and its folded framing have been analyzed, the less distorted amplitude curves have been chosen, and the reference curve has been determined for the study area. The above soundings were divided into five profiles including three submeridional profiles stretching across the strike of the main structures, and two sublatitudinal profiles stretching along this strike. As a result of interpretation the geoelectrical sections of the lithosphere have been constructed down to 130–150 km depths where the high-resistivity crust is distinguished with the underlying low-resistivity mantle and the main tectonic structures separated by deep faults. The geoelectrical sections show the non-uniform structure of the area particularly within the structures of the Central-Asian and Pacific Tectonic Belts. The Gonzhinsky bulge within the Central-Asian Tectonic Belt and the Unakhin greenstone belt in the Stanovoy granite-greenstone area are noted for the most non-uniformity. A change in the resistivity has been revealed along the main structure-controlling faults (Dzheltulak, South and North Tukuringra) from west to east, which is related to the change in the geodynamic environment in this direction.

Key words: magnetotelluric soundings, deep structure, the Aldan-Stanovoy Shield.

АНОМАЛИИ ОТНОШЕНИЙ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ПРИРОДА РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПРИАМУРЬЯ

Т.В. Володькова

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

В работе показывается принципиальная возможность использования отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) магматических комплексов для определения природы их мантийных либо коровых источников. Анализируются значения отношений ЕРЭ магматических комплексов, связанных с “горячими точками”, полученные с использованием аэрогаммаспектрометрии. Работа содержит также обобщение и анализ распределений отношений ЕРЭ, характерных для некоторых типов мантийных резервуаров и оболочек Земли.

Сделано предположение, что магматические комплексы, специализированные на золото, сформированы под влиянием процессов мантийного метасоматоза либо связаны с обогащенными мантийными резервуарами.

Ключевые слова: естественные радиоактивные элементы, аэрогаммаспектрометрия, мантийный метасоматоз, примитивная мантия, истощенная мантия, обогащенная мантия, магматические комплексы, рудная минерализация, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в России резко возрос интерес к использованию данных изотопной геохимии для изучения процессов плюмообразования, магмообразования, особенностей распределения вещества в магматических очагах и мантии [7, 13, 26, 32, 36]. К сожалению, для Приамурья отмечается явный дефицит опубликованных петрогеохимических данных, имеющиеся в архивах материалы неоднородны по набору определяемых элементов и распределены по территории крайне неравномерно. Особенно остро стоит проблема недостатка материалов по редким и рассеянным элементам-индикаторам природы магматических процессов. С другой стороны, территория Приамурья довольно равномерно (более чем на 50 %) покрыта кондиционной крупномасштабной аэрогеофизической съемкой. Гамма-спектрометрия, входящая в ее комплекс, может использоваться для целей экспресс-анализа в изотопной геохимии. При использовании содержаний и отношений ЕРЭ в качестве элементов-индикаторов природы магматических очагов следует учитывать два важных фактора [21, 22, 24].

Первое, средние содержания и отношения ЕРЭ геологических комплексов значительно и закономерно варьируют в зависимости от геодинамичес-

кой обстановки, причем эти закономерности пока мало изучены. Так, Ю.М. Пузанковым [24] отмечалось, что магматизм “горячих точек” характеризуется закономерным изменением спайдер-диаграмм всех основных элементов-индикаторов в зависимости от геодинамической обстановки. В этой работе выделены основные геодинамические обстановки: внутренние части океанических плит, дивергентные границы плит, островные дуги, активные континентальные окраины, коллизионные зоны на конвергентных границах плит, активные внутриконтинентальные рифты. Л.П. Рихвановым [25] было показано, что вулканы вышеперечисленных геодинамических обстановок в поле корреляции урана и тория дискретно отличаются по содержаниям урана и тория, но поведение отношений ЕРЭ при этом подробно не изучалось.

Второе, на характеристики отношений ЕРЭ геологических комплексов значительно влияют степень и тип вторичных (гидротермально-метасоматических) изменений. О.Н. Николаевой впервые были разработаны геохимические критерии выявления в выборке данных по геохимическим пробам вторично измененных пород [22].

Оба эти фактора широко известны, но до последнего времени мало использовались, практически все

сводилось только к их констатации [21, 22, 24, 25]. В специальной литературе довольно мало систематик содержаний ЕРЭ в породах, а систематики отношений ЕРЭ отсутствуют. Опубликованные статистические данные о характеристиках содержаний ЕРЭ в геохимических пробах отдельных магматических комплексов обычно не учитывают влияние вышеуказанных положений. Это привело к тому, что до последнего времени использование характеристик ЕРЭ в качестве элементов-индикаторов природы магматических процессов было затруднено.

В последние годы в изотопной геохимии значительно чаще в качестве основных индикаторов природы магматических процессов (в том числе, плюмовой) стали применяться изотопы свинца [26, 30]. При этом широко используются изотопы ^{206}Pb , дочерний для ^{238}U , и ^{208}Pb , дочерний для ^{232}Th , а также коэффициенты $K_{\text{Pb}} = (\text{Th}/\text{U})_{\text{Pb}}$, $K_{\text{Th}} = (\text{Th}/\text{U})_{\text{Th}}$ [30, 31]. Если природный процесс радиоактивного распада не сопровождается нарушением радиоактивного равновесия, коэффициенты K_{Pb} , K_{Th} сопоставимы с величиной Th/U . Все стороны этой проблемы, в том числе возможности применения в изотопной геохимии уран-ториевого отношения, рассмотрены в работах Н.А. Титаевой [29–32]. При этом ею был сделан важнейший вывод: при частичном плавлении и магматической дифференциации изотопные отношения свинца и U/Th остаются в условиях закрытой магматической камеры постоянными [29].

Уран, торий, калий – несовместимые элементы с близкими по величине и чрезвычайно низкими коэффициентами распределения [38]. Поэтому правило постоянства отношений ЕРЭ в закрытых магматических очагах применимо ко всем характеристикам отношений ЕРЭ, используемым в аэрогаммаспектрометрии. При этом, средние статистические отношения ЕРЭ всех магматических комплексов, сформированных в процессе дифференциации закрытых магматических очагов, вне зависимости от их состава, характеризуются постоянством отношений ЕРЭ [4, 5, 6]. С учетом положений, используемых в работах [2, 7, 21, 29, 31, 32], значения отношений ЕРЭ магматических пород мантийного происхождения (базальтов), близки к соответствующим характеристикам материнских магматических очагов (резервуаров).

Если уран-ториевое отношение теперь все чаще применяется в изотопной геохимии, причем в качестве важнейшего индикатора, данных о поведении других отношений ЕРЭ очень мало. Уран, торий, калий характеризуются разной подвижностью в геологических процессах и разным химизмом [28, 30], поэтому следует ожидать, что вся группа отношений

ЕРЭ позволит получить дополняющие друг друга характеристики. Вопрос о самодостаточности такой системы для целей изотопной индикации магматических процессов пока открыт.

Изредка в петрогеохимии встречаются упоминания уран-калиевого отношения (либо K/U) и попытки оценить характер его распределения. И.Я. Азбелем и др. [1] на основе численного моделирования было установлено, что среднее значение U/K крупнейших оболочек Земли (верхняя и нижняя части континентальной коры, океаническая кора, верхняя и нижняя мантия) практически постоянно и равняется 0,79–0,80. По-видимому, это близко к истине и объясняется равенством коэффициентов распределения U и K , но этот вопрос пока недостаточно изучен.

При использовании отношений ЕРЭ с целью индикации природы магматических процессов следует учитывать еще несколько важных петрогеохимических положений.

Отношения ЕРЭ в породах мантийного происхождения в сильной степени зависят от типа мантийного резервуара. Так, процессы деплетирования мантии приводят к разубоживанию ее несовместимыми элементами (в том числе ураном, торием) и некоторому концентрированию совместимых элементов [11].

Отношения ЕРЭ определенных типов пород могут резко варьировать под воздействием мантийного метасоматоза. С мантийным метасоматозом связывается, в первую очередь, обогащение мантии несовместимыми элементами под воздействием плюмов (“горячих точек”) [6, 11, 15]. При этом подчеркивается роль в подобных процессах флюидов воды, газов.

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ), а также ЕРЭ зависят от объемов расплавных масс и формы магматических камер, что доказывается соответствующими экспериментами. Установлено [27], что даже небольшая примесь летучих элементов очень резко меняет характеристики содержаний и отношений ЕРЭ образующихся магматитов. Показано, что ЕРЭ чувствительнее других элементов к флюидизации и должны играть важнейшую роль в изучении процессов мантийного метасоматоза. Все эти процессы изучены пока совершенно недостаточно, а также мало известно об источниках вещества (мантийных либо коровых резервуарах).

Эти выводы совместно с упомянутым выше правилом постоянства отношений ЕРЭ играют роль геохимической основы применения в работе данных аэрогаммаспектрометрии.

Основной целью работы являлась попытка определить по характеристикам магматических

комплексов тип формирующих их материнских резервуаров и некоторые особенности, с которыми связано формирование специализированных рудосносных комплексов.

МЕТОДИКА И ПРИНЦИПЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Для решения вопроса о возможностях использования отношений ЕРЭ для классификации мантийных резервуаров были собраны и обобщены геохимические данные о средних отношениях ЕРЭ различных оболочек и резервуаров Земли (табл. 1).

В табл. 1 использованы опубликованные материалы [22–24, 26, 27, 33, 34, 37, 39, 40]. Данные по обогащенной мантии [26, 32, 37, 39, 40] основаны на результатах анализов небольшого количества образцов базальтов океанических островов (ОИВ). Содержания ЕРЭ ультраосновных пород обычно ниже допустимого порога, поэтому в табл. 1 они приводятся для оценки тенденции изменения этих характеристик. В табл. 1 отражены также характеристики отношений ЕРЭ основных коровых слоев и средние значения отношений ЕРЭ некоторых важнейших типов пород, для чего в нее дополнительно включены дан-

ные из работ [3, 5, 28]. Заметно, что уран-калиевое отношение варьирует слабее прочих отношений ЕРЭ, но для слоев земной коры и мантийных резервуаров может изменяться в достаточно широких пределах 0,45–1,92 [5, 22]. В слабоизмененных геологических комплексах различного состава дальневосточного региона средние значения уран-калиевых отношений соответствуют интервалу от 0,6 до 2,0. Соответственно, достаточно широко колеблются и значения средних уран-калиевых отношений геологических комплексов [4–6]. Прочие характеристики отношений ЕРЭ неизмененных комплексов пород (средние U/Th, K/Th) варьируют в значительно более широких пределах: 0,1–1,0 и выше, в зависимости от геодинамической обстановки. При этом среднеквадратические погрешности σ составляют: для U/Th и K/Th – 0,05–0,1, для U/K – 0,2–0,25. Все вышесказанное свидетельствует о высокой дифференцированности отношений ЕРЭ геологических комплексов и хорошей возможности их использования для индикации геологических процессов.

Из анализа таблицы 1, с учетом погрешностей, ясно, что характеристики отношений ЕРЭ позволяют

Таблица 1. Средние отношения ЕРЭ мантийных резервуаров и оболочек Земли.

Мантийные резервуары, оболочки Земли	Отношения ЕРЭ, у. е.*		
	U/Th	K/Th	U/K
Примитивная мантия (PM) и мантийный резервуар (PREMA) [24, 27, 33]	0,1–0,28 (0,26)	0,30	0,84–1,08 (0,94)
Континентальная кора, CC [22, 27]	0,20–0,26 (0,23)	0,25–0,26	0,79–1,0 (0,85)
Деплетированная (истощенная) мантия, DM (N - MORB) [27, 33, 34]	0,37–0,48 (0,4)	0,47–0,58 (0,53)	0,8–0,81 (0,8)
Обогащенная мантия (EMI) [39]	0,08	0,17	0,45
Обогащенная мантия (EMII) [40]	0,49	0,49	1,00
Обогащенная мантия (HIMU) [37]	0,24	0,13	1,92
Океанические острова (ОИВ), среднее по миру [27]	0,26	0,30	0,85
Океанические острова (ОИВ), (Килауэа, Гавайи) [27]	0,33	0,35	0,94
Островные дуги (АВВ), (толеитовая серия) [22]	0,44	0,68	0,65
Островные дуги (АВВ), (известково-щелочная серия) [22]	0,43	0,76	0,56
Островные дуги (АВВ), (высококалиевая известково-щелочная серия) [22]	0,44	0,36	1,24
Субщелочные базальты ОИВ [23, 24]	0,35	0,24–0,49	1,5–1,8
Осадочный слой [5, 28]	0,20	0,20	1,0
Гранитно-метаморфический (гранитный) слой [5, 28]	0,25	0,20	1,28
Андезито-метаморфический (диоритовый) слой [5, 28]	0,21	0,21	1,0
Гранулитно-базитовый (базальтовый) слой [5, 28]	0,33	0,50	0,66
Дуниты [3]	0,33	2,10	0,16
Ультраосновные породы [3]	0,37	1,87	0,20
Граниты аляскитовые [3]	0,50	0,28	1,75
Меймечиты, ийолиты [3]	0,27	0,18	1,45
Нефелиновые сиениты агпайтовы [3]	0,36	0,18	2,04

Примечание. *Содержание ЕРЭ даны – U · 10⁻⁴ %, Th · 10⁻⁴ %, K %. При расчете отношений ЕРЭ множитель 10⁻⁴ не учитывается.

уверенно идентифицировать большинство оболочек и резервуаров Земли. В отдельных случаях, когда отношений ЕРЭ для этой цели недостаточно, в качестве дополнительных признаков следует использовать содержания ЕРЭ. Наиболее четко по отношениям ЕРЭ идентифицируются обогащенные мантийные резервуары.

В работе использовались данные аэрогаммаспектрометрии средних значений отношений ЕРЭ слабоизмененных магматических комплексов ряда рудных районов. При выделении слабо измененных гидротермально-метасоматическими процессами пород, с использованием собственных разработок, применялся подход, основанный на изучении статистических характеристик гидротермально-метасоматически измененных образований различных формаций. Некоторые особенности такого подхода изложены в работах [5, 6]. Таким образом, из выборок, кроме специально оговоренных случаев, гидротермально-метасоматически измененные породы (со степенью изменения от 15–20% и выше) были исключены. Все описываемые в статье золоторудные районы связаны с континентальными “горячими точками” [16, 17], следовательно, отличаются общностью геодинамической обстановки. Все это обеспечивает однородность использованных выборок и достоверность анализа.

Применение для характеристики магматических комплексов данных аэрогаммаспектрометрии особенно удобно, что объясняется рядом причин. Более 50 % территории Приамурья довольно равномерно (за исключением крупных кайнозойских впадин) покрыто кондиционной аэрогеофизической съемкой масштаба 1:10 000 – 1:50 000. Съемка велась на вертолетах с обтеканием рельефа, на высоте 60 метров; большей частью использовалась аппаратура класса СКАТ-77, СТК-11. Точность измерения содержаний ЕРЭ составляла: по урану – порядка $0,1-0,15 \cdot 10^{-4} \%$, по торью – $0,55-0,65 \cdot 10^{-4} \%$, по калию – $0,05-0,10 \%$. Явное достоинство такого подхода – массовость, причем площади охарактеризованы в крупном масштабе с высокой точностью и по равномерной сети. К сожалению, построение сводных листов масштаба 1 : 200 000 – 1 : 50 000 с использованием компьютерных технологий началось только в последние 10–15 лет, поэтому эти материалы до сих пор практически не использовались наукой.

Хотя содержания ЕРЭ, измеренные в воздухе, слабо сопоставимы для совместного анализа с результатами наземных исследований [4], величины отношений ЕРЭ максимально свободны от погрешностей. Из формулы изменения энергетических спектров ЕРЭ, приводимой в работе [4], следует, что на их

интенсивность сильно влияют высота съемки, а также коэффициенты их поглощения в воздухе. Так как коэффициенты поглощения ЕРЭ довольно близки, значения отношений ЕРЭ мало зависят от этих погрешностей. Поэтому, средние значения отношений ЕРЭ магматических комплексов, не измененных гидротермально-метасоматическими процессами, могут применяться в изотопной геохимии совместно с данными наземных геохимических съемок. Этот важнейший тезис был доказан нами практически с использованием данных по магматическим комплексам Курильских островов. На островах широко распространены кайнозойские вулканиты, хорошо изученные и расчлененные на комплексы, охарактеризованные геохимически. Объединением “Дальгеология” ряд островов был покрыт современной аэрогеофизической съемкой. Нами были рассчитаны средние статистические характеристики отношений ЕРЭ магматических комплексов острова Кунашир, причем использовались значительные выборки ($n = 90-188$). Среднеквадратическая погрешность расчетов составляла по $U/Th - 0,12-0,15$, по $K/Th - 0,07-0,13$, по $U/K - 0,20-0,32$. Эти данные обобщены в табл. 2.

В табл. 2 использованы также средние характеристики по данным лабораторных анализов образцов соответствующих комплексов пород по островам Большой Курильской дуги в целом, в меньшей степени – по острову Кунашир. Переходный тип в табл. 2 представляют собой образования, по особенностям состава промежуточные между низкощелочными и известково-щелочными. Для них используются средние характеристики двух смежных классов пород, пониженной и нормальной щелочности. Точность таких сопоставлений за недостатком лабораторных данных по конкретно описываемым комплексам невысока. Тем не менее, четко видно, что все расхождения между данными наземных и лабораторных исследований не выше соответствующих величин дисперсий, что и доказывает их сопоставимость. Таким образом, использование в качестве основных характеристик магматических комплексов величин отношений ЕРЭ вполне оправдано и удобно. Для некоторых пород (ультраосновных) типичны очень низкие значения содержаний ЕРЭ, поэтому отношения ЕРЭ могут быть рассчитаны с большой погрешностью. На практике используются пороговые значения содержаний ЕРЭ, при достижении которых отношения ЕРЭ определяются неуверенно, а на изучаемой площади вычленяются соответствующие участки.

С использованием геологических материалов объединения “Дальгеология” (М.В. Мартынюк) со-

Таблица 2. Средние отношения ЕРЭ магматических комплексов Курильских островов.

Комплексы, тип щелочности	Состав исследованных пород	Отношения ЕРЭ магматических комплексов					
		по данным аэрогаммаспектрометрии			по данным наземных исследований [5]		
		U/Th	K/Th	U/K	U/Th	K/Th	U/K
Диорит-плагиогранитовый, известковый	Плагиограниты, кварцевые диориты	0,45	0,40	1,10	0,50	0,40	1,30
Зеленотуфовый, известковый	Андезиты, дациты	0,45	0,43	1,13	0,60	0,45	1,25
Вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, изв.-переходный к изв.-щелочному	Андезиты, дациты	0,57	0,55	0,95	0,70	0,50	1,05
Базальтоидный, известковый	Риолиты, дациты	0,53	0,53	0,65	0,55	0,45	0,70
Андезитовый, известковый	Андезиты, дациты, вулкана Головнина	0,50	0,34	1,20	0,60	0,45	1,25
Андезитовый, изв.-переходный к изв.-щелочному	Базальты, реже андезиты вулкана Тятя	0,48	0,46	1,05	0,70	0,55	1,05
Андезитовый, известково-щелочной	Риолиты, дациты, вулкана Менделеева	0,38	0,51	0,65	0,55	0,45	0,70
Андезитовый, известково-щелочной	Андезиты, дациты, реже базальты, вулкана Менделеева	0,75	0,76	1,30	0,80	0,60	1,00
Кварцевый вулканогенно-осадочный, известковый	Вулканогенно-осадочные породы риолитового состава	0,56	0,49	1,10	0,40	0,35	1,50

ставлялись выборки отношений ЕРЭ для некоторых магматических комплексов. Распределения отношений ЕРЭ подчиняются нормальному закону. Поэтому выборки характеризовались модальным значением распределения ЕРЭ, численно равным его среднему статистическому значению [4].

В работе охарактеризованы магматические комплексы трех золотоносных площадей: Нижнеамурской, Среднезейской и Верхнезейской, а также оловоносной Бута-Коппинской площади. Схема расположения этих рудных площадей и некоторые детали геологической обстановки, в том числе их корреляция с локальными ответвлениями от “горячих точек”, показаны на рис. 1. По Ю.Ф. Малышеву и др. [16, 17], эти структуры характеризуются аномалиями геотемператур на поверхности Мохо, а также аномально повышенным либо пониженным тепловым полем на поверхности Земли.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ РАЙОНОВ

Рассматриваемые Нижнеамурская и Среднезейская золотоносные площади включают в себя, по последним данным, по несколько рудных районов, в том числе наиболее известные и значительные в регионе рудные узлы и месторождения [10, 20]. Бута-Коппинская оловоносная площадь не обладает наиболее характерной для крупных месторождений оло-

ва геологической обстановкой, но может являться образцом обстановки, наиболее контрастно отличной от той, которая типична для золотоносных площадей. Все детали геологического строения упоминаемых рудных объектов изложены в работе [20]. В пределах Нижнеамурской площади расположены крупные месторождения золота Многовершинное и Белая Гора, а на Среднезейской – крупные рудные объекты Покровка и Пионер. На Верхнезейской площади, изученной гораздо меньше, месторождений золота пока не обнаружено. По данным С.М. Родионова [10], она характеризуется аномалиями медной минерализации, хотя там известны проявления золота, и ряд авторов считают этот район золотоносным. Севернее Удыхинской площади известно месторождение золота Колчеданный Утес, расположенное в геологических условиях, близких к рассматриваемым в работе.

На Нижнеамурской площади [6, 10] распространены вулканогенно-осадочные породы мезозойско-кайнозойского возраста. Мезозойско-кайнозойские магматические комплексы сформированы под воздействием двух крупных очаговых структур (глубинных магматических очагов) – Усть-Амурской и Нижнеамурской. Эти структуры хорошо отражены в геофизических полях, в особенности в гравитационном. По-видимому, магматические комплексы образовались в процессе дифференциации в магматических

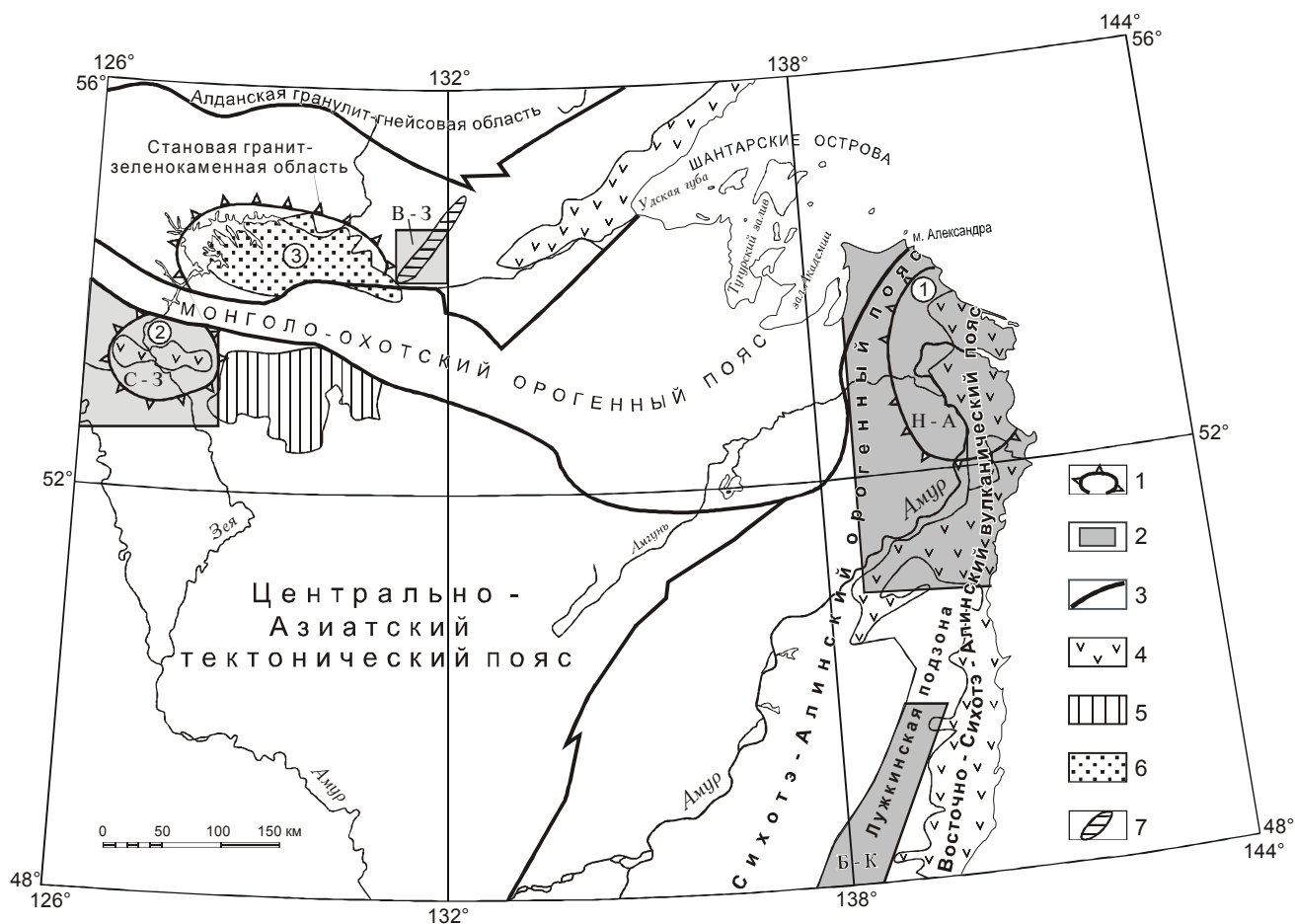


Рис. 1. Схема расположения рудоносных площадей и проявлений “горячих” точек [15].

1 – проявления “горячих” точек и полей (цифры в кружках): 1 – Нижнеамурское, 2 – Среднезейское, 3 – Верхнезейское; 2 – рудоносные площади: золото-рудные – Нижнеамурская (Н-А), Среднезейская (С-3), Верхнезейская (В-3), оловорудная – Бута-Коппинская (Б-К); 3 – границы тектонических подразделений; 4 – мезозойско-кайнозойские вулканиды; 5 – Аргуно-Мамынский массив (микроконтинент); 6 – Верхнезейский осадочный бассейн; 7 – Удыхинский зеленокаменный пояс.

очагах в течение нескольких фаз. Несмотря на значительные вариации состава пород (от основного до кислого), для каждой фазы типичны постоянные отношения ЕРЭ магматических комплексов. Следовательно, в течение каждой фазы глубинный режим магматических очагов не менялся. Вулканиды, широко распространенные в районе, картируются на фланге Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, северный фрагмент которого выделяется как Нижнеамурская вулканическая зона [10].

Среднезейская золотоносная площадь расположена на севере древнего Аргуно-Мамынского массива, входящего в состав Центрально-Азиатского тектонического пояса [10], в мезозойском прогибе между двумя выступами фундамента – Гонжинским и Мамыньским. Вулканиды, широко распространенные

здесь, включаются в Умлеканско-Огоджинский вулканический пояс (его фрагмент – Умлеканскую вулканическую зону). Разновозрастные магматические образования района (от протерозойских до мезозойских) варьируют от ультраосновного до кислого состава. По геофизическим данным, для земной коры региона типично блоковое строение. Формирование магматических комплексов региона связано с линейными глубинными тектоническими структурами, по которым происходили процессы деструкции в земной коре. Эти тектонические структуры ограничены разломами глубокого заложения, которые являлись подводящими каналами для магм. Выделяется несколько подобных структур, играющих особую роль в распределении процессов магматизма и регионального метасоматоза, которые являются рудоконтролиру-

рующими. Для района особенно типично распространение сдвигов, надвигов. По данным глубинного моделирования, в верхней мантии зафиксирована крупная очаговая структура, которую можно сопоставить с диапиром [17]. Влияние воздымающегося диапира по ряду факторов (распределению изоплотностных границ) ощущается и в земной коре. Таким образом, для площади характерно наложение двух структурных планов: верхнекорового – линейного и нижнекорового-мантийного – очагового.

На Верхнезейской золотоносной площади обнажаются древнейшие породы Становой гранит-зеленокаменной области Алдано-Станового щита (нижний, верхний архей). Особую (рудоконтролирующую) роль здесь играет Удыхинский зеленокаменный пояс [10], являющийся естественной границей Чогарского и Купуринского блоков. В этой зоне распространены магматические образования, широко варьирующие по возрасту и составу, а также проявлены процессы регионального метасоматоза, играющие значительную роль в рудолокализации.

Бута-Коппинская оловоносная площадь находится в пределах Лужкинской подзоны Сихотэ-Алинского орогенного пояса, в области влияния Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Площадь расположена в области крупного гравитационного минимума, обусловленного, скорее всего, гранитоидными массивами. Современных “горячих точек” здесь не выявлено.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

Детальный анализ таблицы 1 позволяет сделать некоторые принципиальные выводы о возможностях использования метода отношений ЕРЭ, кратко изложенные ниже.

Всеми исследователями признается, что деплетированная (истощенная) мантия DM очень близка по составу к мантийному источнику N-MORB, а также, что континентальная кора CC и деплетированная мантия представляют собой комплементарные резервуары [2, 7, 21, 26]. Основные комплементарные резервуары DM и CC контрастно различаются между собой по значениям отношений ЕРЭ и особенно существенно – по калий-ториевому отношению (на 3–6 σ).

Характеристики отношений ЕРЭ примитивной (неистощенной) мантии PM и континентальной коры CC чрезвычайно близки (табл. 1). По всем трем отношениям ЕРЭ они отличаются на величину не более σ , что делает проблематичным их разделение только по характеристикам отношений ЕРЭ. С другой стороны, эти оболочки существенно различаются по сред-

ним содержаниям ЕРЭ, так как в континентальной коре сосредоточена значительная часть радиоактивных элементов [28, 30].

Средние характеристики отношений ЕРЭ комплексов океанических островов OIB входят в ту же группу, что и величины отношений ЕРЭ для PM либо CC. Это объясняется тем, что, по литературным данным, средние значения отношений ЕРЭ резервуара OIB соответствуют характеристикам резервуара PREMA (слабоистощенной нижней мантии [26, 27]). Следовательно, в отсутствие мантийного метасоматоза, значения отношений ЕРЭ примитивной мантии, континентальной коры и резервуара PREMA, по-видимому, будут неотличимы. Для их идентификации нужны дополнительные данные (значения содержаний ЕРЭ).

Для отдельно взятых океанических островов, кроме главного резервуара PREMA, обычно отмечается сильное влияние дополнительной компоненты (обогащенной либо деплетированной мантии [26, 32]). Следовательно, отношения ЕРЭ вулканитов отдельно взятых островов могут заметно отличаться от средних показателей по островам, о чем свидетельствуют данные для вулкана Килауэа (табл. 1). Из таблицы следует, что базальты Килауэа отличаются по уран-ториевому отношению от средних характеристик островных базальтов того же типа на величину порядка 2 σ . Это определяет принципиальную возможность в отдельных случаях по отношениям ЕРЭ установить тип дополнительного резервуара.

Известные типы обогащенной мантии (EMI, EMII, NIMU) контрастно различаются по отношениям ЕРЭ [26, 32, 37, 39, 40].

Средние характеристики отношений ЕРЭ островных дуг мира, по приведенным в таблице данным О.Н. Николаевой [22], в целом малоинформативны. Это объясняется тем, что у каждой отдельно взятой дуги характеристики отношений ЕРЭ резко варьируют, в зависимости от типа дуги и состава вулканитов. По данным табл. 1, образования островных дуг делятся только на два класса – повышенной щелочности (калиевости) и прочие, так как комплексы толеитовой и известково-щелочной серии по всем отношениям ЕРЭ отличаются на величину не более σ . У высококалиевых образований аномально повышено уран-калиевое отношение, все прочие вулканиты имеют тенденцию по отношениям ЕРЭ стремиться к N-MORB. Это согласуется с известным фактом, что мантия под Курильской островной дугой по составу близка к деплетированной [5, 22, 31].

Средние характеристики уран-калиевого отношения основных резервуаров варьируют слабо

($U/K=0,56-1,08$). Грубо они делятся на две группы: островных дуг (U/K до 0,75) и прочих главных резервуаров ($U/K=0,8-1,1$). У субщелочных и высококалиевых вулканитов наблюдается резкое возрастание U/K (от 1,2 до 1,8). У щелочных пород (нефелиновые сиениты) уран-калиевые отношения могут достигать 2,0 и выше. При этом отмечается тенденция снижения калий-ториевого отношения до 0,18 [3]. С другой стороны, образования обогащенных мантийных резервуаров весьма дифференцированно отличаются именно по уран-калиевому отношению, кроме того, среди обогащенных мантийных резервуаров аномальными характеристиками уран-калиевых отношений описывается HIMU ($U/K = 1,92$). На основе приведенных данных четко видно, что уран-калиевые отношения могут играть важнейшую роль в диагностике субщелочных образований и комплексов, связанных с обогащенными мантийными резервуарами.

У пород ультраосновного состава отмечается тенденция контрастного повышения калий-ториевого отношения (до 1,87–2,1) и резкого понижения уран-калиевых отношений (до 0,16–0,2). Таким образом, щелочные и ультраосновные образования слабо отличаются по уран-ториевому отношению, но являются антагонистами по отношению к K/Th и U/K . Отмеченные особенности отношений EPЭ ультраосновных пород объясняют хорошо проявленную аномальность характеристик “базальтового” слоя. Именно, слой насыщен образованиями повышенной основности и поэтому отличается аномально высоким калий-ториевым отношением и аномально пониженным уран-калиевым отношением.

Тенденции изменения отношений EPЭ пород повышенной щелочности не зависят от геодинамической обстановки, следовательно, здесь ощущается прямое влияние петрохимических особенностей магматических очагов, с которыми связано формирование щелочных пород. Большинство авторов образование щелочных пород связывается с остаточными порциями магм в магматических очагах. Предполагается, что значительную роль в их формировании играют процессы мантийного метасоматоза и мантийные резервуары, обогащенные редкими металлами [12, 14, 23, 24]. Упомянутый выше принцип постоянства отношений на заключительных стадиях существования магматических очагов нарушается, вследствие чего отношения EPЭ начинают резко варьировать. Очевидно, что отношения EPЭ пород повышенной щелочности будут аномальными, вне зависимости от того, связано ли их формирование с остаточными порциями расплава, с процессами мантийного метасоматоза либо с обогащенными мантийными ре-

зервуарами. Ясно, что отношения EPЭ особенно показательны и важны при изучении именно этих вопросов.

Резюмируя все изложенное, заключаем:

1. По значениям отношений EPЭ можно контрастно выделить мантийные резервуары трех классов: 1) PREMA и PM, 2) DM и N-MORB и 3) аномальный тип. К аномальному классу относятся обогащенные мантийные резервуары EM I, EM II, HIMU, контрастно различающиеся между собой. При этом у континентальной коры CC средние характеристики весьма близки к PREMA.

2. Для ультраосновных пород типичны резко аномальные отношения EPЭ (табл. 1). Те же тенденции могут проявляться у мантийных резервуаров (в том числе обогащенных), за счет увеличения в них процентной доли ультраосновных пород.

3. При исследовании проблемы происхождения щелочных пород и мантийного метасоматоза отношения EPЭ могут играть роль важнейших индикаторов. Породы повышенной щелочности и образования мантийного резервуара HIMU обладают повышенными уран-калиевыми отношениями (более 1,2–1,3). Последний факт пока только констатируется, в связи с чрезвычайно низкой изученностью этого вопроса.

Работами Ю.Ф. Малышева с соавторами [16, 17] в Дальневосточном регионе был выделен ряд “горячих точек”. Нижнеамурская “горячая точка” отнесена к разряду “остывших” (характеризуется пониженным значением теплового поля на поверхности Земли), а прочие – к современным “горячим точкам”. В связи с этим, природа мезозойско-кайнозойского посторогенного магматизма в области влияния этих структур, во всех золоторудных районах, может быть определена как плюмовая. Характеристики “горячих точек” могут определяться по распределениям отношений EPЭ указанных магматических комплексов. Важно, что все рассматриваемые золотоносные площади коррелируются с подобными структурами, хотя Верхнезейская рудоносная площадь расположена в ее краевой зоне (области слабого влияния). Упомянутая корреляция является косвенным свидетельством большой роли при формировании золоторудных объектов магматического происхождения плюмов, но данных для окончательных выводов недостаточно. В ряде работ [13, 16, 35, 36] считается, что в раннем протерозое Среднезейская и Верхнезейская площади, расположенные в ареалах соответствующих “горячих точек”, также находились под воздействием плюма. Следовательно, плюмовая природа предполагается в этих районах и для раннепротерозойского магматизма.

При изучении отношений ЕРЭ магматических комплексов учитывались широко известные петрохимические положения.

Наиболее близки по составу к магмам мантийных резервуаров базальты [2, 7, 22]. Характеристики мезозойских магматических образований другого состава, вплоть до кислого, тоже в значительной степени зависят от типа мантийного резервуара, хотя на них значительно сильнее влияют процессы взаимодействия с коровым веществом [6].

Характеристики отношений ЕРЭ магматических образований плюмовой природы показаны в табл. 3. Для сравнения в ней представлены характеристики отношений ЕРЭ мезозойско-кайнозойских пород Бута-Коппинской оловоносной площади, не связанной с плюмами.

Все неизменные и слабоизмененные магматические образования, относящиеся к единому тектоно-магматическому циклу, характеризуются близкими отношениями ЕРЭ. Они контрастно отличаются по отношениям ЕРЭ от магматических образований смежных циклов. Магматические образования единого тектоно-магматического цикла сближены по возрасту, соотносятся с основными фазами тектогенеза и формируются под воздействием процессов дифференциации либо в едином закрытом магматическом очаге (являются комагматами), либо в системе соединяющихся между собой магматических очагов. Магматический очаг считается закрытым, если физико-химические условия выплавления магм в нем в процессе дифференциации неизменны. В условиях притока глубинного вещества в открытом очаге от фазы к фазе условия дифференциации магм могут меняться, что сказывается на характеристиках отношений ЕРЭ. Практически это означает, что разновозрастные породы, по ряду признаков относящиеся к единому тектоно-магматическому циклу, начинают варьировать по значениям отношений ЕРЭ. В таком случае, выделяется несколько фаз, для каждой из которых принцип постоянства отношений сохраняется.

С учетом этих положений и возрастных соотношений, магматические комплексы табл. 3 были объединены в группы, соответствующие отдельным тектоническим циклам (табл.4). У пород, отнесенных к одной группе, пределы колебаний ЕРЭ составляли: по U/Th и K/Th – не более 0,1, по U/K – не бо-

лее 0,3–0,4 (соответственно экспериментально определенным погрешностям расчета среднестатистических характеристик континентальных комплексов).

В последнее десятилетие появились данные о сравнительной сложности состава и взаимоотношений вулканитов кизинского и совгаванского комплексов [8, 18, 19]. Внутри них возможно выделение дополнительных комплексов, а также могут отмечаться местные аномалии состава, в связи с чем, значения ЕРЭ могут резко варьировать. Приводимые в табл. 4. значения можно считать осредненными (оценочными).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Статистически отношениями ЕРЭ лучше всего охарактеризован постороженный магматизм Нижнеамурского региона, который и послужил основой анализа. Нижнеамурская “горячая точка”, по-видимому, возникла в начале мезозоя и просуществовала до кайнозоя. В настоящее время она относится к разряду “остывших”, характеризуется нисходящими потоками веществ [16, 17]. Поэтому мезозойско-кайнозойский магматизм в ее ареале считается плюмовым. Согласно положениям, изложенным выше, здесь выделяется до 5 циклов магматизма плюмовой природы, причем его мантийный характер подчеркивается широким распространением базальтоидов (базальтов, андезибазальтов). Учитывая сильную изменчивость интенсивности магматических процессов (степень площадной распространенности отдельных комплексов), заключаем, что мезозойско-кайнозойский магматизм в целом носил пульсирующий характер. Каждый цикл сопровождался выбросом мантийного вещества, что наглядно подтверждается присутствием базальтоидов среди его производных магматитов. При этом в каждом цикле характеристики вещества (состав комплексов, средние значения отношений ЕРЭ, степень взаимодействия корового и мантийного вещества) менялись. По-видимому, варьирование отношений ЕРЭ от цикла к циклу определялось глубинным притоком вещества, либо тем, что были задействованы различные магматические очаги.

По крайней мере, для двух циклов магматизма установлено деление на две фазы, контрастно отличающиеся значениями отношений ЕРЭ. Дополнительные фазы магматических циклов с аномальными

Примечание к табл. 3. 1. Часть образований рудного поля Бухтынка представлено, по-видимому, гидротермально-метасоматически измененными породами. 2. При выделении татаркинского и маломихайловского комплексов использованы данные М.В. Мартынюка (объединение “Дальгеология”).

Таблица 3. Средние отношения ЕРЭ магматических пород в рудных районах.

Магматические комплексы, породы	Возраст	Кол-во измер.	Отношения ЕРЭ, у. е.		
			U/Th	K/Th	U/K
Нижнеамурская золотоносная площадь					
Кизинский комплекс. Базальты, андезибазальты	N_{1kz}	135	0,45	0,27	1,20
Сизиманский комплекс. Андезибазальты, андезиты, базальты	P_{2sz}	83	0,27	0,30	0,90
Сизиманский комплекс. Андезибазальты, андезиты, базальты	P_{2sz}	86	0,30	0,28	0,95
Верхнеудоминский комплекс. Гранитоиды.	γP_1	69	0,23	0,32	0,68
Бекчиулский комплекс. Граниты, гранодиориты	γP_1	126	0,25	0,31	0,70
Нижнеамурский комплекс. Гранитоиды.	γK_{2n}	86	0,32	0,23	1,40
Нижнеамурский комплекс. Гранитоиды.	γK_{2n}	143	0,44	0,23	1,85
Большинский комплекс. Андезиты, андезибазальты	K_{2bl}	65	0,30	0,25	1,25
Рудное поле Бухтянка					
Кизинский комплекс. Базальты, андезибазальты	N_{1kz}	96	0,27	0,29	1,15
Колчанский комплекс. Риолиты, реже андезиты и дациты	P_{3kl}	125	0,28	0,47	0,70
Сизиманский комплекс. Андезибазальты, андезиты, базальты	P_{2sz}	105	0,26	0,53	0,55
Андезиты, дациты	$\alpha \zeta P_1$	110	0,30	0,43	0,65
Риолиты, дациты	$\lambda \zeta_2 P_1$	74	0,28	0,35	0,75
Субвулканические андезиты	$\alpha_2 K_2$	147	0,30	0,40	0,70
Субвулканические интрузии основного состава	$\nu_2 K_2$	92	0,32	0,50	0,65
Рудное поле Многовершинное					
Бекчиулский комплекс. Граниты лейкократовые, гранит-порфиры	$\gamma_{i3} P^1_v$	180	0,28	0,53	0,57
Бекчиулский комплекс. Гранитоиды	$\gamma_3 P^1_v$	222	0,24	0,29	0,80
Бекчиулский комплекс. Гранодиориты	$\gamma p_2 P^1_v$	100	0,28	0,32	1,10
Бекчиулский комплекс. Гранодиориты	$\gamma p_2 P^1_v$	93	0,21	0,25	0,87
Гранодиорит-порфиры	$\gamma p \pi P_1$	88	0,31	0,37	0,65
Андезиты	αP_1	179	0,26	0,38	0,65
Нижнеамурский комплекс(?). Гранитоиды	$\gamma \sigma K_{2n}$	87	0,24	0,36	0,70
Рудное поле Белая Гора					
Сизиманский комплекс. Андезибазальты, андезиты, базальты	P_{2sz}	195	0,28	0,26	1,13
Риолиты, дациты	$\lambda \zeta_2 K_2$	140	0,27	0,29	1,10
Среднезейская золотоносная площадь					
Раннепротерозойские гранитоиды, габброиды	PR_1	-	0,20	0,28	1,30
Раннепротерозойские габброиды. Тыгдинский массив	δPR_1	-	0,15	0,25	1,60
Раннепротерозойские гранитоиды. Ульпуктинский массив	γPR_1	-	0,25	0,30	1,10
Верхнеамурский комплекс. Гранитоиды	γK_{1v}	-	0,25	0,25–0,35	1,10
Талданский комплекс. Андезиты, андезидациты, трахиандезиты	K_{1tl}	-	0,10	0,17	1,60
Буриндинский комплекс. Гранитоиды	γK_{1b}	-	0,17	0,10	1,15
Буриндинский комплекс. Гранитоиды	γK_{1b}	-	0,15	0,15	1,50
Верхнезейская золотоносная площадь					
Кристаллические сланцы и гнейсы, граниты, гранодиориты	PR_1	-	0,45	0,20	1,50
Эффузивно-осадочные и интрузивные породы	MZ_2	-	0,45	0,35	1,50
Бута-Коппинская оловоносная площадь					
Совгаванский комплекс. Андезибазальты, базальты	N_2-Q_{1sv}	150	0,60	0,18	2,50
Кизинский комплекс. Базальты, андезибазальты	N_{1kz}	336	0,45	0,28	1,22
Иолийский комплекс. Гранитоиды	γP_1	201	0,50	0,37	1,25
Самаргинский комплекс. Андезиты, дациты	P_{1sm}	247	0,47	0,28	1,60
Граниты, гранит-порфиры, субвулканические риолиты, дациты	λK_2	73	0,60	0,46	1,30
Амутская свита. Андезиты	K_{2am}	115	0,61	0,48	1,15
Хунгарийский комплекс. Гранитоиды	γK_{2h}	140	0,40	0,29	1,20

Таблица 4. Отношения ЕРЭ магматических циклов рудных районов.

№ цикла	Магматические комплексы	Возраст	Отношения ЕРЭ, у. е.		
			U/Th	K/Th	U/K
Нижнеамурская золотоносная площадь					
1	Большинский	$K_{2b1}-K_{2n}$	0,24–0,30	0,25–0,36	0,70–1,25
2	Нижнеамурский	K_{2n}	0,32–0,44	0,23	1,4–1,85
3 фаза А	Татаркинский, маломихайловский	$\alpha_2K_2-\lambda_2K_2$	0,25–0,35	0,30–0,40	0,70–1,10
3 фаза Б	То же	$P_1(?)$ $\alpha_2K_2-\lambda_2K_2$	0,25–0,35	0,40–0,50	0,60–0,80
4 фаза А	Верхнеудоминский, бекчиулский, сизиманский, колчанский	P_1-P_3	0,20–0,30	0,25–0,35	0,60–1,10
4 фаза Б	То же	P_1-P_3	0,20–0,30	0,45–0,55	0,50–0,90
5	Кизинский	N_1	0,27–0,46	0,27–0,29	1,15–1,20
Среднезейская золотоносная площадь					
1	Раннепротерозойский этап	PR_1	0,15–0,20	0,25–0,28	1,30–1,60
1	То же	PR_1	0,25	0,30	1,10
2	Верхнеамурский	K_{1v}	0,25	0,25–0,35	1,10
3	Талданский, буридинский	K_{1tb}, K_{1b}	0,10–0,17	0,10–0,17	1,15–1,60
Верхнезейская золотоносная площадь					
1	Раннепротерозойский этап	PR_1	0,45	0,20	1,50
2	Мезозойский этап	MZ_2	0,45	0,35	1,50
Буга-Коппинская оловоносная площадь					
1	Хунгарийский	γK_{2h}	0,40	0,29	1,20
2	Амутская свита	K_{2am}	0,60–0,61	0,46–0,48	1,15–1,30
3	Самаргинский, июлийский, кизинский	P_1-P_2 N_{1kz}	0,45–0,50	0,28–0,37	1,22–1,60
4	Совгаванский	N_2-Q_{1sv}	0,60	0,18	2,50

характеристиками отношений ЕРЭ связываются с влиянием мантийного метасоматоза либо мантийных резервуаров с аномальными отношениями ЕРЭ. При этом аномальными считаются фазы, которые характеризуются отношениями ЕРЭ, резко отличными от средних, в целом типичных для данного очага. Так, явно аномален цикл 2, с которым связывается формирование нижнеамурского комплекса, резко отличный от других по уран-ториевому и уран-калиевому отношению. Аномальны также, с учетом характеристик калий-ториевого отношения, фазы 3Б, 4Б. В связи с тем, что степень распространенности магматических комплексов с аномальными характеристиками, относимых к фазам 3Б, 4Б, в Нижнеамурском регионе слабая, можно заключить, что явления плюмового магматизма на Нижнеамурской площади, в целом, протекали сравнительно спокойно. Сравнивая данные табл. 1 и 4, можно делать заключения о типах мантийных резервуаров, связанных с Нижнеамурской “горячей точкой”.

Заметно, что большинство магматических циклов Нижнеамурской “горячей точки” (циклы 1, 3, 4,

5) отличаются близостью отношений ЕРЭ к соответствующим средним характеристикам континентальной коры СС, либо PREMA. Имеющихся данных пока недостаточно для более достоверного вывода о действительной природе главного мантийного резервуара этой области. Интерпретация материалов ГСЗ и гравитационной съемки показывает, что для коры Нижнеамурской рудоносной площади типичен сравнительно тонкий “гранитный” слой, повышенная мощность “диоритового” слоя и пониженная мощность земной коры. Характеристики отношений ЕРЭ коровых слоев (табл. 1) мало сопоставимы с отношениями ЕРЭ магматических комплексов Нижнеамурского региона, что указывает на существенное участие в магнообразовании мантийных резервуаров. По данным Ю. Ф. Малышева и др. [16, 17], под Нижнеамурской “горячей точкой” наблюдается аномальная по геофизическим характеристикам зона значительной вертикальной мощности литосферной мантии, которую можно сопоставить с “глубинным корнем” Нижнеамурского плюма. С учетом этих признаков, более вероятно, что

основной магматический резервуар Нижнеамурской структуры идентифицируется как PREMA.

Кроме того, по характеристикам отношений ЕРЭ, в третьем цикле Нижнеамурской очаговой структуры ощущается дополнительное влияние мантийного резервуара DM (причем, более существенное для второй фазы). Это проявляется, в первую очередь, относительно высокими калий-ториевыми отношениями магматитов этого цикла, характерными для резервуара DM.

Характеристики нижнеамурского и, в очень небольшой степени, кизинского комплексов (циклы 2, 5) свидетельствуют о воздействии процессов мантийного метасоматоза либо о связи с обогащенным мантийным резервуаром. Причем у нижнеамурского комплекса эти тенденции проявлены чрезвычайно ярко. Природа кизинского комплекса не ясна в связи с отмеченной выше вероятной сложностью его состава, поэтому в дальнейшем он не рассматривается. Очень важен и тот факт, что дополнительные фазы циклов 3, 4 (фазы Б), судя по набору их характеристик отношений ЕРЭ, сформированы под влиянием особого, типичного только для этих фаз, процесса. Они совершенно аномальны, с учетом данных табл. 1, не имеют аналога по отношениям ЕРЭ среди большинства резервуаров, но приближаются по характеристикам к “базальтовому” слою. Более вероятно, что магматиты этой фазы формировались под влиянием мантийных резервуаров с контрастными характеристиками.

Известно, что именно нижнеамурский магматический комплекс в этом регионе считается главным, специализированным на золото-редкометалльное (на практике часто описывается как золото-кварцевое) оруденение [9]. С золото-серебряным оруденением, развитым в меньшей степени, связаны циклы 3, 4. С использованием данных о распространенности комплексов заключаем, что именно комплексы, описываемые аномальными значениями ЕРЭ (дополнительные фазы), являются специализированными на золото. Распределения средних значений отношений ЕРЭ основных мантийных резервуаров и специализированных на золото комплексов показаны на рис. 2.

Из всего выше сказанного можно сделать определенные заключения.

В целом, Нижнеамурская “горячая точка” развивалась под воздействием мантийных резервуаров PREMA, DM. Степень взаимодействия с коровым веществом еще следует уточнить. Эта группа резервуаров совершенно индифферентна к золотому и редкометалльному оруденению, судя по тому, что специализированные магматические комплексы с соответствующими циклами не связаны.

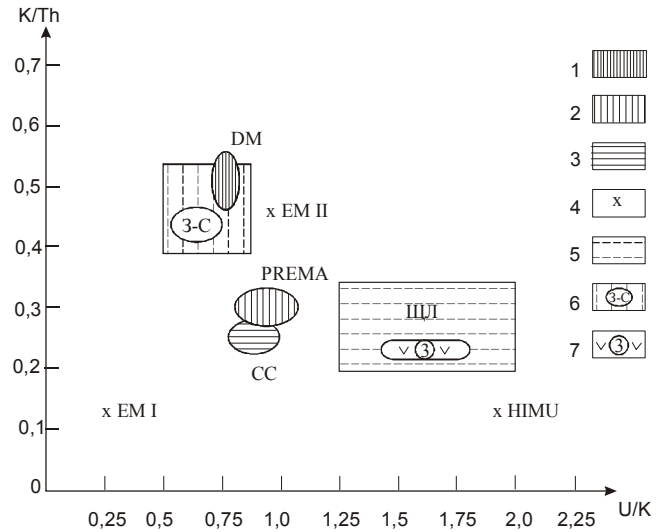


Рис. 2. Средние отношения ЕРЭ мантийных резервуаров, континентальной коры и магматических комплексов.

Средние отношения ЕРЭ: 1 – деплетированной мантии DM; 2 – мантии PREMA; 3 – континентальной коры CC; 4 – обогащенной мантии EM I, EM II, HIMU; 5 – щелочных пород (ШЦЛ); 6 – пород с золото-серебряной минерализацией; 7 – пород с минерализацией золото-кварцевого типа.

Золотое оруденение связывается с влиянием двух контрастно различающихся по отношениям ЕРЭ обогащенных мантийных резервуаров, возможных источников мантийного метасоматоза. С основным из них связано становление нижнеамурского комплекса, специализированного на золото-редкометалльное оруденение. Он описывается, в первую очередь, высокими уран-калиевыми отношениями (более 1,2–1,4).

Золото-серебряное оруденение и некоторые виды комплексных руд связаны, вероятно, с дополнительными фазами циклов 3 и 4, которые определяются сильным влиянием обогащенного мантийного резервуара другого типа.

В обоих случаях источник золота и редких металлов связан с обогащенными мантийными резервуарами с аномальными характеристиками и является, по-видимому, мантийным.

С учетом характеристик обогащенных резервуаров EM I, EM II, HIMU (табл. 1) можно предположить, что они оказывали существенное влияние при формировании магматических образований некоторых циклов и фаз магматизма в Нижнеамурском регионе. Так, при формировании нижнеамурского комплекса не исключено влияние мантийного источника, по отношениям ЕРЭ близкого к HIMU. При формирова-

нии аномальных фаз в 3 и 4 циклах возможно влияние источника, по характеристикам близкого к ЕМШ.

Не вдаваясь в подробности, можно отметить, что данные по Среднезейской и Верхнезейской золотоносным площадям подчеркивают выделенные закономерности. Так, на Среднезейской площади золотое оруденение связывается со специализированным буридинским комплексом, а верхнеамурский комплекс, в основном, считается безрудным. Отчетливо видно, что цикл 3 (внедрение буридинского комплекса) описывается аномальными отношениями ЕРЭ и высокими уран-калиевыми отношениями (до 1,6).

Все это подтверждает гипотезу о влиянии обогащенных мантийных резервуаров (либо специфических процессов мантийного метасоматоза) с четко закономерными распределениями отношений ЕРЭ на процессы формирования специализированных на золото магматических комплексов. Возможно, обогащенные мантийные резервуары глубинной природы являлись источниками мантийного метасоматоза в верхней мантии.

Бута-Коппинская оловоносная площадь расположена в сфере влияния Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, и для нее типичны мощная кора и повышенная мощность гранитного слоя. Данные по Бута-Коппинской площади отражают совершенно иную структурную обстановку, не связанную с "горячими точками". По набору значений отношений ЕРЭ они ни в коей мере не сопоставимы с характеристиками, типичными для золоторудных районов. Отмечается только частичное сходство с характеристиками Верхнезейской рудоносной площади, которая, как указывалось выше, расположена в краевой зоне Верхнезейского плюма, и плюмовые процессы здесь, возможно, выражены весьма слабо.

Для всех образований Бута-Коппинской оловоносной площади типично высокое уран-калиевое отношение, но с учетом всего тренда отношений ЕРЭ, эти магматиты, по-видимому, ни в малейшей степени не связаны с обогащенным мантийным резервуаром НМУ, упомянутым выше. По отношениям ЕРЭ, магматические образования Бута-Коппинской площади вообще не сопоставимы ни с одним из рассмотренных ранее резервуаров и очень далеки от средних характеристик оболочек Земли. Вероятно, такие распределения отношений ЕРЭ определяются особенностями взаимодействия мантийных процессов с мощной континентальной корой.

В первом приближении, характеристики магматических комплексов Бута-Коппинской площади можно разделить на две группы. Для первой из них

типичны весьма высокие (от 0,60 и выше) уран-ториевые отношения, и объяснить причину высокой аномальности образований этой группы пока невозможно. Вторая группа, для которой уран-ториевые отношения сравнительно понижены от 0,40 до 0,50, почти сопоставима по отношениям ЕРЭ с мезозойскими магматическими образованиями Верхнезейского рудного района. Важно, что именно с этой группой магматитов на Бута-Коппинской площади ассоциируется оловянное оруденение.

ВЫВОДЫ

1. Основные мантийные резервуары и земные оболочки контрастно различаются между собой по величинам отношений ЕРЭ; произведена предварительная классификация этих резервуаров с оценкой их отношений ЕРЭ. В отдельных случаях, чтобы уверенно классифицировать природу резервуаров, необходимо привлечение характеристик содержаний ЕРЭ.

2. Выявлен эффект закономерного изменения средних значений отношений ЕРЭ магматических комплексов плюмовой природы под влиянием притока глубинных флюидов; показано, что золотое оруденение в таких районах связано с мантийными процессами.

3. Специализированные на золото магматические комплексы в "горячих точках" формируются под воздействием специфических мантийных резервуаров либо процессов мантийного метасоматоза, описывающихся аномальными отношениями ЕРЭ.

4. Характеристики посторогенных магматических комплексов изученных золотоносных и оловоносных площадей совершенно несопоставимы. Комплексы Бута-Коппинской оловоносной площади не сопоставимы по отношениям ЕРЭ с мантийными резервуарами и оболочками Земли.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность Ю.Ф. Малышеву и И.П. Войновой за редактирование текста. Автор благодарен Н.К. Ждану, многолетняя поддержка которого способствовала выполнению этой работы. Работа выполнялась в рамках проекта ДВО РАН 06-1-ОНЗ-113.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Численное моделирование геохронометрических систем и проблема эволюции Земли // Изотопная геохимия и космохимия. М.: Недра, 1990. С. 29-49.
2. Андерсон Дон А. Горячие точки, базальты и эволюция мантии // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 197-217.

3. Базилевский А.Т. К-U-Th систематика вещества планетных тел Солнечной системы // Геохимия. 1985. № 2. С. 131–141.
4. Володькова Т.В. Региональные закономерности распределения гамма-спектрометрических полей на юге Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1996. № 2. С. 116–125.
5. Володькова Т.В. Особенности тектоно-магматических процессов на островах Парамушир и Шумшу по данным аэрогеофизической съемки // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Косыгинские чтения. Хабаровск. ИТиГ ДВО РАН, 2003. С. 292–302.
6. Володькова Т.В. Геофизические характеристики регионально-площадного метасоматоза и его связь с глубинными процессами // Закономерности строения и эволюции геосфер: VI Междунар. междисциплинар. науч. симпоз. Хабаровск, 2004. С. 24–34.
7. Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 618–654.
8. Есин С.В., Прусевич А.А., Травин А.В. Новые данные о позднекайнозойском щелочно-базальтоидном вулканизме Восточного Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 1992. Т. 322, № 2. С. 369–372.
9. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В. и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.
10. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Горошко М.В. и др. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте 1:1500000. Владивосток-Хабаровск, 2005. 264 с.
11. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Богатиков О.А. О полигенной природе связи оруденения с магматизмом // Геохимия. 1993. № 4. С. 467–485.
12. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Козловский А.М. Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 5. С. 672–676.
13. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Владыкин Н.В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометалльного магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. №3. С. 227–253.
14. Когарко Л.И. Щелочной магматизм в ранней истории земли // Петрология. 1998. Т. 6, № 3. С. 251–258.
15. Лазько Е.Е., Шарков Е.В., Богатиков О.А. Мантийные субстраты, их геохимическая типизация и роль в образовании подкорковых магм // Геохимия. 1993. № 2. С. 165–188.
16. Малышев Ю. Ф., Горнов П.Ю., Карсаков Л.П. и др. Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатого поясов // Тектоника и геофизика литосферы: Материалы XXXV Тектонич. совещ. Т.1. М., 2002. С. 325–329.
17. Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Родионов С.М., Романовский Н.П. Глубинное строение и перспективы поисков крупных и сверхкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 430 с.
18. Мартынов Ю.А. Геохимия, минералогия и петрогенезис миоцен – четвертичных платоэффузивов Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 158–172.
19. Мартынов Ю.А. Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика // Петрология. 1999. Т.7, №1. С. 58–79.
20. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России / АмурКНИИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 1996. 332 с.
21. Николаева О.В. К-U-Th систематика земных магматических пород для планетологических сравнений: базальты нормального типа срединно-океанических хребтов Земли и базальтовый материал Венеры // Геохимия. 1995. № 4. С. 467–476.
22. Николаева О.В. К-U-Th систематика земных магматических пород для планетологических сравнений: вулканические породы океанических островных дуг Земли и материал поверхности Венеры // Геохимия. 1997. № 6. С. 488–512.
23. Пузанков Ю.М. Геохимия изверженных пород островов Пасхи и Сала-и-Гомес // Геохимия. 1997. № 7. С. 697–708.
24. Пузанков Ю.М. Геохимические особенности проявлений кайнозойского базитового магматизма над “горячими точками” // Геохимия. 1999. № 9. С. 941–949.
25. Рихванов Л.П. Радиогеохимическая типизация рудно-магматических образований. Новосибирск, 2002. 536 с.
26. Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.В. и др. Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 2. С. 223–226.
27. Рябчиков И.Д. Состав верхней мантии Земли // Геохимия. 1997. № 5. С. 467–478.
28. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре Л.: Недра, 1974. 231 с.
29. Титаева Н.А., Поляков А.И., Зорнина Ю.Б. Торий-урановое отношение как индикатор комагматичности вулканических пород риолит-базитовой серии Исландии // Геохимия. 1982. № 11. С. 1632–1638.
30. Титаева Н.А. Ядерная геохимия. М., 1992. 272 с.
31. Титаева Н.А. Изотопные отношения $(Th/U)_{Th}$ и $(Th/U)_{Pb}$ в молодых вулканитах Курило-Камчатской дуги в связи с проблемой их генезиса // Петрология. 1994. № 3. С. 251–258.
32. Титаева Н.А. Интерпретация изотопных составов вулканических пород океана и проблема неоднородности океанической мантии // Петрология. 2001. Т. 9, № 5. С. 504–518.
33. Флеров Г.Б., Федотов П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия позднемеловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т. 9, № 2. С. 189–208.
34. Хаин В.Е. Глобальная геодинамика на пороге нового века // Геотектоника. 2002. № 4. С. 3–13.
35. Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. РАН. 2001. Т. 379, № 1. С. 94–98.
36. Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.

37. Chauvel Catherine, Hofman Albrecht W. and Vidal Philippe. HIMU-EM The French Polynesian connection // *Earth and Planetary Science Letters* 1992. V. 110. P. 99–119.
38. Hoffman A.W. Mantle geochemistry the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385, N16. P. 219–229.
39. Wilson M., Patterson R. Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe // *Geol. Soc. Amer. Special Paper*. 2001. V. 352. P. 37–58.
40. Woodhead Ion D. and Malcolm T. Mc Culloch // Ancient seafloor signals in Pitcairn Island lavas and evidence for lade amplitude, small length-scale mantle heterogeneities / *Earth and Planetary Science Letters*. 1989. V. 94. P. 257–273.

Поступила в редакцию 26 апреля 2006 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

T.V. Volodkova

Anomalies of radioactive element ratios, and the nature of ore mineralization in Priamurye

The paper shows the principal possibility of using the ratio of the natural radioactive elements (NRE) of magmatic complexes to define the nature of their mantle or crustal sources. The NRE values of magmatic complexes related to “hot spots” obtained using aerogammaspectrometry are analyzed. The paper also generalizes and analyzes the NRE ratio distribution characteristic of certain types of mantle reservoirs and the Earth’s shells.

It is assumed that the magmatic complexes specialized for gold are formed due to the influence of mantle metasomatism processes or the enriched mantle reservoirs.

***Key words:* Natural radioactive elements (NRE), mantle metasomatism, aerogammaspectrometry, primitive mantle, depleted mantle, enriched mantle, magmatic complexes, alkaline rocks, ore mineralization.**

**ОПЕРЕЖАЮЩИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ
НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ**

М.И. Копылов, И.В. Пустовойтова

Федеральное государственное унитарное геофизическое предприятие “Дальгеофизика”, г. Хабаровск

Проведение опережающих комплексных геофизических, петрофизических исследований позволяет использовать различные корреляционные зависимости между физико-механическими свойствами пород и геофизическими параметрами с целью выделения наиболее перспективных участков для постановки поисково-разведочных работ на строительные материалы (камень, песок, глины), что существенно ускоряет процесс изучения месторождения и сокращает объем дорогостоящих горных и лабораторных работ.

Ключевые слова: строительные материалы, поиски, магниторазведка, электроразведка, физико-механические свойства, месторождения, Хабаровский край.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОБЛЕМЫ

Несмотря на высокую эффективность геофизических исследований, внедрение их в практику при поисках строительных материалов сдерживается факторами кажущейся лёгкости их поисков и разведки, а также слабой освещённостью этого вопроса в справочной и научной литературе.

Специфическими особенностями поисков строительных материалов являются сравнительно небольшие глубины исследования, относительно слабые отличия искомым объектов от вмещающих пород по физическим свойствам и петрофизическим характеристикам, а также различные требования отраслей строительных предприятий к качественным характеристикам стройматериалов. При обоснованном проведении и рациональном выборе комплекса геофизических, петрофизических, геологических исследований может быть решён широкий круг геологических задач: оконтуривание границ объекта, уточнение особенностей геологического строения месторождения строительных материалов, установление прогнозно-поисковых критериев по выделению перспективных для поисков участков, выявление и разведка продуктивных толщ с количественным определением и подсчётом ресурсов. Применение геофизических исследований позволяет уменьшить объёмы тяжёлых методов разведки,

сократив тем самым сроки работ и снизив стоимость общего цикла поисково-разведочных работ.

Назначение статьи авторы видят в целенаправленном освещении различных методик геофизических и петрофизических исследований для геологов и геофизиков, занимающихся поисками и разведкой строительных материалов, обеспечении их рекомендациями по применению и комплексированию геофизических методов для различных типов месторождений.

Принципы комплексирования геофизических и петрофизических исследований как в рудной, так и нерудной геофизике в настоящее время развиваются на основе системного анализа и учёта объективных возможностей каждого метода [1, 2]. К наиболее общим принципам комплексного проведения геолого-разведочных работ относятся включение в рекомендуемый комплекс методов, изучающих различные физические поля, выделение в рациональном комплексе основных и вспомогательных методов. Включение конкретных методов и их модификаций в рациональный комплекс базируется на двух принципах, взаимно дополняющих друг друга: 1) качественно-эволюционном отборе наиболее эффективных и экономичных методов (модификаций), исходя из опыта в исследуемом и других регионах мира; 2) количественном системном подходе, позволяющем производить подбор их на конкурентоспособном уровне.

При недостаточном знании о физико-геохимических свойствах объекта, на первоначальном этапе его исследований применяют несколько геофизических методов или их модификаций с различной величиной разносов и шагом измерений. Выбор наиболее эффективного комплекса производят при постановке опытных работ на наиболее изученном разрезе. При длительном периоде работ в одном районе процесс оптимизации комплекса геофизических методов является непрерывным в связи с накоплением новых геологических, геофизических и петрофизических данных.

Для выбора и обоснования рационального комплекса геофизических методов вначале формируют физико-геологическую модель объекта исследований. На первом этапе для построения графического или цифрового изображения модели используются данные лабораторных измерений физических свойств по образцам, отобраным при геологических съёмках масштаба 1:50 000, при поисковых работах и других исследованиях, формирующих сведения о геологическом строении разреза, литологических разностях, слагающих объект. В случае отсутствия петрофизических данных об объекте принимаются данные справочные или по аналогии с другими районами.

При известной абстракции и схематичности модели первого этапа исследований, в ней должны быть отображены хотя бы фрагментарно: литологический состав объекта, вмещающие породы, их однородность, тектонические нарушения, трещиноватость, минерализованность и т.д. По мере производства работ и получения новых геологических, петрофизических и других данных модель уточняется. Но в процессе формирования модели необходимо задаваться определённым уровнем генерализации с тем, чтобы не усложнять модель геологическими, петрофизическими, геофизическими подробностями, не оказывающими существенного влияния на оценку рациональности рекомендуемых комплексов геофизических методов.

В качестве строительного камня обычно применяют изверженные (граниты, гранодиориты, габбро, диориты, долериты и др.), метаморфические (гнейсы, кварциты, мраморы и др.) и осадочные (известняки, доломиты) горные породы. Перечисленный комплекс изверженных пород выделяется в большинстве случаев повышенными значениями удельного электрического сопротивления (ρ), плотности (δ), магнитной восприимчивости (χ), скорости продольных волн (v_p), общей радиоактивности (γ). Для всей группы изверженных и метаморфических пород, параметр ρ изменяется в широких пределах (от

200–500 до $n10^5$ Ом·м). При этом изверженные породы часто обладают более высокими значениями δ , чем метаморфические, а последние по электрическим параметрам являются анизотропными образованиями. Особенно высокое удельное сопротивление имеют известняки и мрамор, которые успешнее всего картируются с помощью электроразведки. По плотности и скорости распространения упругих колебаний, перечисленные комплексы также в большинстве случаев отличаются от вмещающих пород. В связи с этим в случае необходимости детального картирования трещиноватости и определения упругих свойств в естественном залегании (модуль Юнга, коэффициент Пуассона) может быть применена малоуглубинная сейсморазведка [4].

Различия ρ и χ неизменённых и метасоматически изменённых и тектонически нарушенных пород благоприятствуют применению электроразведочных методов в различных модификациях и магниторазведки. Эти методы применяют как на поисковой стадии, так и при разведке месторождений с целью решения следующих задач: 1) оконтуривание границ продуктивных тел в плане и на глубину; 2) выявление в пределах месторождения наиболее монолитных и прочных блоков пород; 3) картирование тектонических нарушений, участков трещиноватых, закарстованных и выветрелых пород; 4) оценка перспективных объектов по радиоактивным свойствам; 5) выявление участков развития сульфидной минерализации; 6) выделение промороженных и многолетнемерзлых пород; 7) оценка горнотехнических и гидрогеологических условий разработки месторождений.

Для решения всех указанных задач чаще всего применяют комплекс методов, включающий электроразведку симметричным электропрофилеированием (СЭП), вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ), магниторазведку, реже ВЭЗ методом вызванной поляризации (ВП). Магниторазведка с успехом используется для картирования, оконтуривания диоритовых, габбро-диоритовых массивов и штоков, которые выделяются интенсивными аномалиями ΔT (500–10000 нТл). Электроразведка СЭП обычно применяется на двух разносах, что позволяет определить мощность рыхлых образований и выветрелых пород и в ряде случаев – падение тектонических нарушений. Для определения мощности вскрыш и рельефа коренных пород по отдельным профилям используется ВЭЗ. Для картирования некоторых разновидностей гранитов может быть применено радиометрическое профилирование. Тектонические нарушения картируются с помощью магниторазведки.

В последнее время для получения высококачественных стёкол и производства штапельных, непрерывных и тонких волокон как сырьё используются базальты. Промышленное значение имеют только вулканические стёкла кислого состава (обсидиан, перлит и др.). Месторождения вулканических стёкол и стекловатых пород преимущественно связаны с зонами альпийского тектоногенеза и разделены на вулканогенный и вулканогенно-осадочные типы. Вулканические стекловатые породы преимущественно залегают в виде застывших лавовых потоков и куполовидных вулканических построек. По магнитным свойствам вулканические породы характеризуются в широком диапазоне от $0-800 \cdot 10^{-5}$ ед СИ – кислые и $500-5000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ – основные образования. В магнитных полях им соответствуют резко дифференцированные значения.

При поисках и разведке гравийных и песчано-гравийных месторождений обычно применяют СЭП на двух разносах и ВЭЗ по отдельным профилям. К этому виду сырья (ПГС) отнесены пески, песчано-гравийные, гравийно-галечниковые, галечно-валунные и некоторые другие рыхлые или слабо сцементированные природные смеси грубо- и мелкообломочных пород различного состава, степени окатанности и форм.

Основными генетическими типами месторождений песков и песчано-гравийных материалов являются аллювиальные, флювиогляциальные, моренные, эоловые, морские и озёрные. Продуктивные толщи ПГС представлены линзо- и платообразными залежами мощностью от единиц до нескольких десятков метров с прослоями глин, суглинков, супесей и др., площадью до нескольких десятков квадратных километров и более.

От вмещающих терригенно-карбонатных, вулканических, интрузивных пород ПГС отличаются по ряду физических параметров v , ρ , δ , γ . За счет высокой обводненности, глинистости, продуктивные пласты, горизонты и линзы ПГС выделяются понижением величин электрических сопротивлений, скорости продольных волн, плотности и других параметров. Исключение составляют кварцевые пески и гравийные отложения кварцевого состава, которые картируются повышением сопротивлений и общей радиоактивности. В регионе Дальнего Востока сопротивления ПГС, по данным ранее проведённых работ, составляют: пески и гравий – $70-10000$ Ом·м, суглинки и супеси $10-1000$ Ом·м, глины – $5-30$ Ом·м, соответственно плотность их характеризуется величинами $1,1-2,2$ г/см³, $1,5-2,4$ г/см³, $1,2-2,5$ г/см³.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ СТРОИТЕЛЬНОГО КАМНЯ И ПГС

В качестве примера успешного применения геофизических исследований в пределах Дальневосточного региона рассмотрены геолого-геофизические работы, выполненные ФГУГП “Дальгеофизика” при поисках и разведке Давыдовского месторождения долеритов и Дульдинского месторождения ПГС (рис. 1).

Строительство нефтеналивного терминала на побережье Татарского пролива в п. Де-Кастри Хабаровского края, требующее значительного количества стройматериалов для производства бетонных смесей (щебня, песка), гравия и мягкого грунта для обваловки нефтехранилищ и отсыпки строительных площадок и подъездных путей к ним, послужило поводом для проведения опережающих комплексных геолого-геофизических работ в данном районе.

Вдоль побережья Татарского пролива, к северу от залива Чихачева, протягивается серия эоценовых субвулканических интрузий, в значительной степени разрушенных абразией. Они отлично дешифрируются на аэрофотоснимках, хорошо отпрепарированы в рельефе и наблюдаются в виде крутосклонных горных вершин. Одной из таких вершин является гора Давыдова, представляющая собой останец вулканической постройки эллипсоидной формы, сложенной долеритами эоценового возраста (P_2), размером 500×1000 м. Превышение вершины горы над платообразным слабонаклонным рельефом, сложенным покровной фацией вулканитов сизиманской толщи (базальты, трахибазальты и лавобрекчии базальтов), составляет около 50 м. Результаты бурения показали, что субвулканическая интрузия долеритов имеет форму штока с крутопадающими контактами. Субвулканические долериты незначительно отличаются от покровных разновидностей базальтов более свежим обликом пород, более крупнозернистой структурой и, как показали лабораторные исследования, характеризуются более высокими физико-механическими показателями.

В целом породы покровной и субвулканической фаций сизиманской толщи являются комагматическими, т.е. производными одного и того же мощного эоценового базальтового вулканизма. Долериты, являющиеся полезным ископаемым, как правило, перекрыты крупноглыбовыми делювиальными осыпями (курумниками), которые относятся к вскрышным породам. Мощность их, по данным горных выработок, колеблется от 0,5 до 2,3 метров. Средняя мощность

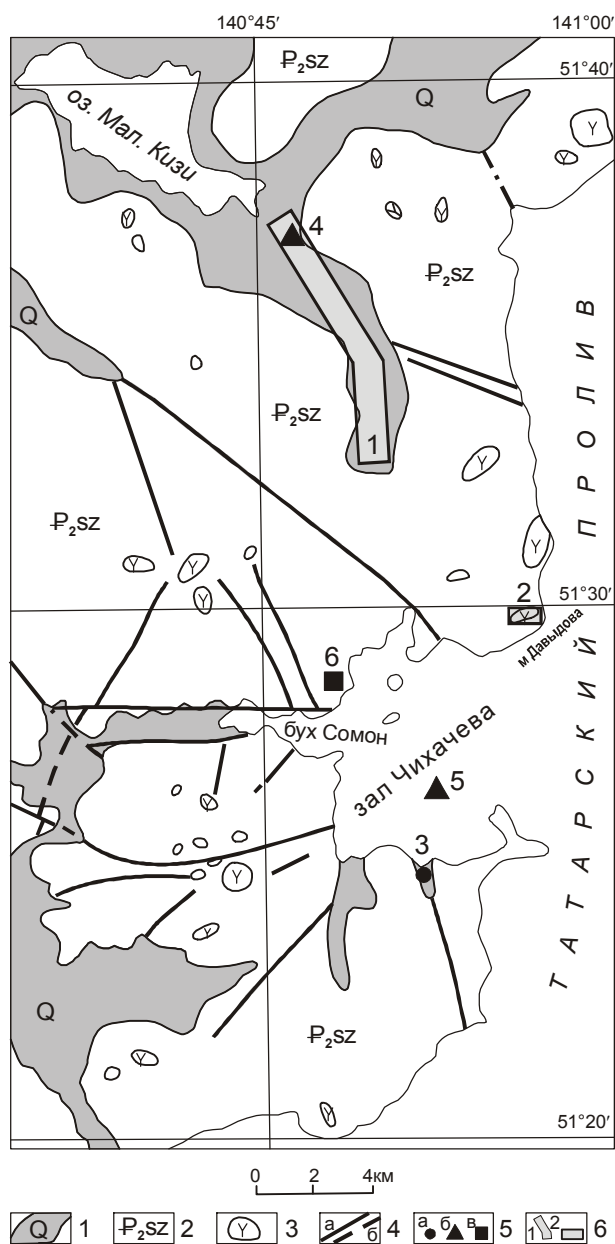


Рис. 1. Геологическая карта (с упрощениями) побережья залива Чихачева с месторождениями строительных материалов.

1 – четвертичные отложения; 2 – эоценовая сизиманская толща: долериты, андезиты, андезибазальты и их туфы; 3 – экструзии долеритов, андезитов, представляющие интерес для выявления месторождений строительного камня; 4 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 5 – месторождения строительных материалов и их название: а – строительного песка – Круглое (3), б – строительного камня – Дульдинское (4), Декастринское (5), в – глины Де-Кастри (6); 6 – участки работ: 1 – Дульдинский, 2 – Давыдовский.

вскрыши – 1,6 м. Делювий на 70–90% состоит из обломков коренных пород с песчано-глинистым заполнителем. Долериты и трахидолериты – мелко-среднезернистые массивные породы. В краевой части штока преобладают трахидолериты, а в центральной части – главным образом долериты.

Опережающие геофизические исследования проводились на Давыдовском месторождении с целью картирования границ выхода штока долеритов, выделения блоков ненарушенных, наиболее плотных и прочных пород. Работы выполнялись в два этапа: на первом (поисковом) проводились магниторазведка и СЭП с разносами АВ – 80 м по сети 100 × 20 м на площади 0,5 км², по результатам которых были выделены участки выхода долеритов и трахидолеритов, на втором (детализационном) работы осуществлялись на наиболее перспективном участке площадью 0,10 км² по сети 20 × 10 м (магниторазведка и СЭП двухразностной установкой с длиной АВ = 70 м, А₁В₁ = 170 м).

Для более достоверной интерпретации геофизических данных были проведены петрофизические исследования физико-механических свойств долеритов и базальтов. Максимальной плотностью обладают субвулканические тела долеритов – 2,78 г/см³. Наименьшей плотностью – 2,44 г/см³, – при аналогичном минеральном и химическом составе, характеризуются покровные базальты, понижение их плотности обусловлено высокой пористостью.

По величине магнитной восприимчивости изверженные породы слабо дифференцированы, несколько повышенными значениями χ отличаются опять же субвулканические базальты и долериты. Для всех покровных фаций вулканогенных пород характерна высокая, исключительно невыдержанная как по модулю, так и по направлению остаточная намагниченность.

По данным проведенного анализа было установлено, что наиболее низким электрическим сопротивлением (100–500 Ом·м) и высоким значениям ΔT магнитного поля (300–3000 нТл) отвечают покровные фации базальтов, имеющие высокие пористость (17,0–39,0%), водопоглощение (2–10%) и магнитную восприимчивость (500–6000·10⁻⁵ ед. СИ). Наиболее высоким значениям ρ_k (600–2300 Ом·м) и общим понижением ΔT отвечают долериты, которые имеют плотность (2,81–2,89 г/см³), низкие пористость (0,35–1,5%) и водопоглощение (0,1–0,4%), магнитную восприимчивость, составляющую 300–4000·10 ед. СИ. Несколько пониженными значениями ρ_k и ΔT по сравнению с долеритами отличаются трахидолериты, также имеющие более низкие пока-

затели по плотности (2,65–2,79 г/см³), пористости (1,1–2,25 %), водопоглощению (0,7–1,65 %). Трахибазальты относительно покровных базальтов картируются некоторым повышением полей сопротивлений (300–600 Ом·м), понижением магнитного поля (800–1500 нТл) и соответственно понижением плотности (2,5–2,54 г/см³), повышением пористости (25–32 %).

Покровные базальты и трахибазальты сизиманской толщи характеризуются меньшей величиной плотности (2,3–2,75 г/см³, со средней – 2,54 г/см³), повышенной общей пористостью (10–39 %) и несколько пониженной величиной магнитной восприимчивости ($500–3000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, в среднем – $900 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ).

Естественная радиоактивность пород низкая, мощность экспозиционной дозы по результатам аэро- и наземных измерений обычно не превышает 10–15 мкР/час.

По результатам геофизических исследований, проведенным на участке Давыдовском, было установлено, что электрическое и магнитное поля носят дифференцированный характер. Наиболее высокие электрические сопротивления фиксируются в центральной части участка Давыдовский, образуя аномалию овальной формы. В магнитном поле наиболее интенсивные положительные аномалии располагаются по периферии участка, а центральная часть отвечает в большей степени слабоотрицательному магнитному полю. С целью идентификации полученных аномалий и литологического картирования пород участка были построены различные корреляционные зависимости геофизических параметров и данных определений физико-механических свойств. Полученные зависимости были сопоставлены с определениями вещественного состава пород по результатам петрографических описаний и геологических наблюдений, по описаниям маршрутов, канав и скважин.

Верхний слой делювиально-элювиальных отложений в ряде случаев (при повышенной мощности) фиксируется на установке СЭП с малыми разносами АВ = 30 м высокими значениями ρ_k (до 10000 Ом·м), что объясняется проведением работ в ранние весенние месяцы и влиянием мерзлоты. На больших разносах СЭП с АВ = 80 м глубинность исследования составляла 8–15 м, мерзлотные условия грунтов не оказывали влияния на величину сопротивления. При корреляционном анализе электрического поля ρ_k и физических параметров использовались в основном данные, полученные с установкой АВ = 80 м. Работы СЭП установкой АВ = 30 м проводились только на профилях детализации. Глубинность исследований составляет 3–5 м. На измерения кажущегося сопро-

тивления пород ρ_k накладываются повышенные электрические сопротивления мерзлых грунтов верхней части разреза. Это нашло своё отражение в морфологии поля ρ_k участка детализации работ с установкой АВ = 30 м. Тектонические нарушения выделяются в полях ρ_k и ΔT понижением значений и трассируются по линейно-вытянутым аномалиям северо-восточного простирания.

По результатам интерпретации геофизических полей построена литологическая карта, которая затем редактировалась с учётом геологических наблюдений. Несколько уточнена юго-западная граница выхода долеритов, так как здесь в долеритах значительно возрастает роль оливина, который понижает кажущееся сопротивление ρ_k до 400–500 Ом·м и магнитное поле ΔT до 400 нТл. Выделенные по геофизическим данным тектонические нарушения северо-восточного простирания находят выражение в морфологии рельефа. Особенно чётко фиксируется южный разлом, имеющий большие проработку и протяжённость по сравнению с другими разломами. На наличие этого разлома на глубине указывает и повышенная трещиноватость пород в скважинах.

По проведённому геофизическому картированию выделяется субвулканическая структура, центральную часть которой представляет долеритовое ядро, боковые фации сложены трахидолеритами. Базальты юго-западной части, возможно и трахибазальты, примыкающие к выходам долеритов и трахидолеритов, по физико-механическим свойствам аналогичны субвулканическим породам. Они имеют повышенные значения плотности (2,62–2,75 г/см³) и фиксируются понижением значений кажущегося сопротивления пород и магнитного поля. По минеральному составу этих базальтов, определенному в шлифах, они так же, как и долериты, характеризуются повышением содержания оливина, что может свидетельствовать о едином магматическом очаге этих пород. Кроме выделенного по геолого-геофизическим данным штокообразного тела долеритов выделяется ещё два участка на западе исследуемой площади с повышенными характеристиками плотности, электрического сопротивления, соответствующие трахидолеритам. В связи с этим, возможно, выделенные участки представляют собой апофизы трахидолеритов, соединяющиеся на глубине с главным штоком долеритов. На севере участка выделяется ещё одно мелкое тело трахидолеритов, вероятно, по своим характеристикам прочности, пористости пригодные для производства щебня. Выделенные по геофизическим данным выходы долеритов и трахидолеритов изучались на глубину скважинами

до горизонта 180 м. Мощности полезного ископаемого, вскрытые разведочными выработками, изменяются от 79 м в центре месторождения до 32 м в его краевой части.

По данным геофизических и петрофизических исследований, породы месторождения в приповерхностной части подвергнуты наиболее интенсивному физическому (морозному) выветриванию до глубины 1,5 м от поверхности коренных пород. Это подтверждается и повышенной трещиноватостью в этом интервале разреза, отмечаемой по материалам геологической документации канав, шурфов и скважин.

Разрывные нарушения, по данным геофизических работ, закартированы только за пределами месторождения. Они имеют северо-восточное и субмеридиональное простирание и тяготеют преимущественно к экзотактовой части долеритовой субинтрузии. Система сопряжённых трещин отдельности, образовавшихся под воздействием внутренних напряжений в процессе внедрения и остывания штока долеритов, повсеместно устанавливается при документации обнажений, канав и шурфов. Установлено три основных системы трещин: 1) азимут падения $0-35^\circ$, угол падения $80-85^\circ$; 2) азимут падения $160-190^\circ$, угол падения $50-70^\circ$; 3) азимут падения $110-160^\circ$, угол падения $10-30^\circ$. Преобладающая трещиноватость имеет углы падения $50-80^\circ$, что придаёт породам столбчатую отдельность. Количество трещин на 1 п. м колеблется от 6 до 10–15. Трещины преимущественно закрытые, прямолинейные, прямолинейно-извилистые, извилистые. Часто поверхность трещин покрыта гидроксидами железа, оксидами марганца, плёнками карбонатов.

С целью определения морфологии тел, углов их падения и развития на глубину была построена модель по геолого-геофизическим данным с учетом геоморфологических исследований. По результатам полуколичественной интерпретации геофизических данных, субвулканическое тело долеритов имеет штокообразную форму с крутыми углами падения в северо-западной части тела и сближением границ его на глубину (т.е. факелообразную форму). Процесс образования субвулканических тел, вероятно, проходил следующим образом. В первую очередь внедрялась более подвижная фаза базальтов, трахибазальтов, затем происходило медленное продвижение долеритовой фации, краевая часть которой за счёт ассимиляции вмещающих пород раскислялась, образуя при застывании языкообразные выходы трахидолеритов. Особенно широко такие сложные по форме выходы трахидолеритов характерны для южной и восточной частей субвулканического тела.

Южная ветвь апофизы трахидолеритов осталась не оконтуренной геофизическими исследованиями, возможно она имеет более пологое падение и с глубиной, вероятно, имеет тенденцию к выклиниванию.

По результатам морфометрического анализа, штокообразное субвулканическое тело долеритов имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении на 380 м, малая ось его составляет около 200 м. Резкий градиент изменения высотных отметок указывает на более крутое падение границ северо-западной части тела. Северная часть массива имеет более крутое падение, чем юго-западная. В постмагматическое время по этой границе происходило заложение разлома, также имеющего крутое южное падение. Прочностные свойства пород массива, по данным петрофизических исследований, с глубиной возрастают, по крайней мере с глубины 5 м, достигая устойчивых высоких показателей на глубинах 10–20 м.

Учитывая форму залегания полезного ископаемого (шток с крутыми контактами), можно прогнозировать глубину отработки его не менее 50 м. Перспективы наращивания запасов месторождения могут быть увеличены за счёт доразведки его северо-восточного фланга. Наибольшие перспективы добычи строительного камня на глубину представляет юго-западный фланг сооружения, сложенный долеритами, вероятно, выполняющими подводящий канал субвулкана.

В соответствии с «Инструкцией по применению классификации запасов к месторождениям строительного и облицовочного камня» Давыдовское месторождение долеритов относится ко II группе сложности геологического строения по типу штоков с невыдержанными качественными показателями полезного ископаемого и слабым развитием разрывной тектоники.

Для пространственной характеристики физико-механических свойств горных пород на Давыдовском месторождении были использованы корреляционные зависимости электрических сопротивлений и прочности, пористости, плотности (рис. 2–6). Наиболее высокие коэффициенты корреляции установлены между электрическими сопротивлениями и прочностью (пористостью). Величина их соответственно составляет $r = 0,77$ ($r = -0,76$). Подобные зависимости авторами были установлены и ранее на Тугурском месторождении строительного камня [3]. Согласно полученным корреляционным связям, с учётом данных магниторазведки и петрофизических исследований, были построены карты прочности, пористости, морозостойкости и плотности пород в масштабе

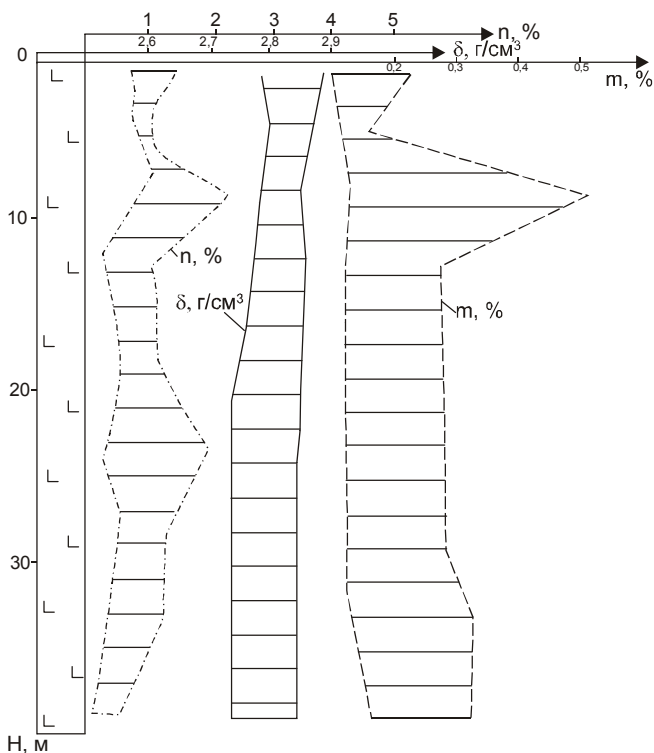


Рис. 2. Характер изменения плотности (δ , г/см³), пористости (n , %) и водонасыщенности (m , %) долеритов с глубиной (по скважинам).

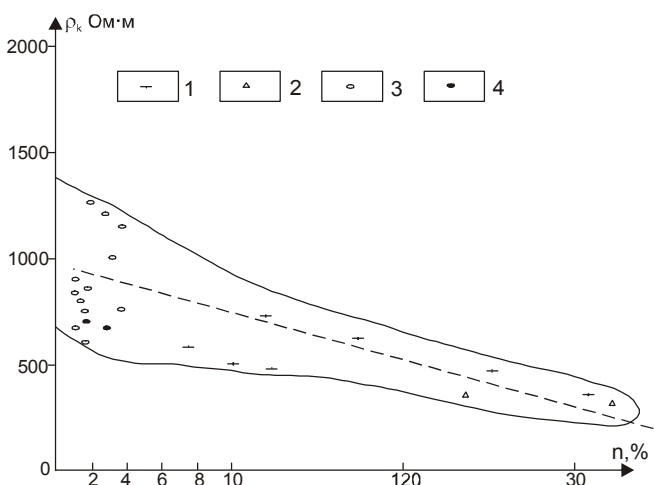


Рис. 3. Диаграмма корреляционной зависимости электрического сопротивления и пористости.

1 – базальты, 2 – трахибазальты, 3 – долериты, 4 – трахидолериты.

1:1 000. На картах наиболее высокие значения прочности, морозостойкости и плотности располагаются в центральной части субинтрузивного тела долеритов. Менее прочны и морозостойки трахидолериты краевой части субинтрузии.

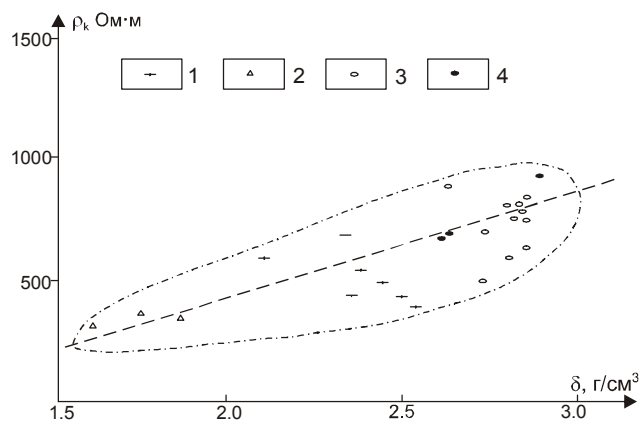


Рис. 4. Диаграмма корреляционной зависимости электрического сопротивления и плотности.

Условные обозначения см. на рис. 3

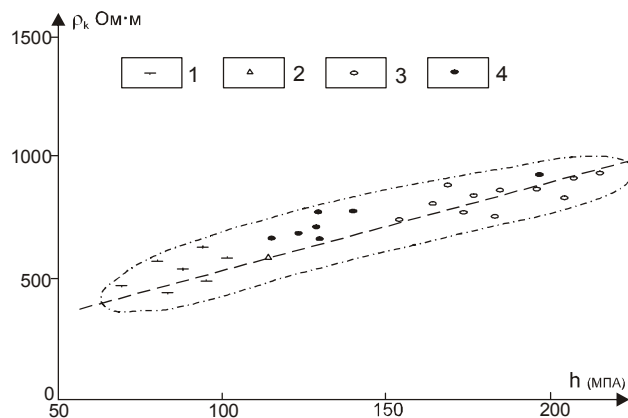


Рис. 5. Диаграмма корреляционной зависимости сопротивления и прочности вулканических образований Давыдовского месторождения.

Условные обозначения см. на рис. 3

Базальты покровные и субинтрузивные, а также трахибазальты имеют весьма низкую прочность и морозостойкие свойства и не удовлетворяют нормам ГОСТа 8267-93, поэтому они не могут быть использованы как строительный камень. На карте плотности наиболее высокие значения σ приурочены к выходам долеритов, занимающих центральную часть. Аномально высоким значениям плотности отвечает юго-западная часть выхода тела долеритов, где повышение плотности связано с увеличением содержания оливина. Карта пористости имеет обратную картину в распределении величин по сравнению с картами плотности, прочности и морозостойкости, здесь центральную часть площади занимают весьма малопористые породы (1,0–0,1%), пространственно совпадающие с выходом долеритов, и малопористые поро-

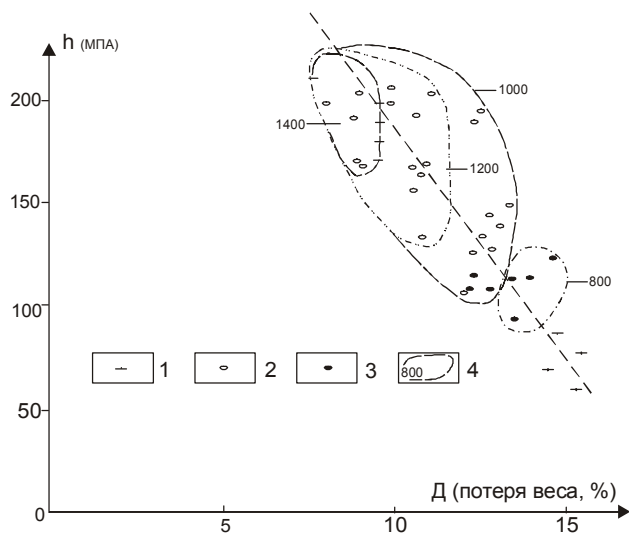


Рис. 6. Диаграмма корреляционной зависимости прочности и дробимости вулканических образований с марками щебня по дробности.

1 – базальты, 2 – долериты, 3 – трахидолериты, 4 – марки щебня по дробности.

ды (1,5–1,0%), отвечающие трахидолеритам. Кроме того, повышение пористости и трещиноватости отмечается в зоне разлома, пересекающего краевую северо-западную часть субинтрузивного тела. Увеличение пористости и трещиноватости отмечается также в восточной части субинтрузивного тела.

Кроме центрального тела долеритов высокими параметрами прочности, морозостойкости и плотности выделяются два участка в западной части исследуемой площади. Возможно, они отвечают апофизам трахидолеритов, которые по своим показателям могут быть пригодны для строительных целей. Учитывая их близость к будущему карьере Давыдовского месторождения, эти участки представляют наиболее перспективные площади к доизучению и расширению запасов. Так как они остались на западе не оконтурированными, в случае получения положительных результатов по данным физико-механических испытаний проб, эти участки следует доизучить геофизическими методами СЭП и магниторазведки.

С целью качественной оценки закартированного субвулканического тела долеритов и трахидолеритов были построены парные корреляционные зависимости физико-механических параметров: влагопоглощения и пористости, прочности и морозостойкости, плотности и общей пористости, прочности и дробимости. Влагопоглощение и пористость имеют прямую зависимость с коэффициентом корреляции $r = 0,78$; морозостойкость и прочность также имеют прямую корреляционную зависимость с величиной

коэффициента $r = 0,75$; прочность и плотность характеризуются прямой зависимостью с коэффициентом $r = 0,72$. На диаграмме прочности и морозостойкости, кроме устойчивой парной корреляции, отчетливо выделяются марки щебня по дробности (рис. 6).

С целью анализа изменения параметров с глубиной по скважинам построены осредненные графики плотности, пористости, прочности, морозостойкости и влагопоглощения по долеритам, трахидолеритам, базальтам и трахибазальтам (рис. 2). Как видно на графиках в верхней части разреза все физические свойства имеют значительный диапазон разброса значений, что связано с влиянием процесса выветривания. Для оценки величины влияния процесса выветривания на плотность был произведен расчет теоретической плотности долеритов, базальтов, трахибазальтов.

Главными минералами долеритов по описанию шлифов являются основной плагиоклаз, составляющий 58 % массы (лабрадор, лабрадор-битовнит), со средней плотностью 2,71 г/см³ и пироксен (авгит, пижонит) со средней плотностью 3,24 г/см³, оливин с плотностью 3,4 г/см³. Акцессорные минералы (апатит – плотность 3,2 г/см³, магнетит – плотность 5,17 г/см³) составляют около 2 %, в связи с этим вклад их в общую массу составляет всего 8,37 %. Вторичные минералы (монтмориллонит, цеолит, лимонит) имеют среднюю плотность 2,61 г/см³. Теоретическая плотность долеритов, рассчитанная по преимущественному составу в процентном отношении, составит 2,9 г/см³. По величине теоретической плотности эту породу можно отнести к габбродолериту такситовому, состоящему из сравнительно мелкозернистой пойкилоофитовой основной массы и крупнозернистых участков, представляющих собой гломеропорфировые образования плагиоклаза.

Расчитанные по такой методике теоретические плотности составляют: для трахидолерита – 2,83 г/см³, для базальта оливинового – 2,82 г/см³, для трахибазальта пористого величина теоретической плотности колеблется в интервале 2,66–2,72 г/см³. Расчётные плотности перечисленных пород имеют довольно близкие величины к измеренной “истинной” плотности. Это ещё раз подтверждает, что на дневной поверхности породы подвергались процессам физического, химического выветривания, так как измеренные по стандартной методике значения плотности на сотые, а в некоторых случаях на десятые доли г/см³ ниже теоретических и “истинных” значений. Судя по графикам изменений физических параметров с глубиной, наибольшее влияние процессы выветривания в зоне гипергенеза оказывают на проч-

Таблица. Сопоставление результатов бурения и интерпретации ВЭЗ по Нижнедульдинскому участку.

№ скв.	Профиль	Пикет	Мощность пород вскрыши, м			Мощность ПГС, м		
			Бурение	ВЭЗ	Δ	Бурение	ВЭЗ	Δ
1	16	11	4,5	5,0	-0,5	4,0	5,0	-1,0
2	17	11	3,0	3,8	-0,8	4,7	5,0	-0,3
3	18	11	1,0	1,0	0	3,4	3,6	-0,2
18	19	15	3,5	3,8	-0,3	7,5	7,2	0,3
19	20	13	6,0	5,0	1,0	1,7	2,0	-0,3

ностные и пористостные характеристики базальтов, трахибазальтов и, в меньшей степени, долеритов.

Опережающие электроразведочные работы методом ВЭЗ при поисках участков, перспективных на выявление ПГС, были проведены в верховье р. Дульди с целью определения мощности аллювиальных отложений, расчленения их по гранулометрическому составу, выделения участков с максимальной мощностью песка, песчано-гравийной смеси, глин и суглинков. Для повышения детальности расчленения разреза число разносов было увеличено по сравнению со стандартным в два раза.

Значения кажущегося сопротивления на разносах более 6–10 м находятся в относительно узких пределах от 10 до 300 Ом·м. По величине этого параметра ещё до проведения заверочных буровых работ было высказано предположение об отсутствии в разрезе рыхлых отложений крупноглыбовых и чисто гравийных отложений. Тип кривых ВЭЗ достаточно разнообразен, но для всех характерно наличие в средней части одного или двух низкоомных горизонтов, соответствующих породам глинистого состава, и опорного высокоомного горизонта, соответствующего коренным породам.

Обобщенную геоэлектрическую модель участка можно представить как горизонтально-слоистую толщу, в составе которой выделяется пять основных горизонтов.

Первый от поверхности горизонт соответствует почвенно-растительному слою. Сопротивление его меняется в широких пределах от 100 до 1500 Ом·м, мощность обычно не превышает 1 м. Для северо-восточной части месторождения первому горизонту отвечает слой сезонной мерзлоты. Сопротивление слоя сотни, тысячи Ом·м, мощность от 1 до 5 м. Таким образом, мерзлота охватывает почвенно-растительный слой и частично нижележащие горизонты, не позволяя их расчленять.

Второй горизонт, сопротивлением 90–200 Ом·м, соответствует песчано-гравийной смеси. Он прослеживается в основном в прирусловой части долины р. Дульди и либо выклинивается, либо замеща-

ется суглинками. Мощность горизонта у борта долины достигает 11 м.

Третий горизонт, сопротивлением 30–90 Ом·м, мощностью до 40 м, отвечает суглинкам, при увеличении количества обломочного материала его сопротивление повышается.

Четвёртый горизонт, сопротивлением 10–30 Ом·м, представлен слоем глин, возможно – корой выветривания. Мощность его в среднем около 30 м.

Пятый, опорный горизонт – коренные породы, представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Сопротивление базальтов и андезитов составляет 100–300 Ом·м, туфов – 50–90 Ом·м.

Следует отметить, что такое строение разреза выдерживается не всегда, на некоторых профилях суглинки, редко глины могут залегать выше слоя песчано-гравийной смеси. Общая мощность рыхлых отложений и глинистой коры выветривания колеблется от 15 до 70 м.

Результаты интерпретации ВЭЗ позволили выделить участки, перспективные на выявление песчано-гравийной смеси и суглинков, для проведения буровых поисково-разведочных работ.

В таблице приведено сопоставление результатов бурения и интерпретации ВЭЗ по Нижнедульдинскому участку, сходимость данных вполне удовлетворительная, среднее расхождение составляет 14% и 9%, соответственно, для пород вскрыши и ПГС.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные результаты опережающих комплексных геофизических и петрофизических исследований на Давыдовском месторождении долеритов и Дульдинском месторождении ПГС показали их высокую эффективность при поисках и разведке строительного камня, гравийных, песчаных и песчано-гравийных грунтов. Привлечение большого количества петрофизических параметров и установление корреляционных связей между электрическими сопротивлениями и величинами прочности, пористости, намагниченности и вещественным составом пород по-

зволили откартировать выходы наиболее прочных пород, пригодных для использования их в качестве стройматериалов. Это позволило значительно сократить объемы и сроки горных работ по оценке и разведке месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вахромеев Г. С. Основы методологии комплектования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. М.: Недра, 1978. 153 с.
2. Геофизические методы поисков и разведки неметаллических полезных ископаемых / Под ред. П.В. Вишневого, Г.С. Вахромеева, И. Л. Шаманского. М.: Недра, 1984. 223 с.
3. Копылов М.И., Романовский Н.П. К вопросу о комплексировании геофизических и петрофизических методов при изучении месторождений нерудного сырья // Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока. Владивосток, 1982. С. 39–42.
4. Палагин В.В., Попов А.Я., Дик П.И. Сейсморазведка малых глубин. М.: Недра, 1989. С. 208–209.

Поступила в редакцию 6 мая 2005 г.

Рекомендована к печати Н.П. Романовским

M.I. Kopylov, I.V. Pustovoitova

The potentialities for integrated geophysical and petrophysical investigations in prospecting and exploration of building materials within the Far East

The conduction of leading integrated geophysical and petrophysical investigations makes it possible to use different correlation dependencies between physical-and-mechanical properties of rocks and geophysical parameters aimed at distinguishing the most promising areas for prospecting of building materials (stone, sand, and clay), which essentially facilitates the process of the study of a deposit and reduces the volume of high-priced mining and laboratory procedures.

Key words: prospecting, exploration, magnetic exploration, electrical exploration, physical-and-mechanical properties, dolerites, PGS, deposits, Davydovskoe, Duldinskoe, De-Kastri, Khabarovsk Territory.

**РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ КАВАЛЕРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
(ПРИМОРЬЕ)**

*А.А. Орехов**, *Г.А. Гоневчук**, *В.Г. Гоневчук**, *В.А. Лебедев***

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

***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

Охарактеризованы главные геохимические особенности гранитов (65 ± 2 млн лет) и сопровождающих их грейзенов (63 ± 2 млн лет), расположенных в зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома в юго-западной части Кавалеровского рудного района (Приморье). Проведено сравнение изученных гранитов и грейзенов с аналогичными образованиями оловянного месторождения Дубровское, локализованного в центральной (на удалении около 50 км от Центрального Сихотэ-Алинского разлома) части этого района. Показано, что охарактеризованные граниты по большинству признаков близки (аналогичны) и, не являясь типичными литий-фтористыми разновидностями, имеют черты редкометалльных лейкогранитов. Их образование объясняется процессами кристаллизационной дифференциации гранитоидной магмы и последующей активизации очагов остаточных расплавов. Возраст лейкогранитов (65–58 млн лет) показывает, что активизация могла быть обусловлена сменой геодинамического режима позднемеловой субдукционной окраины на режим окраины трансформного типа, фиксируемой на этот период в моделях геологической эволюции региона. По геохимическим признакам геодинамический тип исследованных гранитов определен как сложный – внутриплитный или коллизионный. Главной причиной этого предполагаются генезис и эволюция магматических расплавов в зоне глубинного разлома на границе разных по составу литосферных блоков – Самаркинского и Журавлевского террейнов.

Ключевые слова: граниты редкометалльные, генезис, рудоносность, олово, Сихотэ-Алинь, Кавалеровский рудный район, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Одна из важнейших целей исследования металлогении рудных районов, по мнению И.Н. Томсона [14], – “выяснение условий, определяющих концентрацию оруденения” – предполагает изучение магматических ассоциаций, выделение в них генетических групп – магматических комплексов с последующей оценкой их потенциальной (и реальной) рудоносности. Такие исследования особенно необходимы в районах длительного развития, где представлены разновременные магматические образования, имеющие разную металлогеническую специализацию. Одним из примеров является рассматриваемый нами Кавалеровский рудный район в Приморье. Здесь магматическая ассоциация сформировалась во временном интервале от 115 до 35 млн лет [3, 9, 11], а профилирующим считается оловянное оруденение, с которым сосуществуют свинцово-цинковая, медно-золотая, сурьмяная минерализация. Несмотря на вы-

сокую степень изученности района, вопрос о связи процессов рудообразования с магматизмом остается дискуссионным.

Для районов с профилирующей оловянной минерализацией задача выявления рудоносного магматического комплекса наиболее достоверно решается посредством определения принадлежности его гранитной фазы к одному из типов редкометалльных гранитов. Такие граниты, почти всегда присутствующие в оловянных районах, характеризуются повышенными концентрациями рудных и летучих компонентов и сопровождаются грейзенами.

В Кавалеровском рудном районе “редкометалльные граниты”, наличие которых предполагалось по геофизическим данным, были выявлены при бурении глубоких (более 1 км) скважин. По разным причинам они остались недостаточно изученными. Результаты, полученные нами при проведении исследований в юго-западной части Кавалеровского района, где по-

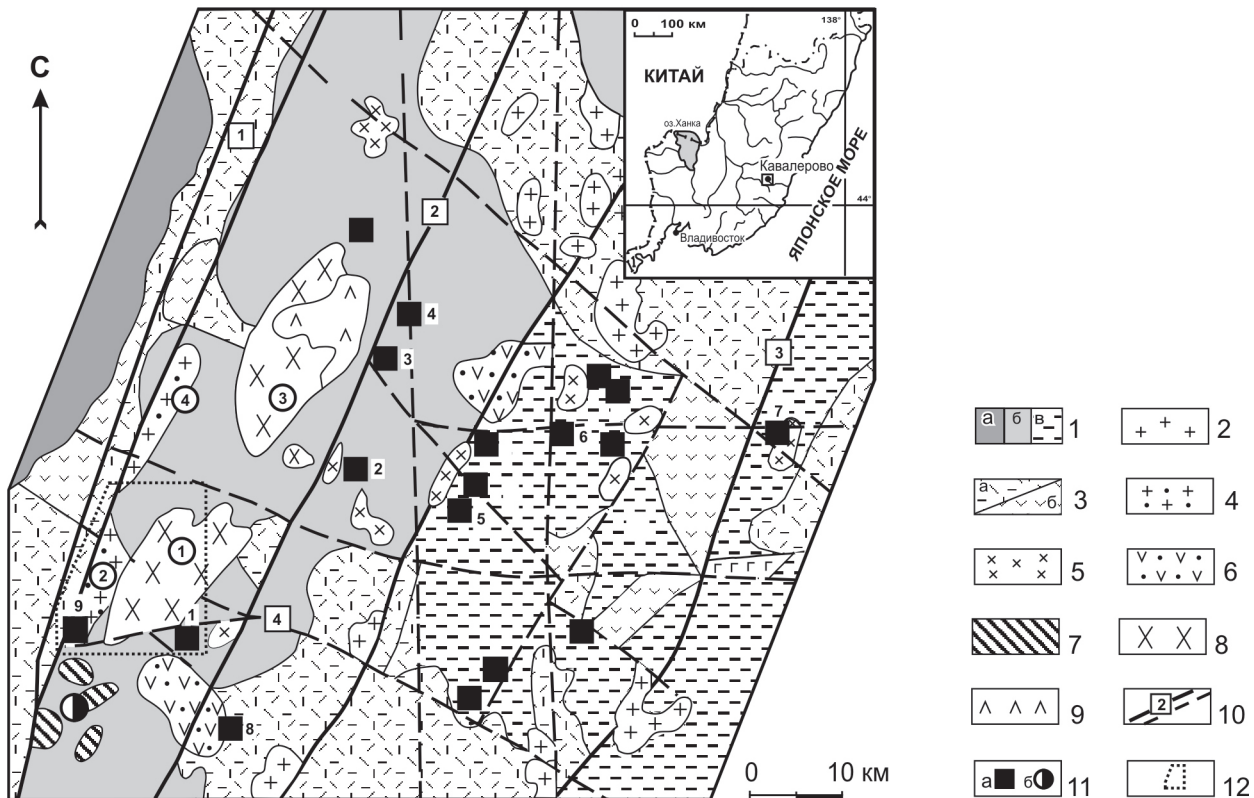


Рис. 1. Геолого-металлогеническая схема Кавалеровского рудного района (по [3]).

1 – терригенные (аккреционные) комплексы Самаркинского (а), Журавлевского (б), Таухинского (в) террейнов; 2 – гранит-порфиры якутинского комплекса (богопольские); 3 – риолиты, дациты (а), андезидациты (б) и их туфы (богопольские, дороевские, сияновские); 4 – граниты и лейкограниты шумнинского комплекса; 5–6 – угловской комплекс: 5 – интрузивная фация, 6 – эффузивная фация; 7 – интрузивные тела гранитоидов золотоносной ассоциации Порубско-Соболиного ареала; 8–9 – трахиандезит-монзонитовый (березовско-араратский) комплекс: 8 – интрузивная фация, 9 – эффузивная фация; 10 – разломы, в т.ч.: 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Березовский, 3 – Суворовский, 4 – Павловский; 11 – проявления минерализации: а – оловянной (месторождения, рудопоявления), в т.ч. месторождения: 1 – Искра, 2 – Новогорское, 3 – Арсеньевское, 4 – Ивановское, 5 – Дубровское, 6 – Хрустальное, 7 – Высокогорское; рудопоявления: 8 – кл. Кривого, 9 – кл. Фановского; б – золотой (Падь Соболиная); 12 – границы рисунка 2.

На схеме цифрами в кружках обозначены интрузивные массивы: 1 – Араратский, 2 – Антоновский, 3 – Березовский, 4 – Шумнинский.

добные (по мнению В.К. Финашина, аналогичные [18]) граниты слагают Антоновский массив в зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, должны восполнить этот пробел.

ОБЪЕКТЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первые сведения о присутствии редкометалльных гранитов (лейкогранитов) в Кавалеровском рудном районе были приведены в публикации В.В. Анахова [1], а затем в ряде публикаций В.К. Финашина [16–18]. Все они характеризуют лейкократовые с биотитом, иногда с реликтами роговой обманки, граниты месторождения Дубровское, расположенного в центральной части района на удалении 30 км от зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома

(рис. 1). Здесь граниты были обнаружены при бурении скважин на глубине 900–950 м от поверхности. В одной из скважин (№ 13108) они вскрыты на глубину 168 метров от кровли массива, где почти повсеместно интенсивно окварцованы и грейзенизированы. Участки с относительно слабыми изменениями наблюдались лишь в 70-ти метрах по восстанию от забоя скважины, где граниты представлены полнокристаллическими порфировидными разностями. Порфировые выделения сложены кислым, редко зональным плагиоклазом, ортоклазом и биотитом. Последний всегда в той или иной степени замещен хлоритом. По описанию В.К. Финашина, биотит в гранитах иногда обрастает сидерофиллитом и протолитионитом. Акцессорные минералы – флюорит, апатит и ор-

Таблица 1. Химический состав лейкократовых гранитов и грейзенов Дубровского месторождения [18].

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Ф-788/1	Ф-788/9	Ф-893/50	Ф-893/51	Ф-893/54	Ф-893/56	Среднее из 2 ан.	Среднее из 3 ан.
SiO ₂	76,40	75,70	75,79	75,40	74,09	75,74	78,62	92,96
TiO ₂	0,09	0,10	0,11	Сл,	Сл,	Сл,	0,10	0,06
Al ₂ O ₃	12,53	12,60	12,01	12,48	12,39	12,04	8,42	0,10
Fe ₂ O ₃	0,57	0,56	0,11	1,45	1,82	0,72	2,50	0,66
FeO	0,90	1,14	2,25	1,34	2,16	2,42	2,43	4,15
MnO	0,02	0,04	0,02	0,04	0,06	0,04	0,08	0,05
MgO	0,26	1,03	Сл,	0,42	0,34	0,37	Сл,	0,32
CaO	0,61	0,93	0,94	0,90	0,90	0,79	0,75	0,77
Na ₂ O	3,55	3,24	3,59	3,46	3,17	3,36	2,00	0,29
K ₂ O	3,90	3,60	4,40	4,26	4,45	4,15	3,96	0,18
H ₂ O [*]	0,97	1,07	1,11	0,45	0,91	0,55	0,93	0,52
P ₂ O ₅	Сл,	0,19	0,02	0,04	0,04	0,01	0,05	0,07
F	0,08	0,14	0,19	0,19	0,06	0,13	0,33	0,48
Сумма	99,85	100,28	100,46	100,32	100,32	100,25	100,17	100,41
Ni	9	6	4	6	8	21	29	155
Co	-	-	-	-	-	2	6	21
Cr	9	6	18	17	14	20	57	179
V	9	3	3	4	-	13	6	10
Cu	5	2	17	10	15	43	38	135
Sn	3	6	2	2	-	5	22	17
Pb	51	14	20	15	-	36	31	43
Zn	66	17	46	21	10	36	152	98
B	17		8	-	-	16	10	6
Bi			Среднее содержание 1,4				11	1167
Mo			Среднее содержание 1,8				15	587
Ag	0,095	0,1	0,006	0,06	-	0,06	0,22	2,8
Ga	27	8						

Примечание. Здесь и далее в таблицах содержание окислов и фтора – в весовых %, микроэлементов – в г/т. Прочерк – содержание ниже предела чувствительности метода, пропуск – данные отсутствуют. Анализы выполнены в лабораториях ДВГИ ДВО РАН. Ниже порядкового номера пробы в таблице – авторский номер. 1–2 – гранит-порфиры; 3–6 – лейкократовые граниты; 7 – измененные гранит-порфиры с сидерофиллитом; 8 – кварцевый грейзен.

тит. По химическому составу (табл. 1) эти граниты “хорошо сопоставимы со средним составом редкометалльных лейкократовых гранитов” [18, с. 46], но отличаются от них повышенными содержаниями никеля и хрома и пониженными – олова, молибдена и фтора. По мнению В.К. Финашина, это связано с выносом элементов из внутренней части интрузива и их накоплением в зоне эндо- и экзоконтакта. Преобладающий тип изменений – окварцевание разной степени и грейзенизация, вплоть до образования мусковит-кварцевых грейзенов. В грейзенизированных породах часто присутствуют кварцевые, полевошпатово-кварцевые, флюорито-кварцевые прожилки с молибденитом, касситеритом, сульфидами меди и пиритом. Как “экзотические”, отмечены сидерофиллит-хлоритовые зоны изменения в гранитах (“темные грейзены”). В целом тип минерализации соответствует редкометалльно-оловянному. Содержание Sn – до 1 %, Bi – 0,1–0,2 %, Mo – 0,01–0,04 %.

Рассматривая магматизм района в целом, В.К. Финашин [18], со ссылкой на одного из авторов этой публикации, отметил, что аналогами гранитов Дубровского месторождения могут быть “лейкократовые граниты в зоне Центрального Сихотэ-Алинского шва” (с. 49). При этом имелись в виду граниты Антоновского массива, с которыми связаны зоны оловянных грейзенов с молибденитом, разведывавшиеся в шестидесятые–семидесятые годы прошлого столетия (рис. 2).

В процессе детальных металлогенических исследований в юго-западной части Кавалеровского рудного района, где в конце восьмидесятых годов было открыто, а чуть позднее отработано крупное оловянное месторождение Искра [7], нами проведено дополнительное изучение указанных – антоновских – гранитов.

Исследованные граниты слагают южную часть интрузива, вытянутого вдоль зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома более чем на 35 км при

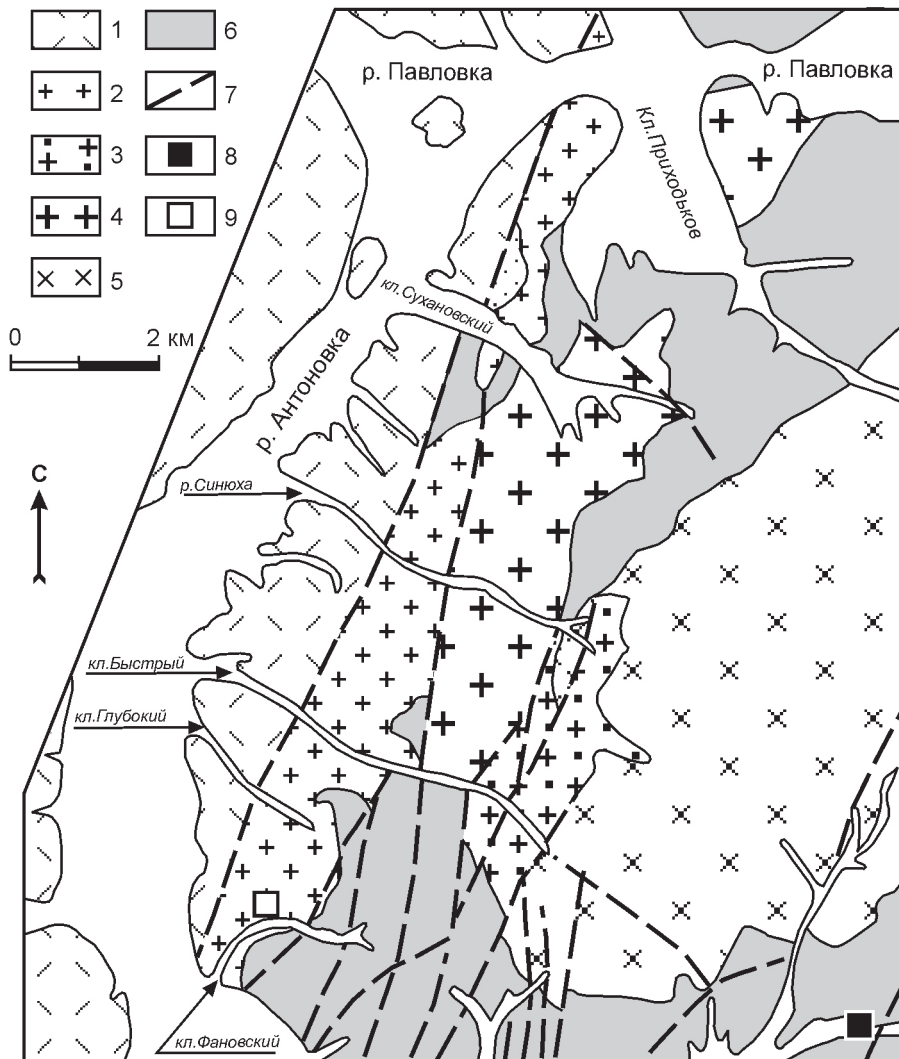


Рис. 2. Геологическая схема района исследований.

1 – риолиты, дациты, дациандезиты и их туфы (богопольская, дорофеевская, сияновская свиты), 2 – антоновские мелкозернистые лейкократовые граниты; 3 – антоновские порфировидные граниты; 4 – шумнинские среднезернистые биотитовые граниты; 5 – березовско-араратский комплекс, интрузивная фация; 6 – терригенный комплекс Журавлевского террейна; 7 – разломы; 8 – оловорудное месторождение Искра; 9 – рудопроявление Фановское.

средней ширине около 3 км. Здесь преобладают мелкозернистые лейкократовые биотитовые граниты, которые к северу и северо-западу сменяются (контакт не установлен) среднезернистыми биотитовыми (иногда с роговой обманкой) гранитами. Среднезернистые граниты доминируют в северной (к северу от долины р. Павловки) части интрузива. Она, условно, выделяется в качестве Шумнинского массива. Геологические взаимоотношения перечисленных выше разновидностей (среднезернистые граниты прорываются мелкозернистыми) подтверждены изотопно-геохронологическими данными (табл. 2). Полученные результаты позволяют считать их фазами одного магматического комплекса.

Отметим, что граниты Антоновского массива весьма неоднородны по текстурно-структурным и минералого-геохимическим признакам. Эта характерная особенность гранитов, формирующихся из насыщенных флюидами магм, подчеркивает право-

мерность исследования антоновских гранитов как гранитов “редкометалльных”. Более весомым доказательством их принадлежности к этому типу могут быть особенности химического состава гранитов (табл. 3) и сопровождающих их грейзенов (табл. 4). Рассчитанный по этим данным главный редкометалльный индекс [12] для гранитов Антоновского массива – ≥ 10000 , а для биотитовых гранитов Шумнинского массива – около 1000.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изотопного датирования, в целом, подтверждают правомерность отмеченного выше предположения о возрастной аналогии антоновских и дубровских гранитов. Определенный нами изотопный возраст антоновских гранитов (65 ± 2 млн лет) близок возрасту гранит-порфиров и гранитовых аплитов (лейкогранитов) Дубровского месторождения [15]: $69, 61 \pm 4$ и $58, 57 \pm 3$ млн лет, соответственно.

Таблица 2. Результаты изотопного (К-Аг) датирования магматических пород и метасоматитов.

№ п/п	Анализир. материал. Авт. №	Калий, % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm \sigma$	Возраст, млн лет $\pm 2 \sigma$	Объект, порода
1	Биотит ГВ-725	6,41 \pm 0,06	34,50 \pm 0,15	76,0 \pm 1,5	Шумнинский м-в. Среднезернистый гранит наименее измененный.
2	Биотит ГВ-722	6,33 \pm 0,07	31,85 \pm 0,14	71,1 \pm 1,7	То же. Гранит слабо грейзенизированный, альбитизированный.
3	Биотит А-185	6,08 \pm 0,06	28,1 \pm 0,5	65,0 \pm 2	Антоновский м-в., кл. Фановский, правый борт западнее рудопроявления. Обогащенный биотитом м/з гранит.
4	Порода ГВ-1368 (ГВ-275/1)	1,46 \pm 0,02	6,50 \pm 0,04	63,0 \pm 2	Антоновский массив, кл. Фановский, правый борт, рудопроявление. «Темный». Грейзен (сидерофиллитовый).
5	Биотит хлоритизированный ГВ-35	2,03 \pm 0,03	11,20 \pm 0,14	78,0 \pm 3	Южная часть Араратского массива. Апогранит с турмалином и хлоритизированным биотитом.
6	Биотит ГВ-158	6,79 \pm 0,07	49,90 \pm 0,17	103 \pm 2	Соболиное – Порубский. Гранит

Примечание. Исследование проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва) на масс-спектрометре МИ-2101ИГ. Содержание калия определялось методом пламенной спектрометрии. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_{\text{K}} = 0.581 \times 10^{-10} \text{год}^{-1}$, $\lambda_{\text{Rb}} = 4.962 \times 10^{-10} \text{год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат. %).

Датировка 69 ± 4 млн лет в пределах точности метода может сопоставляться с датой для слабо грейзенизированных и альбитизированных шумнинских гранитов (табл. 2, ан. № 2). Сопоставляя в деталях наши результаты с данными И.Н. Томсона с соавторами [15], необходимо иметь в виду, что возраст «дубровских» гранитов определен «по валу» и с большой вероятностью может быть заниженным. Например, определенный аналогично возраст «темных» (сидерофиллитовых) грейзенов Антоновского массива составляет 63 ± 2 млн лет против 65 ± 2 млн лет для гранитов, хотя по петрологическим признакам он должен быть аналогичным.

Для сопоставления геохимических признаков пород исследуемых объектов нами использованы диаграмма нормативного состава (Q-Ab-Or) с выделением полей разных по составу редкометалльных гранитов [5], и диаграмма J. Maeda [21], с выделением полей A, S и I- типов гранитоидов.

На диаграмме соотношения нормативных составов гранитоидов в системе кварц-альбит-ортоклаз (рис. 3) большинство фигуративных точек исследуемых объектов попадают в поле двушпатовых и моношпатовых аляскитов. Исключение составляют точки среднезернистого, обогащенного биотитом гранита кл. Фановского (Антоновский массив) и крупнозернистого биотитового гранита Шумнинского массива, которые расположены в поле микроклин-альбитовых разновидностей. Грейзенизация смещает фигуративные точки гранитов в поле калишпатовых, обогащенных кварцем гранитоидов.

Лейкократовые граниты Дубровского месторождения в использованных дискриминантных признаках не отличаются от гранитов Антоновского массива. Аналогичными являются и тренды их грейзенизации.

В целом же граниты и Антоновского, и Дубровского массивов, по их положению на диаграмме, могут рассматриваться как результат кристаллизации нормальной гранитной эвтектики – стандартный геохимический тип, по В.И. Коваленко [5].

Исходя из положения фигуративных точек на диаграмме J. Maeda [21], граниты Шумнинского массива можно отнести к S-типу (рис. 4), а антоновские и дубровские – к A-типу гранитоидов. Фигуративные точки грейзенизированных разновидностей гранитов Антоновского массива смещаются в поле гранитоидов S-типа. Это исключает возможность того, что «A-тип», в данном случае, может быть следствием постмагматического изменения гранитов. В то же время, этого нельзя утверждать по отношению к гранитам Дубровского месторождения, поскольку грейзенизация здесь смещает фигуративные точки в поле A-типа. Отметим, что содержание галлия (>25 г/т) и его соотношение с алюминием ($10000 \text{ Ga/Al} > 2,5$), рассматриваемые как типоморфные признаки гранитов A-типа [23], в два раза ниже типового в порфиридных гранитах Антоновского массива и близки к типовому – в среднезернистых разновидностях. Для гранитов Дубровского месторождения необходимые для сравнения по этим параметрам данные отсутствуют.

Таблица 3. Химический состав пород Антоновского и Шумнинского массивов.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	A-193	A-195	A-196	ГВ-67	ГВ-260	ГВ-252	A-143	A-143/1	A-185	ГВ-722	ГВ-725	ГВ-727
SiO ₂	76,10	76,50	76,50	76,00	76,65	75,95	75,74	75,05	71,60	69,15	69,58	69,60
TiO ₂	0,06	0,08	0,06	0,05	0,04	0,04	0,00	0,00	0,15	0,35	0,02	0,25
Al ₂ O ₃	11,94	11,60	11,93	12,60	12,64	13,19	13,27	15,52	11,93	15,46	15,51	15,94
Fe ₂ O ₃	0,45	0,68	0,84	1,03	1,09	1,16	0,24	0,15	2,84	1,43	0,10	1,30
FeO	0,57	0,38	0,38	0,62	0,01	0,37	1,17	0,25	1,91	1,73	0,07	1,09
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05	0,04	0,03	0,07	0,12	0,06	0,09
MgO	0,72	0,60	0,60	0,75	0,01	0,01	0,06	0,03	0,60	0,63	0,00	0,35
CaO	0,50	0,84	0,67	0,79	0,01	0,17	0,50	0,30	1,00	1,50	0,18	1,62
Na ₂ O	3,84	3,91	3,53	3,61	2,77	4,03	3,72	3,22	4,23	4,30	2,63	4,67
K ₂ O	4,31	4,21	3,92	4,33	4,82	4,29	5,01	4,52	3,72	4,10	9,38	3,72
H ₂ O общ.	0,33	0,24	0,25	0,40	2,18	0,20	0,71	0,99	1,59	0,23	2,20	0,35
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,08	0,04	0,01	0,01	0,09	0,09	0,09	0,06
F	0,12	0,14	0,22	0,20	0,10	0,20	0,27	0,05	0,59	0,11	0,02	0,10
Сумма	99,63	99,78	99,59	100,42	100,42	99,70	99,99	99,90	99,73	99,81	99,84	99,85
Ni	-	-	-	4	6	4	-	-	3	6	2	-
Co	-	-	-	2	1	5	-	-	-	3	4	-
Cr	-	-	-	13	-	4	-	-	-	12	4	7
V	≤ 3	5	≤ 3	7	3	-	16	3	3	48	2	31
Cu	35	25	40	17	6	10	15	40	75	12	8	7
Sn	3	3	3	3	7	24	17	9	14	30	9	43
Pb	15	27	20	36	105	74	40	120	16	170	46	32
Zn	≤ 30	≤ 30	≤ 30	24	150	61	96	96	89	93	5	40
B	5	5	5	4	34	20	150	35	7	13	9	6
Mo	-	-	-	8,5	3,0	2,5	≤ 1	2,1	6,2	-	-	-
Ag	-	-	-	0,02	20	22	0,09	2,80	0,25	>10	0,08	1,70
Ga	9	13	11		20	22	22	26	23	23	17	
Rb	195	206	181	250	643	736	435	480	467	344	458	334
Sr	26	28	50	15	11	5	66	30	21	96	59	110
Ba	69	68	156	47	65	17			75	154	125	
Zr	79	66	63	95	98	100	136	110	217	278	17	154
Nb	32	25	19	35	57	71	35	58	174	34	5	27
Y	43	34	21	32	35	50	57	91	243	120	10	94
Li	20	22	17		28	155			178	50		30

Примечание. Ниже порядкового номера пробы в таблице – авторский номер. 1–9 – Антоновский массив, в т.ч.: 1–5 – мелкозернистые порфировидные граниты с разным количеством биотита, верховья кл. Быстрого (1–4), рудопроявления в правом борту кл. Фановского (5); 6 – полнокристаллический, относительно равномернозернистый гранит с биотитом (протолитионитом), рудопроявление кл. Фановского; 7 – то же, слабо мусковитизированный, биотит замещен хлоритом (гидробиотитом); 8 – аплитовый гранит из дайки, рвущей равномернозернистые граниты; 9 – обогащенный биотитом гранит вблизи контакта с вмещающими осадочными породами; 10–12 – Шумнинский массив: 10 – типичный среднезернистый биотитовый гранит незначительно измененный (альбитизация, грейзенизация), 11 – шпировый пегматит в с/з граните, 12 – мелкозернистый биотитовый гранит из дайки, рвущей среднезернистый гранит.

Отношение Rb/Sr, которое [6] является критерием для разделения “обычных” и “редкометалльных” гранитов (< 0.7 – обычные, 0.7 – 7.0 – переходные и > 7.0 – редкометалльные), характеризует антоновские лейкограниты как редкометалльные, а шумнинские – как переходные.

Определяя геохимический тип исследованных нами гранитов Антоновского массива, отметим также, что в сравнении с типичными редкометалльными литий-фтористыми гранитами они имеют более низкое содержание гафния (10 и 4 г/т) и, соответственно, более высокое отношение Zr/Hf (<10 и >20).

Распределение редкоземельных элементов в породах исследуемых объектов (табл. 5, рис. 5), в целом, характеризуется наклонной кривой с преобладанием легких РЗЭ (среднее $(La/Lu)_N = 5,5$), что более свойственно гранитам стандартного геохимического типа. Однако в типичных лейкогранитах Антоновского массива это отношение в среднем понижается до ≤ 3, что характерно для редкометалльных литий-фтористых разновидностей [6]. Исключение составляют обогащенные биотитом граниты эндоконтактной зоны массива (см. № А-185, табл. 2, 3, 5), которые по высокому содержанию РЗЭ и их тренду близ-

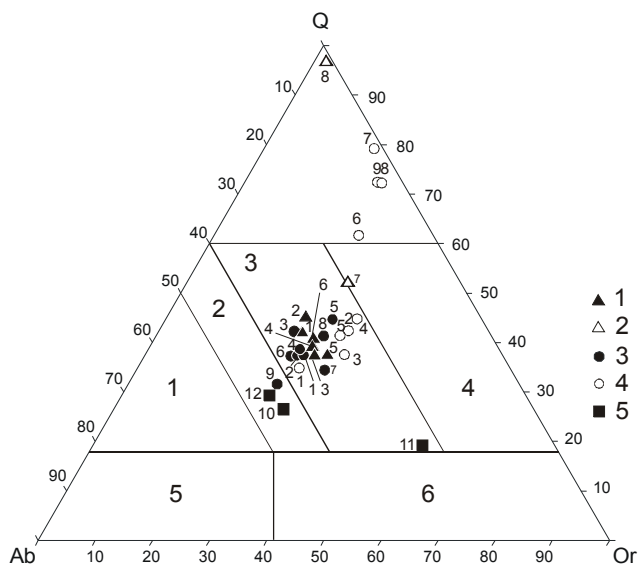


Рис. 3. Соотношение нормативных составов гранитоидов в системе Q-Ab-Or.

1–2 – Дубровское месторождение: 1 – гранит-порфиры и лейкократовые граниты, 2 – грейзенизированные граниты; 3–4 – Антоновский массив: 3 – мелкозернистые порфировидные граниты, 4 – грейзенизированные граниты; 5 – биотитовые граниты Шумнинского массива. Поля на диаграмме (по [5]): 1 – альбитовые граниты; 2 – микроклин-альбитовые граниты; 3 – двушпатовые и моношпатовые аляскиты и лейкократовые граниты; 4 – калишпатовые моношпатовые гранитоиды; 5 – альбититы; 6 – фельдшпатыды.

Примечание: номера фигуративных точек соответствуют номерам проб в таблицах: 1–2 – табл. 1; 3, 5 – табл. 3; 4 – табл. 4.

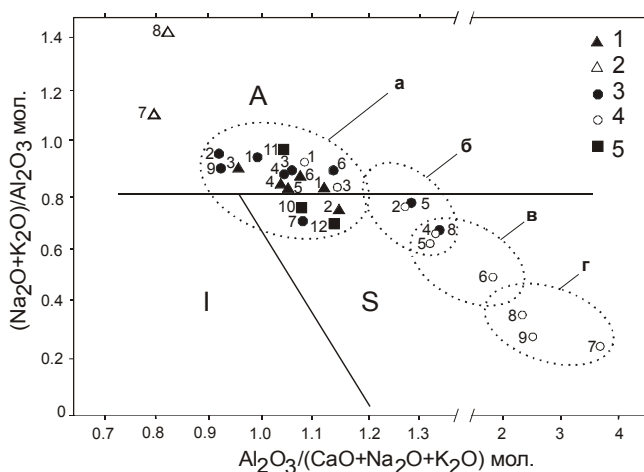


Рис. 4. Типизация гранитоидов по соотношениям щелочей и глинозема (по [21]).

Поля на диаграмме: а – неизменные граниты; б – слабо грейзенизированные граниты; в – грейзены мусковитовые с сидерофиллитом; г – “темные” сидерофиллитовые грейзены. Условные обозначения и примечание см. на рис. 3.

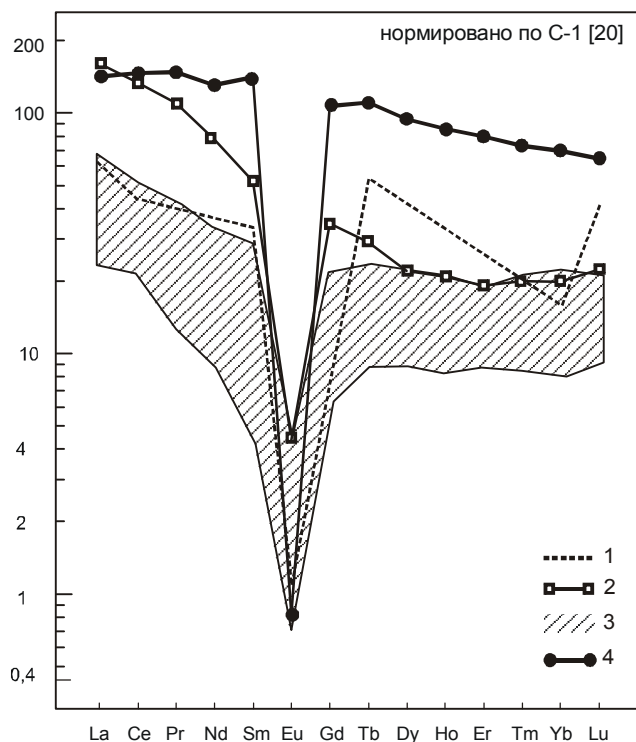


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в породах исследуемых объектов.

1 – Дубровское месторождение, граниты; 2 – Шумнинский массив, среднезернистый биотитовый гранит; 3–4 – Антоновский массив: 3 – мелкозернистые порфировидные лейкограниты; 4 – обогащенный биотитом гранит (эндоконтактовая фация).

ки биотитовым гранитам Шумнинского массива. Типоморфный признак редкометалльных гранитов – европиевый минимум – отчетливо проявлен во всех исследованных пробах.

Содержание суммы РЗЭ в наиболее распространенных разновидностях гранитов массива – около 100 г/т, что почти в два раза ниже кларка. Еще ниже (около 60 г/т) содержание РЗЭ в поздних аплитах (см. № 5 и 8, табл. 5). В то же время, обогащенные биотитом граниты эндоконтактовой зоны массива (см. № 9) имеют самое высокое (сумма >400 г/т) содержание РЗЭ. Наиболее близки к ним по этому параметру среднезернистые биотитовые граниты Шумнинского массива. Таким образом, в отношении шумнинско-антоновской ассоциации можно говорить о тенденции к понижению содержания РЗЭ в поздних интрузивных фазах, характерной для эволюции обогащенных фтором силикатных расплавов [5, 12].

Распределение других микроэлементов (рис. 6) показывает, что шумнинские граниты имеют геохимическую специализацию по профилирующим в руд-

Таблица 4. Химический состав в разной степени грейзенизированных гранитов Антоновского массива.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	ГВ-255	ГВ-257	ГВ-275	ГВ-258	ГВ-275/1	ГВ-255/1	ГВ-265	ГВ-259	ГВ-43
SiO ₂	75,75	76,50	75,37	76,65	73,11	79,10	79,40	75,91	74,70
TiO ₂	0,04	0,04	0,13	0,04	0,08	0,03	0,09	0,06	0,04
Al ₂ O ₃	12,59	13,05	12,84	13,77	13,98	11,93	11,30	11,15	11,93
Fe ₂ O ₃	1,70	0,90	1,05	0,65	1,45	1,48	2,65	2,17	1,00
FeO	0,01	0,01	0,38	0,65	1,02	0,57	0,74	3,08	4,90
MnO	0,04	0,01	0,03	0,03	0,14	0,03	0,04	0,09	0,10
MgO	сл.	сл.	0,05	0,14	0,02	сл.	сл.	0,40	0,73
CaO	сл.	0,12	0,25	0,54	0,65	0,27	сл.	0,40	0,67
Na ₂ O	4,03	2,65	2,95	2,25	2,63	1,28	0,08	0,27	0,32
K ₂ O	4,51	5,19	5,47	5,17	4,70	3,76	2,68	3,15	2,92
H ₂ O общ.	0,22	0,47	0,05	0,05	0,09	0,14	0,27	0,06	0,14
P ₂ O ₅	0,04	0,00	0,04	0,02	0,08	0,06	0,01	0,05	0,13
F	0,26	0,14	0,16		0,48	0,85	1,10	0,73	0,32
Сумма	99,50	100,08	99,76	100,37	99,53	100,08	99,53	99,54	99,60
Ni	3	4	3	4	2	4	7	3	4
Co	1	1	-	1	1	1	2	1	1
Cr	5	4	6	5	-	4	-	-	29
V	3	3	-	-	3	3	4	5	135
Cu	6	13	22	20	50	4	56	5000	29
Sn	35	17	5	24	59	34	70	1000	140
Pb	75	120	270	140	34	32	260	48	16
Zn	60	220	98	300	130	56	400	700	170
B	19	26	6	38	28	19	59	59	14
Mo	2,5	2	480	25	2	3,5	40	7	9,5
Ag	0,08	0,19	0,26	0,5	0,23	0,08	10	2,2	0,16
Li	600	40	35	47	72	700	31	140	890
Rb	788	500		677		653			1681
Sr	12	17	-	30	87	10		26	28
Ba	35	44	57	88	66	35		26	-
Zr	85	150	404	115	483	88		101	106
Nb	28	42	33	36	63	47	100	62	79
Y	50	30	36	131	59	40	30	150	117

Примечание. Ниже порядкового номера пробы в таблице – авторский номер. 1 – крупнозернистый гранит с небольшим количеством биотита, замещенного (внешняя зона) протолитионитом, в микропрожилках – поздняя слюда типа мусковита-протолитионита. Прав. борт р. Синюхи примерно 3,5 км от устья. Пробы 2–5 взяты по правому борту кл. Фановского (рудопоявление): 2 – граниты порфиридные с очень незначительными вторичными изменениями (преимущественно пелитизация калиевого полевого шпата); 3 – осветленный, грейзенизированный с мусковитом и сидерофиллитом гранит с прожилками кварца с молибденитом; 4 – граниты порфиридные грейзенизированные, с мусковитом и флюоритом; 5 – сидерофиллит-топазовый (темный) грейзен с единичными кристаллами касситерита в порфиридных гранитах; 6 – кварц-мусковитовый (?) грейзен без видимого топаза, флюорита, прав. борт р. Синюхи.; 7 – грейзен кварц-сидерофиллит-мусковитовый, прав. борт кл. Фановского; 8 – грейзен кварц-мусковит (± сидерофиллит) -флюоритовый, там же; 9 – грейзен кварц-сидерофиллит-топазовый с флюоритом в порфиридных гранитах вблизи их контакта (западного) с туфами андезитов, нижнее течение кл. Глубокого. Анализы выполнены в лабораториях аналитического центра ДВГИ с использованием методов атомной абсорбции, эмиссионного спектрального и рентгенофлуоресцентного анализа.

ном районе элементам – Sn, Pb, F, которая в последующей фазе антоновских гранитов дополняется специализацией по Cu, Zn, Mo, B. Наблюдающееся понижение содержаний Sn и Pb в антоновских гранитах в сравнении с шумнинскими может быть обусловлено фракционированием этих элементов в грейзенизирующий флюид. Граниты Дубровского массива обнаруживают специализацию по Mo, Ni, F. Эти заключения, особенно в отношении гранитов

Шумнинского массива, из-за ограниченного количества анализов необходимо воспринимать только как предварительные.

По сумме геохимических признаков дубровские и шумнинские граниты с наибольшей вероятностью могут быть отнесены к лейкогранит-аляскитовой петрохимической формации редкометалльных гранитов [8], а антоновские – к субщелочно-лейкогранитовой.

Таблица 5. Содержания редкоземельных элементов в породах исследуемых объектов.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	A-193	A-195	A-196	ГВ-67	ГВ-260	ГВ-252	A-143	A-143/1	A-185	ГВ-722	466/66
La	13,92	14,46	18,67	7,69	7,14	16,70	19,66	6,75	46,01	49,14	19,00
Ce	35,01	36,03	40,39	52,80	16,00	43,30	40,17	10,42	124,18	107,05	35,00
Pr	4,32	4,35	5,00	2,49	1,43	5,38	5,13	2,42	18,87	13,27	
Nd	16,62	16,79	18,34	8,63	5,09	19,20	19,54	10,14	82,23	45,91	-
Sm	4,73	4,42	3,95	2,51	0,77	5,95	5,32	4,18	28,72	10,08	6,40
Eu	0,15	0,17	0,28	0,05	0,12	0,03	0,37	0,06	0,06	0,32	0,08
Gd	4,81	4,24	3,49	2,82	1,62	6,08	5,47	5,50	29,03	8,88	
Tb	0,92	0,75	0,53	0,65	0,40	1,17	0,90	1,13	5,49	1,36	2,52
Dy	5,75	4,50	2,99	4,84	2,99	7,41	5,41	7,20	31,75	7,06	
Ho	1,23	0,96	0,62	1,08	0,63	1,48	1,00	1,53	6,48	1,48	
Er	3,80	2,90	1,89	3,55	2,34	4,51	2,81	4,10	17,63	3,99	
Tm	0,60	0,44	0,28	0,60	0,37	0,71	0,47	0,70	2,48	0,64	
Yb	4,19	3,06	1,98	4,25	2,56	4,72	3,18	4,61	15,20	4,12	3,22
Lu	0,63	0,46	0,30	0,64	0,46	0,68	0,46	0,61	2,18	0,71	1,35
Сумма	96,67	93,52	98,70	92,59	41,92	117,32	109,88	59,33	410,31	254,01	67,60
La/Yb	3,32	4,72	9,44	1,81	2,79	3,54	6,19	1,46	3,03	11,93	3,90
Eu/Eu*	0,07	0,11	0,28	0,02	0,09	0,01	0,23	0,03	0,01	0,16	

Примечание. Ниже порядкового номера пробы в таблице – авторский номер. 1–9 – Антоновский массив: 1–3 – порфировидные, слабоизмененные (грейзенизированные) граниты верховьев кл. Быстрого; 4 – мелкозернистый порфировидный лейкогранит, там же; 5 – порфировидный гранит, слабоизмененный, кл. Фановский; 6 – полнокристаллический равномернозернистый гранит с биотитом (протолигионитом), р. Синюха; 7–9 – Ключ Фановский: 7 – гранит, 8 – гранитовый аплит, 9 – гранит биотитовый. 10 – Шумнинский массив, крупнозернистый биотитовый гранит. 11 – Дубровское месторождение, лейкократовые граниты глубоких горизонтов. Анализы выполнены в лабораториях: (1–3, 9) Музей Естественного (г. Лондон) ICP-MS, ICP-AES; (4–6) Аналитический центр (г. Потсдам), рентгенофлуоресцентный анализ; (7–8) ХИАЦ (г.Хабаровск), ICP-MS; (10–11) ИГЕМ РАН (г. Москва).

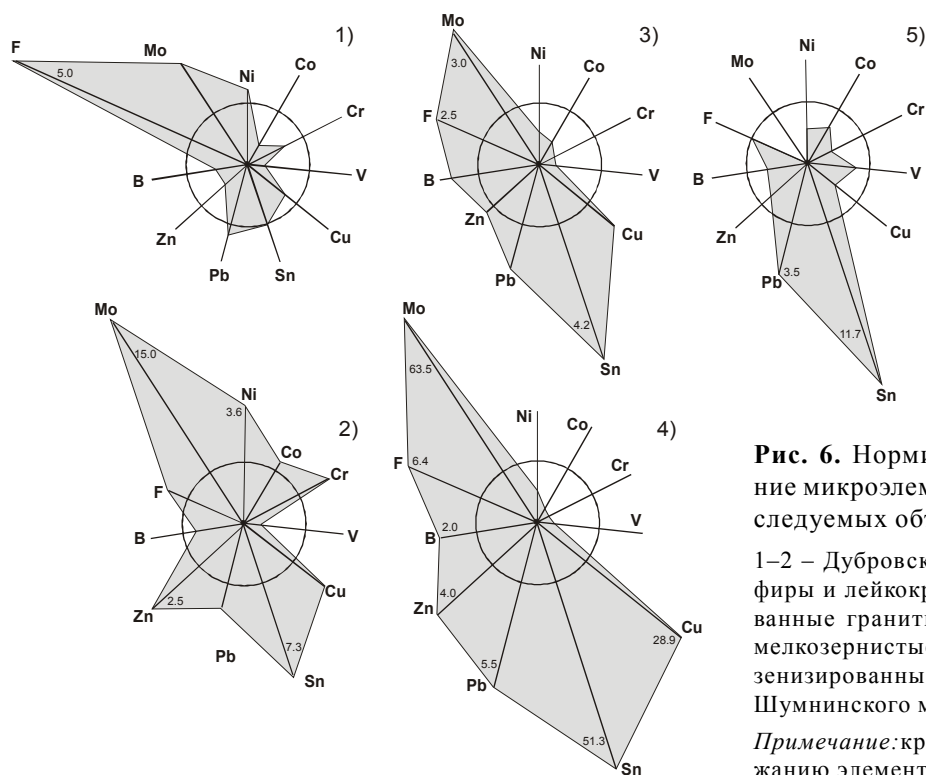


Рис. 6. Нормированное к кларку распределение микроэлементов в гранитах и грейзенах исследуемых объектов.

1–2 – Дубровское месторождение: 1 – гранит-порфиры и лейкократовые граниты, 2 – грейзенизированные граниты; 3–4 – Антоновский массив: 3 – мелкозернистые порфировидные граниты, 4 – грейзенизированные граниты; 5 – биотитовые граниты Шумнинского массива.

Примечание: круг соответствует кларковому содержанию элемента в гранитах.

Время формирования исследованных гранитов – 76–55 млн лет – в схемах геодинамической эволюции региона приходится на заключительный период его развития в режиме активной субдукционной окраины андийского типа [19]. В то же время, диаграммы геодинамической типизации (рис. 7) определяют эти граниты как образования внутриплитных, типичных для редкометалльных гранитов, или коллизионных обстановок. По нашему мнению, эта двойственность лишь подчеркивает отмечавшиеся выше переходные геохимические характеристики исследованных гранитов, несомненно связанные с особенностями генезиса и эволюции расплавов. С учетом геологического положения этих и им подобных гранитов в регионе, основные особенности могут быть обусловлены локализацией магматических очагов в тектонических зонах (глубинных разломах), являющихся границами разных по строению литосферных блоков – террейнов. В рассмотренном случае это зона Центрального Сихотэ-Алинского разлома, разграничивающего Самаркинский терреин юрской аккреционной призмы и Журавлевский терреин ранне-меловых терригенных отложений.

Некоторые закономерности изменения химического состава исследованных гранитов при формировании грейзенов рассмотрены выше в описании диаграмм. Очевидно, что в параметрах Q-Ab-Or грейзены месторождения Дубровское и Антоновского массива сходны и как бы продолжают тренд гранитов. При этом, направление тренда не совпадает с типичным для эволюции литий-фтористых расплавов. В параметрах $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ мол. – $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ мол. (рис. 5) процессы грейзенизации на этих объектах кардинально различаются. Для Антоновского массива – это возрастание глиноземистости, обычное при формировании слюдястых грейзенов, а для Дубровского месторождения – рост отношения суммы щелочей к глинозему, более характерный для формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов и прожилков.

В дополнение к рассмотренным выше диаграммам и для сравнения химического состава грейзенов использованы соотношения Si – Fe – Na – (K+Li) – элементов, которые, судя по результатам анализов, были наиболее подвижными (рис. 8). По положению полей в разной степени грейзенизированных гранитов, наиболее закономерным и отчетливо проявленным был вынос натрия с одновременным возрастанием доли кремния среди рассматриваемых элементов. В сидерофиллитовых грейзенах резко возрастает доля железа.

Особенностью грейзенов месторождения Дубровское является увеличение содержания сидеро-

фильных элементов при их формировании (рис. 6). Причиной этого мы предполагаем заимствование элементов грезенизирующими растворами из вмещающих пород, в том числе из магматитов среднего и основного состава, присутствующих здесь в виде многочисленных даек. Аналогично этому в Антоновском массиве высокие содержания хрома и ванадия зафиксированы в грейзенах вблизи контакта гранитов с туфами андезитов (табл. 4, № 9). Вполне вероятно также, что изменение гранитов месторождения Дубровское, в отличие от Антоновского массива, не является полностью автометасоматическим.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования позволяют констатировать, что в шумнинско-антоновской магматической ассоциации мы имеем пример гранит-лейкогранитного комплекса, первоначальная насыщенность фтором расплава которого, вероятно, была достаточной для образования литий-фтористой фазы. Однако условия кристаллизации, возможно, локализация остаточных очагов комплекса в тектонически-активной зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, не способствовали полной дифференциации расплава с образованием указанной фазы. В итоге сформировались граниты (лейкограниты) стандартного геохимического типа с отдельными признаками редкометалльных литий-фтористых разновидностей.

Полученные результаты (графические построения по аналитическим данным и изотопный возраст) указывают также на правомерность предположения об аналогии исследованных нами гранитов Антоновского массива и гранитов Дубровского месторождения [18] и позволяют высказать некоторые суждения об их генезисе и роли в формировании оловянного оруденения района.

Изотопный возраст исследованных лейкогранитов фиксируется в интервале 65–55 млн лет. Магматизм Кавалеровского района в это время проявлен, в основном, комплексом базальтоидных даек: возраст 58–53 млн лет имеют внутрирудные интрузии – дайки пород основного состава [13] на Арсеньевском месторождении; на месторождении Искра, по нашим данным [4], возраст базальтоидов внутрирудных даек – 63 ± 2 , а пострудных – 61 ± 2 млн лет (K-Ar по породе). Очевидно, активизация магматизма в этот период имеет глубинную природу, а проявление специфического – редкометалльного – лейкогранитного магматизма может быть обусловлено возобновлением активности – ревивацией – остаточных магматических очагов предшествующего тектоно-магматического этапа. В соответствии с наиболее обоснован-

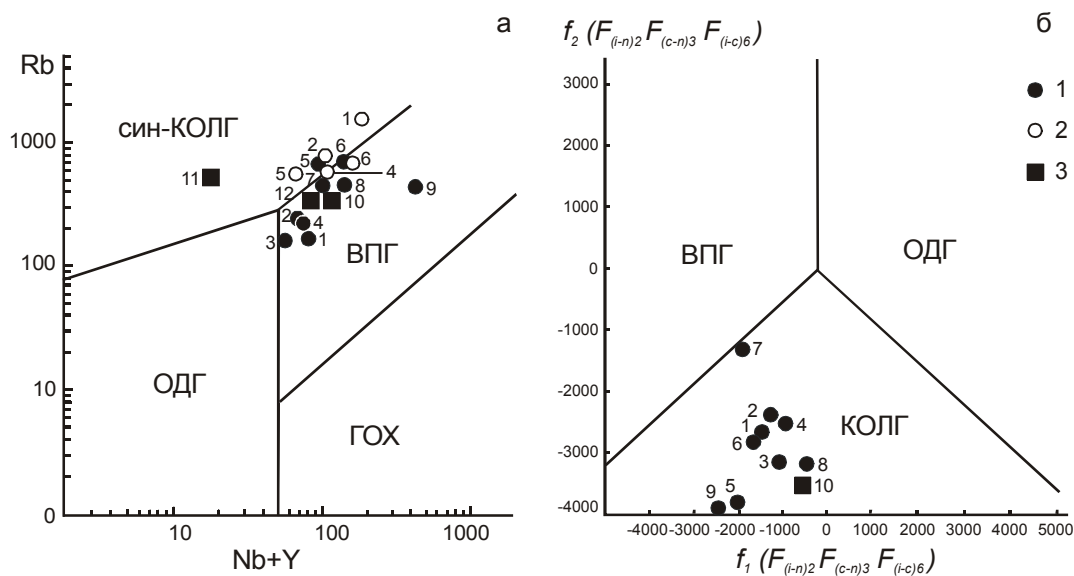


Рис. 7. Дискриминантные диаграммы геодинамической типизации: а – $(Y+Nb)-Rb$, [22]; б – f_1-f_2 , [2].

1–2 – Антоновский массив: 1 – мелкозернистые порфириновые граниты, 2 – в разной степени грейзенизированные граниты; 3 – биотитовые граниты Шумнинского массива. Поля на диаграммах: син-КОЛГ, ВПГ, ГОХ, ОДГ – синколлизонные, внутриплитные, океанических хребтов, островодужные гранитоиды, соответственно.

Примечание: номера фигуративных точек соответствуют номерам проб в таблицах: 1, 3 – табл. 3; 2 – табл. 4.

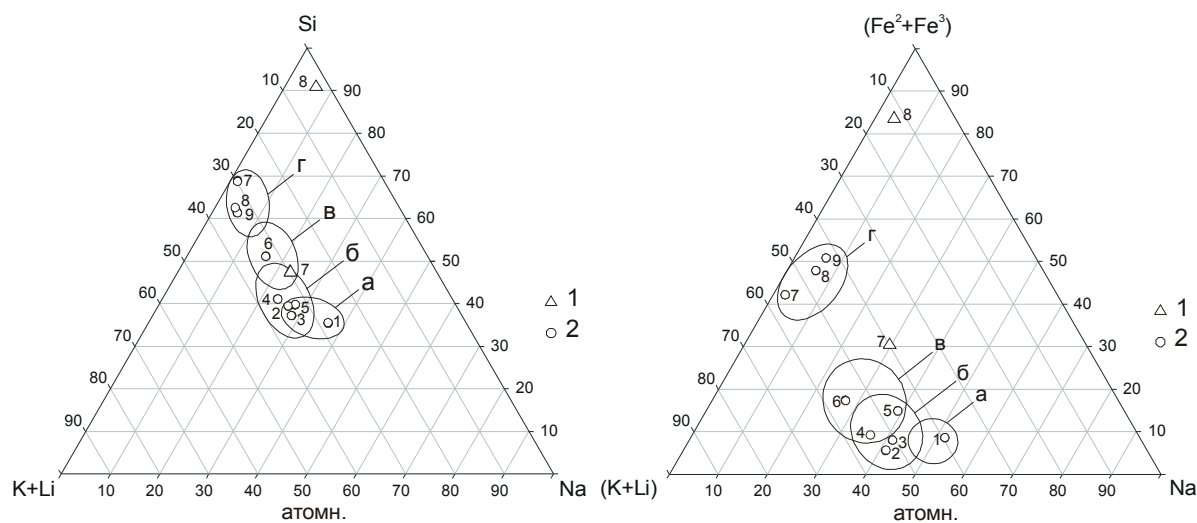


Рис. 8. Соотношения элементов Si – Fe – Na – (K+Li) в грейзенизированных гранитах.

1 – Дубровское месторождение, 2 – Антоновский массив. Поля на диаграмме: а – неизменные граниты, б – слабо грейзенизированные граниты, в – грейзены мусковитовые с сидерофиллитом, г – “темные” сидерофиллитовые грейзены.

Примечание: Номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам проб в таблицах: 1 – табл. 1, 2 – табл. 4.

ными схемами магматизма района [3, 9, 11, 16, 17], это могут быть очаги березовско-араратского, угловского или шумнинского комплексов. Необходимо также рассматривать возможную принадлежность исследованных гранитов ассоциации золотоносных гранитоидов Порубско-Соболиного ареала, расположенного на незначительном удалении к югу от Анто-

новского массива [3, 10]. Изотопные датировки, в т. ч. авторские (табл. 2), геохимические характеристики, приведенные в этой статье и в указанных выше источниках, показывают, что наиболее вероятно предположение о фазовом соотношении антоновских, дубровских редкометалльных лейкогранитов и среднезернистых биотитовых шумнинских гранитов в со-

ставе единого и самостоятельного в генетическом плане комплекса. Однако вопрос о гранит-лейкогранитной ассоциации (интрузивной фазе) в составе новогорского вулcano-плутонического комплекса [18] нельзя считать закрытым. Он вполне правомерен, поскольку датировки пород Новогорского комплекса фиксируют его образование в интервале от 110 до 50 млн лет назад. Включаемые в состав этого комплекса гранодиориты и граниты, обнаруженные в виде ксенолитов в эксплозивных брекчиях Арсеньевского месторождения, имеют изотопный возраст 80 ± 5 млн лет (K-Ar по биотиту, [3]) и 76 ± 4 млн лет (K-Ar по породе, [15]). Аргументированный ответ на этот вопрос может быть получен при более детальном исследовании Новогорского комплекса и шумнинских гранитов, которые в данной статье охарактеризованы схематично ввиду ограниченности новых результатов. Такое исследование представляется актуальным, поскольку его результаты могут существенно повлиять не только на представления о формировании оловянного оруденения в Кавалеровском рудном районе, но и на оценку оловоносности магматических образований разных геохимических и геодинамических типов в целом.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проекты № 05-3-Г-08-090, 06-3-В-08-366 и 06-3-А-08-320) и РФФИ (проект № 04-05-65270).

Авторы выражают благодарность Раймару Селтману, руководителю Центра по изучению минеральных ресурсов Российской и Центральной Азии при Музее Естественного знания, г. Лондон (Dr. Reimar Seltmann, Head of Center for Russian and Central Asian Mineral Studies (CERCAMS), Natural History Museum, London), за оказанное содействие в проведении аналитических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анахов В.В. Новые данные о геолого-структурных особенностях Лифудзинского месторождения // Тр. Дальневост. политех. ин-та. Т. 110. 1975. С. 78–93.
2. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
3. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.
4. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М. и др. Новые изотопно-геохронологические данные и некоторые вопросы генезиса оловянного оруденения Кавалеровского района (Приморье, Россия) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 77–88.
5. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометаллических гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 204 с.
6. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометаллических Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 401–429.
7. Кокорин А.М., Гвоздев В.И., Гоневчук В.Г. и др. Месторождение Искра – новый объект Кавалеровского оловянного района (геология, состав руд, генезис) // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 1. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 226–247.
8. Марин Ю.Б. Петрохимические подтипы редкометаллических гранитовых формаций // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 1. С. 96–98.
9. Матюнин А.П. Магматизм как фактор контроля оловянного оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловянных районах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 59–66.
10. Орехов А.А., Гоневчук В.Г. Магматизм как фактор формирования контрастной оловянно-золотой минерализации Кавалеровского рудного района (Приморье) // Тезисы докладов Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2004. С. 131–132.
11. Поповиченко В.В. Взаимоотношения магматизма и оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловянных районах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 45–57.
12. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
13. Томсон И.Н., Казанский В.И., Дюжиков О.А. Глубинное строение земной коры и размещение эндогенных рудных районов // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей, месторождений. М.: Наука, 1983. С. 25–47.
14. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 215 с.
15. Томсон И.Н., Тананаева Г.А., Полохов В.П. Взаимоотношения различных типов оловянного оруденения в южном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 4. С. 357–372.
16. Финашин В.К., Литаврина Р.Ф., Косенко В.И. и др. Об абсолютном возрасте оловянного оруденения Кавалеровского рудного района // Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 71–80.
17. Финашин В.К. Оловоносные грейзены // Зональность и глубинность оловянного оруденения (на примере Кавалеровского района) / Ред. Е.А. Радкевич. М.: Наука, 1980. С. 47–96.
18. Финашин В.К. Оловянные месторождения Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 175 с.
19. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
20. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. // Henderson P. (ed.). Rare earth elements geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63–114.
21. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan. // Tectonophysics. 1990. N 174. P. 235–255.

22. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J.Petrol.* 1984. V.25. P. 956–983.
23. Whalen J.B., Curce K.L., Chappell B.M. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contr. to Miner. Petrol.* 1987. V. 95, N 4. P. 407–419.

Поступила в редакцию 3 марта 2006 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

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

Rare metal granites of the Kavalerovo ore district (Primorye)

The principal geochemical features of granites (65 ± 2 Ma) and accompanying greisens (63 ± 2 Ma) that occur in the zone of the Central Sikhote-Alin fault in the southwestern part of the Kavalerovo ore district (Primorye) are described. The examined granites and greisens have been compared with analogous associations of the Dubrovskoe tin deposit located in the central part of the district (at a distance of 50 km from the Central Sikhote-Alin fault). The characterized granites are similar by many features, and being non-typical lithium-fluorine varieties, they bear the features of rare metal leucogranites. Their formation is attributed to processes of crystallization differentiation of granitoid magma followed by activation of the residual melt chambers. The age of leucogranites (65–58 Ma) indicates that the activation could be caused by the change of the geodynamic regime of the Late Cretaceous subduction margin to the regime of a transform type margin that is fixed for this period in models of geological evolution of the region. Geochemically, the geodynamic type of the investigated granites has been determined as complex – intra-plate or collisional. The main reason for this fact is presumed to be genesis and evolution of magmatic melts in the deep fault zone at the boundary of compositionally different lithosphere blocks – Samarka and Zhuravlevka terranes.

Key words: rare-metal granites, genesis, ore potential, tin, Sikhote-Alin, Kavalerovo ore district.

ПАЛЛАДИЙСОДЕРЖАЩЕЕ ЗОЛОТО, МИКРОСФЕРУЛЫ МАГНЕТИТА И ШОРЛОМИТА РОССЫПЕЙ БЛАГОДАТНЕНСКОГО УЗЛА (ПРИМОРЬЕ) И ВОЗМОЖНЫЕ ИХ ИСТОЧНИКИ

Е.И. Медведев, В.П. Молчанов, В.Г. Хомич

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Изложены данные по типоморфизму и составу самородного золота и его площадному распределению в золоторудных образованиях и продуктах их экзогенного разрушения. В ассоциации с Pd-золотом установлены микросферулы шорломита, который встречается исключительно в ультраосновных породах. Присутствие этих микросферул рассматривается как свидетельство участия в россыпеобразующем процессе платиноидно-золотой минерализации, сформированной за счет гидротермальной переработки скрытых на глубине гипотетических основных и/или ультраосновных пород.

Ключевые слова: микросферулы шорломита и магнетита, Pd-золото, гидротермальная переработка, ультраосновные породы, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Центральный Сихотэ-Алинь, особенно его северная часть (в границах Приморского края), где известно несколько рудно-россыпных узлов, относится к числу старейших районов золотодобычи на Дальнем Востоке. Так, первые материалы о наличии золота на территории Благодатненского рудно-россыпного узла были получены в начале XX в. в результате заверочных работ по следам старых разработок [1]. Интенсивная промышленная добыча россыпного золота началась с 30-х гг. прошлого столетия. В 40-х гг. отрабатывались рудные образования. В связи с истощением значительной части россыпей узла и ограниченностью запасов руд остро стоит вопрос поиска новых типов коренных источников благородного металла. Решению отдельных аспектов обозначенной проблемы способствует изучение самородного золота руд и россыпей как носителя ценной геолого-генетической информации.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

В региональном плане изученный узел приурочен к юго-восточной части Амурского золотоносного пояса [14], контролируемого одноименной унаследованно развивавшейся рифтогенной системой. Рудно-россыпные проявления узла сосредоточены преимущественно на правом берегу р. Колумбе, впа-

дающей в р. Большая Уссурка (рис. 1,А). Крупные по промышленной значимости россыпи расположены (с запада на восток) в бассейнах рек Большая Приисковая, Малая Приисковая, 3-я Щедринка, Пионерка, Комсомольская, Нежданная, Большая Северная (рис. 1,Б). Преобладают аллювиальные россыпи долинного типа, реже встречаются аллювиально-делювиальные ложковые россыпи.

Металлоносная площадь сложена песчано-алевролитовыми толщами, выделяемыми в качестве ключевской, усть-колумбинской и приманкинской свит (K_1). В западной части узла терригенные толщи прорваны гранитоидами Приискового массива (K_2). Комплекс малых интрузий представлен штоками и дайками диоритов, диоритовых порфиритов и гранодиоритов (K_2).

Характеризуемый узел объединяет Благодатненское (междуречье рек 3-я Щедринка и Пионерка) и Нежданное (район верхнего течения рек Комсомольская и Нежданная) коренные проявления золота, представленные, соответственно, золото-кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробления и смятия пород. Для жильных тел наиболее характерны кварц, кальцит, а также мелкая и тонкая вкрапленность пирита, арсенопирита, реже халькопирита, сфалерита, галенита, буланжерита и золота [3, 10]. Последнее чаще всего тяготеет к приконтактовым ча-

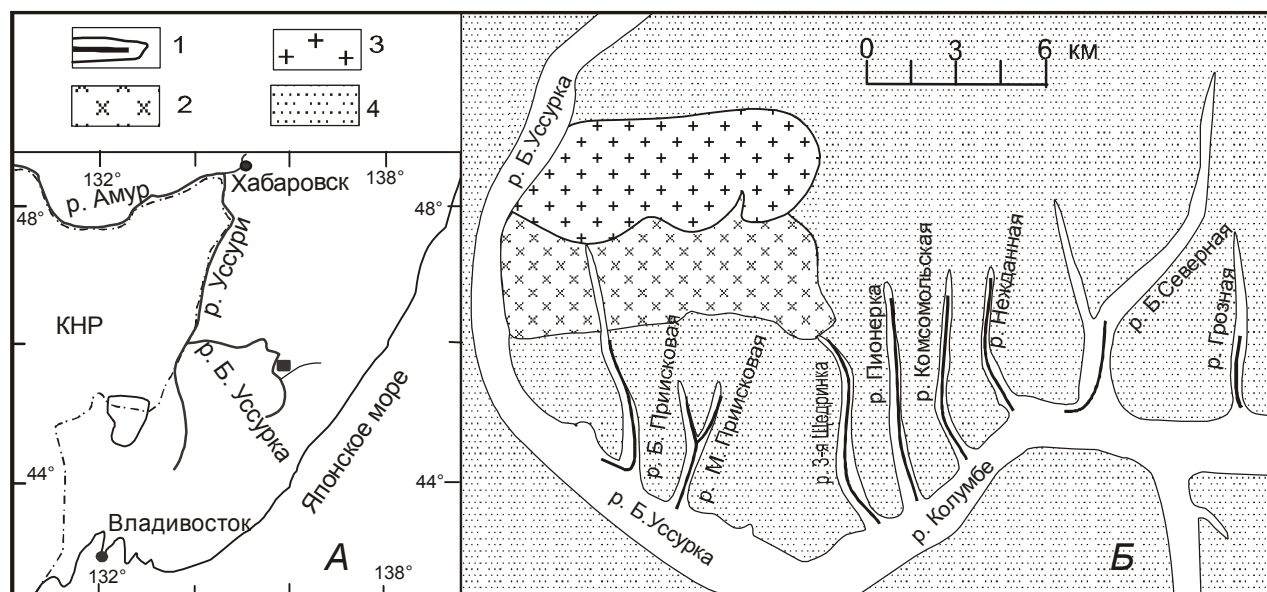


Рис. 1. Схема размещения золотоносных россыпей Благодатненского узла.

А – местоположение изученной площади; Б – схема: 1 – золотоносные россыпи; 2, 3 – гранитоиды Приисковского массива (K_2): 2 – диориты, гранодиориты, 3 – граниты; 4 – терригенные толщи (K_1).

стям жил, но распределено крайне неравномерно, что подтверждено результатами не только опробования канав и шурфов, но и подземных разведочно-эксплуатационных выработок. Содержание металла в отдельных пробах достигает нескольких десятков, реже сотен граммов на тонну. Морфология выделений золота довольно разнообразна. Встречаются золотины комковидной, угловатой, прожилковидной и ажурной форм, средние размеры которых редко превышают 0,5 мм в поперечнике. Пробность золота варьирует в основном в пределах 800–870 единиц, постоянно присутствуют примеси Hg, Cu, As, Fe, Pb, Sb (30–80 г/т), Bi, Ni, Mn (до 10 г/т).

В минерализованных зонах дробления и смятия пород основной жильный минерал – кварц, представленный несколькими генерациями, по-разному окрашенными (от черной до белой). Структура их – от тонко до грубозернистой, текстура – от массивной до брекчиевой и полосчатой. В участках метасоматического преобразования пород преобладают тонкозернистые разновидности кварца. Крупно- и грубозернистый кварц, пустоты в котором заполнены гребенчатыми и друзовидными разновидностями, чаще встречается в участках выполнения открытых полосей. В подчиненных количествах присутствуют карбонаты, в частности, кальцит. Из рудных минералов следует, прежде всего, отметить арсенопирит, пирит; гораздо реже встречаются галенит и самородное золото. Последнее от такового из кварцево-жильных

образований отличают значительные концентрации Pb (100–300 г/т) и Hg (800–1000 г/т), а также более высокая пробность (880–920).

Сложный рельеф и плохая обнаженность изученной площади в значительной мере осложняют поиск проявлений золоторудной минерализации. Поэтому при прогнозной оценке изученной территории использовались материалы по площадному распределению шлихового золота и его минералов-спутников.

В гравитационных концентратах из аллювия большинства россыпей узла доминирует магнетит. В небольших количествах присутствуют арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, самородное золото. Преобладают золотины мелких и средних размеров (менее 1 мм). Крупное золото встречено лишь в шлихах из россыпи по одному из притоков р. Большая Приисковая. Форма золотины преимущественно грубопластинчатая, проволоковидная, изредка комковидная. Основная примесь золота – Ag. Усредненные значения его концентрации, определяющие величину пробности, заметно меняются от россыпи к россыпи. Металл средней пробности (800–850) превалирует в рыхлых отложениях междуречья рек 3-я Щедринка и Пионерка. Среди постоянных микропримесей в золоте следует отметить также Fe, Cu, Sb, As, Hg (до 50 г/т). Редко появляются Bi и Mn (до 5 г/т). Спектр элементов-примесей и уровень их концентрации близки к аналогичным характеристикам металла из кварцево-

жильных образований, вероятно, участвовавших в россыпеобразовании.

Высокопробное золото (900–920) более распространено в россыпях рек Комсомольская, Нежданная и Б. Северная. По сравнению с металлом россыпей центра узла оно содержит повышенные количества Pb и Hg (до 200 г/т), Cu и As (до 100 г/т). Возможно, выявленные изменения состава золота связаны со сменой источников питания россыпей: от жил к минерализованным зонам. В итоге вырисовывается стройная схема направленных изменений состава шлихового золота к востоку от гранитоидной интрузии.

Исключением из этого ряда является черный шлик из аллювия р. Б. Приисковая, дренирующей вышеупомянутую интрузию. Его основу составляют ильменит, магнетит, хромит, вольфрамит, касситерит. В меньших количествах фиксируются сульфиды (молибденит, арсенопирит, пирит), шеелит, минералы висмута, а также шаровидные минеральные обособления, сложенные оксидами Fe, Ti, Mn. Это так называемые магнитные шарики (микросферулы), обнаруженные еще В.И. Вернадским в месторождениях Урала.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследованиями с применением микрозонда выявлены две основные минеральные фазы, слагающие микросферулы – силикатная и магнетитовая [6].

Мономинеральные Fe-Ti-Mn-силикатные сфероиды представляют собой мелкие зерна (размером менее 0,25 мм в диаметре), обладающие сильным стекляннным блеском, смоляно-черным цветом. Форма этих выделений обычно идеально шаровидная, редко эллипсоидная. Их химический состав (табл.) соответствует гранату типа шорломита. Этот минерал встречается исключительно в ультраосновных породах – нефелиновых пироксенитах, якупирангитах, мельгейгитах, иногда в ийолитах [5].

Магнетитовые шарики, близкие по химическому составу к стехиометрии, пользуются наибольшей распространенностью. Чаще всего это каплевидные, иногда идеально круглые выделения черного цвета с матовой поверхностью, диаметром до 0,6 мм.

В отдельных случаях отмечены полиминеральные микросферулы, в строении которых участвуют магнетит и шорломит. При их исследованиях в обратнорассеянных электронах обнаруживается (рис. 2), что матрица сфероидов (серая фаза) сложена магнетитом, а шорломит (темная фаза) выполняет межзерновые пространства. Судя по площадному распределению отмеченных фаз на плоскостях

Таблица. Химический состав (масс. %) минеральных фаз, слагающих микросферулы.

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	0,16	0,10	15,63	27,82	15,89
TiO ₂	0,07	0,08	40,06	21,33	39,16
Al ₂ O ₃	0,15	0,18	1,93	3,50	2,15
Fe ₂ O ₃	68,72	67,98	-	-	-
FeO	30,12	30,87	17,43	17,44	16,94
Cr ₂ O ₃	0,14	-	0,41	0,19	0,33
MnO	0,62	0,11	10,93	12,87	11,32
MgO	-	0,05	2,65	6,68	2,73
CaO	-	-	8,77	7,92	8,89
Na ₂ O	-	0,03	0,33	0,57	0,30
K ₂ O	-	-	1,42	0,91	1,44
Сумма	99,98	99,31	99,56	99,23	99,15

Примечание. 1, 2 – магнетит; 3–5 – шорломит. Прочерк – не обнаружено. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-8100 (ДВГИ ДВО РАН) при ускоряющем напряжении 20 kV, токе зонда 1×10^{-8} А, диаметр пучка – 1 мкм.

срезов микросферул, соотношение магнетита и шорломита меняется от 10:1 до 15:1.

Шлиховое золото россыпи р. Б. Приисковая по особенностям химизма можно разделить на серебряную и Pd-содержащую группы [7]. Типичной особенностью состава золотин первой группы является широкий диапазон колебаний значений пробности (420–880), а также присутствие Bi (до 50 г/т). Частицы металла второй группы характеризуются высокой пробой (910–990). Кроме Pd (до 6 г/т), для них типична Cu (до 100 г/т), довольно часто фиксируется Sn (до 10 г/т). Минеральный состав черного шлика россыпи и присутствие Pd в шлиховом золоте позволяют рассматривать исследуемую россыпь в качестве аналога объектов с платиноидно-золото-редкометальной минерализацией сопредельного Тумнинского рудного района (Северный Сихотэ-Алинь).

Платиноносность Тумнинского района установлена в конце прошлого столетия при минералогических исследованиях золото-редкометалльных руд месторождения Оемку [8]. Палладий здесь проявляется как в виде примеси в самородном золоте, так и в виде собственных минералов соболевскит (PdBi) – садбериитового (PdSb) ряда. Такие минералы характеризуются устойчивыми связями с магматическими породами повышенной основности и распространены среди пород щелочно-ультраосновных массивов (алданский тип) и в медно-никелевых рудах (норильский тип). Находки палладистого золота и садбериита в гидротермальных жилах Оемку можно было бы отнести к минералогическим исключениям, если бы не обнаружение примеси Pd в самородном золоте других рудно-россыпных узлов Северного Сихотэ-

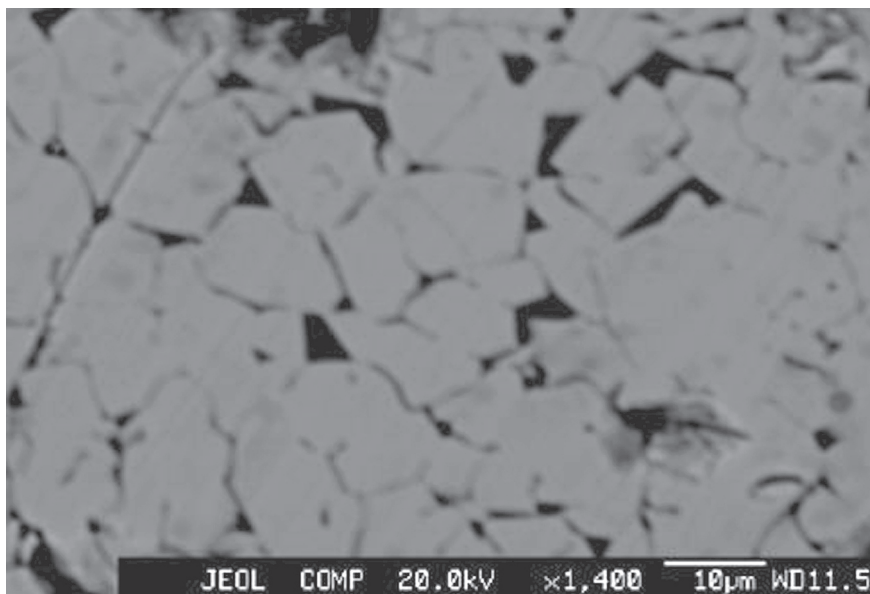


Рис. 2 Срастания магнетита (светлая фаза) и шорломита (темная фаза).

Изображение в обратнорассеянных электронах, масштабная линейка 10 мкм.

Алиня: Зимовьинского, Болотистого, Катэнского. Очевидно, Pd-золото является надежным индикатором платиноидно-золото-редкометалльного оруденения. Выявление Pd-содержащего золота в россыпях Благодатненского узла не только расширяет границы ареала распространения этого необычного типа проявлений, но и позволяет уточнить особенности их генезиса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На природу платиноносности золоторудных гидротермальных образований существует несколько точек зрения. По мнению А.Ф. Коробейникова [4], формирование совмещенных золотых, платиноидных и редкометалльных руд происходит за счет совместного выноса золота и элементов платиновой группы из мантии глубинными флюидами. Появление в риолитах Приполярного Урала золото-платиновой минерализации увязывается, согласно [12], с гидротермальной переработкой еще не вскрытых ультраосновных пород, залегающих на значительной глубине. Близкой точки зрения на формирование благороднометалльной минерализации Катэнского узла (Северный Сихотэ-Алинь) придерживаются И.С. Филин и И.И. Фатьянов [13]. Подобное явление могло иметь место и в рассматриваемом районе.

Минеральные микросферулы магнетита и шорломита в последние годы обнаружены в современной гидротермальной системе вулкана Баранского (остров Итуруп). По мнению С.Н. Рычагова с соавторами [11], эти сфероиды образуются в пределах не вскрытой интрузии основного состава и транспортируются уже сформированными к дневной поверхности восходящими потоками флюида. С рудными и силикат-

ными шариками в гидротермальную систему приносятся дополнительные количества благородных металлов, Fe, Ti, Mn, Cr и других элементов. Возможность переноса рудных и силикатных сфероидов гидротермами с известными оговорками допускается М.И. Новгородовой и др. [9].

Изложенное выше позволяет авторам вполне обоснованно рассматривать факт появления Pd-золота, сфероидов магнетита и шорломита в россыпях изученного узла как свидетельство гидротермальной переработки гипотетических основных и/или ультраосновных пород, скрытых на глубине.

Наличие признаков платиноносности в золотых россыпях региона не является случайным, а подтверждает сделанный нами ранее вывод [8] о продолжении Среднеазиатско-Китайского платиноносного пояса [2] на территории России. Таким образом, при определении направлений прогнозных и оценочных работ в пределах Благодатненского узла в качестве дополнительного критерия целесообразно использовать специфику площадного распределения Pd-золота и его минералов-спутников.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявленные индикаторные свойства состава шлихового золота, микросферул магнетита и шорломита позволяют не только идентифицировать источники питания россыпей, но и наметить локальные участки территории, потенциально перспективные на обнаружение новых типов золотых руд. Полученный материал убеждает: золотой потенциал Благодатненского рудно-россыпного узла далеко не исчерпан и раскрыт не в полной мере. Перспективы его, по мнению авторов, связаны, в том числе, с присутстви-

ем на глубине нескрытого интрузива основного состава, свидетельством чего являются приведенные выше результаты исследований. Они могут служить весомым основанием для прогноза платиноидно-золото-редкометалльной минерализации, ранее не известной на данной площади, в эндо-экзоконтактовой зоне массива гранитоидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН: проекты 05-III-Г-08-082, 05-III-Б-12-010.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анерт Э.Э. Богатства недр Дальнего Востока. Хабаровск-Владивосток: Кн. дело, 1928. 932 с.
2. Додин Д.А., Поляков Г.В., Дюжиков О.А. и др. Платиноидные месторождения северо-азиатского кратона и его обрамления: металлогения и геодинамика // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1619–1634.
3. Киселев В.И., Молчанов В.П. Изотопный анализ углерода и кислорода карбонатов из осадочных пород и гидротермальных образований золото-кварцевого месторождения // Физико-химические методы исследования горных пород и руд. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 61–69.
4. Коробейников А.Ф. Условия образования и размещения комплексных золото-платиноидно-редкометалльных месторождений // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: ИГЕМ РАН, 2002. С. 39–42.
5. Кухаренко А.А. Минералогия россыпей М.: Госгеолтехиздат, 1961. 316 с.
6. Молчанов В.П., Медведев Е.И., Хомич В.Г. Pd-золото и микросферулы магнетита, шорломита россыпей Благодатненского узла (Приморье) как свидетельство наличия скрытой интрузии ультраосновного состава // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2005. С. 159–162.
7. Молчанов В.П., Хомич В.Г., Медведев Е.И. Индикаторное значение Pd-содержащего золота из россыпей Благодатненского узла (Приморье) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 3. С. 36–38.
8. Молчанов В.П., Моисеенко В.Г., Хомич В.Г., Горячев Н.А. Палладий-золото-редкометалльная минерализация Оемкинского рудного узла (Сихотэ-Алинь) // Докл. АН СССР. 2000. Т. 375, № 4. С. 518–520.
9. Новгородова М.И., Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я. и др. Палладий-золото-редкометалльная минерализация Оемкинского рудного узла (Сихотэ-Алинь) // Геохимия. 2004. № 2. С. 160–172.
10. Перунков Д.П., Саядян Г.Р., Хомич В.Г. Кварцевая и сульфидная минерализация Благодатненского рудно-россыпного узла // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 102–104.
11. Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандиминова Е.И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералорудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 1. С. 31–40.
12. Тарбаев М.В., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе приполярного Урала (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 1. С. 15–30.
13. Филин И.С., Фатьянов И.И. О коренных источниках золота одной из морфоструктур Катэнского узла россыпей (Северный Сихотэ-Алинь) // Геология и горное дело в Приморье в прошлом, настоящем и будущем. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 82–86.
14. Хомич В.Г., Уткин В.П. Амурский благороднометалльный пояс: геологическое положение, типы месторождений, металлогенический потенциал // Закономерности строения и эволюции геосфер. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 216–217.

Поступила в редакцию 22 февраля 2006 г.

Рекомендована к печати В.Г. Гоневчуком

Ye.I. Medvedev, V.P. Molchanov V.G. Khomich

Palladium-bearing gold, magnetite and shorlomite microspherules from placers of the Blagodatnensky cluster (Primorye), and their possible sources

The paper presents data on typomorphism and composition of native gold and its areal distribution in gold formations and products of their exogenous destruction. In association with Pd-gold microspherules of shorlomite are recognized which is present solely in ultrabasic rocks. The presence of these microspherules is considered as evidence of platinoid gold mineralization involvement in placer formation. Platinoid gold mineralization formed due to hydrothermal reworking of hypothetical basic and/or ultrabasic rocks concealed at depth.

Key words: magnetite and shorlomite microspherules, Pd-gold, hydrothermal reworking, ultrabasic rocks.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПОДВОДНОМ ПОЧВООБРАЗОВАНИИ

В.И. Росликова

Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск

Анализируются современные представления специалистов различных дисциплин о развитии процессов почвообразования субаквальных ландшафтов. Раскрывается новый взгляд на методологический подход к их исследованию.

Ключевые слова: донные отложения, элементарные ландшафты, почвы, почвоподобные тела, подводные ландшафты, органическое вещество, гумус, гуминовые кислоты, оз. Ханка, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Донными отложениями человечество интересовалось с незапамятных времен, что было связано с практическими целями – мореплаванием. И только с изобретением трубчатого лота (1854 г.) появилась возможность брать образцы подводного грунта и проводить анализы. В 1873–1875 гг. английское адмиралтейство организовало экспедицию “Челленджер”, которая своими исследованиями охватила Атлантический, Индийский и Тихий океаны. Итогом этих исследований явились представления о верхней, окислительной зоне осадков, в которой железо и марганец находятся в форме оксидов, и о более глубоко расположенной восстановительной зоне, откуда они мигрируют вверх, где и образуются в приповерхностных донных слоях Mn–Fe конкреции.

КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ АСПЕКТ ИЗУЧЕНИЯ ПОДВОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ

На Руси о существовании железистых руд в осадках озер Балтийского щита практикам было известно давно (XVII в). Научные исследования осадков крупных озер были начаты во второй половине XVIII в [1]. Вклад русских ученых в познание современного осадконакопления огромен.

С утверждением новой отрасли знаний в науках о Земле – почвоведения [11] – исследователи начали проявлять особый интерес к донным отложениям как к природным объектам, обладающим рядом признаков, идентичных почвам [4]. Учение о миграции химических элементов, созданное В.И. Вернадским, А.Е. Ферсманом, с одной стороны, и учение о геохимии ландшафтов Б.Б. Полюнова [19] – с другой, были положены в основу типизации элементарных ланд-

шафтов [6 и др]. Элементарные ландшафты, несмотря на их разнообразие по условиям миграции, объединены в четыре типа. Элювиальные или автономные – ландшафты повышенных элементов рельефа. Трансэлювиальные ландшафты – участки склонов, где возможен боковой приток веществ. Супераквальные или гидроморфные ландшафты, которые приурочены к пониженным элементам рельефа. И, наконец, аквальные – подчиненные ландшафты местных водоемов (рис.1). Совокупность всех этих элементарных ландшафтов в пределах местности и образует местный геохимический ландшафт, в котором существует связь между элювиальными и подчиненными элементарными ландшафтами [18]. Эти теоретические обоснования связи элювиальных процессов водосборных площадей с аккумулятивными ландшафтами привели исследователей к мысли о возможности распространения ландшафтного подхода при исследовании подводных ландшафтов. Географы и почвоведы практически одновременно подошли к ре-

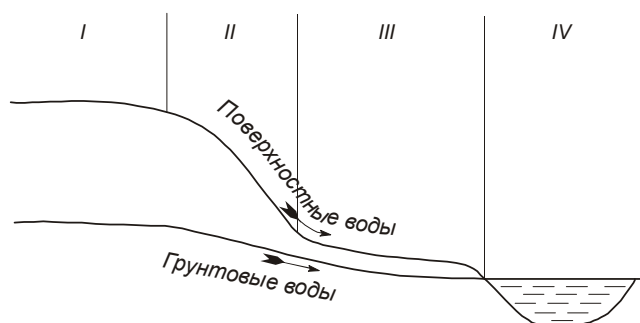


Рис. 1. Общая схема элементарных ландшафтов.

I – элювиальный, II – трансэлювиальный, III – супераквальный (гидроморфный), IV – аквальный.

шению этого вопроса. [3, 13, 14, 26 и др.]. Однако почвоведы в отличие от географов, имея достаточно аргументированную почвенную концепцию, не ставили знака равенства между наземными почвами и подводными образованиями, хотя и предлагали включить эти образования в классификацию почв. Определяя почву как самостоятельное естественноисторическое тело, сформировавшееся под влиянием пяти факторов почвообразования, В.В. Докучаев подчеркивал, что не все рыхлые субстраты, на которых произрастают растения, могут считаться почвами с научной точки зрения. Примером таких “плодородных, но не почвенных образований” [24], В.В. Докучаев считал “переносные почвы”. В горах Кавказа кочевники разводят огороды на крышах своих саклей и с переездом они переносят и почвы. К подобным образованиям относятся и богатые биогенными элементами аллювиальные отложения рек и “почвы” цветочных горшков. Все эти тела не соответствуют исходному определению почвы, по В.В. Докучаеву.

Почвоведение изучает почвы как естественные, так и трансформированные, которые выполняют ряд важнейших функций: обеспечивают существование биосферы, являются надежным домом живых существ, экраном, предотвращающим разрушение дневной поверхности, выполняют роль санитарной фабрики и обеспечивают безбедное существование нам всем, живущим на Земле [8]. Все эти фундаментальные положения позволили И.А. Соколову [24] различать:

- собственно почвы (самостоятельные субэдральные) – естественно-исторические тела, образующиеся на месте в результате преобразования почвообразующих минеральных пород под влиянием биоты и климата;

- псевдопочвы – тела, выполняющие экологические и биосферные функции почв. Однако почвами они не являются, так как не отвечают определению центрального образа объекта; различные геологические, биогенные и антропогенные субстраты;

- полупочвы – тела промежуточного характера между почвами и псевдопочвами, формирующиеся при участии почвообразования, но не отвечающие определению понятия почвы. Эти тела могут иметь самую разную природу (геологическую, биологическую, антропогенную);

- экопочвы – самое широкое понятие, обнимающие все предыдущие.

Таким образом, почва в современном представлении исследователей – это почвенное тело, которое в своих внутренних свойствах имеет особенности, возникшие как следствие автохтонного воздействия автотрофов и сопутствующих им гетеротрофов на минеральную, органическую или органоминераль-

ную составляющую [10]. Именно эти представления о единстве генезиса, экологии и географии почв и составляют теоретическое ядро генетического почвоведения как фундаментальной науки.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАК ОБЪЕКТЫ “ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ”

Известно, что донные отложения глубоководий являются важными компонентами экосистем. Они в определенной мере обеспечивают различные группы живых организмов всем необходимым. Подводные отложения, существенно переработанные живыми существами, в конечном итоге могут приобрести ряд особенностей, свойственных почвам. Это дало основание М.А. Глазговской [7], Б.Г. Розанову [21] выделить субаквальные ландшафты с наличием субаквальных почв. Но это всего лишь дань тому, что почвы и подобные им тела оказываются похожими друг на друга, что и заставляет применять к ним методологию и методы, разработанные в почвоведении. М. Фридланд [27] подводные отложения не считал почвами, хотя придерживался мнения о включении их как объектов в почвенную классификацию.

Многие исследователи не разделяют точку зрения о подводном почвообразовании. Так, В.Н. Сукачев четко подметил, что донные отложения, где укореняется часть водных растений, нецелесообразно смешивать с почвой. Во-первых, в них нет признаков, присущих почве, а во-вторых, по заключению автора, прикрепление водных растений к подводным грунтам носит чисто механический характер. И в этом случае они не являются источником элементов питания, и поэтому в биокруговороте элементов эти отложения участия практически не принимают.

В.А. Ковда [14] эволюцию почвенного покрова рассматривает не только как почвенно-биоклиматические, но и историко-генетические стадии почвообразования в общем процессе осушения великих озерно-аллювиальных равнин, начиная от субаквальных ландшафтов и кончая элювиальными. При этом отождествления субаквальных ландшафтов с субаквальными почвами в работах автора не прослеживается.

В наших исследованиях на основе историко-генетической концепции В.А. Ковда в гумидных ландшафтах, с учетом типа баланса вещества, раскрыта суть стадийности почв от субаквальных к элювиальным [23].

В одной из обобщающих работ Е.А. Дмитриев отмечал, что “... к группе почвоподобных тел могут быть отнесены и непосредственно биотические экзоты, как, например, донные отложения ...”, и далее “Любые из почвоподобных тел, оказавшихся в условиях непосредственного воздействия на них авто-

трофных (прежде всего фотоавтотрофных) организмов, должны превратиться в почвы, и они становятся почвами, если для этого оказывается достаточно времени” [10, стр. 318].

Зарубежные исследователи также не оставили без внимания процессы подводного почвообразования. Одни исследователи [28] заостряют внимание на состоянии почвенного материала, попавшего на дно, а другие – на трансформации органического вещества, поступившего из субаэральных условий в морские [29].

В течение последних двух десятилетий в Тихоокеанском институте географии ДВО РАН определено новое направление комплексной физической географии – морское ландшафтоведение. Объектом исследований послужила мелководная часть Японского моря, а их целью явилась выработка концепции формирования подводного ландшафта и составление атласа подводных ландшафтов. В основу отработки основных положений концепции были заложены методологические посылки, разработанные для исследований наземных ландшафтов.

Несмотря на то, что подводные ландшафты, как и субаэральные, формируются при взаимодействии литосферы, гидросферы и биосферы, они относятся к специфическим геосистемам. Это касается и их отдельных компонентов (рис. 2). Генетическая суть осадков водоемов в отличие от почвы заключается в том, что само минеральное вещество по своему происхождению и местонахождению очень разнородно, попадая в новые физико-географические и биологические условия, оно претерпевает соответствующие изменения, образуя при этом новую минеральную ассоциацию [26]. Эти осадки не являются аналогами почв [10]. В противоположность морским геосистемам, на суше почва является твердой опорой. Питание автотрофов моря и зеленых растений суши происходит различными путями. На суше транспорт биогенов осуществляется через корневую систему из почвы, а в море фотосинтезики ассимилируют эти вещества всей поверхностью прямо из воды, которая служит и субстратом, и передатчиком энергии в морских экосистемах. Кроме того, жизненная роль живых существ в донных осадках совершенно иная [2, 20].

Интересные обобщения в лаборатории морских ландшафтов ТИГа ДВО РАН были проведены и по типизации подводных ландшафтов в южной части дальневосточного Приморья. Донные ландшафты в бухтах и заливах располагаются, как правило, концентрическими полосами и дугами, очерчивая основные геоморфологические элементы. На крутых склонах прослеживается последовательная смена ландшафтов. Ложе бухт и заливов занимают однородные,



Рис. 2. Фрагменты раковин двустворок у основания зарослей zostеры [2].

обширные по площади участки. Исследования, проведенные на одних и тех же выделах в разные времена года, показывают, что облик и структура сильно подвержены изменениям. В определенных участках ландшафта периодически появляются и исчезают густые заросли полихет, молоди морских звезд, донные рыбы, иглокожие. Однако с течением времени облик ландшафта начинает приобретать прежний вид. Самым важным является то, что грунты морского дна отличаются биоконструкцией. Одни осадки могут перемещаться животными, а другие не могут. Кроме того, выделены и гравитоподвижные отложения – это те, которые перемещаются под действием силы тяжести.

Обобщая более чем 20-летние исследования подводных ландшафтов, И.С. Арзамасцев, Б.В. Преображенский [2] приходят к выводу о том, что отличие морских донных ландшафтов от наземных связано с особенностями важнейших ландшафтообразующих факторов и, прежде всего, с отсутствием на морском дне почвенного слоя.

Проведя сравнительный анализ по основным свойствам и компонентам ландшафтов суши и моря, авторы пришли к выводу, что “...сравниваемые системы отличаются не только по всем физическим пара-

метрам, но и по основным динамическим процессам, происходящим в них: обмену веществом и энергией, взаимодействию живой и косной компонент этих систем. В таком случае при условии рассмотрения морской природной системы в ракурсе ландшафтной методологии уместен вопрос: ландшафт ли это? Если нет почти ничего общего с ландшафтом суши, на каком основании морскую систему мы можем по-сухопутному называть ландшафт...” [2, стр. 41].

В последние годы внимание почвоведов вновь привлекли субаквальные ландшафты с точки зрения развития в них почвообразовательных процессов [12, 16]. По мнению авторов, “...донные отложения, в которых одновременно протекают процессы седиментации и процессы разложения отмерших органических остатков, приводящих к образованию и накоплению гумуса, относятся к категории почв. Это и есть подводные почвы, которые следует называть “аквапочвой” [16, стр. 104]. Следуя постулату о том, что “Гумусовые вещества, и в частности гумус, являются главным атрибутом почв. Без гумуса нет почв, также как гумус не бывает без почв” [16, стр. 99], в 30 точках донных отложений залива Петра Великого и прилегающих к акватории прибрежных почвах было определено общее содержание гумуса, состав и строение гумусовых веществ и проведено их сравнение. Обобщая полученные данные, авторы пришли к заключению о том, что состав и строение гумусовых веществ “аквапочв” (по терминологии авторов) имеют близкое сходство с гумусовыми веществами прибрежных почв, “причем гуминовые кислоты аквапочв – это молодые слабоокрашенные гуминовые кислоты с невысокой степенью конденсированности сетки ароматического углерода и заметным колебанием элементного состава, образующиеся на начальной стадии гумификации...” [16, стр. 104]. “Аквапочва”, по мнению авторов, это продукт особой формы почвообразования, где сырьем для процессов гумусообразования является автохтонное органическое вещество.

Совокупность полученных материалов не дает основания авторам для таких основополагающих выводов. Это, во-первых, отсутствие керна, который позволил бы последовательно проследить организацию толщи. Наличие же только точечно взятых образцов приповерхностных иловых осадков исключает возможность этого прослеживания. Во-вторых, не верна сама методологическая посылка, что гумус является только атрибутом почв [10, 11, 17, 25 и др.]. В третьих, понятия органическое вещество (ОВ) почвы, гумус, гумусовые вещества (ГВ) не являются синонимами, и один из них нельзя заменить другим [17].

По современным представлениям, в составе гумуса различают специфические и неспецифические органические соединения. Неспецифические вещества, в отличие от специфических, имеют фито-, зоо- и микробиологическую природу и поступают в процессе почвообразования как отмирающая биомасса органических остатков (продукты жизнедеятельности живых организмов), не являясь органоминеральными соединениями почвенной природы [17, 18]. Ключом к пониманию природы гумуса является исследование основных групп гуминовых веществ. Авторами утверждается, что накопление в подводных осадках гуминовых кислот, связанных с Са, есть свидетельство “истинного накопления гумуса автохтонным путем”. Этот вывод правомочным может стать в том случае, если будет определен баланс органического вещества и его соотношение в осадке и воде с учетом всех составляющих различных низкомолекулярных неспецифических соединений и воднорастворимых гумусовых веществ. Кроме того, известно, что при смешивании глубинных морских вод с водами, содержащими кислород, существует биологический процесс восстановленных соединений, которые поступают из глубин в верхние слои. В периоды интенсивного вертикального водообмена в процессе уже хемосинтеза и образуются значительные количества органического вещества. Все эти процессы являются важнейшей составляющей в балансе органики в море [8].

Все сказанное свидетельствует о том, что накопление органических веществ и сам процесс гумусообразования в придонных илах не представляется таким простым процессом, как это констатируется в работах авторов. Утверждение, что $C_{орг}$ является продуцентом фитопланктона в донных отложениях залива Петра Великого *in situ*, рассматриваемыми исследованиями не подтверждено. Необходимо отметить, что суть происходящих здесь явлений свидетельствует о том, что в донных отложениях “природная фабрика” работает на “привозном сырье” и выпускает специфические горные породы. Через “фабричную зону” проходит однонаправленный продукт веществ, который на входе не зависит от природного биогеоценоза, а на выходе представляет собой продукт, никак не влияющий на породившую его систему [10].

Таким образом, отождествлять накопление гумуса в подводных ландшафтах с процессами почвообразования методологически неверно, а сам термин “аквапочва” без доказательной базы, по сути, не правомочен.

Не преследуя цели полного охвата процессов, протекающих в придонных отложениях, мы совместно с лабораторией палеогеографии ТИГа ДВО РАН провели изучение осадков внутреннего водоема озера

Ханка (лесостепной ландшафт). Исследованиями было охвачено 32 образца керна, с ходом отбора 10 см [22]. Скважины располагались в различных участках аквальных ландшафтов водоема (наиболее глубоководная часть, мелководье, ряд заливов и лагуны у устьев рек). Несмотря на то, что в обрамлении оз. Ханка значительную часть составляют поверхности, сложенные толщей “бурых” суглинков, обуславливающих большую мутность речных вод, глинистые осадки в озере распределены крайне локально, причем наиболее тонкие (пелиты) занимают значительные площади. Это связано с тем, что в условиях бурного водного режима большая часть пелитов для мелководного озера является транзитной. Некоторое накопление в местах вноса глинистого материала (устья равнинных рек Коммисаровки, Мельгуновки и полузакрытых бухт) среди донных отложений рассматриваемого водоема занимают алевролиты (рис. 3) [15].

Морфологическое описание образцов керна, отобранных на различных участках, не выявило даже в первом приближении той последовательности горизонтов, которая присуща почвам. В отдельных образцах четко прослеживается слоистость, обусловленная характером осадконакопления. Это подтверждается и данными микроморфологического анализа. Исследования шлифов с ненарушенным строением донных отложений оз. Ханка выявили ряд довольно устойчивых показателей. Неоднородность осадков отражена в микрозональном строении – от плазменного до тонкопылеватого и порфириовидного. В приповерхностных горизонтах тонкодисперсный гумус и углеподобные частицы являются простыми примесями в минеральной составляющей, не образуя органо-минерального комплекса, присущего почвам. Зерна минералов плохо окатаны и представлены большим набором умеренно устойчивых разновидностей с чистыми, не корродированными поверхностями. Наблюдаются только псевдокристаллы глинистой плазмы в виде отдельных чешуек. С глубиной формы ориентации глинистого вещества становятся более совершенными. В микрозонах начинает преобладать раздельно-чешуйчатая ориентация, затем микрозоны расширяются с преобладанием мозаичного околоскелетного и волокнистого строения. В более глубоких слоях проявляются уже своеобразные сгустки “пыльниги” с четкими инкрустациями гидроксидов железа по отдельным полуразложившимся растительным остаткам. Глинистая составляющая представлена каолинитом, монтмориллонитом и гидрослюдой. Доля последней составляет 60–70 %. В шлифах довольно часто прослеживается “разъедание” первичных минеральных зерен (полевые шпаты, биотит) с образованием хлорита и гидробиотита. Органическое веще-

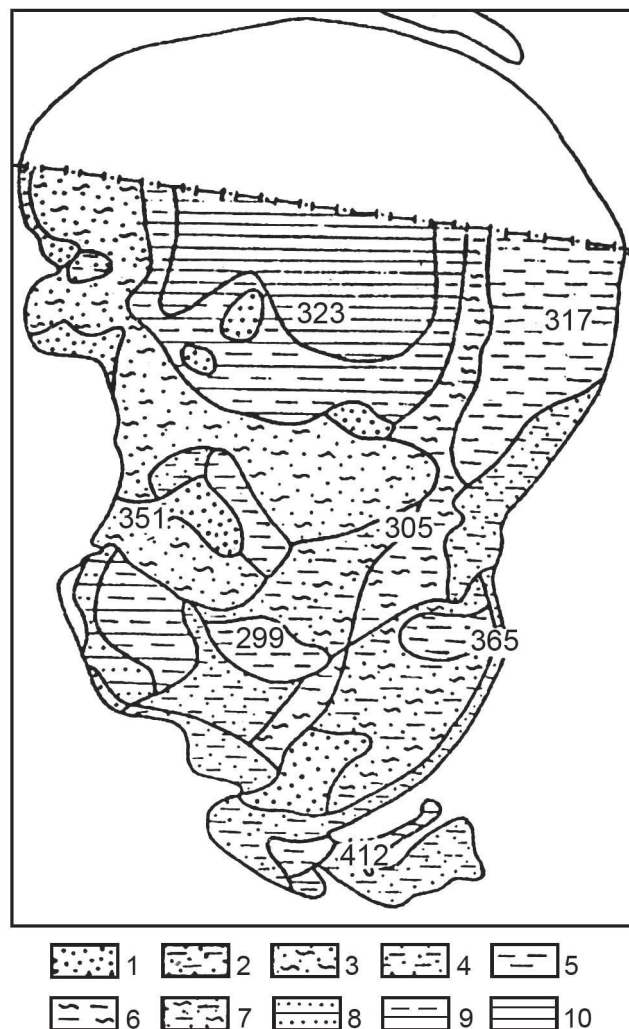


Рис. 2. Распределение современных осадков оз. Ханка (по данным гранулометрического состава) и точек отбора проб.

1 – песок; 2 – песок алевролитовый; 3 – песок глинистый; 4 – алевролит крупный; 5 – алевролит мелкий; 6 – алевролит глинистый; 7 – алевролит песчано-глинистый; 8 – глина песчаная; 9 – глина алевролитовая; 10 – глина. Цифры на рисунке – номера скважин (рис. А.М Короткого[22]).

ство полностью диспергировано. Углеподобные частицы образуют локальные скопления. Отмечаются отдельные сгустки рыхлых скоплений диспергированной органики с плазменным материалом и слабыми следами ожелезнения. Даже в более глубоких горизонтах осадков отмечаются свежие растительные остатки с заметной железистой инкрустацией. Исследованные объекты характеризуются нейтральной и слабнокислой реакцией среды (рН водное 7,5–6,6). Реакция не имеет определенных закономерностей по глубине простираения керна, где бы можно было выделить тот или иной генетический горизонт почв.

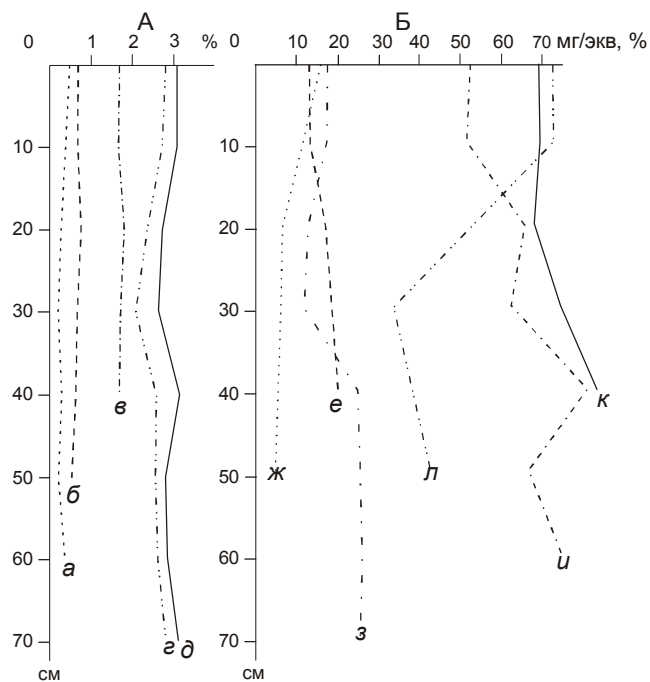


Рис. 4. Физико-химическая характеристика донных отложений оз. Ханка.

А – содержание гумуса (в %): а – наиболее глубоководная центральная часть озера (скв. 323), б – лагуна в старом устье р. Комиссаровки, в – Астраханский залив (скв.299); г – Лузанов залив (скв. 412), д – устье р. Спасовки (скв. 365). Б – сумма поглощенных оснований мг/экв. на 100 г почвы: е – Астраханский залив (скв. 299), ж – лагуна в старом устье р. Коммисаровка (скв. 351), з – наиболее глубоководная центральная часть (скв. 323). Степень насыщенности основаниями в %: и – наиболее глубоководная центральная часть (скв. 323), к – лагуна в устье р. Коммисаровки (скв.351), л – Астраханский залив (скв. 299).

Сумма поглощенных оснований колеблется в довольно значительных пределах от 5 до 25 мг/экв. на 100 г. грунта (рис. 4). Наименьшие значения их характеризуют песчано-алевролитовые разности осадков. Степень насыщенности основаниями колеблется в пределах 42–75 % (рис. 4) без выраженных закономерностей, связанных с процессами почвообразования. По профилю керна содержание гумуса достигает 2–3 % (рис. 4). Увеличение его содержания может быть приурочено как к верхней части скважины, так и более глубокой. Такое перераспределение гумуса, по данным микроморфологического анализа, связано с повышенным количеством механически диспергированных частиц свежих остатков, где процессы гумусообразования выражены слабо. Доля гумуса в осадках лимана (скважина 412) и у берега заболоченной равнины (скважина 365) свидетельствуют о значительном накоплении его в этих участках, что обусловлено привнесением как растворимых органоминеральных ве-

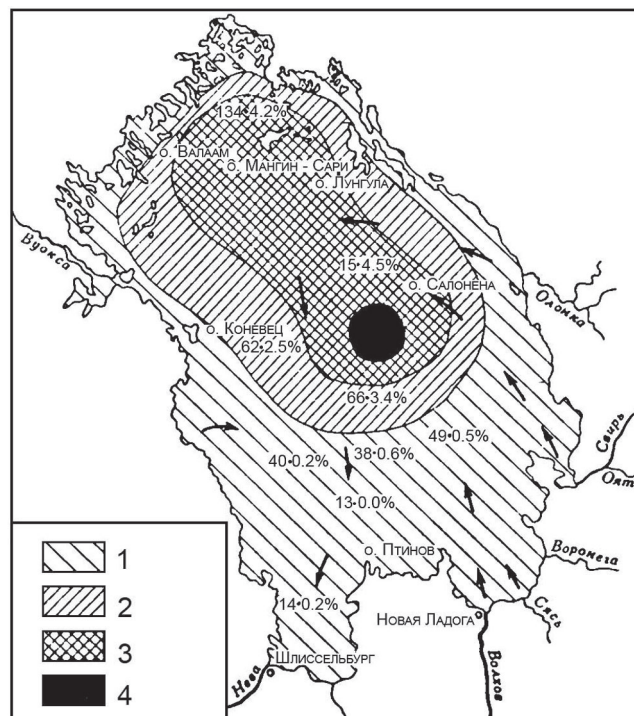


Рис. 5. Схема распределения гумуса в осадках Ладожского озера (по К.К. Гильзену [см. 22, 26]).

Содержание гумуса (в %): 1 – < 0,6; 2 – 0,6– 2,5; 3 – 2,5– 5; 4 – 5–9. Глубина обозначена в метрах. Стрелками показано направление движения воды.

ществ из болотных вод, так и поступивших свежих растительных остатков. В осадках же открытой части озера доля гумуса незначительна ($S_{орг}=0,29\%$). Это определяется рядом причин: малой глубиной озера и сильными ветрами, приводящими к частым и мощным волнениям на не защищенной горами акватории озера, постоянным многократным взмучиванием осадков, особенно в прибрежной зоне, значительной мутностью воды, слабым развитием планктона [15]. Полученные результаты по распределению гумуса свидетельствуют, что процессы накопления на дне водоема не могут быть связаны напрямую с накоплением его *in situ*.

Ярким свидетельством сказанного являются работы литологов по распределению гумуса в осадках Ладожского озера, где его доля колеблется от 0,164 до 9,332 % [5, 24]. Особенностью распределения гумуса в этом водоеме является постепенное нарастание его концентраций от прибрежной части озера к центру (рис. 5) [22, 26]. На основе данных по 618 станциям Н.И. Семенович подтвердил исследования предшественников [5] о связи пространственного распределения органического вещества на дне озера с круговым течением [24].

Работы последних лет о природе органического вещества пресноводных водоемов раскрыли важную роль воднорастворимых органических веществ, в которых кроме большого набора неспецифических соединений находятся воднорастворимые гуминовые вещества, играющие важнейшую роль в биохимических циклах водных экосистем.

ВЫВОДЫ

1. Анализ взглядов различных специалистов в вопросах познания аквальных ландшафтов свидетельствует о том, что образование и накопление органического вещества, гумусовых веществ и гумуса в подводных ландшафтах имеют природу, отличную от подобных процессов, протекающих в субаэральных условиях.

2. В свете развития идей классического почвоведения о единстве генезиса, экологии и географии почв необходимо, прежде всего, выявление признаков этого единства в различных аквальных местоположениях. Поиск таких признаков на различных уровнях структурной организации является одной из важнейших задач дальнейших исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 06-05-64101а).

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н.И. Некоторые результаты экспедиции «Черноморца» // Изв. Русск. геогр. о-ва. 1892. Т. 28, вып. 4.
- Арзамасцев И.С., Преображенский Б.В. Атлас подводных ландшафтов Японского моря. М.: Наука, 1990. 222 с.
- Берг Л.С. Фации, географические аспекты и географические зоны // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1945. Т. 77, вып. 3.
- Вернадский В.И. Очерки о геохимии, 2-е изд. на рус. яз. М.; Л.: Гос. науч. горно-геолог.-нефт. изд-во, 1937. 379 с.
- Гильзен К.К. Исследование образцов грунта южной и средней частей Ладожского озера // Изв. Русск. геогр. о-ва. 1905. Т. 41.
- Глазовская М.А., Макунина А.А., Павленко И.А. и др. Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1961. 180 с.
- Глазовская М.А. Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 1972. 231 с.
- Дацко В.Г. Органическое вещество в водах южных морей. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 257 с.
- Дмитриев Е.А. Почва и почвоподобные тела // Почвоведение. 1996. № 3. С. 310–319.
- Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Функции почв в биосфере и экосистемах. М.: Наука, 1990. 251 с.
- Докучаев В.В. Соч. 1-УШ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. VI. 596 с.
- Ивлев А.М., Нестерова О.В. К вопросу об изучении аквапочв // Вестн. ДВО РАН. 2004. № 4. С. 47–52.
- Исаченко А.Г. Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование. М.: Изд-во Высш. шк. 1965. 327 с.
- Ковда В.А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. 448 с.
- Литология и геохимия современных озерных отложений гумидной зоны. М.: Наука, 1979. 123 с.
- Нестерова О.В. Особенности гумусообразования в морской среде на примере залива Петра Великого: Автореф. дис... канд. биол. наук. Владивосток. 2005. 20 с.
- Орлов Д.С. Химия почв. Изд-во МГУ. 1985. 362 с.
- Паников И.С., Садовникова Л.К., Фридланд Е.В. Неспецифические соединения почвенного гумуса. М.: Изд-во МГУ, 1984. 143 с.
- Полынов Б.Б. Учение о ландшафтах // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 234 с.
- Преображенский Б.В. Основные задачи морского ландшафтоведения // География и природные ресурсы. 1984. № 1. С. 15–22.
- Розанов Б.Г. Почвенный покров земного шара. М.: Изд-во МГУ, 1977. 243 с.
- Росликова В.И., Короткий А.М. Mn-Fe конкрециеобразование в субаквальных ландшафтах континентального водоема (на примере озера Ханка) // Вестн. ДВО РАН. 1993. № 6. С. 57–61.
- Росликова В.И. Марганцево-железистые новообразования в почвах равнинных ландшафтов гумидной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1996. 272 с.
- Семенович Н.И. Донные отложения Ладожского озера. М.-Л.: Наука, 1966. 187 с.
- Соколов И.А. Парадигма генетического почвоведения от Докучаева до наших дней // Почвоведение. 1996. № 3. С. 250–262.
- Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 522 с.
- Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972. 422 с.
- Buurman P Submarine soil formation changing fossil terrestrial soils // Soil Science. 1975. V. 119. P. 24–27.
- Degens E.T., Mopper E Early diagenesis of organic matter in marine soils // Soil Science. 1975. V. 119. P. 65–71.

Поступила в редакцию 6 марта 2006 г.

Рекомендована к печати Б.А. Вороновым

V.I. Roslikova

Present-day conceptions of subaquatic pedogenesis

Present-day conceptions of the development of pedogenesis processes of subaquatic landscapes are analyzed by specialists in different disciplines. A new view of the methods approach to their investigation is offered.

Key words: bed deposits, elementary landscapes, soils, soil-like bodies, subaquatic landscapes, organic substance, humus, humic acid.

РЕЦЕНЗИИ

НОВОЕ ВИДЕНИЕ СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ ЗЕМЛИ*

В.П. Уткин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Издательством “Наука” выпущен в свет двухтомник академика Ю.М. Пушаровского под общим названием “Тектоника Земли. Этюды”. Издание содержит избранные труды, написанные автором в последнее двадцатипятилетие. Но это не отдельные, оторванные друг от друга зарисовки, а хорошо скомпонованное произведение, в котором на базе огромного фактического материала по геологии, тектонике, геофизике, петрохимии, геохимии, металлогении и, наконец, с использованием новейших данных сейсмотомографии автором предельно четко сформулированы новаторские подходы в решении как отдельных проблем строения, так и геодинамики Земли в целом. Вниманию читателей предлагается по существу новая глобальная геодинамическая модель, созданная на принципиально новой методической основе. Актуальность этих разработок трудно переоценить.

В первом томе “Тектоника и геодинамика” собраны статьи, посвященные общетектонической проблематике. Как резюмировал автор, сюда входят такие вопросы, как структурная асимметрия Земли и направленность ее тектонического развития; роль нелинейных факторов в тектогенезе; строение, тектоника и геодинамика мантии; объем тектоносферы планеты; обособленное движение континентов как основной фактор, определяющий главные черты структурного плана Земли; вопросы неотектоники океана и ряд других.

Во втором томе собраны публикации по океанской тектонике, освещающие результаты исследований, в которых большое внимание уделено тектоническому районированию Тихого, Атлантического и Индийского океанов с проведением сравнительно-тектонического анализа.

Опираясь на геологическую эмпирику и, как отмечает автор, мало оглядываясь на традиционные взгляды и постулаты, он в своих исследованиях подошел творчески, что и определило новизну его построений и выводов. Ю.М. Пушаровский глубоко проанализировал фундаментальные труды выдающихся исследователей XIX–XX столетий, касающиеся различных аспектов развития Земли, и весьма продуктивно использовал их идеи и разработки в своем творчестве.

Рассматривая вопрос структурной асимметрии Земли, он развивает идею обособления Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов и аргументирует, что в Тихоокеанском сегменте в течение очень длительного времени происходило саморазвитие меланократовых оболочек, в то время как в Индо-Атлантическом протекали сложные процессы созидания и распада сиалических блоков, возникновения и исчезновения океанических бассейнов. Зарождение главной структурной асимметрии планеты, как и соответствующих геодинамических режимов, согласно автору, очень древнее. Важное значение в развитии наиболее длительной и масштабной геодинамической неоднородности Земли он придает планетарной экспансии тектоногеодинамических процессов Индо-Атлантического сегмента в пределы Тихоокеанского сегмента и делает вывод, что Тихий океан никогда не занимал меньшей площади, чем в настоящее время.

Весьма привлекает его философско-научный анализ сменяющих друг друга научных парадигм и, прежде всего, геосинклинальной и тектоники литосферных плит. Признавая исключительно большую роль в развитии учения о мобилизме концепции тектоники литосферных плит, Ю.М. Пушаровский пред-

*Пушаровский Ю.М. “Тектоника Земли. Этюды”: Т.1. “Тектоника и геодинамика”, 350 с., Т.2. “Тектоника океанов”, 557 с. М.: Наука. 2005.

метно обосновывает, что эта господствующая уже почти столетия парадигма в настоящее время не может претендовать на значение незыблемой глобальной геодинамической модели. Он убедительно аргументирует, что такая модель может быть создана только с учетом более глубинной геодинамики.

Привлекая глубинные процессы к решению проблемы глобальной геодинамики, автор особую роль отводит концепции тектонической расслоенности не только литосферы, но и мантии, которые, по его представлениям, и составляют тектоносферу, охватывающую область Земли от коры до ядра, находящегося на глубине 2900 км.

Анализируя строение мантии с использованием сейсмотомографических карт для разных ее уровней, Ю.М. Пушаровский показал, что структура мантии требует более дробного подразделения, чем деление только на нижнюю и верхнюю. Систематизируя разную природу неоднородности мантии, он расчленил ее на несколько глобальных геосфер и предложил новую схему ее строения, в которой обособляется шесть геосфер. Главное отличие от существовавших схем – выделение мощной средней мантии и двух зон раздела – I и II, отделяющих ее, соответственно, от верхней и нижней мантии. Реальность такого строения мантии поддерживается непротиворечивыми данными относительно глубинных сейсмических рубежей и минеральных преобразований. Выделенные геосферы и зоны их разделов отражают сложность и многообразие геологических и тектонических обстановок в нижней мантии, ранее считавшейся единой. Новое представление о строении мантии открыло возможность моделирования энергетических источников в земных глубинах, а также дифференцированного тектоногеодинамического изучения мантийных геосфер.

Общепринятый взгляд – энергия в область мантии поставляется земным ядром. Эта энергия названа автором первичной. Первичные энергетические потоки в одних случаях не выходят за пределы низов мантии, другие останавливаются в средней мантии, третьи – сквозьмантийные, пересекающие все геосферы мантии, периодически прерывая их глобальную сплошность. Сейсмотография свидетельствует о большом различии в масштабах энергетических потоков, анализ которых привел автора к выводу, что наряду с первичной энергией существуют и внутримантийные, вторичные энергетические источники, что доказывается, в частности, зарождением тепломассопотоков (плюмов) на разных мантийных уровнях. Приводится таблица зарождения плюмов в областях мантии на уровнях (км): 2800, 2350, 1900, 1450, 1000, 650.

Проблему механизма образования вторичных энергетических очагов на разных уровнях мантии Ю.М. Пушаровский изящно решает, базирясь на представлении, что смену мантийных неоднородностей от одного уровня к другому и по латерали следует связывать с изменениями геодинамических обстановок, которые обуславливают дифференцированные тектонические перемещения мантийных масс. Если в литосфере, согласно известной и предметно обоснованной геодинамической концепции, дифференцированно перемещаются в основном литопластины, то в мантии основные виды движений представлены течениями и движениями объемов мантии по субгоризонтальным плоскостям с образованием зон срыва. Такого рода срывы фиксируются в виде наклонных сейсмических рефлекторов в глубоких частях верхней мантии. Латеральное перемещение мантийных масс приводит, по аналогии с установленными деформациями земной коры, к образованию структур фронтального тектонического скупивания и тыловых форм растяжения, что на сейсмотомографических картах выражено высокими и низкоскоростными неоднородностями. Вполне обоснованно автор считает, что в случае крупных тектонических стрессов и движений, в условиях огромных внутримантийных давлений в зонах субгоризонтальных тектонических срывов развиваются мощные силы трения, и система может перейти в закритическое состояние, став источником зарождения вторичного энергетического очага. В распределении тепломасс, генерированных в зонах субгоризонтальных срывов, большую роль играют субвертикальные зоны тектонического скупивания и растяжения мантии. Вторичные очаги порождают на разных уровнях мантии не только плюмы, но и конвективные ячейки.

В качестве механизма формирования субгоризонтальных срывов рассматривается впервые высказанная А.В. Пейве идея о вероятности тектонического проскальзывания различных оболочек Земли относительно друг друга. Доминирующая причина проскальзывания оболочек усматривается в действии ротационного фактора, который состоит в том, что геосферы на изменение угловой скорости вращения Земли реагируют по-разному (разная плотность и вязкость геосфер, разные их объемы, разноудаленность от оси вращения Земли). С появлением разработанной Ю.М. Пушаровским новой модели строения мантии, с ее тектонически-обособленными геосферами, предположение проскальзывания геосфер относительно друг друга приобретает характер реальной научной гипотезы, которая позволяет совер-

шенно в новом свете представлять строение и энергетику Земли.

Касаясь поиска новых глобальных тектоногеодинамических решений, автор считает, что путь к этому лежит в разработках вегенеровской теории дрейфа континентов. Эта мысль весьма близка автору этих строк, опубликовавшему в свое время (Уткин, 1979–1997 гг.) геодинамическую модель ротационного распада Лавразии и Гондваны. Эта модель осталась мало известной и не получила единодушной поддержки по двум основным причинам: отсутствие доказательной базы уровней срыва континентов и негативное влияние господствующей парадигмы тектоники литосферных плит, которая не допускала к обоснованию глобальной геодинамики фактора, связанного с осевым вращением Земли. Обоснованные Ю.М. Пушаровским, с привлечением материалов сейсмоотографии, разные уровни горизонтального смещения континентальных масс (нижний уровень – 450–500 км) открывают новый подход к проблеме дрейфа континентов и позволяют автору этих строк с оптимизмом смотреть и на собственную модель латерального смещения континентов. В частности, касаясь экспансии Индо-Атлантического сегмента Земли в пределы Тихоокеанского сегмента, отметим, что, согласно этой модели, наиболее грандиозные и длительно развивавшиеся события этого плана происходили в зонах Беньофа, названных Лавразийской и Гондванской фронтальными поясами сжатия латерально смещавшихся одноименных суперконтинентов. Этим, с нашей точки зрения, объясняется уникальность, соответственно, Восточно-Азиатских и Андийской зон Беньофа, которые охватывают значительные глубины Земли, достигая, по-видимому, самого нижнего уровня срыва континентов вместе с подстилающими их массами литосферы и мантии Индо-Атлантического сегмента Земли (возможно, уровень сейсмического раздела 670 км – основание верхней мантии).

Ю.М. Пушаровский в своих исследованиях огромное внимание уделил изучению океанской тектоники. Проведено тектоническое районирование трех крупнейших океанов Земли. В отношении Индийского океана сделан вывод, что в нем ярко проявлена рассогласованность структурного плана океанского дна, вызванная воздействием на океаногенез большого спектра нелинейных геодинамических факторов.

Ю.М. Пушаровским выявлена особая категория разломных структур – демаркационные разломные зоны, которые, как он аргументированно показал, разграничивают отличные по строению крупные области океанов или сами океаны. Разломы этого типа характеризуются глубинным мантийным заложением и унаследованностью по отношению к предшествующему тектоническому плану. Демаркационные разломы почти нигде не совпадают с границами литосферных плит, что ориентирует на новые геодинамические решения.

Глубоко анализируя геодинамическую и тектоно-магматическую активность тектоносферы в целом, Ю.М. Пушаровский приходит к выводу, что эти процессы не подчиняются линейным законам и обосновывает новую концепцию нелинейной геодинамики “...как специальной дисциплины тектоники, которая изучает особенности неупорядоченного проявления во времени и пространстве отдельных структурообразующих движений или их совокупностей во всей тектоносфере, обусловленных динамическим взаимодействием различных внутрпланетных или внепланетных факторов” (Т.1, стр.103). Подчеркивается, что лишь комплексный подход может открывать новые перспективы в разработке адекватной геодинамической теории.

Мысли многих исследователей в настоящее время направлены на поиск новой, постплейттектонической глобальной тектоники. Предложенная Ю.М. Пушаровским геодинамическая модель не решает все проблемы глобальной геодинамики, как это отмечает и сам автор, но не вызывает сомнений, что новое видение автором строения и энергетики Земли может стать основой для разработки всеобъемлющей глобальной геодинамической теории.

В краткой рецензии нельзя охватить все стороны рассмотренных в книге проблем, тем более что в ряде вопросов я не считаю себя достаточно компетентным. Но изложенного выше, на мой взгляд, достаточно, чтобы читатель обратил внимание на это уникальное, в своем роде, произведение Ю.М. Пушаровского. Представляется весьма желательным, чтобы Ю.М. Пушаровский опубликовал (и на английском языке) труд, в котором в сжатой форме осветил бы основные постулаты своей модели развития Земли, что, несомненно, расширит круг его последователей.

Поступила в редакцию 10 мая 2006 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24

**МЕЖДУНАРОДНЫЙ ПРОЕКТ “INTERMARGINS”
(ИССЛЕДОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН)**

А.Г. Родников

Геофизический центр РАН, г. Москва

Современный этап развития наук о Земле характеризуется особым вниманием к исследованию глубинного строения планеты, вызванным необходимостью решения теоретических проблем геодинамики, более эффективного прогнозирования скрытых на глубине полезных ископаемых, изучения вопросов сейсмической опасности, предсказания и уменьшения ущерба от стихийных бедствий, в особенности тех, которые обусловлены землетрясениями и извержениями вулканов, а также изучения проблем, связанных с сохранением окружающей среды. Наиболее активно тектонические процессы протекают на окраинах континентов. Поэтому вопросам изучения континентальных окраин посвящены различные международные программы, наиболее крупной из которых является проект “InterMARGINS”. Принятый в 2003 году на Генеральной ассамблее Европейского союза наук о Земле (EGU) проект объединяет сейчас 20 стран. Этот проект является междисциплинарным и международным. Исследования направлены на решение фундаментальных проблем строения континентальных окраин, которые характеризуются высокой сейсмичностью, вулканизмом и природными катаклизмами, опасными для проживающего здесь населения. К ним относятся изучение глубинного строения континентальных окраин, рифтогенеза, осадочных процессов, протекающих на склонах материков, исследование сейсмогенных и субдукционных явлений, приводящих к землетрясениям и извержениям вулканов, геохимии пород, слагающих земную кору, изучение роли флюидов в формировании полезных ископаемых и многие другие вопросы. Каждая страна, участница проекта, ведет исследования по своим программам, предусматривающим рейсы научно-исследовательских судов и комплекс геолого-геофизических работ. В процессе работы страны-участницы обмениваются полученными данными. С

целью согласования и обсуждения результатов работ предусматривается проведение совещаний.

На Генеральной ассамблее Европейского союза наук о Земле (Вена, 2–7 апреля 2006 г.) было проведено несколько симпозиумов по проблеме континентальных окраин, и состоялось заседание рабочей группы. В настоящее время по этой программе действуют три проекта: “InterMARGINS”, “EuroMARGINS” и “MARGINS”, выполняемый в США. Основная задача проектов – построение геодинамических моделей активных континентальных окраин с целью изучения глубинного строения недр Земли под сейсмоопасными зонами, вулканическими структурами, областями минерагении и осадочными бассейнами, установление роли глубинных процессов, протекающих в мантии Земли, в формировании основных континентальных тектонических элементов.

В рамках проекта “EuroMARGINS” на Генеральной ассамблее был представлен обобщающий доклад профессора S. Cloetingh “О внутриплитных деформациях и неотектоническом контроле литосферы Европы”. Рассмотрено строение континентальных окраин Пиренейского полуострова, который представляется как структура сжатия. Силы сжатия, действующие на Пиренейский полуостров с Атлантического океана, где развиты спрединговые напряжения, и со Средиземного моря, обусловленные движением Африки на север, приводят к образованию складок в литосфере Пиренейского полуострова и обуславливают периодичность землетрясений на континентальных окраинах. Проведено сопоставление топографии полуострова с неоднородным строением верхней мантии. Процессам, протекающим на окраинах континентов и в зонах субдукции, посвящены ряд докладов ученых из Италии (F. Remitti), Китая (S. Birtel), Новой Зеландии (A. Morelly), Японии (K. Kita), России (А.Г. Родников, Л.П. Забаринская), Франции (S. Birtel), Израиля (L. Goren), Великобри-

тании (F.A. Capitanio) и других стран. Были рассмотрены также глубинное строение и механизм образования задуговых впадин, связанных с субдукционными зонами Тихого океана, и в связи с этим определена роль серпентинизации в формировании углеводородов. Применение различных геофизических методов для изучения строения литосферы морей и океанов отражено во многих докладах ученых из разных стран. Принято решение опубликовать результаты симпозиума в журнале "Tectonophysics".

Основные результаты, полученные по проекту "InterMargins", следующие.

В Японии под эгидой Японского научного и технологического центра (JAMSTEC) и Токийского университета были проведены научно-исследовательские рейсы с участием подводного аппарата Shinkai 6500 в районы трога Нанкай, Идзу-Бонинской дуги и бассейн Лау. Были открыты подводные источники флюидов, проведены исследования вокруг эпицентра землетрясения Tokachi-oki, изучены турбидитовые потоки. Исследование глубинного строения западных окраин Японских островов привело к представлению о возникновении новой субдукционной зоны в Японском море. Очаги землетрясений образуют сейсмофокальную зону глубиной до 56 км, погружающуюся под о. Хонсю. Ранее исследования подводного рельефа в восточной части Японского моря у побережья Японских островов показали расчлененность дна моря, простирающие вдоль островов прогиба Окусири, ограниченного с запада подводным хребтом Окусири, формирование которых началось около 2 млн лет назад, обусловленное погружением литосферной плиты Японского моря под островную дугу. К этим структурам приурочены эпицентры землетрясений.

В Китае исследованиям континентальных окраин придается большое значение. Один из главных проектов "Эволюция окраинных морей и формирование природных ресурсов" финансируется Министерством науки и технологий. Другие проекты, связанные с изучением континентальных окраин, поддерживаются Национальным научным фондом. Большинство проектов концентрируются на изучении истории и эволюции рифтовых окраин и спрединговых центров в Восточно-Китайском и Южно-Китайском морях. В 2003–2005 гг. несколько рейсов были проведены в этих морях, выполнены сейсмическое профилирование, акустические, гравиметрические и сейсмические исследования, измерен тепловой поток и осуществлено драгирование. Проведена сейсмическая томография литосферы окраинных морей и окраин Азиатского континента (Японское, Восточно-Ки-

тайское, Желтое и Южно-Китайское моря, часть Тихого океана и окраина Китая). Исследования показывают, что кора под Восточно-Китайским морем становится более тонкой с запада на восток, и, следовательно, уровень залегания астеносферы повышается. Литосфера под трогом Окинава разрывается, и низкоскоростная мантия достигает коры. Аналогичная картина наблюдается и в Южно-Китайском море, где под рифтовыми структурами и осадочными бассейнами наблюдается, по сейсмическим данным, утонение литосферы и апвеллинг астеносферы к подошве коры. Выделенные рифтовые структуры, по мнению китайских ученых, могут быть, во-первых, областью накопления углеводородов и, во-вторых, содержать месторождения полиметаллов, в частности сульфидов. Кроме того, в осадках были зафиксированы газогидраты. Рассмотрены геодинамические процессы, приведшие к формированию литосферы Южно-Китайского моря. Выделена двойная субдукционная зона в Тайванском регионе. Одна из них (субдукционный слэб плиты Филиппинского моря) погружается под Тайвань на глубину 400 км под острым углом, а субдукционный слэб Южно-Китайского моря погружается полого под Тайвань с запада на восток, увеличивая толщину литосферы до 140 км.

Программа исследования континентальных окраин в Австралии и Новой Зеландии включает изучение геолого-геофизических черт разрушения континентальных окраин, магматизма островных дуг, роли флюида в субдукционных процессах, геодинамики и коллизионной тектоники.

США активно ведут работы по изучению континентальных окраин земной коры. Геологической службой США разработана национальная программа исследований, предусматривающая проведение значительных объемов геологических, геофизических и буровых работ для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии. Программа рассчитана на много лет. Большие успехи достигнуты в разбуривании океанического дна, что привело к важным в научном и практическом отношении выводам. Большое количество скважин планируется пробурить в активных зонах Земли для изучения механизма формирования молодых, ныне живущих сбросов, вдоль которых располагаются очаги катастрофических землетрясений, и для выявления условий возникновения магматических расплавов. В качестве одного из объектов исследования намечена зона активного глубинного разлома земной коры Сан-Андреас в Калифорнии, где скважина должна пройти всю сейсмическую зону. Калифорнийский залив, протяженнос-

тью до 1200 км при ширине до 200 км, разбит глубинными разломами, определяющими сложную раздвиговую структуру залива. С ними связаны частые очаги мелкофокусных землетрясений. Толщина коры оценивается в 25 км. Разлом Сан-Андреас, который простирается примерно на 1300 км от Калифорнийского залива до бухты Сан-Франциско, является зоной коллизии Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит. Этим объясняется повышенная сейсмическая активность. Американские ученые намереваются изучить процессы, происходящие в эпицентре землетрясения, для чего создан проект SAFOD (San Andreas Fault Observatory at Depth) – создание подземной сейсмостанции в области разлома Сан-Андреас. Буровая скважина на глубине около 3 километров достигла зоны глубинного разлома Сан-Андреас, разделяющего Тихоокеанскую и Северо-Американскую плиты. Следующая задача проекта SAFOD – вести наблюдение за землетрясениями непосредственно там, где они зарождаются. В пределах скважины будут размещены сейсмические приборы.

Кроме того, США организовали проект CRISP, (Коста-Рика сейсмогенный проект), направленный на создание геодинамической модели активной континентальной окраины в районе субдукционной зоны Коста-Рика. В проекте приняли участие ученые Германии, Франции и Японии. Морские геофизические и геологические исследования показали, что погружение океанической плиты под континент сопровождалось образованием грабенов в субдуцируемой плите. У подножья континента образовался уступ (фронтальная осадочная призма) из осадочных пород. Кроме того, осадочные породы действовали как смазка при субдукции, скапливаясь в образовавшихся грабенах. В верхней части континентального блока развились растягивающие напряжения с образованием сбросов, а в нижней части возникают напряжения сжатия, приводящие к раздроблению материала, возникновению внутрипластовых надвигов, по которым мигрируют горячие флюиды. На окраине континента отмечается значительное погружение, доказанное бурением; на поверхности фундамента осадки отлагались в более мелководных условиях, чем в настоящее время. Эрозия приподнятой части окраины привела к образованию осадочного бассейна, а аккумуляция глубоководных осадков на краю континентов привела к изгибу литосферы. Упругая энергия, накопленная на контакте субдуцирующей плиты и континентальной, освобождается в землетрясениях, которые сопутствуют надвигам.

На Генеральной ассамблее Европейского союза наук о Земле были рассмотрены результаты исследований по проекту "Геотраверс", программа которого была разработана в Геофизическом центре РАН совместно с японскими и китайскими учеными. Первый геотраверс, проходящий через регион Японского моря, построен совместно с японскими учеными. Второй геотраверс, пересекающий регион Филиппинского моря и Северо-Китайскую равнину, был построен совместно с японскими и китайскими специалистами. Геотраверс был опубликован в Международном геолого-геофизическом атласе Тихого океана в 2003 г. Третий геотраверс проходит через регион Охотского моря. Длина геотраверсов составляет несколько тысяч километров при глубине 100 км.

На заседании рабочей группы, которое проводил руководитель проекта проф. Wonn Soh (Japan Marine Science and Technology Center), были рассмотрены краткие отчеты стран – участниц проекта и некоторые программы отдельных проектов, связанных с проектом "InterMARGIN". Были рассмотрены вопросы проведения заседаний рабочих групп по (1) исследованию континентальных разрывов и формированию осадочных бассейнов; (2) создание международных центров данных для "InterMARGINS"; (3) по изучению тектонического строения и климата региона р. Красной. Предполагается проведение в сентябре 2006 г. в Японии симпозиума «Глубинное строение континентальных окраин».

Следует отметить, что исследованию по программе "Континентальные окраины" во многих странах придается особое внимание. Необходимо, чтобы научные учреждения РАН также приняли участие в проекте "InterMargins".

ДВО РАН способно возглавить эти исследования. Геофизический центр РАН, многие годы координировавший исследования по международным проектам, таким как проект "Верхняя мантия", Геодинамический проект, проект "Геотраверс", мог бы принять участие в построении геодинамических моделей глубинного строения активных континентальных окраин и создании баз геолого-геофизических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. InterMARGINS. Newsletter. 2003. N 2–3.
2. InterMARGINS. Newsletter. 2004. N 4–5.
3. InterMARGINS. Newsletter. N 6. 2006.
4. MARGINS.Science Plans 2004, Columbia University, New York, 2003.
5. Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly. Vienna, 2006.

Поступила в редакцию 18 мая 2006 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.64(571.6).

**ПО ПОВОДУ СТАТЬИ С.М. РОДИОНОВА И Г.В. РОГАНОВА “МИНЕРАЛЬНОЕ
ФОСФАТНОЕ СЫРЬЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ПРОБЛЕМЫ ЕГО ОСВОЕНИЯ”**

Э.Л. Школьник

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Можно было только приветствовать публикацию рецензируемой статьи, обращение ее авторов к проблеме обеспечения сельского хозяйства Дальнего Востока страны собственными фосфорными удобрениями. Несомненно, эта проблема важна для не очень интенсивно развивающегося сельского хозяйства региона. Следует надеяться, что такое положение будет не всегда, оно изменится в трудной конкурентной борьбе с производителями из соседних стран. Во всяком случае, конечно, нужно трезво и на современном уровне оценить существующие реалии, рассмотреть перспективы и попытаться с минимальными потерями определить дальнейшие направления деятельности. Однако рецензируемая статья преимущественно основана на материалах 70–80-х годов, не учитывает некоторые современные мировые и региональные тенденции развития сырьевой базы, не вписывается в основные параметры общественной картины в стране. Именно поэтому и пришлось откликнуться на нее, поскольку требуется рассмотреть несомненно более сложную картину по определению возможной сырьевой базы первой половины XXI века.

Прежде всего, следует сразу и четко признать, что на Дальнем Востоке к настоящему времени не установлены месторождения фосфатных руд, отвечающих мировым требованиям к их разработке. Вообще не известны классические, зарекомендовавшие себя месторождения микрозернистых, зернистых фосфоритов, апатитовых руд типа руд Кольского полуострова. То же, что известно – это нестандартные, даже отчасти уникальные, но всегда бедные, плохо обогащаемые руды, с иногда мизерными запасами.

Уже достаточно давно в стране наметились две тенденции. Первая, вполне естественная – опираться на крупные объекты хорошо или приемлемо обогащаемых руд. Она практически и реализовывалась в рамках страны.

Вторая основывалась на выявленных, заметно более бедных, но относительно обогащаемых рудах, из которых получались концентраты, сравнительно приемлемые для преобладающих в России кислых почв, на которых можно использовать не химические удобрения, а просто молотые концентраты в виде фосмуки. В настоящее время второе направление практически не функционирует. Однако еще до этого возникло понимание, что даже небольшие проявления разных фосфатов, обладающих благоприятными для производства фосмуки особенностями, если находятся сравнительно недалеко от мест сельхозпроизводства, могут браться местными сельхозпроизводителями и использоваться на их полях. Именно на базе этой идеи и были выполнены те агроиспытания, от Сахалина до Амурской области, о которых говорится в рецензируемой статье. Однако нужно признать, что до сих пор ни в одном районе страны эта стратегия не была реализована и есть большие сомнения в возможности ее реализации. Почему? С одной стороны, нет конкретных рекомендаций для сельхозпроизводителей, нет отработанной системы использования местных недр, законодательства и т.п. С другой стороны, сами сельхозпроизводители не имеют производственного потенциала, опыта и экономических возможностей использования местных туков. Если бы в стране были, например, мощные сбытовые кооперативы, подобные развитым в Италии, то они могли бы взять на себя функции разработчиков. Или, допустим, существовали бы крупные хозяйства типа латифундий, хотя вряд ли бы они отказались от использования промышленных туков.

Таким образом, пока не просматриваются те участники производства, которые бы взяли на себя функции разработчиков месторождений местных туков. Может быть, государство в рамках поддержки, дотаций сельскому хозяйству станет стимулировать

сельхозпроизводителей к разработке местных туков? Но это политическое решение, принятие которого достаточно неопределенно.

При всем сказанном, ориентироваться можно только на те объекты, которые находятся в пределах десятков, максимум сотен километров от сельхозугодий. Поэтому опираться, например, на Удско-Шантарские фосфориты явно неприемлемо. Соответственно должны сразу ограничиваться перечни потенциальных объектов и исключаться из рассмотрения инфраструктурно не обеспеченные. В результате, приемлемые условия могут быть только для нутовских фосфоритов о. Сахалин, Хинганских и Ханкайских, Сельгонских в Хабаровском и Приморском краях, континентальных силурийских, девонских в Амурской области. Вот для них и нужно провести инвентаризацию, составить вместе с аграрными специалистами рекомендации по использованию, с планами по разработке и т.п. При этом совместно с ними же нужно определиться с проблемой использования заметно ураноносных Хинганских и Ханкайских фосфатов, причем не только с точки зрения радиоактивности, но и самого урана как элемента, поскольку в последнее время стало ясным, что само его присутствие не менее пагубно, чем его радиоактивность.

В 80-е годы ни один из этих объектов не был проверен на такие вредные примеси, как кадмий и другие. Без такой проверки также нельзя серьезно рассматривать их как объекты разработок.

Другой вопрос – создание на Дальнем Востоке сырьевой базы промышленности фосфатных туков. Практически нет геологических оснований к выявлению крупных стандартных месторождений фосфоритов. Единственный перспективный район – Сибирская платформа, но некоторых важных элементов для позитивного прогноза на ней не известно. Может быть, они есть в закрытых с поверхности частях платформы, но для проведения исследований требуются серьезные затратные исследования. Нет, конечно, перспектив и открытия вторых Хибин для апатитовых руд. Так на что же ориентироваться? Только на комплексные месторождения, в которых наряду с фосфатами имеются еще и другие промышленно ценные компоненты. Это единственная возможность. И здесь еще есть определенные перспективы и надежды. Типовой пример – Кокшаровский массив в Приморье, содержащий концентрации вермикулита, титаномагнетита, апатита, сфена, платиноиды, золото. Фактически же он начал осваиваться преимущественно как месторождение вермикулита, несмотря на наши неоднократные обращения в прессе и к владельцам. И в этом, прежде всего, вина представителей Минприроды, вы-

дающих лицензии на частичную разработку комплексных месторождений. Такого, в преддверии мирового кризиса минерального сырья, допускать нельзя.

На пути выявления именно комплексных месторождений только и могут быть относительные перспективы для ДВ. Рассмотрим некоторые из них.

Прежде всего, комплекс с золотом, платиноидами. Еще в 60-е годы в фосфатных желваках мезозойских отложений Восточно-Европейской платформы было установлено присутствие золота до 1 г/т. С тех пор неоднократно предпринимались попытки обнаружить устойчивые связи, но из-за специфики фосфатных желваков, их исключительной неоднородности получить ясную картину не удалось. Недавно установлены содержания Au до 1 г/т в ракушняковых фосфоритах Кингисеппа. В 80-е годы были проанализированы пробирным анализом Удско-Шантарские фосфориты, в случайных пробах которых золота содержится до 0,5–1 г/т, серебра – до 100–200 г/т. Правда, серебро может быть связано не с фосфатом, а с процессом интенсивного окремнения фосфоритов. В Аянских фосфоритах также было установлено Au в аналогичных содержаниях. В те годы эти данные представляли лишь научный интерес. Сейчас же, когда цены на благородные металлы увеличились в несколько раз, и по прогнозам этот процесс будет продолжаться, следует на новой основе вернуться к этому вопросу и провести изучение, вначале на имеющихся коллекциях в фондах. При этом, особое внимание следует уделить фосфатам и углеродистым породам инниканской свиты на платформе. Одновременно следует вести опробование на платиноиды, редкие и рассеянные элементы, а так же селен. Промышленные концентрации селена недавно обнаружены в фосфоритах одного из районов формации Фосфория, США. 34-й элемент уже очень широко используется как медицинский препарат для лечения и профилактики сердечно-сосудистых заболеваний. В случае получения позитивных результатов может возникнуть ситуация открытия месторождений с комплексными рудами, когда возможно и необходимо использование всех промпродуктов. В этих случаях проблема инфраструктуры может быть экономически снята, и те же Удско-Шантарские фосфориты будут выступать уже как ценный комплексный объект. Особый ряд составляют относительно высоко ураноносные фосфориты. Некоторые из них, как например, кремнистые Хинганские, являются полным аналогом кембрийских ураноносных фосфоритов Северной Кореи, которые мы исследовали с коллегами из ГИН РАН, но уже несколько лет не имели возможности опубликовать результаты. Это комп-

лексные руды, и ценность их еще более возрастет, если будет увеличен спектр сопутствующих элементов. То же самое следует сказать и относительно апатитовых месторождений. Селигдарское месторождение практически не комплексное, а отсутствие инфраструктурных проблем определяет появление экологических. И последние еще менее благоприятны для решения. Наиболее интересными могут быть только анортозитовые массивы севера Амурской области и Хабаровского края, при широком комплексном подходе, если удастся выявить платиновую минерализацию.

В будущем источником поступления на Дальний Восток заметных партий фосфатов, ориентировочно в 100–200 тыс. т, станут разработки оксидных железо-марганцевых корок на заявочном российском участке района Магеллановых гор в Тихом океане. Сейчас в ВИМСе решаются проблемы отделения фосфатного продукта от рудных концентратов по технологическим пробам ЖМК. Хотя эти продукты могут использоваться и непосредственно путем прямого внесения, получение химических удобрений кажется предпочтительным. Однако в течение ближайших 10 лет вряд ли возможно начало разработок ЖМК в океане.

Подведем итоги. Будущее фосфатно-туковой промышленности на Дальнем Востоке далеко не столь безоблачное, как представляется в рецензируемой статье. Полный цикл производства водорастворимых удобрений может быть реализован только на крупных объектах комплексных руд, которые еще предстоит установить. Существуют значительные сложности для начала разработки местных фосфатных месторождений для прямого внесения. Поэтому совершенно очевидно, что без определенных геологических, организационных и даже политических действий решить проблему не удастся.

Еще одно замечание. При генетических оценках авторы рассматриваемой статьи допускают иногда весьма не обоснованные суждения. Так, например, с современными фосфатными накоплениями на гайотах прямо сопоставляются Удско-Шантарские фосфориты. Единственно, что есть между ними общего – это широкое развитие эдафогенных брекчиевых структур. Собственно же фосфатная минерализация абсолютно различная, как и конкретная геологическая картина. Без точного понимания геологической ситуации и характера рудогенеза при оценках перспектив могут быть допущены заметные ошибки.

Поступила в редакцию 29 мая 2006 г.

О РЕАЛИСТИЧНОСТИ И НАДЕЖНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ*

С.В. Зябрев

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

Внимание многих подписчиков журнала вряд ли обошло стороной эту статью [4], основанную на детальном и многоплановом изучении Кемского террейна. И автор настоящей заметки также по достоинству оценил богатейший материал и вклад исследовательской группы в понимание геологической истории дальневосточной России и северо-западной Пацифики, прочитав статью несколько раньше других читателей ТГ, будучи ее рецензентом. В рецензии я пытался обратить внимание авторов на серьезные просчеты в их тектонических реконструкциях. Это, к сожалению, осталось без соответствующего отклика и побудило написать предлагаемую дискуссию.

Поскольку тектонические реконструкции авторов [4, рис. 13] существенно отличаются от опубликованных [3, 7], мною было предложено дать критическое рассмотрение более ранних моделей. Авторы ограничились в этом лишь одной фразой, объявив их слишком схематичными. Да, конечно, на их схеме показано больше деталей, в том числе большое количество левосторонних сдвигов. Хотя читателю предоставлено догадаться самому, когда и в какой последовательности эти сдвиги работали, и это можно сделать без особого труда, все же авторская трактовка сценария осталась за кадром.

Два аспекта этих реконструкций заставляют задуматься о реалистичности и надежности построений авторов. Наиболее серьезным упущением я нашел амплитуду и, соответственно, скорости перемещения террейнов, особенно Киселевско-Маноминского, на что и указал авторам реконструкций. По этому поводу ими сделан комментарий [4, стр. 57–58]: “Перемещения Киселевско-Маноминского террейна на северо-восток весьма значительны (превышают 2500 км), однако, с учетом высоких (более 20 см/год) скоростей движения океанической плиты Изагаги на север-северо-восток относительно малоподвижной

Евразии в течение позднего ата – альба [5], такие перемещения представляются вполне вероятными“. Так считают авторы.

Как же считал и считает (в буквальном смысле этого слова) рецензент? Северная оконечность упомянутого террейна переместилась [4, рис. 13] с $\sim 24^\circ$ с.ш. на $\sim 54^\circ$ с.ш. т.е. на $\sim 30^\circ$ по широте, так что только меридиональная компонента перемещения составила $111 \text{ км} / \sin 30^\circ = 222 \text{ км}$. Смещение реализовано по разломам простирания СВ $\sim 40^\circ$, т.е. полная амплитуда смещения террейна достигает величины $222 \text{ км} / \cos 40^\circ = 288 \text{ км}$. Это перемещение произошло максимум за 15 млн лет, но на самом деле – за гораздо меньший период, поскольку часть времени ушла и на последующее постаккреционные перемещения значительной амплитуды по разломам Тан-Лу и Ялуджиан-Квиндао и др. Пренебрегая временем, ушедшим на эти постаккреционные перемещения, оценим (в таком случае – по минимуму) скорость смещения Киселевско-Маноминского террейна. Она достигает $288 \times 10^5 \text{ см} / 15 \times 10^6 \text{ лет} \approx 192 \text{ см/год}$. Считается, что плита Изагаги двигалась в этот период со скоростью 20,5 см/год в северном направлении относительно края Евразии [5, 6], т.е. компонента этой скорости в направлении смещения террейнов составляла соответственно $20,5 \text{ см/год} \times \cos 40^\circ = 15,8 \text{ см/год}$. Даже при такой минимальной оценке скорости перемещения Киселевско-Маноминского террейна видно, что он двигался почти вдвое быстрее, чем в том же направлении перемещалась океаническая плита, конвергенцией которой на окраину континента и вызваны смещение(я) террейна(ов).

Вторым, но не менее серьезным, аспектом проблематичности этих реконструкций является нечеткое представление тектонической зональности и ее изменений во времени. Так, Киселевско-Маноминс-

*Дискуссия по статье А.И. Малиновского, В.В. Голозубова, В.П. Симаненко и А.Н. Митрохина “Кемский террейн (Восточный Сихотэ-Алинь) – фрагмент раннемеловой островодужной системы восточной окраины Азии” (Тихоокеанская геология, 2005, Т. 24, № 6. С. 38–58).

кий террейн интерпретирован как аккреционная призма Монероно-Самаргинской-Ребун-Кабато островодужной системы. Он [4, рис. 13] залегает непосредственно во фронте дуги Ребун-Кабато. При этом не находит себе места Западно-Сахалинский прогиб, преддуговой прогиб той же островодужной системы, уже сформировавшийся к рассматриваемому времени [1, 2]. Выходит, что он должен быть восточнее синхронно развивавшейся аккреционной призмы (Киселевско-Маноминский террейн). Не ясно в таком случае, к чему отнести аккреционную призму Восточного Сахалина, всегда соотносимую с субдукцией под упомянутую островодужную систему. Судя по реконструкциям, Киселевско-Маноминский террейн, проделав сложный путь из фронтальной позиции по отношению к вулканической дуге в тыловую, прошел в дуге брешь, оторвав северное ее звено, Камышовый террейн [4, рис. 1], от южного продолжения. Может быть, я и не прав в своих рассуждениях, но авторской версии читателю не дано. В этой связи я и предлагал авторам (хотя бы для самих себя) детализировать построения, добавив еще одну промежуточную во времени реконструкцию, поясняющую все подробности сложного пути террейнов.

Приходится констатировать, что несмотря на гигантский труд по изучению Кемского террейна, великолепная статья сильно проиграла из-за некорректных тектонических построений. При всей видимой реалистичности реконструкций вряд ли их можно считать состоятельными. Оба упомянутых аспекта: 1) реалистичность путей и скоростей перемещения

террейнов и 2) реалистичность тектонической зональности и логичность ее изменений во времени – должны выступать в качестве первостепенных внутренних критериев состоятельности тектонических реконструкций. Только те модели, которые удовлетворяют обоим критериям, следует считать удачными, даже если они и схематичны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зябрев С.В. Глубоководная терригенная седиментация в Западно-Сахалинском прогибе // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, N 1. С. 168–171.
2. Зябрев, С.В., Пересторонин А.Н., Жаров А.Э. Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе – деталь ранней истории аккреционной системы Сахалина и Хоккайдо // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 53–61.
3. Зябрев, С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: Стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
4. А.И. Малиновский А.И., В.В. Голозубов В.В., В.П. Симаненко В.П., А.Н. Митрохин А.Н. Кемский террейн (Восточный Сихотэ-Алинь) – фрагмент раннемеловой островодужной системы восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 38–58.
5. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 206. 1985. 59 p.
6. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions-Example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. V.127, No 3/4. P. 305–329.
7. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. V. 2(1). P. 15–34.

Поступила в редакцию 2 мая 2006 г.

**О ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ЗВЕНА
ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ ОКРАИНЫ: ВОЗМОЖНЫ ЛИ ПРОСТЫЕ РЕШЕНИЯ?***

В.В. Голозубов, А.И. Малиновский, В.П. Симаненко

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Вероятно, следует согласиться с оппонентом в той части критики, которая касается излишней краткости при характеристике приведенных нами тектонических реконструкций. Конечно, можно было бы привести подробный разбор вариантов предшественников, более детально и с большим количеством шагов продемонстрировать становление современной структуры Сихотэ-Алиня, однако это сместило бы центр тяжести статьи, посвященной всестороннему описанию хотя и очень важного, но все-таки одного Кемского террейна. Нашу попытку совместить в одной статье это описание с заведомо дискуссионными палеотектоническими построениями, судя по реакции С.В. Зябрева, нельзя признать удачной. Тем не менее, мы считаем, что предложенная нами тектоническая реконструкция (рис. 1) выгодно отличается от построений предшественников, поскольку в ее рамках находит логическое объяснение больший, чем это было раньше, круг данных, полученных при изучении, в первую очередь, именно Кемского террейна. Эта реконструкция объясняет:

1) Поступление обломочного материала с юго-востока, со стороны выдвинутого в сторону океана фрагмента континента вместе с прилегающей к нему аккреционной призмой юрского-раннемелового возраста;

2) То, что выдвинутый фрагмент, по крайней мере, частично, являлся сушей (присутствие фрагментов ископаемой древесины в турбидитах);

3) То, что рассматриваемый фрагмент являлся ареной островодужного вулканизма (по характерным ассоциациям тяжелых обломочных минералов и петрохимическим особенностям основных вулканитов);

4) То, что изученная нами часть Кемского седиментационного бассейна формировалась на палео-

широтах южнее 30° СШ (по комплексу палинофлор Риосеки).

При определении вероятных перемещений вдоль сдвиговых зон нами привлечены данные о нарушенной раннемеловой (доальбской) палеоклиматической зональности (по флорам), что впервые дало возможность сделать, пусть и очень грубые, но количественные прикидки масштабов этих перемещений [5]. Именно в этой связи реконструкции, например Б.А. Натальина [7], названы нами схематичными – на них совершенно правильно отображена тенденция, а не конкретное расположение палеоструктур в рамках географических координат.

Мы должны признать также, что наиболее спорным моментом в нашей реконструкции является первоначальная позиция Киселевско-Маноминского террейна. Действительно, масштабы его перемещений, как мы видели сами и как показали приведенные в дискуссии расчеты С.В. Зябрева, выглядят чрезвычайно значительными. Осознавая это, мы допускали, что возможны ошибки в определении возраста терригенных пород этого террейна (в сторону омоложения), что нельзя буквально воспринимать цифры скоростей перемещений плиты Изанаги, полученные Д. Энгебретсоном [6] – в отдельные периоды эти скорости могли быть и более значительными. Полученная С.В. Зябревым цифра в 29 см/г фигурирует у Д. Энгебретсона, например, для периода 127–135 млн л. н. По мере перехода к более древним ситуациям точность этих цифр, надо полагать, отнюдь не увеличивается, а, скорее, наоборот.

С другой стороны, мы допускали (но не демонстрировали в статье и на реконструкции) существование апт-альбской энсиматической дуги на северо-восточном продолжении предполагаемого клиновид-

*Ответ на критические замечания С.В. Зябрева к статье А.И. Малиновского, В.В. Голозубова, В.П. Симаненко и А.Н. Митрохина “Кемский террейн (Восточный Сихотэ-Алинь) – фрагмент раннемеловой островодужной системы восточной окраины Азии” (Тихоокеанская геология, 2005, Т. 24, № 6. С. 38–58).

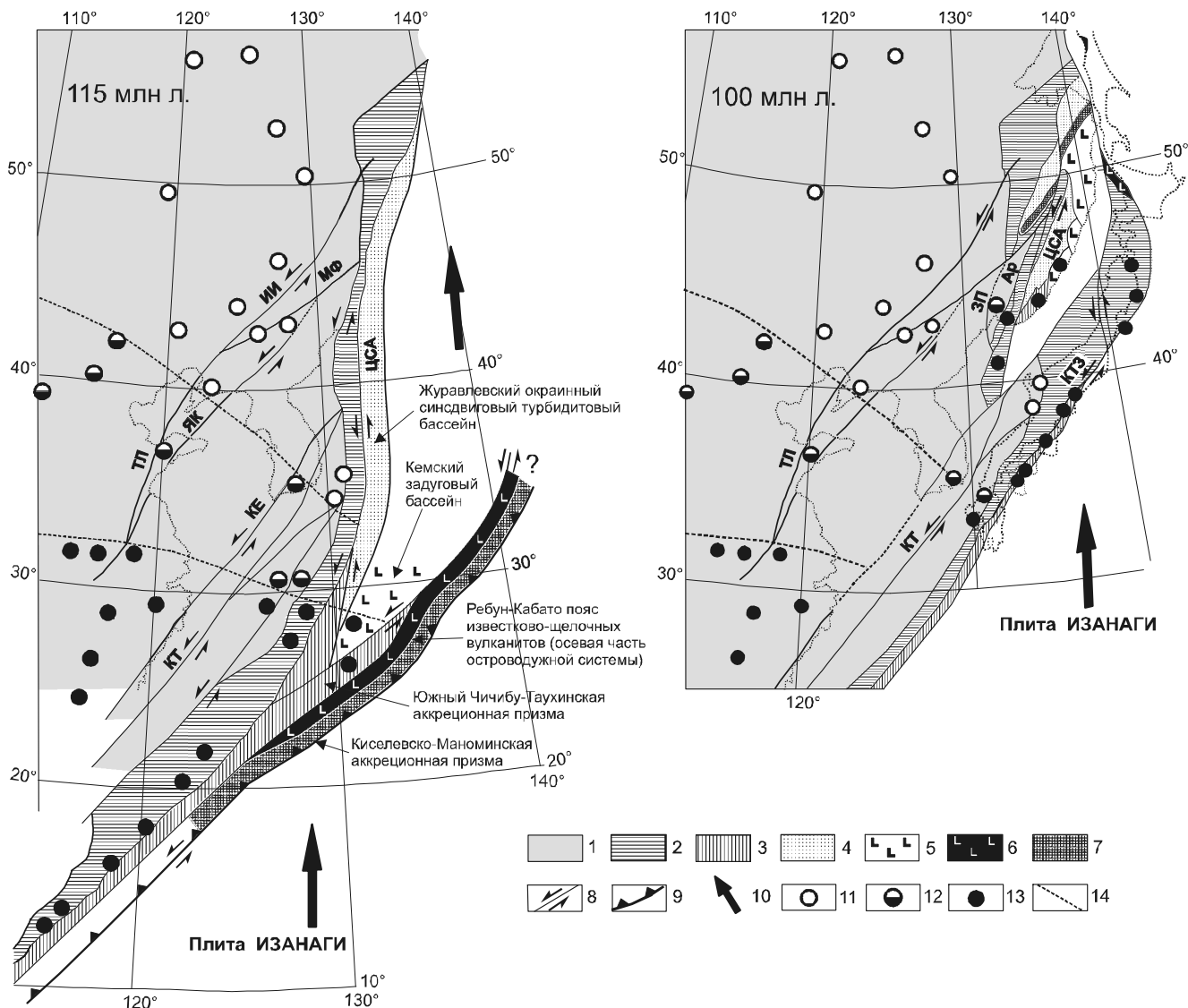


Рис. 1. Геодинамические реконструкции восточной окраины Азии, для 115 млн л.н. (до главных перемещений по системе разломов Тан-Лу) и 100 млн л.н. (до раскрытия Японского моря).

1 – доюрский континент; 2 – юрские террейны – фрагменты аккреционной призмы; 3 – позднеюрско-раннемеловые террейны – фрагменты аккреционной призмы; 4–7 – раннемеловые террейны – фрагменты: 4 – окраинно-континентального синдвигового бассейна, 5 – задугового бассейна, 6 – осевой части дуги, 7 – баррем-альбской аккреционной призмы; 8 – левые сдвиги системы Тан-Лу, в том числе: ИИ – Илан-Итунский, Мишань-Фушунский, Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ЗП – Западно-Приморский, ЯК – Ялуджиан-Квиндао, ТЛ – Тан-Лу, КЕ – Кванджу-Енгдонг, КТ – Корейско-Тайванский; 9 – зоны субдукции; 10 – направления перемещения плиты Иизанаги, 11–13 – флористические комплексы: 11 – Тетори, 12 – смешанный, 13 – Риосеки; 14 – границы палеоклиматических зон. КТЗ – Тектоническая зона Куросегава.

ного выступа континента, как это теперь показано на рис. 1. В этом случае перемещения получаются в 1,5–2 раза меньшими, чем цифра, полученная С.В. Зябровым. То есть, здесь возможны варианты.

Мы придавали важное значение тому обстоятельству, что на полученной нами тектонической реконструкции для 100–115 млн л. край континента на палеоширотах 30–45° имел меридиональное прости-

рание и при перемещении плиты Иизанаги с юга на север субдукция на этом участке попросту невозможна – здесь должны доминировать сдвиговые перемещения. Соответственно, первоначальное расположение Киселевско-Маноминского террейна на этих палеоширотах представляется маловероятным. Остаются два варианта: либо этот террейн (и его продолжения на о. Сахалин) перемещен из более южных па-

леоширот (как это предполагается нами), либо он практически сохранил первоначальную позицию, а сдвиговые перемещения были сосредоточены вдоль его юго-восточного фланга, как это показано на реконструкции С.В. Зябрева с соавторами (рис. 2) [2]. Последний вариант (предложенной, как и в нашем случае, в качестве “довеска” к чисто описательной статье без достаточных, на наш взгляд, пояснений) в целом выглядит весьма продуктивным, однако не дает ответов на ряд важных вопросов. Так, вдоль меридионального участка окраины показана субдукция, которая, как уже говорилось, невозможна при перемещениях плиты Изагаги с юга на север. Соответственно, “зависают” продолжения Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса на о. Сахалин. На участке окраины, имеющем северо-восточное простирание, косая субдукция прямо под континент возможна, но тогда надо объяснять, по какой причине аркозовые турбидиты Амурского террейна мирно соседствуют с разновозрастными образованиями Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса. По непонятным причинам из этого комплекса исключены турбидиты, микститы и фрагменты кремнисто-вулканогенных образований, обнаженные на оз. Удыль. Здесь турбидиты представляют собой ярко выраженные вулканокластические и кремнекластические граувакки [3]. Формирование последних в обстановке дефицита аркозовой кластики предполагает существование каких-то барьеров, ограничивающих ее поступление. Вариант существования особой локальной выдвинутой в океан энсиматической островной дуги (предложенный С.В. Зябревым и показанный на схеме в работе [3]), в процессе субдукции под которую происходило формирование Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, представляется вполне реальным, однако эта дуга должна быть тесно связана с Монероно-Самаргинской островодужной системой – других источников поступления разновозрастной вулканической кластики для Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса в обозримом окружении просто нет. Идея о том, что Хингано-Охотский вулcano-плутонический пояс является надсубдукционным, родственным Киселевско-Маноминскому аккреционному комплексу (как это показано на составленной С.В. Зябревым с соавторами реконструкции), является весьма спорной – петролого-геохимические признаки указывают, скорее, на то, что этот пояс формировался в обстановке трансформных границ плит (например, [1]).

Предложенная нами реконструкция для 100–115 млн л. н. сходна с реконструкцией С.В. Зябрева с соавторами в том отношении, что, во-первых, предполагается, что Киселевско-Маноминский террейн

первоначально занимал окраинное положение. Вторым важным моментом – что современное его расположение в тылу окраины является результатом крупномасштабных левых перемещений. Мы считаем, что этот террейн располагается в ядре гигантской синсдвиговой аксоноклинали (рис. 3) [4], и начинать реконструирование окраины следует с “распрямления”

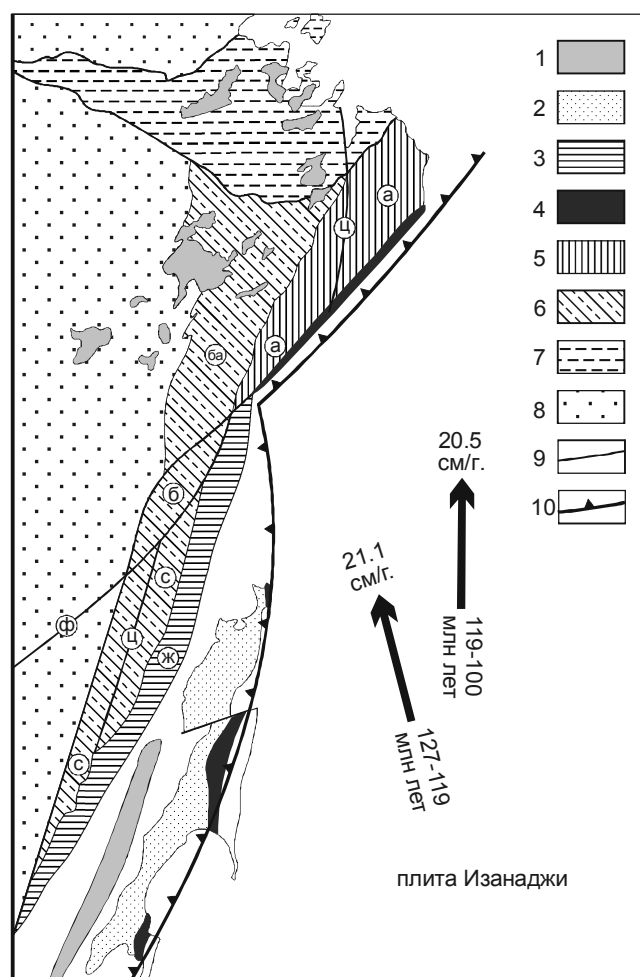


Рис. 2. Палеотектоническая реконструкция на период формирования Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, поздний апт-начало альба, по [2].

1 – субдукционные офиолиты Хингано-Охотского пояса; 2 – преддуговой прогиб Западного Сахалина (апт–кайнозой); 3 – Журавлевский раннемеловой турбидитовый прогиб (ж); 4–6 – аккреционные комплексы: 4 – поздне-раннемеловой Киселевско-Маноминский и его аналоги на Восточного Сахалине, 5 – раннемеловой Амурский (а), 6 – юрско-раннемеловые Баджалский (ба), Бикинский (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 Фуншунь-Мишань (ф); 10 – зона субдукции.

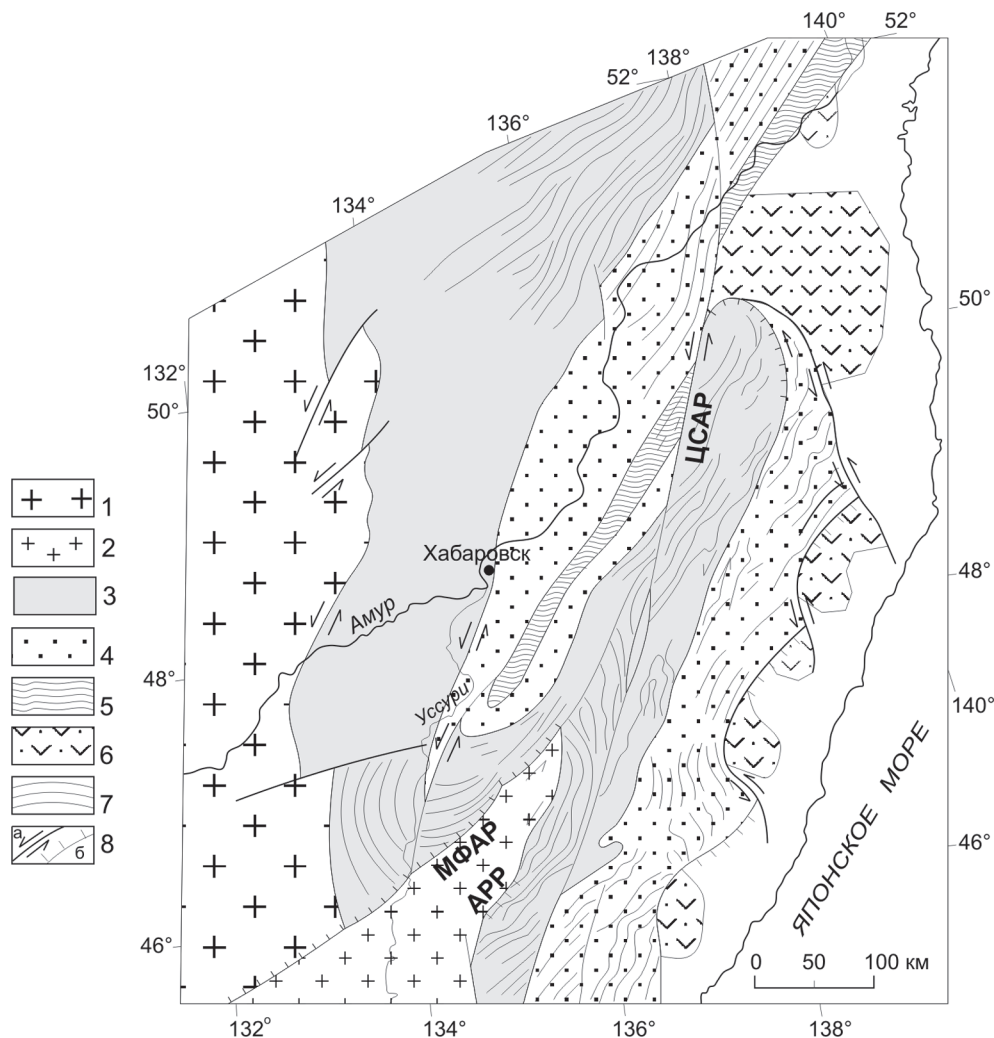


Рис. 3. Левые сдвиги и сопряженные с ними гигантские складки с крутопадающими шарнирами в Северном Сихотэ-Алине и на прилегающих территориях.

1–2 – домезозойские массивы: 1 – Буреинский, 2 – Ханкайский; 3 – Самаркинский террейн и его аналоги – фрагменты юрской аккреционной призмы; 4–6 – раннемеловые террейны – фрагменты: 4 – синсдвигового турбидитового бассейна (Журавлевский террейн), 5 – аккреционной призмы (Киселевско-Маноминский террейн), 6 – островодужной системы (Кемский террейн); 7 – простирания крыльев и осей складок; 8 – разломы: а – левые сдвиги, б – взбросы и надвиги.

МФАР – Мишань-Фушунский (Алчанский), APP – Арсеньевский, ЦСАР – Центральный Сихотэ-Алинский разломы.

этой аксоноклинали. Киселевско-Маноминский террейн займет при этом внешнее положение относительно как раннемеловых (Кемского и Журавлевского) террейнов, так и Ребуно-Монеронского пояса надсубдукционных вулканитов. Западно-Сахалинский прогиб до конца нижнего мела развивался, по видимому, в обстановке трансформной (сдвиговой) окраины и являлся в это время продолжением Журавлевского турбидитового бассейна.

Мы далеки от мысли, что поднятые в статье и в ходе настоящей дискуссии проблемы полностью решены или даже что они могут быть решены в бли-

жайшем будущем – слишком много неопределенностей и слишком сложна структура Тихоокеанской окраины Азии на рассматриваемом ее участке. Совершенно недостаточно палеомагнитных данных, а привлечение данных о палеоклиматической зональности по радиоляриям ограничивается слабой изученностью этого вопроса не только у нас, но и во всем мире.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоневчук В.Г., Сорокин А.А., Сахно В.Г. и др. Хингано-Охотский ареал (ранний мел - ранний сеноман) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1.

- Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 332–342.
2. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
 3. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
 4. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 6. С. 791–795.
 5. Golozoubov V.V., Markevich V.S., Bugdaeva E.V. Early Cretaceous changes of vegetation and environment in East Asia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1999. V. 153. P. 139–146.
 6. Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 1985. V. 206. P. 1–59.
 7. Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Turcic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // Annul Rev. Earth Planet. Sci. 1996. V. 26. P. 263–367.

Рекомендована к печати 23 июня 2006 г.

ЮБИЛЕИ

РОМАНОВСКИЙ НИКОЛАЙ ПЕТРОВИЧ

(к 75-летию со дня рождения)

22 июня 2006 г. исполняется 75 лет со дня рождения и 55 лет производственной и научной деятельности известного геолога-производственника и ученого, Заслуженного деятеля науки РСФСР, доктора геолого-минералогических наук, профессора Николая Петровича Романовского.

Коренной дальневосточник (его “малая родина” – остров Путятин), Николай Петрович связал свою судьбу с этим чудесным и богатым краем. После окончания в 1954 г. Дальневосточного политехнического института Н.П. Романовский ведет поисковые и разведочные работы в самом необжитом, Тернейском, районе Приморья.

В 1961–1963 гг. он руководил геолого-геофизическими исследованиями по поискам месторождений полезных ископаемых и геологическому картированию Приморья. В 1964–1965 гг. в качестве главного инженера-консультанта он курирует и непосредственно участвует в поисках и разведке месторождений олова во Вьетнаме, за что был награжден медалью “Дружба” Демократической республики Вьетнам. Во Вьетнаме начинает проявляться тяга к научным обобщениям, он составляет карту оловоносности Северного Вьетнама, послужившую в дальнейшем основой для открытия здесь новых оловоносных районов.

В 1966–1975 гг. Н.П. Романовский в качестве главного геолога Геофизической экспедиции Дальневосточного геологического управления выполняет комплекс разнообразных геологических съемок, прогнозирование на их основе перспектив открытия месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, координирует планы совместных работ с научно-исследовательскими организациями. Являясь руководителем геологической службы экспедиции, он много уделял внимания воспитанию и научно-техническому росту молодых специалистов. В то же время он проводит собственные глубокие научные исследования по петрофизике рудоносных интрузивных комплексов Приамурья, итогом которых явилась защита в 1974 г. диссертации с присвоением ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

В 1975 году в дальневосточную академическую науку пришел не только зрелый организатор геолого-геофизических работ, но и исследователь с богатым багажом знаний и планов по дальнейшему их приложению. В Институте тектоники и геофизики Н.П. Романовский работал сначала в должности старшего научного сотрудника, но уже в том же 1975 году был назначен на должность заместителя директора по научной работе, на которой плодотворно трудился более 17 лет. В этот период он не только успешно выполнял ответственные обязанности по должности, но также организовал первую на Дальнем Востоке лабораторию петрофизики.

1993–2003 гг. Н.П. Романовский являлся директором ИТиГ ДВО РАН. Здесь ярко проявился его талант крупного организатора и руководителя работ, направленных на решение целого комплекса важных научных и народнохозяйственных задач.

Несмотря на большую административную загруженность, Николай Петрович Романовский плодотворно занимался активной научной деятельностью. Им опубликовано более 200 научных работ и 11 монографий.

Основные направления научной работы Н.П. Романовского учитывают накопленный на практике запас знаний. Им создано и успешно развивается новое научное направление – петрофизика рудно-магматических систем, –



оформленное в виде докторской диссертации и монографии “Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса”. Совместные исследования с коллегами по институту и другими научными организациями были воплощены в ряде коллективных монографий и статей по принципам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, методологии петрофизики и геофизики, тектонической природе геофизических полей Дальнего Востока, глубинной природе Тихоокеанского подвижного пояса, связям глубинного строения литосферы с развитием магматизма и рудоносности и т.д. Коллективом лаборатории под руководством Н.П. Романовского создан первый справочник физических свойств горных пород Дальнего Востока, пользующийся большим спросом у научных и практических работников не только нашего региона.

В последние годы Н.П. Романовский активно разрабатывает вопросы глубинной тектоники, геодинамики и металлогении Тихоокеанского сегмента Земли на планетарном уровне. Им впервые показана глубинная природа гранитоидных рудно-магматических систем разных таксономических классов, предложен новый механизм кинематики Тихоокеанского тектонического пояса на основе комплексного анализа глобальных гравитационных и сейсмогеографических моделей. В 1999 г. издана монография “Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы”, получившая высокую оценку специалистов геологов и геофизиков.

При его активном участии составлена карта Тектонического районирования области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Он участвует в работе по международному (КНР, Шэньянский институт) проекту и проектам ДВО и ОНЗ РАН в качестве ответственного исполнителя.

Большое внимание Н.П. Романовский уделяет подготовке высококвалифицированных кадров, в 1996 году ему присвоено ученое звание профессора. Под его руководством защищено три докторских и три кандидатских диссертации. Он является председателем Ученого совета по защите докторских и кандидатских диссертаций, а также членом редколлегии журнала “Тихоокеанская геология”.

Плодотворная научная и научно-организационная деятельность Н.П. Романовского отмечена рядом правительственных наград – орденом Трудового Красного Знамени, почетным званием Заслуженного деятеля науки РСФСР, орденом Почета и др. В конкурсе 2006 г. на соискание премии “Выдающиеся ученые Дальнего Востока” Н.П. Романовскому присуждена первая премия имени академика Ю.А. Косыгина в области геологии.

Свое 75-летие Николай Петрович Романовский встречает в расцвете творческих сил, он полон новых идей и замыслов.

Друзья и коллеги по работе, редколлегия журнала сердечно поздравляют Николая Петровича с юбилейной датой и желают ему крепкого здоровья и больших успехов в научной деятельности.

Редколлегия