

Том 15, номер 6
ISSN 0207-4028

Ноябрь-Декабрь 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



Российская академия наук
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
Том 15 № 6 1996 Ноябрь-Декабрь

Основан в 1982 г.
Выходит 6 раз в год
0207-4028

Главный редактор Н.А.Шило
Заместители главного редактора Н.П.Романовский, К.В.Симаков
Ответственный секретарь Г.Л.Кириллова

Редакционная коллегия

Х.Аоки (Япония), Ю.И.Бакулин, Б.И.Васильев, Г.М.Власов, А.А.Врублевский
И.Н.Говоров, В.И.Гончаров, Л.П.Карсаков, Р.Г.Кулинич, Ю.Ф.Мальшев, В.Г.Моисеенко
Л.И.Попеко, К.Ф.Сергеев, В.И.Сухов, А.И.Ханчук, М.Хэлбути (США), Чень Гоода (КНР)

Редакционный совет

В.А.Буряк, Ю.А.Вашилов, В.Н.Гагаев, Д.Грайбек (США),
Я.Красон (США), К.Крук (Австралия), М.Л.Красный, Лю Гуандин (КНР),
Т.Нозава (Япония), Х.Окада (Япония), В.Патон (США), С.Портер (США),
А.Пантелеев (Канада), М.Сесил (Канада), Сунь Шу (КНР), В.Б.Троян,
Ки-Хун Чанг (Корея), М.Шимазу (Япония)

Зав. редакцией С.М.Ставицкая
Адрес редакции: 680063, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59
FAX 74212 227-684, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1996 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

Vol.15 № 6 1996 November-December

Established in 1982
Periodicity 6 issues in a year
ISSN 0207-4028

Editor-in-Chief N.A.Shilo
Deputies Editor-in-Chief N.P.Romanovsky, K.V.Simakov
Executive Editor G.L.Kirillova

Editorial Board

H.Aoki (Japan), Yu.I.Bakulin, Chen Guoda (PRC), I.N.Govorov, V.I.Goncharov,
A.I.Khanchuk, M.Halbouty (USA), L.P.Karsakov, R.G.Kulinich, Yu.F.Malyshev, V.G.Moiseenko,
L.I.Popeko, K.F.Sergeev, V.I.Sukhov, B.I.Vasilyev, G.M.Vlasov, A.A.Vrublevsky

Editorial Council

V.A.Buryak, M.Cecile (Canada), Yu.A.Vashchilov, K.Crook (Australia),
Ki-Hong Chang (Korea), V.N.Gagaev, D.Grybeck (USA), M.L.Krasny, J.Krason (USA),
Liu Guangding (PRC), T.Nozava (Japan), H.Okada (Japan), A.Panteleev (Canada), W. Patton (USA),
S.Porter (USA), M.Shimazu (Japan), Sun Shu (PRC), V.B.Troyan

Head of Editorship S.Stavitskaya
Editorial office address: 65. Kim Yu Chen Str., 680063, Khabarovsk, tel.: 21-08-59
Fax: 74212 227-684, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch RAS, 1996

СОДЕРЖАНИЕ

Петрология и геохимия

- А.А. Маракушев.* Петрология океанов 3
А.Ю. Антонов, М.В. Кононов, Б.Г. Голионко. Геохимическая типизация мел-палеогеновых магматических образований о. Шикотан (Малая Курильская гряда) 19
Н.П. Романовский, В.Я. Данченко, К. Сато. Петрохимия и металлогения гранитоидов острова Сахалин 36

Тектоника и стратиграфия

- В.П. Уткин.* Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены 44
Ван Дунпо, Лю Ли, Ли Цзе. Изучение стратиграфической последовательности континентального рифтового бассейна (на примере бассейна Сунляо, Китай) 73
Г.Л. Кириллова, Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, В.Г. Варнавский, В.В. Крапивенцева. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских-кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна 81
И.В. Кемкин, В.В. Голозубов. Первая находка раннеюрских радиоларий в кремневых аллохтонах Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) 103

Рудогенез

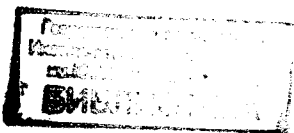
- В.А. Степанов.* Золотое и ртутное оруденение Приамурья 110
Э.Л. Школьник, И.Н. Говоров, Л.Б. Хериберг, М.М. Задорнов, М.Е. Мельников, Ю. Г. Волохин. Рудные провинции западной и центральной частей Тихого океана - масштабы фосфатогенеза и кобальт-марганцевой минерализации 120

Краткие сообщения

- Н.В. Бердников, Л.П. Карсаков.* Флюидные включения в гранулитах Машаньской серии блока Цзямусы (Северо-Восток КНР) 129
Т.В. Володькова. Модели распределения радиоактивных элементов и их отношений в зонах гидротермально-метасоматически измененных пород по азрогаммаспектрометрическим данным 133
Н.С. Никольский. Равновесный состав флюидной фазы системы Н-С-О, бедной углеродом 139

Юбилей

- Юрий Михайлович Пушаровский (к 80-летию со дня рождения) 143
 К 70-летию Алексея Дмитриевича Щеглова 145
 Указатель статей, опубликованных в журнале за 1996 г. 146



CONTENTS

Petrology and Geochemistry

<i>A.A. Marakushev</i> Petrology of oceans	3
<i>A.A. Antonov, M.V. Kononov, B.G. Golionko</i> Geochemical typification of Cretaceous-Paleogene magmatic rocks in Shikotan Island (the Lesser Kuril Ridge)	19
<i>N.P. Romanovsky, V. Ya. Danchenko, K. Sato</i> Petrochemistry and metallogeny of Sakhalin granitoids	36

Tectonics and stratigraphy

<i>V.P. Utkin</i> Horst-accretionary systems, rift-graben and volcanic belts of the Russian Far East. Paper 1. Horst-accretionary systems and rift grabens.	44
<i>Wang Dongpo, Liu Li, Li Jie</i> Research of sequence stratigraphy in a continental rift basin.	73
<i>G.L. Kirillova, Liu Zhaojun, Wang Simin, V.G. Varnavsky, V.V. Krapiventseva</i> Stratigraphic correlation of the Upper Mesozoic-Cenozoic sections, the Middle Amur (Sanjiang) sedimentary basin	81
<i>I.V. Kemkin, V.V. Golozoubov</i> The first findings of Early Jurassic radiolarians from the cherty allochthons of the Samarka accretionary prism (South Sikhote-Alin)	103

Metallogeny

<i>V.A. Stepanov</i> Gold and mercury ore manifestations in Priamuriye	110
<i>E.L. Shkolnik, I.N. Govorov, L.B. Kheshberg, M.M. Zadornov, M.E. Melnikov, Yu.G. Volokhin</i> Mineral provinces of the Western and Central Pacific: the scale of phosphatogenesis and cobalt-manganese mineralization	120

Brief Communications

<i>N.V. Berdnikov, L.P. Karsakov</i> Fluid inclusions in the Mashan series granulites, Jiamusi block (northeast China)	129
<i>T.V. Volodkova</i> Distribution models of radioactive elements and their ratios in the zones of hydrothermally and metasomatically altered rocks (from aerogammaspectrometric data)	133
<i>N.S. Nikolsky</i> Equilibrium composition of fluid phase in the carbon-depleted system H-C-O	139

Anniversaries

<i>Yu.M. Pushcharovsky</i> (the 80th birth anniversary)	143
<i>A.D. Shcheglov</i> (the 70th birth anniversary)	145

<i>Index of papers published in the journal in 1996</i>	146
---------------------------------------------------------------	-----

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

УДК 552.11:549.1:542.4:51.46

ПЕТРОЛОГИЯ ОКЕАНОВ

А.А. Маракушев

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

По аналогии с расслоенными материнскими планетами метеоритов и Лунной предполагается диогенит-эвкритовый состав и большая мощность первичной земной протокоры, которая однако же не сохранилась, подвергшись полному обновлению в результате процесса, подобного образованию лунных морей, около 4 млрд лет тому назад. На ее месте возникла тонкая кора первичного океана Земли, сложенная битовнит-анортитовыми базальтами. Глобальной системой спрединговых поясов растяжения и конвективного обновления она разделялась на блоки, в которых господствовал режим сжатия и формировались островные поднятия (архипелаги) с проявлениями щелочного магматизма. С их разрушением связывается образование областей сноса терригенного материала, положившее начало геосинклинальному накоплению вулканогенно-осадочных отложений и формированию древнейшей складчатой континентальной коры с возрастом 3,8 млрд лет, составляющей эмбриональные ядра континентов. Последующее континентальное развитие складчатых поясов прогрессивно сокращало площадь первичного океана, но оно осложнялось при заложении каждой новой геосинклинали разрушением складчатой коры и замещением вторичной океанической корой. В результате наряду с первичными океанами с постоянно обновляющейся корой периодически возникали вторичные океанические области, в коре которых содержатся реликты континентальной коры, в результате замещения которой они образовались. В Тихом океане вторичные океанические образования представлены только в окраинных морях, отделяющихся от первичного океана островными дугами и глубоководными желобами. В Атлантическом океане глубоководные желоба не сохранились и эти два генетических типа океанической коры различаются не так отчетливо, причем только по распространенности реликтов континентальной коры в базальтах океанического дна. По этим данным, вся северная часть Атлантического океана и широкие полосы, обрамляющие его с запада и востока, представлены вторичной океанической корой, содержащей реликты в основном палеозойских складчатых поясов, при замещении которых они образовались. Первичный же океан с его корой, конвективно обновляющейся вплоть до современного времени, в наибольшей мере распространен в центральной части Атлантического океана, с которой и начиналась "океанизация" его палеозойского складчатого обрамления в триасово-юрское время. Позднее она распространилась в южную часть океана (на рубеже юры и мела), а затем и в его северную часть (на мел-палеогеновом рубеже). Рассмотренные модели магматизма (кристаллизационной дифференциации и др.) отражают режимы формирования океанической коры трех типов: свойственной первичным океанам, вторичным океанам, замещающим складчатые пояса, и океаническим архипелагам.

ВВЕДЕНИЕ

Главные достижения в науках о Земле в последние десятилетия связаны с распространением исследований на океанические структуры, которые, помимо традиционного драгирования океанического дна, подверглись систематическому бурению на значительную глубину. В результате был получен уникальный материал [47 и др.], обобщения которого позволяют во многом по новому подойти к освещению фундаментальных проблем геологии. В части тектоники подобного рода обобщения производились в различных аспектах, исходя из позиций как мобилизма [32,33,36], так и фиксизма [3,15,16].

Настоящая статья привлекает внимание к вещественной стороне полученных результатов бурения достижений, раскрывающих новые страницы петрологии. Эти достижения, по существу, создают особое направление исследований - петрологию

океанов. Важное значение направления состоит в том, что оно представляет собой недостававшее ранее звено связи между петрологией, сложившейся на основе длительного изучения континентов, островных дуг и океанических островов, и космической петрологией, главными объектами изучения которой являются лунные породы и метеориты [25].

Цель статьи - подчеркнуть именно это значение петрологии океанов и наметить пути разработки общей системы развития железо-каменного планетного вещества Солнечной системы, в которой образование океанических структур на Земле занимало бы определенное место. Проблема состоит как бы из двух частей, определяемых отношением океанических структур, с одной стороны, к "морям" и материковым структурам лунного типа, с другой стороны - к континентальным массивам складчатого строения на Земле. Как уже подчеркивалось нами ранее [20], гранито-гнейсовые формации, слагаю-

щие континенты на Земле, аналоги которых отсутствуют среди лунных пород и метеоритов, отражают такой высокий уровень развития Земли, который не достигался на других планетах Солнечной системы, существующих в настоящее время или подвергшихся взрывному распаду с образованием астероидов и метеоритов. Метеориты же, напротив, представляют собой наиболее примитивное железо-каменное вещество, изучение которого представляет единственную возможность освещения процессов формирования первичных кор железо-каменных планет в период их эволюции, предшествующий так называемой лунной стадии.

Как было показано [22], метеориты подразделяются на ряд генетических групп (семейств). Из всего их разнообразия для данного исследования интересно семейство, охватывающее метеориты, лунные и земные горные породы. Основой для объединения служат вариации изотопов кислорода и подчиненность общему тренду нормального массфракционирования (рис. 1). К нему помимо лунных и земных горных пород принадлежит большинство хондритов (эвкриты, говардиты, диогениты) и некоторые типы палласитов. Тренд пересекает линию изотопных вариаций обыкновенных хондритов (LL-L-N-NH) в области составов, обедненных тяжелыми изотопами кислорода, что и определяет тип крайне богатого железом хондрита (NH), отвечающего материнским планетам, при расщеплении которых формировались метеориты этого

семейства, лунные и земные горные породы. Все они охватывают широкий диапазон эволюции планет, обусловленной не только их первичным расщеплением, но и переработкой первичных оболочек планет с образованием вторичных кор. В этом процессе кислород неизменно утяжеляется с сохранением отношения его изотопов, отвечающего тренду нормального массфракционирования, как показано на рис. 1 стрелкой.

Развитие на Земле морского осадконакопления особенно ускоряет этот процесс, как об этом можно судить по положению на диаграмме метапелитовых докембрийских сланцев и гранитов корового типа, значительно более бедных легким изотопом кислорода по сравнению с другими типами земных пород. Фанерозойские метапелитовые сланцы еще более обеднены легким изотопом кислорода [48], так что составы располагаются за пределами диаграммы (см. рис. 1) на продолжении рассматриваемого тренда.

По изотопным характеристикам кислорода планеты образуют следующий эволюционный ряд: хондритовые, практически не расслоенные планеты (NH) - планеты с говардит-эвкритовыми корами - Луна - Земля. Ниже будет показано, что Луна и Земля существенно различаются по уровню эволюционного развития, причем промежуточное положение между ними мог бы занимать Марс. Однако он не относится к рассматриваемой генетической группе, что видно из изотопных характеристик кислорода [41] так называемых марсианских хондритов (шерготтитов, наклитов, шассиньитов), образовавшихся, по всей вероятности, в результате взрывного распада спутников Марса [23]. Тренд их изотопного массфракционирования не совпадает с земным трендом (см. рис. 1), а располагается параллельно ему, существенно выше, пересекая хондритовую линию на уровне Н-хондритов, что определяет иной состав их материнской планеты (и, соответственно, Марса).

Самое примитивное расщепление хондритовых планет состояло в разделении их на палласитовые (оливин-камаситовые) ядра и диогенит-эвкритовые коры, экспериментальная модель которого, осуществляющаяся в сильно восстановительной обстановке, рассматривались нами ранее [24, 26]. О мощности этих кор можно судить по аналогии эвкритовых планет с Луной [21], у которой кора имеет мощность 80 км на обратной стороне и 64 км на стороне, обращенной к Земле.

Неодинаковая мощность коры объясняется влиянием на первичное расщепление Луны гравитационного поля Земли, которое обусловило смещение тяжелых расплавных масс, концентрирующихся в ее недрах и отвечающих дунитовой мантии и лунному ядру, богатому железом. О расплавной его природе можно судить по наличию собственного магнитного

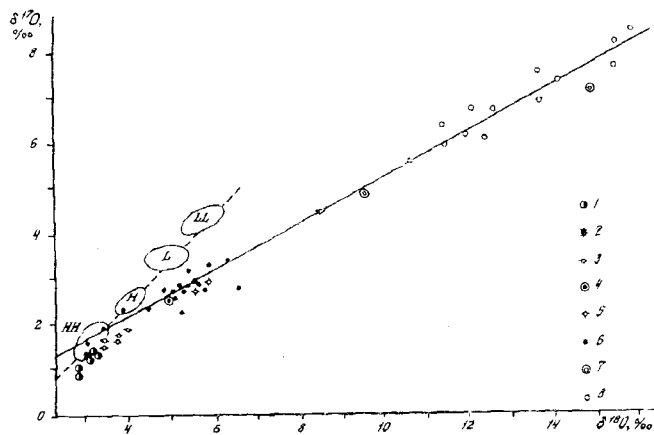


Рис. 1 Изотопные составы кислорода метеоритов и горных пород генетической группы (семейства) NH-хондритов, по данным [40-42, 44, 48].

1 - палласиты; 2 - диогениты; 3 - эвкриты; 4-5 - лунные породы (4 - дуниты, 5 - базальты); 6-8 - земные породы (6 - базальты, 7 - граниты, 8 - докембрийские метапелитовые сланцы). Стрелкой обозначено направление изотопной эволюции планетных кор. Составы хондритов LL, L, N, NH выделены контурами

поля, которым обладала Луна в период ее эндогенной активности 4,6-3,2 млрд лет тому назад, в которой на поверхности Луны формировались вулканические породы, сохранившие остаточную намагниченность. Состав лунных пород отражает крайне контрастную дифференциацию эвкритовых магм на лейкократовые, существенно плагиоклазовые пикрокластические породы с возрастом 4,0-4,6 млрд лет, сплошным плащом покрывающие лунную поверхность, и меланократовые, богатые железом и титаном, существенно пироксеновые породы, формирующие вулканические депрессии лунной поверхности молодого возраста (4,0-3,2 млрд лет). В общей специфике распределения этих депрессий, как и в характере первичного расслаивания, усматривается воздействие гравитационного поля Земли на эндогенную активность Луны. Благодаря этому воздействию дегазация (водородная) лунных недр имела односторонний характер, усиливаясь в направлении Земли, что способствовало развитию вулканизма и обновлению первичной коры Луны преимущественно на ее видимой стороне.

На ней располагается множество огромных (до 1100 км диаметром) вулканических депрессий ("морей") и устанавливаются протяженные рифтовые структуры (Альпийская долина и др.). Древняя мощная лунная кора (с возрастом 4,6 млрд лет) в этих структурах заместились новообразованными породами меньшей мощности, возраст которых 3,2 млрд лет. На обратной же стороне Луны выявлена только одна новообразованная депрессия ("море" Москвы) диаметром около 350 км.

Аналогия с материнскими планетами эвкритов и диогенитов, а также с Луной, расслаивание которых происходило на заре планетного развития Солнечной системы (более 4,6 млрд лет тому назад), позволяет подойти к представлениям о первичной коре Земли и ее ранней деструкции, ведущей к образованию океанических структур.

ПЕРВИЧНАЯ КОРА ЗЕМЛИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКЕАНОВ

Валовый состав Земли отвечает очень богатым железом обыкновенным хондритам химической группы НН, что может служить дополнительным аргументом в пользу принадлежности земных пород к семейству образований, связанных с хондритами этого типа, которое прослеживается по вариациям изотопов кислорода (см.рис.1), подчиненных общему тренду их нормального массфракционирования, исходящего из поля изотопных составов хондрита НН. Ближе всего к этому полю располагаются изотопные составы палласитов, диогенитов и эвкритов, связанных своим происхождением с

наиболее примитивным (первичным) расслаиванием планет НН-типа.

По отношению к ним лунные породы представляют более высокий уровень эволюции планетных тел, как можно об этом судить по относительному тяжелому кислороду лунных пород, что особенно наглядно прослеживается минералогически при сопоставлении изотопного состава кислорода в одноименных минералах [40], например в пироксенах (в скобках - пироксен эвкрита Juvinas): $\delta^{17}O=2,74$ (1,29) и $\delta^{18}O=5,59$ (2,90). Более высокая степень фракционирования изотопов кислорода хорошо коррелируется с глубокой дифференциацией силикатной оболочки Луны и выделением в ней ультраосновной мантии, представленной дунитами по [38]; мас. %: $SiO_2=39,9$; $TiO_2=0,03$; $Al_2O_3=1,5$; $Cr_2O_3=0,3$; $FeO=11,3$; $MnO=0,1$; $MgO=43,6$; $CaO=1,1$; $Na_2O=0,02$; $P_2O_5=0,04$; $S=0,01$, аналоги которых отсутствуют среди метеоритов рассматриваемого семейства. Наличие их, в какой-то мере, сближает комплекс лунных пород с земным комплексом.

Контрастная дифференциация эвкритовых расплавов, выражающаяся расслоением очагов на верхние, существенно плагиоклазовые (лейкократовые) и нижние, богатые железом (меланократовые) части отвечают двум формациям пород, обнажающихся на лунной поверхности (II и III, рис.2).

Богатые плагиоклазом горные породы на Луне, относящиеся к древнейшей формации (4,6 млрд лет), слагают возвышенные (гористые) части лунной поверхности, покрытой реголитом - обломочными стекловатыми пикрокластическими лейкократовыми образованиями типа вулканической тефры.

Меланократовые базальтовые породы приурочены к более молодым (3,2-4,6 млрд лет) вулканическими депрессиями лунной поверхности. Более поздний вулканизм этого типа отличался менее взрывным характером. Огромные вулканические депрессии визуально выделяются на Луне темной окраской благодаря более низкой отражательной способности меланократовых базальтов по сравнению с богатыми плагиоклазом породами возвышенных областей. Морские битовнит-анортитовые базальты ассоциируются с близкими им по составу магнетитовыми стеклами как бедными титаном (зелеными), так и титанистыми (оранжевыми). В очень богатых железом ферробазальтовых стеклах из интерстиций между кристаллами пироксенов и плагиоклаза обычны структуры жидкостной несмесимости, выражающиеся наличием в них мельчайших каплевидных выделений кислого стекла, богатого калием.

Хотя вулканические депрессии на Луне только условно называются морями, их формирование приводит к развитию такого типа коры (III, рис.2),

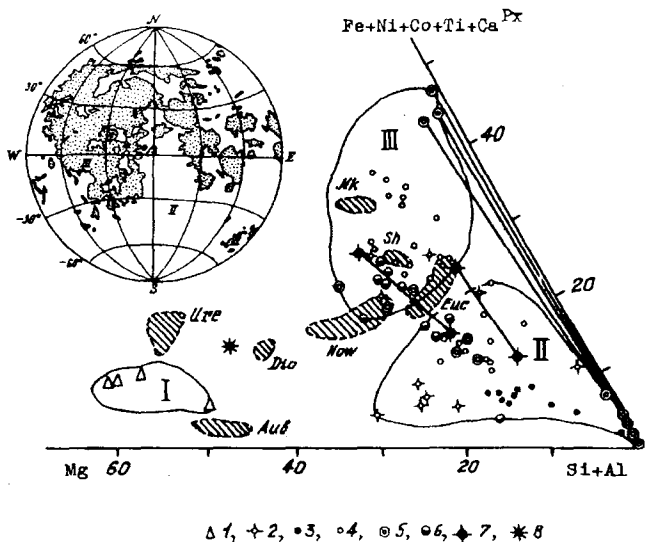


Рис.2 Петрохимическая диаграмма сопоставления состава лунных пород и ахондритов.

Ахондриты: (Euc), диогениты (Dio), говардиты (How), обриты (Aub), наклиты (Nk), шерготиты (Sh), уреилиты (Ure). 1-8 - лунные породы: 1 - дуниты; 2 - долериты; 3 - лейкократовые долериты; 4 - базальты; 5 - сосуществующие интерстиционные стекла в базальтах; 6 - стекловатые шарики в реголитах; 7 - сосуществующие стекла, полученные экспериментально при изучении расплавов под водно-водородным давлением [2]; 8 - средний состав Луны.

Римскими цифрами обозначены формации лунных пород, слагающих ее мантию (I - дуниты), возвышенные области (II - пирокластические лейкократовые базальты и микроанортозиты) и вулканические депрессии - "моря" (III - меланократовые стекловатые базальты). Распространение формаций II и III показано на видимой стороне Луны, на обратной стороне формация III представлена незначительно.

который можно назвать морским, или океаническим. Она отличается от первичной лунной коры небольшой мощностью, поскольку слагает вулканические депрессии, сформированные в ходе подъема к поверхности ультраосновного вещества мантии (рис.3), что фиксируется в них аномалиями силы тяжести (масконами). На рис.2 показано, что на видимой стороне Луны почти половина ее мощной (64 км) первичной коры замещена свойственной вулканическим депрессиям маломощной корой океанического типа в результате развития процессов, по-видимому: сходных с формированием земной океанической коры.

Земные горные породы сходны с лунными по изотопным характеристикам кислорода (см.рис.1). Однако они охватывают значительно более широкий диапазон изменения его составов, отражающий высокий уровень эволюции Земли. Соответственно параллелизовать с Луной можно только раннюю примитивную стадию развития Земли. Ее первичная кора имела, по-видимому, диогенит-эвкритовый состав и подвергалась более интенсивным преобразованиям вследствие глобального развития вулканизма с образованием горных пород, сходных с лунными. По аналогии с тремя формационными типами лунных пород (см.рис.2) можно полагать, что и на Земле развитие первичных магм начиналось с их базит-гипербазитового расслаивания I-(II+III), определяющего затем уже автономное развитие базитового и гипербазитового магматизма [19].

Специфику развития базитового магматизма отражает петрохимическая диаграмма (рис.4), на которой раннему магматизму, сходному с лунным,

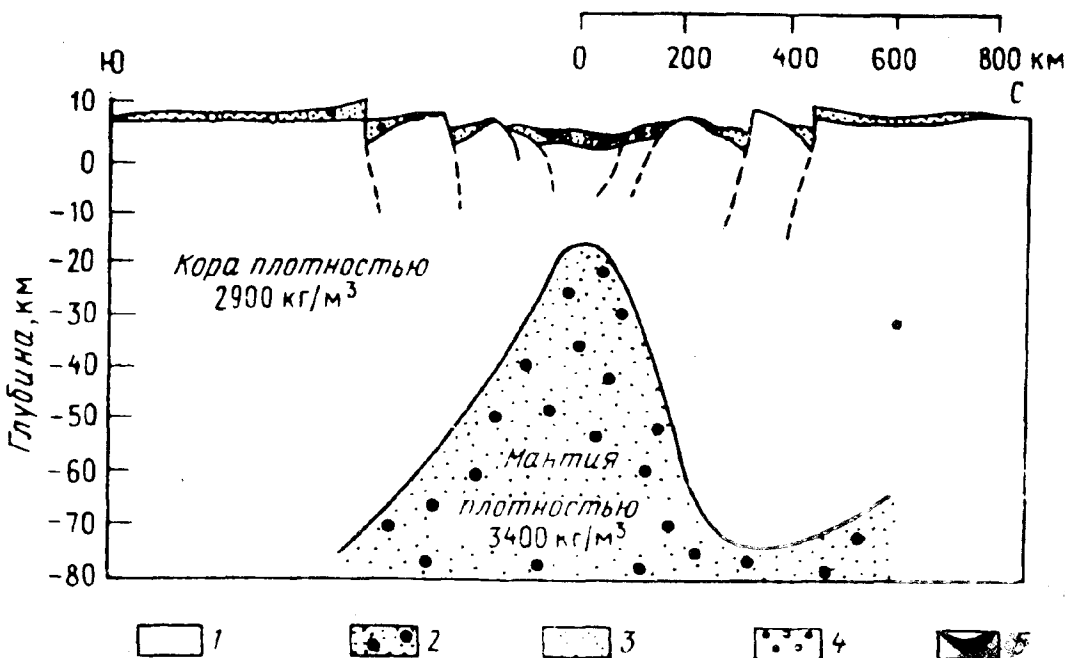


Рис.3 Структура многокольцевой вулканической депрессии Моря Восточного на Луне [27].

1 - первичная лунная кора; 2 - ультраосновная мантия; 3 - пирокластический материал; 4 - брекчии; 5 - базальтовые покровы. Вертикальный масштаб увеличен в десять раз, чтобы показать кольцевые уступы и нагляднее отразить сокращение мощности коры в вулканических депрессиях

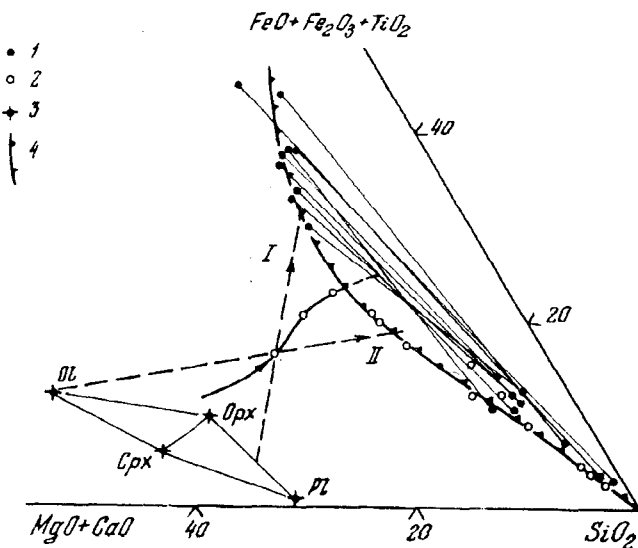


Рис. 4 Петрохимическая диаграмма $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$ - $(\text{MgO}+\text{CaO})$ - SiO_2 . Главные тренды дифференциации основной (базальтовой) магмы:

I - базальт-ферробазальтовый, обусловленный фракционированием плагиоклаза и отделением плагиоклазовых расплавов; II - базальт-андезитовый, связанный с фракционированием оливина и базит-гипербазитовым расщеплением магмы.

Сплошной линией обозначен промежуточный тренд, обусловленный фракционированием пироксенов. 1 - вариолиты (кислые вариолиты и заключающая их ферробазальтовая матрица); 2 - базальты, ферроандезиты (исландиты) и риолиты вулкана Тингмули в Исландии; 3 - фенокристаллы базальтов (Pl - плагиоклаз, Срх - клинопироксен, Орх - ортопироксен, Ol - оливин); 4 - область магматической несмесимости, намеченная по вариолитам (составы пород по сводке [19]).

соответствует ферробазальтовый тренд дифференциации (I), обусловленный фракционированием плагиоклаза (или отделением плагиоклазовых расплавов). Ему свойственно интенсивное накопление в остаточных магмах железа и титана. Тренд дифференциации завершался расщеплением ферробазальтовых расплавов и отделением от них небольшого количества дацитовых и риолитовых расплавов. Специфика дифференциации этого типа заключается в разделении основных магм на плагиоклазовые, относительно легкие флюидные расплавы и пироксеновые тяжелые магмы. Первые устремляются к поверхности Земли и порождают на ней, как и на Луне, эксплозивные вулканы глобального распространения. Вторые, богатые железом и титаном, ограничены в своем внедрении в первичную кору Земли, как и гипербазиты, спрединговыми депрессионными структурами со стабильной фильтрацией вдоль них флюидных потоков (плюмов), порождаемых расплавленным железным ядром Земли [20]. Именно с этих структур, подобных вулканическим депрессиям на Луне (см.рис.2 и 3), и

начиналось развитие новообразованной земной коры океанического типа, отличающейся от первичной коры малой мощностью и составом базальтов, заполняющих депрессии. Спрединговым характером подобных структур обусловлено образование в них конвективных ячеек, благодаря которым внедрению гипербазитов способствовало погружение вещества первичной коры с усвоением его верхней мантией. Возможно, благодаря большому размаху этого процесса земная мантия имеет пикрит-перидотитовый (пиролитовый) состав, отличаясь от дунитовой лунной мантии. Как можно полагать по аналогии с рис.3, главным его механизмом является широкомасштабное замещение первичной основной коры ультраосновным веществом верхней мантии.

По-видимому, верхняя мантия под первичными океаническими депрессиями подвергалась плавлению в результате воздействия на нее восходящих флюидных потоков, а возникающие при этом расплавы испытывали базит-гипербазитовое расщепление, экспериментально воспроизводимое под водно-водородным давлением [24]. Возникающие базитовые расплавы образовывали в депрессиях покровные излияния, а гипербазитовые магмы внедрялись в первичную кору, что и определяло сокращение ее мощности. Внедрение гипербазитов происходило в сопровождении восходящих флюидных потоков и носило характер магматического замещения вещества первичной коры с частичным усвоением ее вещества гипербазитовыми расплавами вследствие смещения их эвтектического состава от дунитового к перидотитовому (пиролитовому).

Специфика петрогенезиса "лунной стадии" развития Земли определялась крайне восстановленным (водородным) составом флюидов, исходящих из расплавленного ядра Земли. Такой режим в развитии базитового магматизма отвечает предельно расширенным областям кристаллизации плагиоклаза (относительно оливина и пироксенов), что и определяет кристаллизационный тренд I (см.рис.4). Минералогически восстановительный характер этого магматизма доказывается вхождением самородного железа в состав лунных пород. В базальтах же современных океанов самородное железо практически отсутствует (распространены магнетит и ильменит). Это отражает общее нарастание со временем окислительной обстановки в развитии базальтового магматизма на Земле.

Восстановленные компоненты в восходящих флюидных потоках (H_2 , CO , CH_4), доминировавшие на "лунной стадии", во все большей мере уступали место окисленным компонентам (H_2O , CO_2). Главными механизмами этой эволюции были селективная миграция водорода - наиболее подвижного компонента флюидов, и развитие во флюидах реакций диспропорцио-

нирования ($H_2+CO=C+H_2O$, $2CO=C+CO_2$ и др), непосредственно генерирующих в них водный и углекислый компоненты. Термодинамические расчеты (таблица) показывают, что этим реакциям особенно способствует охлаждение флюидов, так что в глубинных высокотемпературных зонах флюиды имели водородный состав, трансформируясь в ходе своего подъема и охлаждения в водные и углекислородные флюиды.

Таким путем формировались, по-видимому, и первичные океаны, связанные своим происхождением с дегазацией богатого водородом жидкого ядра Земли. Об импульсном характере этого процесса можно судить по периодичности глобального распространения в осадочной оболочке Земли графитово-гнейсовых и черносланцевых формаций, связанных своим происхождением с углеродом, освобождаю-

Таблица

Термодинамические характеристики (энтальпия ΔH°_{298} и свободная энергия ΔG°_T , кДж) реакций диспропорционирования в восходящих флюидных потоках, сопровождающихся выделением самородного углерода и воды

Реакция	ΔH°_{298}	ΔG°_{298}	ΔG°_{1200}
$H_2+CO=C+H_2O$	-131,3	-91,4	+36,4
$H_2+3CO=2C+CO_2$	-303,7	-211,4	+75,9
$CH_4+2CO=3C+2H_2O$	-187,8	-132,1	+31,2
$2CO=C+CO_2$	-172,4	-120,0	+39,5
$CH_4+CO_2=2C+2H_2O$	-15,3	-12,1	+8,4
$CH_4+4CO=4C+CO_2+2H_2O$	-360,2	-252,1	+70,7

щимся в ходе развития рассматриваемых реакций диспропорционирования (см. табл.). С этими реакциями связывается и развитие магмагенерирующей способности восходящих флюидных потоков, непосредственно обусловленной содержанием во флюидах водного компонента, стабилизирующего магматизм в наибольшей степени. Парадоксально, что эта способность флюидов нарастает с их охлаждением, способствующим реакциям диспропорционирования.

На диаграмме (рис.4), наглядно отражена эволюция кристаллизационной дифференциации основного магматизма на Земле, который на ранней стадии (тренд 1, показанный штриховой линией) был сходен, по-видимому, с лунным петрогенезисом, а затем приобрел черты, свойственные современному океаническому базальтовому вулканизму (сплошная линия, см.рис.4, проведенная по составам лав вулкана Тингмули в Исландии. На видимой стороне Луны в период ее эндогенной активности (4,6-3,2 млрд лет) почти половина мощной первичной коры была замещена маломощной корой лунных морей (см. рис.2 и 3). Аналогичным образом, вероятно, и на Земле в период 4,6-4,0 млрд лет получила глобальное развитие маломощная базальтовая кора первичного океана, подвергавшаяся затем непрерывному обновлению вдоль структур спрединговой природы.

По аналогии с Луной можно полагать, что вначале формировались изометричные в плане спрединговые структуры (рифтинги), но затем они приобрели линейный характер, свойственный современной рифтовой системе, локализованной в океанических впадинах Земли. Впадины соответствуют главным направлениям дегазации (отдушинам) жидкого ядра Земли, фиксируемым воздыманиями его поверхности, приуроченными к океанам (рис.5), как это было выявлено методом сейсмической томографии. В противоположность этим глобальным спрединговым структурам континенты на Земле сформировались в областях доминирующего сжатия земной коры,

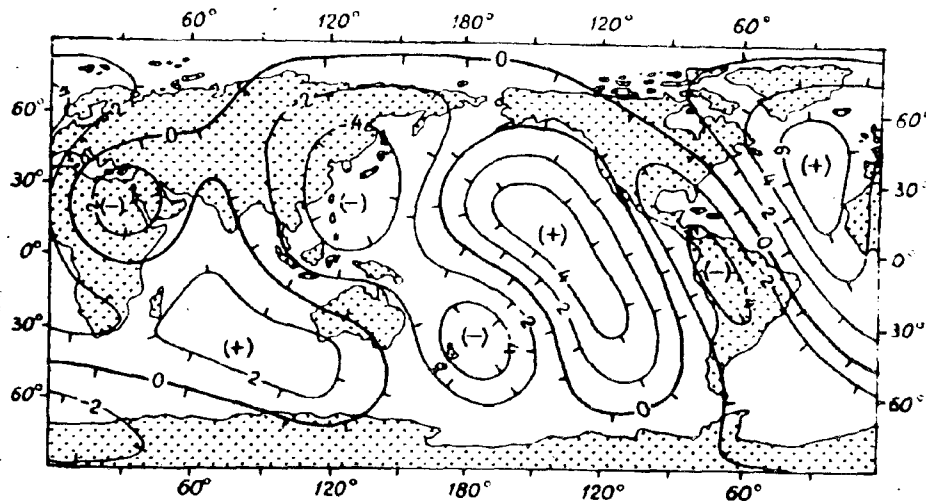


Рис.5. Рельеф поверхности жидкого ядра Земли, по [37]

Знаком плюс обозначены его воздымания, приуроченные к океанам, знаком минус - погружения под континентами (в км)

которые находят свое отражение в глубоких погружениях рельефа поверхности ядра.

Спрединговые структуры обновления, уменьшения мощности и прогибания земной коры обусловлены развитием конвективных ячеек в подстилающей ее мантии, стимулируемых флюидными потоками, исходящими из ядра. Естественным следствием развития спрединговых усилий является образование в земной коре противоположных по геодинамике областей доминирующего сжатия с последовательным увеличением в них ее мощности. На собственно океанической стадии развития земной коры такой режим реализуется образованием подводных хребтов и островных поднятий (архипелагов) со свойственным им щелочным вулканизмом, а затем ведет к формированию складчатой коры континентов.

ОБРАЗОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АРХИПЕЛАГОВ В ОКЕАНАХ

Щелочной уклон в магматизме, неизменно сопровождающий развитие островных поднятий в океанах, обычно завершает магматические циклы, тогда как их начало характеризуется извержениями толеитовых базальтов. Это свидетельствует о том, что островные поднятия относятся к типу инверсионных структур, развитие которых начинается с рифтогенного прогибания океанического дна в результате растяжения коры. Инверсия обусловлена переходом к режиму сжатия и утолщения коры, которое нарушает изостазию и создает условия воздымания океанических островов. Петрологически инверсия проявляется сменой толеит-базальтового вулканизма щелочно-базальтовым, что сопровождается радикальным изменением характера вулканизма, который становится более эксплозивным. При этом в лавах неизменно появляются нодулы ультраосновных пород (дунитов, перидотитов), что отражает развитие на глубине магматического замещения ультраосновного субстрата, вмещающего магматические очаги (с захватом магматических останцев от его замещения в виде нодул).

С магматическим замещением ультраосновного субстрата и связывается развитие щелочного уклона в основном магматизме [17], обусловленного кислотно-основным взаимодействием компонентов [9], в результате которого усиливается переход щелочных металлов из трансмагматических флюидов в расплавы с одновременным флюидным выносом из них кремнезема. Вследствие этого происходила широкая пироксенизация ультраосновной мантии, ведущая к увеличению мощности коры за счет формирования пироксенитового слоя в ее основании. Масштабы этого процесса достаточны для нарушения изостазии и воздымания океанических островов.

Схема кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы изменяется на переходе от толеит-базальтового (рифтогенного) магматизма к щелочно-базальтовому магматизму островных поднятий прежде всего вследствие расширения области кристаллизации магнетита, что редуцирует его ферробазальтовый тренд (рис.6).

С дальнейшим повышением щелочности возникают щелочно-базальт-трахитовые, базанит (тефрит)-фонолитовые (несфеллиновые) вариолиты, определяющие контур магматического расщепления в области составов, все более бедных железом. Их сводка приводится в работе [19]. Вариолиты отражают переход ко все более "зрелому" магматизму океанических островов.

Переходя к структурному положению щелочных вулканов в океанах, остановимся на некоторых космических аналогиях. Материнские планеты метеоритов и Луна не могут в данном случае быть использованы, так как их эндогенная эволюция не достигла уровня развития щелочного магматизма (щелочные типы отсутствуют среди лунных пород и метеоритов). В этом отношении примитивные планеты отличаются от более крупных планет (Марса, Венеры), эндогенная активность которых прекратилась на более высоком эволюционном уровне. На снимках с межпланетных станций и искусственных спутников Марса ("Марс", "Маринер", "Викинг") поверхность этой планеты сходна с лунной, подразделяясь на возвышенные плоские

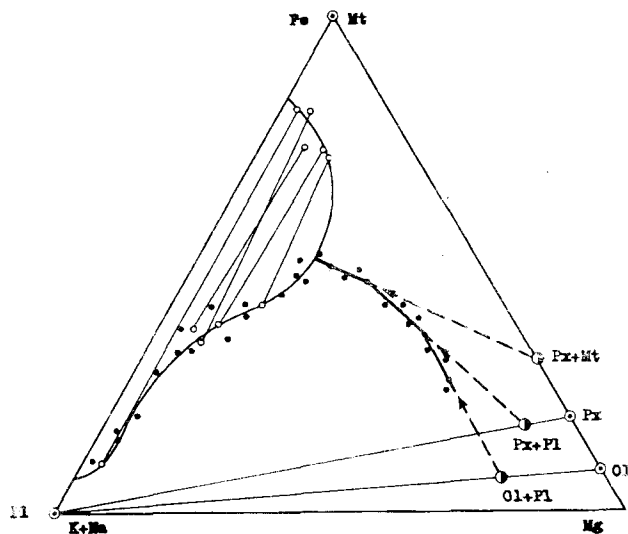


Рис.6. Схема кристаллизационной дифференциации и магматического расщепления основной магмы на переходе от толеит-базальтового к щелочно-базальтовому магматизму океанических островов.

Коннодами соединены составы матрицы и вариолей вариолитов повышенной щелочности (ферробазальт-трахитовых). Составы пород из работы [19]

равнины, испещренные кратерами от падения метеоритов планетоцентрической природы [23], и огромные вулканические депрессии обновления марсианской коры с очень редкими метеоритными кратерами. Однако марсианские вулканические депрессии отличаются от лунных громадными масштабами проявления: крупнейшие из них имеют диаметры (в км) - 2000 (Эллада), 1400 (Исида), 1200 (Арфир), 470 (Сиапарелли), а также более сложным строением, обусловленным наличием в них, с одной стороны, протяженных рифтовых структур, таких как долина Нергаль длиной 800 км, прорезающая древнюю лавовую равнину, с другой стороны,

гигантских вулканических поднятий, подобных куполу Урания, щитовому вулкану Олимп и др.

Обновление первичной марсианской коры начиналось, таким образом, с образования изометричных рифтинговых депрессий диаметром 700-1000 км (впадина Аргира, Эллада, Исида) с утоненной и уплотненной корой, к которым был приурочен длительно развивавшийся базальтовый вулканизм. В депрессии Исида была выявлена положительная гравитационная аномалия, подобная масконам лунных морей, отражающая подъем к поверхности плотного вещества марсианской мантии и сокращение мощности коры. Следующий этап развития марсианской коры,

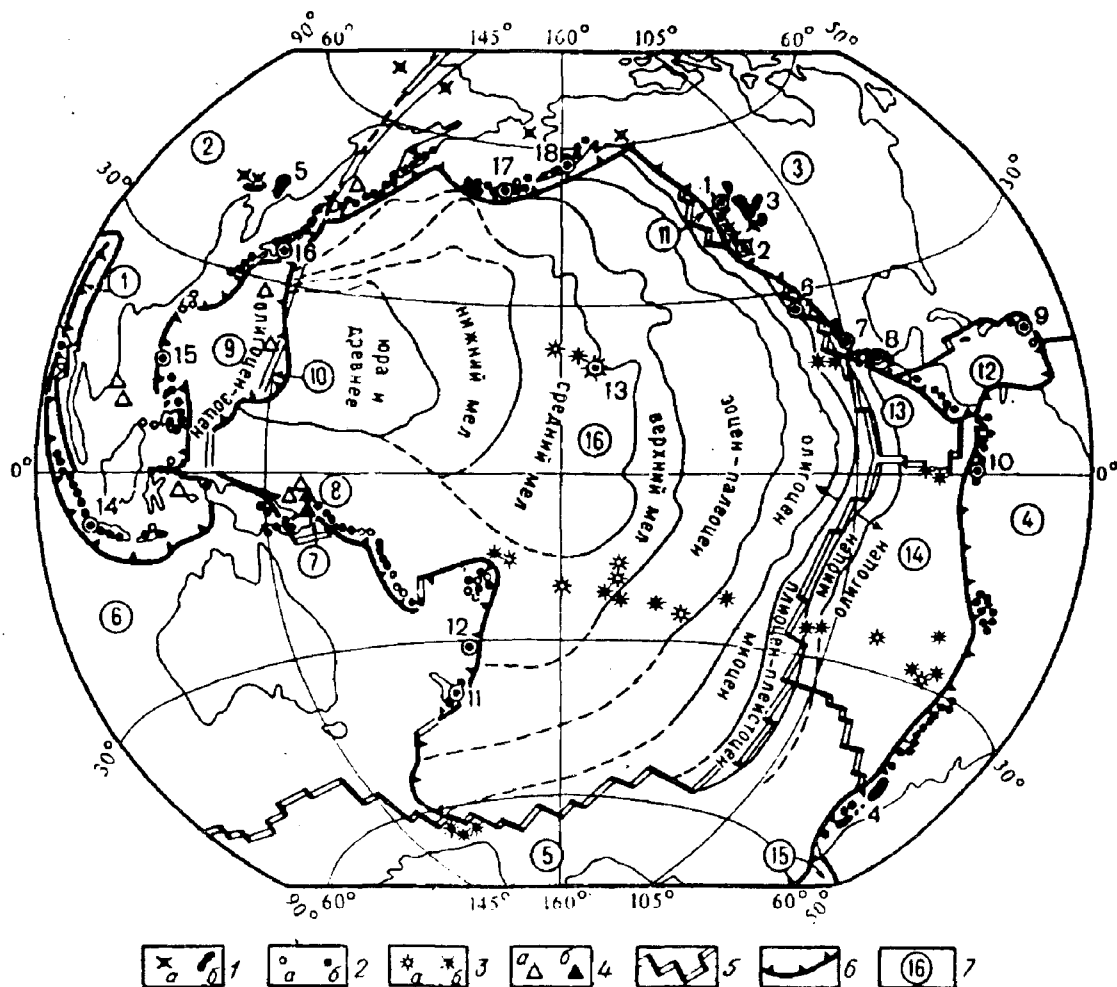


Рис. 7. Главные типы вулканизма Тихого океана и его континентального обрамления [39]. Указан возраст базальтов океанического ложа по данным бурения.

1 - континентальный вулканизм (а - отдельные вулканы, б - поля траппов); 2 - вулканы островных дуг и континентальных окраин (а - подводные, б - наземные); 3 - вулканы океанических островов и подводных хребтов (а - подводные, б - наземные); 4 - вулканы окраинных морей (а - подводные, б - наземные); 5 - спрединговые структуры развития современного толеит-базальтового подводного вулканизма; 6 - глубоководные желоба - границы раздела коры океанического и континентального типов (зубцами показано направление их падения); 7 - литосферные плиты (цифры в кружках): 1 - Бирманская, 2 - Азиатская, 3 - Северо-Американская, 4 - Южно-Американская, 5 - Антарктическая, 6 - Австралийская, 7 - Соломонова, 8 - Бисмарка, 9 - Филиппинская, 10 - Марианская, 11 - Хуан-де-Фука, 12 - Карибская, 13 - Кокос, 14 - Наска, 15 - Скоша, 16 - Тихоокеанская. Главнейшие трапповые поля и вулканы (выделены точками с кружками): 1 - Бейкер, 2 - Лассен-Пик, 3-5 - траппы (3 - Колумбии, 4 - Патагонии, 5 - Монголии), 6 - Трес-Виргинес, 7 - Парикутин, 8 - Попокатепель, 9 - Мон-Пеле, 10 - Котопахи, 11 - Таравера, 12 - Кермадек, 13 - Мауна-Лоа (Гавайский архипелаг), 14 - Кракатау, 15 - Тааль, 16 - Фудзияма, 17 - Богослов, 18 - Катмай.

как подчеркивалось в работах [28], проявился в образовании грандиозных поднятий купольно-вулканической природы, к которым приурочены огромные щитовые вулканы центрального типа - Геката, Альбор (в подятии Элизий) и Арсия, Павлин, Акрейский, Олимп (в подятии Фарсид).

“Величайший вулкан Марса - гора Олимп имеет диаметр основания около 700 км и возвышается над окружающей местностью на 21 км. Его объем на порядок превышает объем самого большого вулкана Земли - Мауна-Лоа” [34, с.19].

Щелочной уклон вулканизма этих областей был выявлен на Марсе при обработке спектров - излучения, полученных с искусственных спутников. Этим методом было определено высокое содержание урана и тория в породах “вулканического района” (мас.% $\times 10^{-6}$) U=1,1; Th=5,0 относительно фонового содержания в окружающих марсианских породах: U=0,2; Th=0,7 [1]. Концентрация радиоактивных элементов (мас.% $\times 10^{-6}$) (U =0,3-2,4; Th=1,6-4,2) в щелочных базальтах служит их характерным отличием от толеитовых базальтов океанического дна (U=0,1-0,2; Th=0,2-0,6) [13].

Гавайский архипелаг в Тихом океане (рис.7) с характерным для него щелочным вулканизмом испытывает воздымание, обусловленное утолщением океанической коры, достигающей в его пределах мощности порядка 25 км (при мощности нормальной океанической коры 8-10 км). В основании же Гавайских островов залегают толеитовые базальты раннего (доинверсионного) периода развития структуры, представлявшей собой протяженный рифт северо-западного, близкого к широтному простиранию, пересекавший возрастны границы базальтов океанического дна (в пределах нижнего и среднего мела). Инверсия этой структуры, сопровождаемая воздыманием щелочных вулканов, происходила последовательно, смещаясь вдоль нее в юго-восточном направлении. Это прослеживается по уменьшению возраста вулканических пород вплоть до современных извержений гигантского наземного вулкана Мауна-Лоа.

В Тихом океане имеется множество других, подобных гавайской, разломных структур активизации океанической коры (см.рис.7), которые фиксируются цепями подводных и наземных вулканов, пересекающих возрастны границы базальтового ложа океана, включая и его самую молодую спрединговую структуру - срединно-океанический хребет. Вдоль этой и сходных с ней по природе спрединговых структур современного подводного вулканизма происходит обновление океанического базальтового ложа, охватывающего всю периферию Тихого океана (см.рис.7), так что возраст базальтов увеличивается к его центру, где

сохранилось самое древнее его “темя” юрско-мелового возраста. Эта океаническая структура, в которой помимо Гавайского архипелага прослеживаются подводные хребты со щелочным уклоном магматизма (Маркус-Неккер и др.), в настоящее время наиболее благоприятна для формирования океанических островов - незгенеза (“нез” по гречески остров), обусловленного развитием структур утолщения океанической коры. Объясняется это нахождением юрско-меловой области дна Тихого океана в наиболее напряженном состоянии, создаваемым ее спрединговым (более молодым) окружением, так что возникающие в ней рифты легко трансформируются в структуры сжатия, благоприятные для развития щелочного магматизма, утолщения коры и формирования архипелагов гавайского типа.

В прошлом, если исходить из аналогии с Марсом, подобные процессы проявлялись более грандиозно, и возникающие островные поднятия древней океанической коры могли разрушаться и служить областями сноса материала в сопряженные с поднятиями рифтогенные прогибы океанического дна, давая начало эмбриональному геосинклинальному процессу. На их основе и формировались древнейшие сланцево-гнейсовые складчатые комплексы с возрастом 3,8-3,6 млрд лет, которые с развитием изотопной геохронологии устанавливаются практически на всех континентах, образуя как бы их эмбриональные ядра: Асуа и Амйтсок в Гренландии, Миннесота в Северной Америке, Каапвааль и Зимбабве в Африке, Пилбара в Австралии, Ново-Павловск на Украине и др.

Все они входят в кристаллическое основание континентов и представлены сложно дислоцированными и метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами, превращенными в амфиболиты, гнейсы и сланцы, которым подчинены железистые кварциты и карбонатные породы. Большой объем в них занимают метапелитовые, богатые калием гнейсы и сланцы, отражающие, согласно диаграмме изотопного состава кислорода (см. рис.1), высокий уровень коровой эволюции планет, который был достигнут только на Земле и, причем, за относительно короткий промежуток геологического времени 4,0-3,8 млрд лет. Наличие в породах первично морских отложений является прямым доказательством древности Мирового океана.

В метапелитовых гнейсах Канадского щита (в Миннесоте) с возрастом 3,8 млрд лет сохранились обломки циркона еще более древнего возраста (4,2 млрд лет), связанного своим происхождением с породами первичных щелочных формаций океанических архипелагов, составляющих области сноса терригенного материала в древнейшие геосинклинальные прогибы океанического дна. Древнейшие

складчатые комплексы (эмбрионы континентов), сформировавшиеся в первичном Мировом океане, принципиально отличались от предшествовавших им островных вулканических поднятий, не обладавших складчатым строением. Однако в аспекте общего геоструктурного развития земной коры они обладали рядом сходных особенностей, являясь прежде всего инверсионными структурами ее утолщения, воздымания и поверхностной эрозии.

С эмбриональных складчатых структур начиналось развитие на Земле континентов, что последовательно сокращало область распространения на ней первичных океанов с характерной для них тонкой, постоянно обновляющейся базальтовой корой. Однако этот процесс является в некоторой мере обратимым, осложняемым разрушением континентальных окраин и их "океанизацией", ведущей к образованию вторичных океанов и окраинных морей. Остановимся на этих соотношениях подробнее.

БАЗАЛЬТОВАЯ КОРА ПЕРВИЧНЫХ ОКЕАНОВ

Эта кора мощностью 8-10 км условно может быть названа первичной, чтобы отличить ее от коры вторичных океанов, несмотря на то, что она находится в постоянном конвективном обновлении. Можно полагать по аналогии с Луной, что обновление продолжается уже 4 млрд лет со времени возникновения первичной океанической коры в результате замещения мощной диогенит-эвкритовой оболочки Земли, от которой не сохранилось даже реликтов, как впрочем и от первичной океанической коры докембрийского возраста. Судя по аналогии с корой лунных морей, древнейшая кора Мирового океана на Земле была представлена битовнит-анортитовыми типами базальтов.

Последующая эволюция океанической земной коры происходила путем развития в ней спрединговых структур с определенной петрохимической направленностью в сторону повышения в базальтах содержания щелочных металлов (снижения номера плагиоклаза) и возрастания калий-натриевого отношения. Последняя особенность наглядно проявляется в стекловатых типах базальтов, обладающих способностью в наибольшей мере удерживать в своем составе калий. Такая направленность базальтового магматизма свидетельствует о его развитии под воздействием потоков трансмагматических флюидов [10]. Согласно экспериментальным и расчетным данным в равновесиях флюидов с расплавами щелочные металлы концентрируются в расплавах, причем калий в большей мере, чем натрий [18, 19], что и определяет универсальную направленную эволюцию магматизма в сторону обогащения расплавов щелочными металлами.

Спрединговые структуры обновления океанического дна, первоначально закладывающиеся в виде трещинных зон рифтовой природы, как бы разрастаются в обе стороны от них благодаря действию двух механизмов - раздвигания базальтовой коры и ее магматического замещения новообразованными базальтами. Первый механизм доказывается данными интерферометрии [7], устанавливающей смещение океанических островов в стороны от спрединговых структур со скоростями, достигающими 12 см в год (в наиболее эндогенно активном тихоокеанском регионе). Механизм раскрывает природу спрединговых структур, обусловленных сопровождающими магматизм восходящими флюидными потоками, способствующими развитию конвективных ячеек, обладающих определенной горизонтальной составляющей.

Однако в результате разбуривания океанического дна выявились сложные взаимоотношения слагающих его разновозрастных базальтовых комплексов, не укладывающиеся в рамки чисто спрединговых моделей, что уже подчеркивалось во многих работах [33,46]. К ним относятся перемежаемость разновозрастных базальтов по скважинам, наличие блоков древних пород в новообразованной коре, фрагментарность полосовых магнитных аномалий, отражающих возрастные вариации базальтов океанического ложа. Выявленные бур-

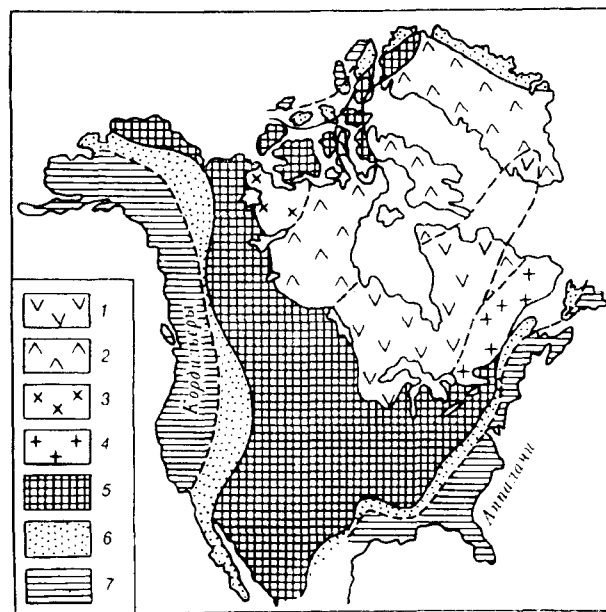


Рис.8 Схема строения Северной Америки, по [29] с изменениями.

1 - древнейшее гранито-гнейсовое ядро Канадского щита с возрастом 3.8-2.6 млрд лет; 2-4 - его гранито-гнейсовое обрамление с возрастом 1.9-1,6 млрд лет (2), 1,6-1,3 млрд лет (3), 1,0-0,9 млрд лет (4); 5 - платформенная низменность; 6-7 - фанерозойское складчатое обрамление Канадского щита: миоэносинклинальное (6) и эвгеосинклинальное (7)

нием сложные структурные взаимоотношения разновозрастных базальт-долеритовых комплексов наглядно прослеживаются в тихоокеанском регионе (см. рис. 7), в котором океанические структуры юры, нижнего и среднего мела дискордантно обрезаются на юге поясом развития верхнемелового магматизма. Он образовался здесь с явным замещением большого объема разновозрастных (юрских, ниже- и средне-меловых) океанических формаций.

Все это приводит к представлению о комплексности спрединговых структур океанов, где явления спрединга сопряжены с интенсивным магматическим замещением ранее образованных вулканических комплексов, которое представляется важным фактором обновления океанических литосферных плит. На схеме (см. рис. 7) видно, что обновление охватило всю периферию Тихого океана. Древние юрские и меловые формации центральной области здесь выглядят своеобразными реликтами в окружении спрединговых зон развития более молодых базальтов. Они эволюционируют в режиме сжатия, приводящего к формированию подводных хребтов и островных поднятий со свойственным им утолщением океанической коры и развитием в них щелочного магматизма.

Можно полагать, что первичная океаническая кора изначально была представлена блоками, разделенными системой дугообразных спрединговых структур. Эволюция этих блоков привела к утолщению коры с развитием островных поднятий, а затем на их основе и складчатой коры континентов. Древнейшие формации складчатой коры с возрастом 3,8-3,6 млрд лет составляют эмбриональные ядра континентов, пример которых для Северной Америки и Гренландии приводится на рис. 8. В первичных литосферных плитах удивительно синхронно для всех континентов (3,8 млрд лет) возникали эмбриональные ядра, отличавшиеся от предшествующих им островных вулканических поднятий складчатым строением.

Складчатость вулканогенно-осадочных отложений как в древнейшие, так и в последующие эпохи, возникала под боковым давлением литосферных океанических плит, расходящихся в стороны от спрединговых структур [18]. В архейскую эпоху складчатость была купольной, приобретая затем линейный (поясовой) характер. В результате древнейшие ядра континентов облакались все более молодыми складчатыми формациями (см. рис. 8) с последовательным сокращением области первичного океана и обновлением его первичной коры. Однако этот процесс периодически усложнялся широкомасштабной деструкцией краевых частей континентов и образованием на их месте вторичной океанической коры, которая будет рассматриваться в следующей главе.

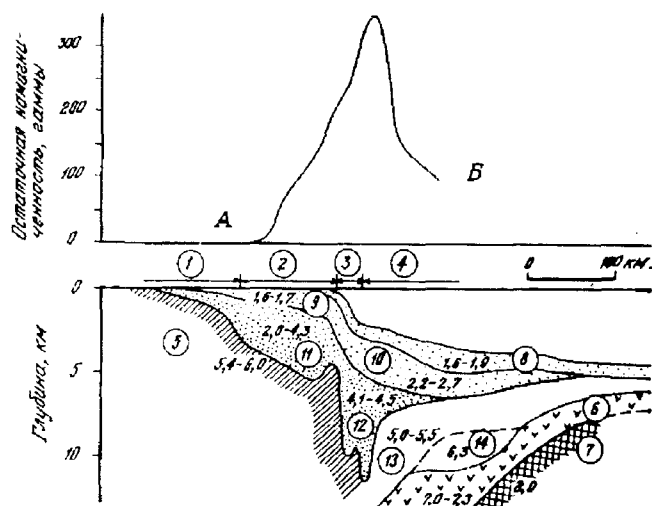


Рис. 9 Геолого-геофизический разрез западной окраины Атлантического океана (штат Нью Джерси), по Ч.Дрейку [5] и У.Джедсу и Дж.Уоткинсу [4]

Цифры в кружках: 1-4 - структурные зоны (1 - континент, 2 - шельф, 3 - континентальный склон, 4 - континентальное подножие); 5-14 - типы пород с различной скоростью прохождения сейсмических волн (км/с): 5 - складчатая континентальная кора докембрийского возраста (5,4-6,0), 6 - океаническая базальтовая кора (7,0-7,3), 7 - ультраосновные породы мантии (8,0), 8 - океанические рыхлые отложения (1,6-1,9), 9 - шельфовые рыхлые отложения (1,6-1,7), 10 - осадочные породы континентального подножия (2,2-2,7), 11 - карбонатно-терригенные породы шельфа (2,0-4,3), 12 - карбонатно-терригенные породы континентального склона (4,1-4,5), 13-14 - офиолиты: 13 - с преобладанием осадочного материала (5,0-5,5), 14 - вулканогенные (6,3)

Образование континентальной коры в периоды орогенных воздыманий складчатых поясов сопровождается развитием гранитного магматизма [6,8] и широкомасштабным уплотнением под ними мантии в результате ее деплетирования под воздействием потоков флюидов, поднимающихся из жидкого ядра Земли. Уплотнение геофизически прослеживается до глубин в сотни километров, фиксируясь образованием так называемых корней континентов [12,45]. В целом континентальные сегменты Земли являются жесткими структурами с доминирующим для них состоянием сжатия, и возникающие в них рифтовые структуры быстро трансформируются в инверсионные структуры развития щелочного магматизма (Африканский рифт и др.). Они противопоставляются в этом отношении океаническим структурам растяжения, в которых легко возникают рифты и устойчивые спрединговые конвективные ячейки, стимулируемые восходящими из ядра флюидными струями [43]. Океаны представляют собой направления наиболее интенсивной дегазации ядра, поверхность которого под ними испытывает воздымания (см. рис. 3). Однако активность ядра непостоянна и варьирует во времени, в связи с чем в развитии каждого океана

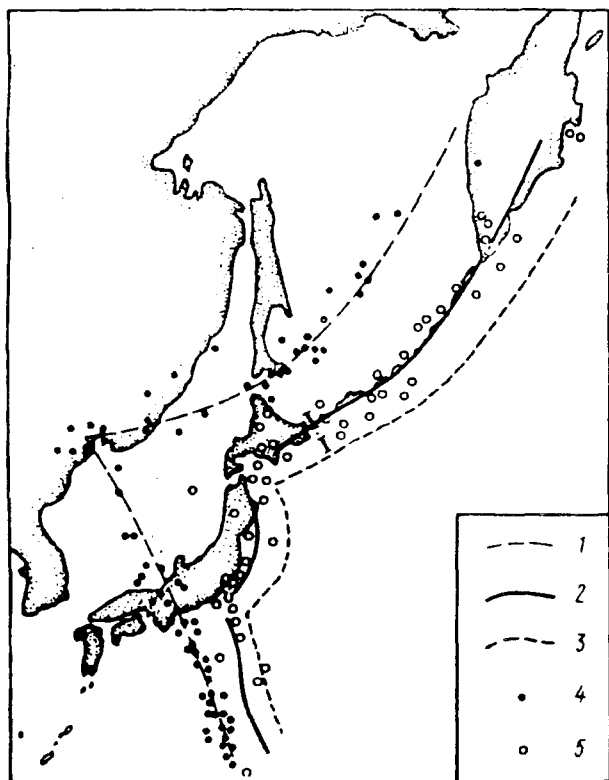


Рис.10 Схема размещения эпицентров землетрясений, связанных с отделением от континента Курильской и Марианской островных дуг по [11]

1-2 - зоны землетрясений: глубоководных (1) и умеренной глубины (2); 3 - глубоководный желоб; 4-5 - фокусы землетрясений на глубинах 300-650 км (4) и 60-300 км (5)

различаются стадиями его высокой спрединговой активности, чередующиеся с периодами относительно пассивного состояния.

С периодами пассивного развития океанов связывается развитие геосинклинального накопления мощных вулканогенно-осадочных толщ по их периферии. В таком состоянии находится в настоящее время Атлантический океан, по периферии которого накапливаются терригенные отложения, сносимые с континентов (рис. 9). Такая обстановка отражает его низкую спрединговую активность, в результате чего происходит медленное углубление периферийных прогибов, которые не выражаются в рельефе океанического дна, компенсируясь осадконакоплением.

С переходом к активному спрединговому состоянию океанов геосинклинальные отложения по их периферии подвергаются складчатости под боковым давлением океанических литосферных плит, которые затем погружаются под новообразованные складчатые пояса. При этом возникают глубоководные желоба, не компенсированные осадконакоплением (см. рис. 7), - характерные образования активных континентальных окраин, четко разделяющие континентальный и океанический типы земной коры. Поверхность раздела падает под континенты, что создает ката-

строфическую обстановку развития континентальных окраин, реализующуюся развитием на них орогенных поднятий и вулканизма крайне высокой эксплозивности, за которыми начинается деструкция континентальной коры с замещением ее новообразованной (вторичной) океанической корой [31,35].

Факторами разрушения континентальных окраин являются флюидные струи (плюмы), исходящие из жидкого ядра Земли, легко проходящие через океаническую мантию, находящуюся в режиме растяжения, и встречающие на своем пути плотный континентальный субстрат, что реализуется катастрофическими взрывами, создающими глубоководные землетрясения. Их эпицентры совпадают на континентальных окраинах со структурами наиболее интенсивного рифтогенного разрушения континентальной коры - окраинными морями, отделяющими от континентов блоки разрушающейся складчатой коры (реликтов орогенных поясов) в виде островных дуг.

Пример этих соотношений показан на рис.10, на котором видно совпадение эпицентров глубоководных землетрясений (300-650 км) с окраинными морями, тогда как землетрясения умеренной глубины (60-300 км) совмещаются с областями развития орогенного эксплозивного вулканизма на островных дугах, так же как и на континентальных окраинах. В окраинных морях, с которых начинается превращение активных континентальных окраин в пассивные (геосинклинальные), наиболее наглядно выражена "океанизация" складчатой континентальной коры, ведущая к образованию вторичной океанической коры.

ВТОРИЧНАЯ ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА

Отличие вторичной океанической коры от первичной состоит в ее геологическом положении по другую (континентальную) сторону от глубоководных желобов и островных дуг (см. рис.7) и наличию в ней реликтовых блоков складчатой континентальной коры, на месте которой она образовалась. Структуры окраинных морей, где наиболее наглядно выражены процессы их формирования, образовались на основе расколов континентальной коры в тылу (на континентальной стороне) поясов орогенного воздымания, сопровождаемого эксплозивным андезитовым вулканизмом. При образовании окраинных морей реликты этих поясов сохраняются на островных дугах, вулканы которых сопрягаются с поясами очагов землетрясений умеренной глубины. Сами же расколы, ведущие к формированию окраинных морей, имеют более глубинное заложение, фиксируемое глубоководными землетрясениями (см. рис.10).

Расколы имеют рифтовую природу и трансформируются в своем развитии в спрединговые зоны конвективной природы, по которым происходит раздвижение и замещение складчатой коры мантийными расплавами, что сопровождается уменьшением ее мощности (воздыманием мантии). Этот

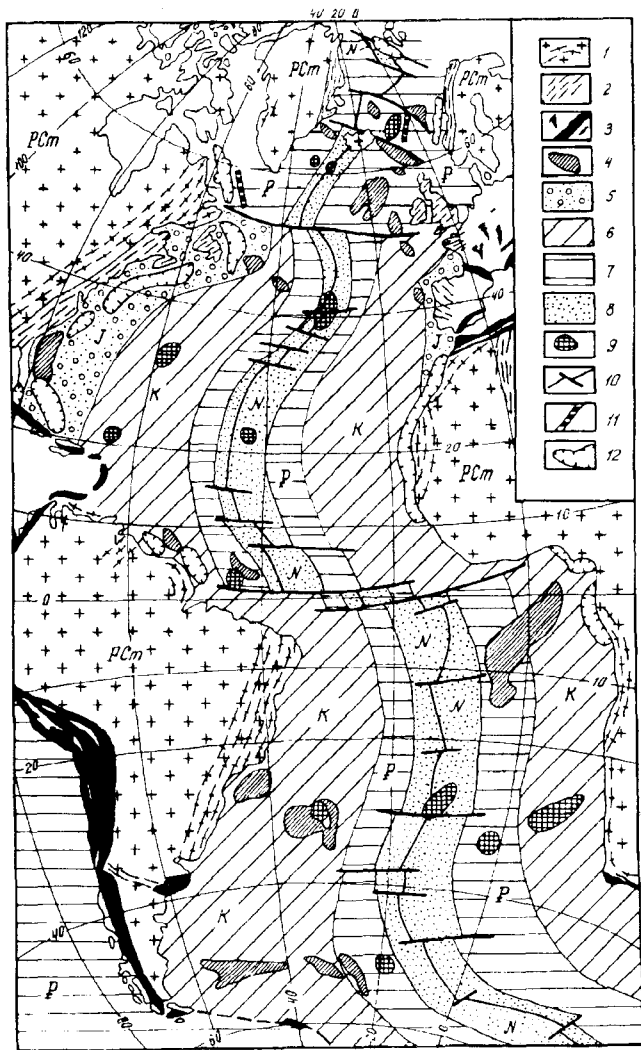


Рис.11 Схема геологического строения Атлантического океана и его складчатого обрамления. Составлена с использованием данных [15,16,29,32]

1-4 - складчатая континентальная кора: 1 - докембрийская, и простирающие ее складчатые структуры (Pcm), 2 - палеозойская (Pz), 3 - мезозойская (Mz), 4 - ее фрагменты в океаническом ложе (реликты островных дуг); 5-8 - толеитовые базальты и долериты океанического ложа: 5 - юрские (J), 6 - меловые (K), 7 - палеогеновые (P), 8 - неоген-четвертичные (N); 9 - щелочные базальты тех же возрастов; 10 - срединно-океаническая рифтовая (спрединговая) структура и трансформные разломы; 11 - отмершие спрединговые структуры; 12 - геосинклинальные котловины

процесс сходен с образованием лунных (см. рис.3) и марсианских морей, сопровождаясь образованием вулканических депрессий, но осуществляется не в первичном коровом субстрате, а в новообразованной складчатой коре континентов.

Спрединговые зоны окраинных морей, как и в структурах обновления океанической коры, имеют комплексную природу. Их спрединговый характер проявляется отодвиганием от континентов островных дуг, которые приобретают вследствие этого свойственный им изгиб в сторону океанов. Горизон-

тальное смещение доказывается методом интерферометрии, определяющей движение островных дуг в сторону океанов с небольшой скоростью порядка 2 см/год [7]. Однако ведущим процессом образования окраинных морей, несомненно, является "океанизация" складчатой континентальной коры путем магматического замещения при внедрении в нее мантийных основных и ультраосновных расплавов [35].

Антидромный характер их магматизма [30,31] начинающийся с излияния кислых лав, отличает его от магматизма, с которым связано обновление океанической коры в срединных океанических хребтах. Однако и тот и другой типы магматизма сходны как в своем апогее (максимуме прогибания морского дна), с которым связано внедрение гипербазитов и образование офиолитовой формации, так и в завершении, сопровождаемом щелочным уклоном магматизма (рис.11).

Офиолитовая формация срединных хребтов в океанах остается эмбриональной, не имеющей продолжения в развитии эвгеосинклинального процесса, так как эти структуры удалены от континентальных областей сноса терригенного материала. В отличие от них офиолитовые формации окраинных морей дают начало накоплению геосинклинальных толщ, свойственных пассивным континентальным окраинам (см. рис.9 и 11). В окраинных морях находит завершение широкомасштабная "океанизация" обрамляющих океаны складчатых поясов, но с сохранением останков свойственных им пород (гнейсов, сланцев и др.) в новообразованной океанической коре (реликтов островных дуг и др.).

Наличие останков, распространенность которых в Атлантическом океане показана на рис.11, является главным отличием вторичной океанической коры от непрерывно обновляющейся коры первичных океанов. Условно назовем ее первичной корой, чтобы отличить от вторичной коры, образующейся при магматическом замещении складчатых гнейсовых и других комплексов. Начиная с раннего архея (около 3,8 млрд лет) область распространения первичной коры последовательно сокращалась по мере разрастания континентов. В Тихом океане первичная кора оконтуривается глубоководными желобами, ограничивающими область распространения складчатости, завершившейся в этом регионе в конце мела. Например, в Алеутской геосинклинальной системе, этот процесс прослежен в 49 взаимоотношениях складчатых поясов раннепалеозойского, пермо-триасового, юрского и мелового возрастов, разделенных реликтами глубоководных желобов, последовательно смещающихся в сторону океана. Однако он не проходил гладко и при заложении каждой новой геосинклинали прерывался периодами частичного разрушения новообразованных складчатых поясов и замещения их вторичной

базальтовой океанической корой. Каждый раз это начиналось с образования окраинных морей в тылу орогенных поясов на стадии затухания их магматической активности и находило отражение в кратонизированных областях континентов образованием трапповых формаций. Максимумы развития траппового магматизма в фанерозое фиксируют рубежи геологической истории на границах перми и триаса, триаса и юры, юры и мела, мела и палеогена, палеогена и неогена [15, 16]. Они соответствуют периодам максимальной деструкции складчатой коры в обрамлении Тихого океана при заложении в нем новых геосинклиналей. Благодаря этому развитие каждого нового складчатого пояса происходило с частичным замещением ранее образованных складчатых поясов. Например, в мезозойском складчатом поясе, обрамляющем Тихий океан вдоль Южно-Американского континента, содержатся фрагменты предшествовавшего ему палеозойского складчатого пояса.

Сами же мезозойские складчатые пояса, завершающие континентальное обрамление Тихого океана, начали интенсивно разрушаться на рубеже мела и палеогена. Особенно интенсивное разрушение континентальной коры в кайнозойское распространилось на западе Тихоокеанского пояса, превратившегося в систему островных дуг и окраинных морей. Свойственная этому преобразованию "океанизация" складчатой коры полно проявилась, например, в Филиппинском море, во вторичной океанической коре которого сохранились только ее реликты.

Вторичная кора океанов возникает, таким образом, спорадически разрастаясь, в ограниченные по времени периоды разрушения континентальных окраин океанов в ходе развития на них новых геосинклинальных систем. Этим она отличается от коры первичных океанов, область распространения которой неизменно сокращается в периоды диастрофизма. С периодом верхнемелового диастрофизма, создавшего мезозойское складчатое обрамление Тихого океана, связано и наиболее интенсивное обновление первичной коры (см. рис. 7), распространившееся почти по всей его периферии.

В отличие от Тихого океана развитие континентального обрамления первичного Атлантического океана ограничилось развитием палеозойской складчатости. Пермо-триасовый рубеж в эволюции Атлантического океана играл такую же роль, как мел-палеогеновый рубеж в развитии тихоокеанской структуры. С него началось разрастание Атлантического океана за счет "океанизации" складчатых поясов в основном палеозойского континентального обрамления, причем этот процесс вследствие длительности (мезозой, кайнозой) получил здесь более полное развитие, чем в тихоокеанском регионе, в котором он был ограничен кайнозойем. В результате

по всей периферии Атлантического океана установился геосинклинальный режим накопления терригенных осадков, сносимых с пассивных континентальных окраин в глубоководные впадины (см. рис. 9), в основании которых залегают триасово-юрские недислоцированные отложения, в том числе относящиеся к офиолитовой формации.

Однако такие древние эвгеосинклинальные отложения содержатся только во впадинах центральной части Атлантического океана, представляющей его древнейшую структуру, с которой и началось образование вторичной океанической коры Атлантического океана триасово-юрского возраста. Фрагменты этой коры сохранились только в приконтинентальных частях океана (см. рис. 11), в целом же кора последовательно омолаживается с приближением к срединному хребту, с которым связано формирование современной океанической коры.

В омоложении первичной коры вдоль срединного хребта Атлантического океана, по-видимому, важную роль играло ее спредингное (конвективное) раздвижение, тогда как формирование вторичной коры происходит путем преимущественно магматического замещения, как можно об этом судить по хорошей сохранности в ней континентальных фрагментов (см. рис. 11), представляющих собой остатки островодужной системы Атлантического океана.

В южной и северной частях Атлантического океана образование вторичной океанической коры начиналось значительно позднее, чем в центральной (на юрско-меловом и мел-палеогеновом рубежах, соответственно). Разновозрастность развития центральной, южной и северной Атлантики уже обсуждалась в литературе [32]. Она хорошо коррелируется с возрастом трапповых формаций в платформенном обрамлении Атлантического океана, связь которых с развитием его океанической коры фиксируется их возрастными соответствиями и непосредственными переходами [14, 15].

Развитие трапповых формаций, как и океанических базальтовых полей, характеризуется сходными чертами, начинаясь с толент-базальтового магматизма рифтогенных прогибов и заканчиваясь щелочным уклоном магматизма в наложенных на трапповые покровы структурах [15]. Атлантический океан является более щелочной провинцией по сравнению с Тихим океаном, что отражает относительно низкую его спредингтовую активность в кайнозойе. Первичная и вторичная коры Атлантического океана разделяются не четко, так как в нем не сохранилось реликтов глубоководных желобов, подобных разделяющим эти типы кор в Тихом океане. Распространенность континентальных реликтов в океаническом ложе (см. рис. 11) показывает, что в северной Атлантике первичный океан к концу палеозоя был практически полностью вытеснен континентальными структурами,

в кайнозой же здесь образовался новый океан с вторичной океанической корой, содержащей множество останцов палеозойской континентальной коры. В отличие от северной части, в центральной и южной Атлантике первичный океан к концу палеозоя имел, по-видимому, широкое распространение, находясь в активном обрамлении орогенными палеозойский складчатыми поясами, остатки которых еще сохранились в пассивном уже в настоящее время континентальном окружении современного Атлантического океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, петрологически вырисовывается новая концепция Мирового океана, образовавшегося на заре геологической истории около 4 млрд лет тому назад. Этот первичный океан получил глобальное распространение в результате замещения исходной диогенит-эвкритовой земной коры тонкой океанической корой в ходе процессов, сходный с формированием лунных "морей", но сопряженных с развитием атмосферы и гидросферы. Благодаря этому, начиная с раннего архея (около 3,8 млрд лет тому назад), площадь распространения первичного Мирового океана последовательно сокращается в результате развития геосинклинального процесса и формирования складчатой коры континентов, осложняемого периодами деструкции и "океанизации" континентальных окраин при заложении каждой новой геосинклинали. В эти периоды возникают вторичные океанические области, кора которых образуется путем замещения складчатой континентальной коры. Вторичная океаническая кора отличается от первичной по геоструктурному положению относительно глубоководных желобов и островных дуг и обычно содержит останцы замещаемой складчатой коры.

Обрисованная эволюция раскрывает генетическую специфику и современных океанических структур. Развитие складчатого обрамления первичного Атлантического океана завершилось на рубеже перми и триаса, после чего началась его деструкция - вначале в центральной, а затем в южной, и, наконец, в северной Атлантике. Она завершилась образованием огромных площадей вторичного Атлантического океана, по периферии которого развились котловины осадконакопления, продолжающегося с триасово-юрского времени.

Поэтому развивалась Тихоокеанская океаническая структура, формирование складчатого обрамления которой завершилось только на рубеже мела и палеогена. Начавшаяся затем деструкция континентальной коры в тылу мезозойских складчатых поясов по настоящее время совмещается с их продолжающимся орогенным развитием. Это типично для активных континентальных окраин и островодужных

систем, возникающих на их переходе к пассивным континентальным окраинам океанического типа.

В океанах различаются три типа океанической коры - кора первичных океанов, эволюционирующая самостоятельно с глубокого архея, вторичная кора, периодически замещавшая складчатую кору континентальных окраин, и утолщенная кора океанических архипелагов. В общей эволюции развитие коры третьего типа способствовало образованию эмбрионов складчатой коры континентов, формировавшихся около 3,8 млрд лет тому назад.

Автор признателен профессору Л.Л.Перчуку за критические замечания по статье, учтенные при ее подготовке к печати.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базилевский А.Т., Москалева Л.П., Манвелян О.С., Сурков Ю.А. Оценка содержания тория и урана в породах поверхности Марса // Геохимия. 1981. № 1. С. 10-16.
2. Безмен Н.И., Персиков Э.С. Влияние водорода на дифференциацию основных магматических расплавов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 5. С. 1176-1179
3. Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
4. Джеде У., Уоткинс Дж. Магнитная аномалия атлантического шельфа // Окраины континентов и островные дуги. М., 1970. С. 96-102..
5. Дрейк Ч. Новые исследования континентальной окраины восточной части США // Окраины континентов и островные дуги. М., 1970. С. 84-95.
6. Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1987. № 6. С. 3-14.
7. Картер У.Е., Робертсон Д.С. Исследование Земли с помощью интерферометрии со сверхдлинной базой // В мире науки. 1987. № 1. С. 16-25.
8. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1952. № 2. С. 56-69.
9. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128, № 2.. С. 383-386.
10. Коржинский Д.С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение // Петрография. М. 1976. Ч. I. С. 269-287.
11. Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с. (Тр. ГИН; Вып. 134)
12. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3-24.
13. Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. Т. 3. 487 с.
14. Макаренко Г.Ф. Трапповые поля материков и базальтовые поля океанов, - сравнение в плане // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1974. № 6. С. 3-30.
15. Макаренко Г.Ф. Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. М.: Космоинформ, 1993. 280 с.

16. Макаренко Г.Ф. Покровные базальты и данные сейсмической томографии // Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, № 3. С.60-72.
17. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физ.-хим. петрологии. М.: Наука, 1987. Вып.14. С.24-38.
18. Маракушев А.А. Петрология. М.: Изд-во МГУ, 1968. 309 с.
19. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 292 с.
20. Маракушев А.А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М. Наука, 1992. 207 с.
21. Маракушев А.А. Происхождение и эволюция Луны и других спутников планет? Солнечной системы // Природа. 1994. №3. С.12-27.
22. Маракушев А.А. Генетические группы (семейства) метеоритов, лунных и земных горных пород // Петрология. 1994. №4. С. 380-409.
23. Маракушев А.А. Происхождение планетоцентрических метеоритов // Вестн.МГУ. Сер.4. Геология. 1996. № 3. С. 3-18.
24. Маракушев А.А. Безмен Н.И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983. 208 с.
25. Маракушев А.А. Грановский Л.Б. Зинovieва Н.Г. Митрейкина О.Б. Космическая петрология. М.: Изд-во МГУ, 1992. 325 с.
26. Маракушев А.А. Митрейкина О.Б. Зинovieва Н.Г. Грановский Л.Б. Алмазоносные метеориты и их генезис // Петрология. 1995. № 5. С.3-24.
27. Мелosh Г. Образование ударных кратеров: геологический процесс. М.: Мир, 1994. 335 с.
28. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Некоторые основные закономерности строения и эволюции планет земной группы в связи с их положением в Солнечной системе // Докл.АН СССР. 1982. Т.265, № 2.С.420-424.
29. Миясино А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.
30. Перчук Л.Л. Петрологический аспект формирования геоструктур окраинных морей // Докл.АН СССР. 1985. Т.280, № 1. С.178-182.
31. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физ.-хим. петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. 14. С. 39-64.
32. Пушаровский Ю.М. Тектоника Атлантики. М. : Наука, 1994. 84 с.
33. Пушаровский Ю.М., Меланхолина В.Н. Тектоническое развитие Земли (Тихий океан и его обрамление). М.: Наука, 1992. 263 с.
34. Сидоров Ю.И., Золотов М.Ю. Порода и грунт поверхности Марса. М.: Наука, 1989. 223 с.
35. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 260 с.
36. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М. : Наука , 1994 . 188 с.
37. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., 1995, 476 с.
38. Яковлев О.М. Ультраосновные и кислые породы Луны // Геохимия. 1977. № 12 . С.1794-1805.
39. Addicott W.O. Plate maps of circum-Pacific completed - and CPMP plans new work// Episodes. 1983. Vol. 1983. № 1, P. 28-29.
40. Clayton R.N., Mayeda T.K. Genetic relations between the Moon and meteorites// Proc.Sci. Conf.6th.1975.
41. Clayton R.N., Mayeda T.K. Oxygen isotopes in eucrites, shergottites, nakhlites and chassignites// Earth Planet.Sci. Lett. 1983. Vol. 62.P. 1-6.
42. Clayton R.N, Onuma N., Mayeda T.K. A classification of meteorites based on oxygen isotopes// Earth Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 30. P. 1607-1608.
43. Dziewonski A.M., Woodhouse J.H. Three-dimensional structure and mantle convection// XXVIII Intern. Geol. Congr. (Abstract). Wash. (D.C.), 1969. Vol.1. P. 427-428.
44. Grossman L., Larimer I.W. Early chemical history of the Solar system// Rev. Geophys. And Space Phys. 1974. Vol. 12, № 1. P. 71-101.
45. Jordan T. The deep structure of the continents// Sci. Amer. 1979. №1. P.70-82.
46. Ozima M. Geohistory (global evolution of the Earth). Springer-Verlag, N.Y.-Tokyo. 1987.1685 p.
47. Proceedings of th ocean drilling Program (Initial Reports). Nat. Sci. Foundation. 1992. Vol. 140.0 408 p.
48. Robert F., Rejou-Michel F., Javoy M. Oxygen isotopic homogeneity of the Earth: new evidence// Earth Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 108, № 1/3. P. 1-9.
49. Stoneley R.A. A note on the structural evolution of Alaska// J. Of the Geol. Soc. 1971. Vol. 127, pt.6. P.623-628.

Поступила в редакцию 17 августа 1996 г.

A.A. Marakushev

Petrology of oceans

The primarily thick Earth's protocrust supposedly of diogenite-eucritic composition has not been preserved, having undergone total renewal about 4 b.y. ago. At its place the thin primary oceanic crust was formed. The global system of spreading belts divided it into blocks, in which island rises marked by alkalic magmatism were formed. Their destruction led to the origin of sedimentary basins, which initiated the formation of ancient continental fold crust of the age of 3.8 b.y. This crust formed embryonic cores of continents. The development of fold belts cut down progressively the area of the primary ocean, but this process got complicated by the origin of new geosynclines accompanied by the destruction of the fold crust and its replacement by the secondary oceanic crust with relicts of the continental crust. The primary oceanic crust, having been renewed till nowadays, is mainly spread in the central part of the Atlantic Ocean. The discussed models of magmatism reflect the formation regimes of the three types of oceanic crust: primary, secondary (which replace foldbelts) and the third one characteristic of the oceanic archipelagoes.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ (ОБРАЗОВАНИЙ О. ШИКОТАН (МАЛАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА))

А.Ю. Антонов, М.В. Кононов*, Б.Г. Голицонок***

**Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск,*

***Институт океанологии РАН, г. Москва.*

Все изученные мел-палеогеновые магматические породы о. Шикотан, во многом соответствуя по составу (содержаниям главных макрокомпонентов и более 20 микроэлементов) четвертичным вулканитам Курильской островной дуги, характеризуются собственной геохимической спецификой: повышенными содержаниями Na, Ba, Cu при пониженных - Ca, Nb, Zr, Mo и В. По данной специфике и прежде всего содержаниям Ca, Na, Ba и В они в достаточной степени приближаются к соответствующим кайнозойским вулканитам активных континентальных окраин и рифтогенных обстановок калифорнийского типа. На о. Шикотан проявлены 4 узкие и параллельные всей Малокурильской структуре зоны, где чередуются магматические образования весьма различного состава (от низкощелочных до субщелочных и высококальциевых), сопоставимые с вулканитами всех 3-х поперечных зон вулканизма молодых островных дуг. При этом, аналоги островодужных тыловых вулканитов повышенной щелочности на о. Шикотан локализованы либо в самой "центральной" его зоне (шошонитоиды), либо в самой его юго-восточной зоне (комплексе параллельных даек), наиболее приближенной к современному желобу. Именно в этих зонах в максимальной степени проявлены процессы вторичного гидротермального преобразования пород с привнесом калия. В отношении рудных элементов все магматические образования региона, и прежде всего, наиболее мафические, являются геохимически специализированными на Cu. Поздние магматические фазы всех умеренно щелочных магматических комплексов региона можно рассматривать как специализированные на Mo, а наиболее щелочные шошонит-латитовые образования малокурильской свиты - на Cu, Pb, Be, Hf.

Малая Курильская гряда, расположенная к востоку от активной в настоящее время Большой Курильской дуги и сложенная мел-палеогеновыми интрузивными, вулканическими и вулканогенно-осадочными комплексами, является типичной для фронтальных образований молодых островодужных систем западной части Тихого океана и, поэтому, привлекает пристальное внимание исследователей, занимающихся эволюцией континентальных окраин. Все это отразилось в немалом количестве опубликованных работ по данной теме [5-8, 10, 16-19, 21-24, 27], в которых в разной степени характеризовались возрастное и структурно-формационное членение геологических образований района, в общем плане вещественный состав и некоторые важные особенности кристаллизации его продуктов магматизма. Так было выявлено весьма сложное геологическое строение Малой Курильской гряды, в поперечном плане слагающееся из нескольких узких зон с характерным и часто весьма неоднородным составом проявленных в них магматических пород, варьирующим от низкощелочных толентов до шошонитов, во многом близких островодужным образованиям. При этом, шошонитоиды развиваются здесь как бы в

центральной зоне структуры, чего не наблюдается ни в одной типичной островной дуге мира.

В силу сложности строения Малокурильской структуры: разными исследователями предлагалось несколько моделей её происхождения и развития.

Большинство исследователей [6-8, 17, 22-24] считает, что Малокурильская структура с раннего мела формировалась на активной Восточно-Охотской континентальной окраине Азии, причем её тектономагматическая эволюция может объясняться двумя путями. По мнению [8, 24], она обусловлена развитием именно активных рифтогенных процессов, где сейсмофокальная зона Беньоффа, располагавшаяся к востоку, только способствовала проявлению в низах земной коры магматизма, вызывая интенсивное отделение флюидов. При этом, шошонитоиды здесь проявлялись либо незакономерно [7], либо закономерно на завершающей стадии мелового цикла магматизма, по [22], но в результате углубления разломов и, в силу этого, повышенного участия в процессе обогащенных щелочами флюидов. Благодаря рифтингу почти все типы магм здесь легко проникали на поверхность, почти не дифференцируясь и не вступая в реакцию с сиалическим материалом коры.

По мнению [24], специфика эволюции данной структуры обусловлена неравномерностью плейт-тектонических процессов в позднем палеогене, когда зона Беньоффа на окраине Азии резко переместилась к западу, и часть Восточно-Охотской континентальной окраины начала поддвигаться под континент. Это привело к значительной деструкции данного региона, а также к тому [17], что некоторые незадвинутые блоки древней вулканической дуги в виде аналогичных офиолитовым пологих пластин были надвинуты на континентальную окраину. При этом, судя по [24], появление шошонитов в мелу было связано именно с тыловой зоной магматизма структуры, где первичные обычно невысокощелочные и практически недифференцированные магмы были значительно контаминированы обогащенным щелочами веществом сиалического гранитно-метаморфического фундамента.

Третья группа исследователей [10] рассматривает Малые Курилы как чужеродный блок в составе аккреционной призмы островной дуги Больших Курил. Соответственно, они изначально формировались не на континентальной окраине Азии, а в виде внутриокеанической островной дуги более чем в 1500 км к юго-востоку. При этом, формирование шошонитов отражает этап незначительного позднемелового рифтогенного расщепления данной дуги на основную и остаточную дуги, первая из которых в эоцене была надвинута на вторую. Это сопровождалось значительной деструкцией региона и формированием хаотических комплексов и олистостром.

Все это наглядно показывает, что несмотря на обилие публикаций по Малокурильскому региону, приемлемой модели его происхождения и эволюции до сих пор нет, и эта проблема до сих пор остается весьма актуальной.

Здесь же важно заметить, что большинство геодинамических моделей региона часто во многом опираются на вариации в составах его разновозрастных магматических образований, которые могут быть обусловлены самыми различными причинами, т. е. не только изначально различными типами магм, но воздействием на них вторичных процессов и даже аналитическими погрешностями. В совокупности это в литературе почти не обсуждалось, и поэтому первичность составов пород обычно была обоснована явно слабо. К тому же, исследования были проведены здесь недостаточно детально даже на самом крупном острове структуры (о. Шикотан), а характеристика магматических пород базируется в основном на петрохимических данных, часто не совпадающих у разных авторов. Это уменьшает достоверность многих предложенных моделей магматической эволюции Малокурильского региона, включая вопросы его потенциальной рудоносности, и требует

более глубокой вещественной типизации магматических образований.

С целью расширения представлений о строении, эволюции и потенциальной рудоносности Малокурильской структуры, нами в составе геологического отряда сотрудников Института океанологии РАН и Института геохимии СО РАН было проведено дополнительное геолого-структурное изучение ее территории, включая детальное геохимическое опробование продуктов магматизма. Первые результаты геологических работ и нового их критического осмысления с современных плейт-тектонических и других позиций, включая теорию расширяющейся Земли по [11, 13-14], опубликованы в виде тезисов докладов на нескольких всесоюзных и всероссийских конференциях [4, 10]. Часть материалов геохимической работы по магматическому комплексу о. Шикотан, а именно по его северо-восточной части, отражена нами в статье [3]. Следующая её часть - по геохимической типизации всего магматического комплекса о. Шикотан, предлагается в данной статье.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Для общего сопоставления кратко отметим наиболее важные геологические черты о. Шикотан (с обозначением свит по [6]).

Как и вся Малокурильская структура, о. Шикотан с северо-запада на юго-восток в плане слагается из пород 3-х стратиграфических подразделений (свит), проявленных в виде линейных зон параллельного строению северо-восточного простирания (рис. 1). Северо-западная зона в основном сложена толщей туфоконгломератов и конглобрекций с участками проявления позднемеловых вулканитов базальт-андезит-базальтового состава надводных и подводных фаций (матакотанская свита). Центральная зона сложена в основном флишоидными образованиями (ритмичным переслаиванием алевролитов, аргиллитов, иногда песчаников) малокурильской свиты, согласно залегающими на матакотанских отложениях. На некоторых малых островах этой гряды, в отличие от о. Шикотан, они прорваны несколько более молодыми, но также позднемеловыми магмами шошонитов, сформировавших лавовые потоки и крупные силлы. Юго-восточная зона структуры часто сильно тектонически деформирована и сложена в основном наземными мел-палеогеновыми вулканитами базальт-андезитового состава Ноторо-Томаринского комплекса [7, 18, 19] на северо-западе и зеленевской толщи на юго-востоке. С выходами пород зеленевской толщи пространственно совмещены три интрузивных массива габброидов, с одним из которых связан выход небольшого тела плагиоклазовых перидотитов. В восточной части этой же толщи выходит тектонический блок,

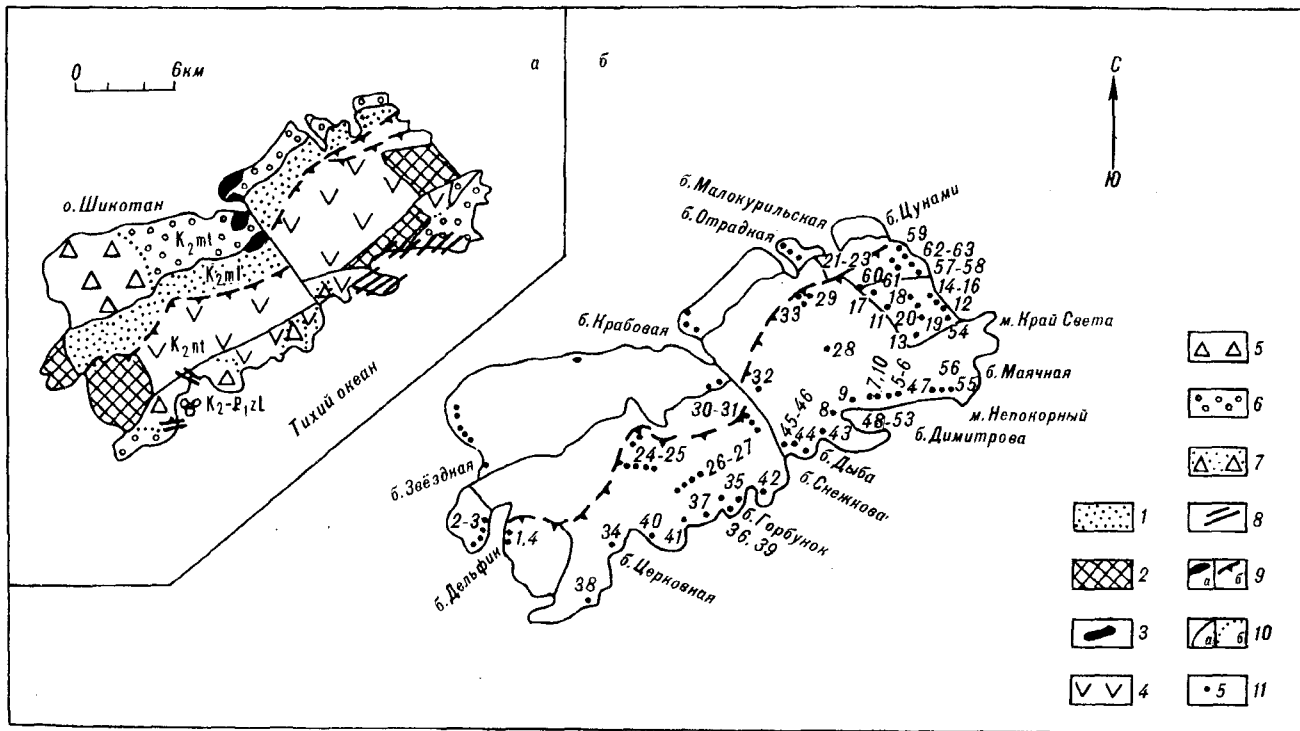


Рис. 1. Геологическая карта (А) и схема геологического опробования (Б) магматических образований о. Шикотан (Малая Курильская гряда).

1 - флишонды; 2 - массивы габброидов; 3 - пиллоу-лавы базальтов; 4 - наземные лавы базальт-андезитового ряда; 5 - лавобрекчии; 6 - туфоконглобрекчии и туфоконгломераты; 7 - тектонизированные олистостромы; 8 - дайки; 9 - разломы: а) обычные, б) крупный надвиг (Главный структурный шов острова); 10 - геологические границы: а) формационные, б) фациальные; 11 - точки опробования магматических образований, цифры соответствуют номерам проб в таблице (пробы в точках без номера см. [3]).

Буквенные обозначения на карте соответствуют отложениям матакотанской ($K_2 mt$), малокурильской ($K_2 ml$), зеленевской ($K_2-P_1 zl$) свит и Ноторо-Томаринского комплекса ($K_2 nt$) по [6, 7, 18, 19].

прорванный многочисленными и часто внедряющимися друг в друга эоценовыми базальт-андезитовыми дайками с простирациями, параллельными структуре. На северо-востоке зоны в районе ее тектонической границы с флишоидами малокурильской свиты значительным распространением пользуется хаотический комплекс, включающий тектоническую олистострому, где нередко совмещены блоки флиша, лав и интрузий [8, 10].

Учитывая, что строение и состав вулканитов северо-западной зоны о. Шикотан более подробно были описаны нами ранее [3], здесь мы детально остановимся на продуктах магматизма его юго-восточной зоны (см.рис. 1).

Так, вулканиты зеленевской толщи были изучены нами вдоль всего юго-восточного побережья острова. Между бухтами Церковная и Горбунок был изучен выход лавовых потоков, сложенных плагиофировыми базальтами и андезибазальтами (а не только базальтами по [24]), по которым были получены наиболее древние, альбские цифры К-Аг возрастных датировок [7]. По обе стороны от них были

исследованы потоки и экструзивные тела клинопироксен-плагиоклазовых с редкой примесью оливина базальтов(западный борт б. Горбунок, мыс Край Света) и андезибазальтов (б. Снежкова), лавовый поток и три экструзивных тела плагиофировых андезибазальтов (восточный борт б. Горбунок, мыс Непокорный). В этом же районе был изучен целый комплекс маломощных даек обычно с клинопироксен-плагиоклазовым набором вкрапленников. Так, дайки северо-западного простираения (западный борт б. Церковной, мыс Непокорный) сложены резкопорфировыми базальтами и субафировыми андезибазальтами. Дайки, имеющие восточное простираение (б. б. Снежкова и Дыба), сложены андезибазальтами, а дайки северо-восточного простираения на крайних оконечностях острова - базальтами и андезибазальтами. При этом, мощный эоценовый комплекс параллельных даек (б. Димитрова) сложен разнопорфировыми андезибазальтами (в основном), а также базальтами и трахитами. Наиболее высокопорфировые породы по большей мере соответствуют дайкам с максимальной мощностью, до >8 м, а

субафировые -дайка с минимальной мощностью (<1м), среди которых и самая маломощная дайка (2-5 см) трахитов.

В пределах развития зеленовской толщи были исследованы все три интрузивных массива. Юго-западный массив (б. Дельфин) сложен в основном мелко-среднезернистыми оливиновыми габбро, нередко прорванными дайками слабопорфировидных долеритов близкого состава. Габброиды не всегда высокой степени сохранности. В них, наряду с проявлением явно вторичных зеленовато-бурых смектитов, иногда обнаруживаются и редкие, совсем мелкие лейсты биотита, возможно и не вторичного генезиса. В Юго-восточном массиве (б. Димитрова) выявлены 3 типа в основном клинопироксен-плагиоклазовых пород: а) мелко-среднезернистые, гнейсовидные и полосчатые габбро, б) среднезернистые однородные габбро, в) тонкопризматическизернистые слабопорфировидные долериты. В данных породах также иногда присутствуют мелкие лейсты биотита. Во многих габбро отмечается значительная вторичная серицитизация и хлоритизация, а в долеритах - хлоритизация и смектитизация. В наиболее измененных породах по темноцветным минералам часто интенсивно проявлена и биотитизация.

Наиболее сложен комплекс интрузивных пород Северо-восточного массива. Основная его часть сложена мелко- и среднезернистыми оливиновыми габбро и габброноритами разной степени порфировидности (до 60% вкрапленников плагиоклаза) и меланократовости. В самой верхней, возможно прикровельной части массива были выявлены тонко- и мелкозернистые долериты и диориты того же минерального состава. В данных габброидах вместе с нередкой хлоритизацией иногда также проявлен биотит, содержание которого может достигать 1%. Последний развивается как по темноцветным минералам, так и в виде мелких отдельных лейст. В пределах северной части массива было исследовано небольшое тело плагиоклазовых перидотитов, сложенных оливином (>60%), плагиоклазом, клинопироксеном, ортопироксеном, рудным минералом и редкими мелкими лейстами биотита. Перидотиты подверглись заметному влиянию вторичных процессов: хлоритизации, амфиболлизации и, по трещинам, серпентинизации.

К северу от прибрежных вулканитов зеленовской толщи острова, в соответствии с картой [7], были изучены вулканиты Ноторо-Томаринского комплекса, причем не только в пределах ранее исследованных гор Томари и Ноторо (где у последней мы опробовали еще и северные "побочные" конуса), но и в большинстве коренных обнажений к северо-востоку от этих гор (к югу от бухт Крабовой и

Отрадной). Северо-восточные вулканиты были отнесены к данному комплексу условно, для удобства сопоставления пород разных частей острова (что на наш взгляд вполне правомерно ввиду вообще условности разделения Ноторо-Томаринского и Зеленовского комплексов, не имеющих явных геологических границ и имеющих близкий возраст вулканитов). При этом, если вулканиты отмеченных гор представлены разнопорфировыми двупироксен-плагиоклазовыми и плагиофировыми базальтами и андезибазальтами, то вулканиты к северо-востоку от них соответствовали в основном андезитам с тем же набором вкрапленников.

Магматические образования, имеющего хаотическое строение комплекса были изучены в районах бухт Малокурильской и Цунами и приурочены к Главному структурному шву острова (см.рис. 1). В алевролитах олистостромы б. Малокурильской были обнаружены блоки мелко-среднезернистых клинопироксен-плагиоклазовых диоритов (с редкими мелкими лейстами биотита и слабой амфиболлизацией), пронизанных тонкими (3-10 см) жилами светлых тонкопризматическизернистых биотит- и амфиболсодержащих кварцевых сиенитов. Здесь же были выявлены мелкие блоки довольно измененных вулканитов, сложенных плагиофировыми и клинопироксен-плагиоклазовыми (иногда амфибол-плагиоклазовыми) базальтами и андезибазальтами. В б. Цунами были исследованы дайки и лавы двупироксен-плагиоклазовых шошонитоидов [7, 24].

ГЕОХИМИЯ

Для общей геохимической типизации кроме уже рассмотренных пород северо-западной зоны о. Шикотан [3], около 90 новых проб из большинства вышеописанных магматических образований юго-восточной зоны региона были также проанализированы на стандартный набор главных и широкий спектр (20) редких элементов (таблица, рис. 2,3).

Как следует из таблицы и графиков, изученные породы сильно варьируют по составу, но имеют ту же специфику, которая была выявлена нами [3] для лав матакотанской свиты на северо-западе острова. Все они характеризуются низкими содержаниями Ti, Nb, Ta, высокими - Sr, а эффузивные породы - высокой глиноземистостью, что обычно соответствует вулканитам типичных островных дуг(в отношении макрокомпонентов это ранее отмечено [23, 24]). В сравнении с комплексом четвертичных вулканитов Большой Курильской гряды [1, 2] малокурильские магматиты обладают явной региональной спецификой, т. е. повышенными концентрациями Na, Ba (в базальтах - Cu) и пониженными -Nb, Zr, Mo, V. Содержания Ca и Fe в них близки или ниже, чем в лавах тыловой зоны вулканизма Больших Курил (где

Состав мел-палеогеновых магматических образований о. Шикотан

Фация	Интрузивные образования																				21(2)
	Юго-западный массив				Юго-восточный массив						Северо-восточный массив										
	1(2)	2(2)	Ш-5/2	Г-8/1	Ш-9/6	Ш-9/7	Ш-9/13	Ш-9/10	Ш-9/1	Ш-9/9	Ш-12/2	Г-27/2	Ш-30/2	Г-43/3	Г-43/6	Ш-3/9	Ш-30/6	Г-43/5	Ш-30/4	Ш-30/5	
Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	50.05	51.10	48.49	50.57	50.59	51.82	50.57	52.31	51.75	51.95	41.75	43.93	45.23	45.82	48.06	48.93	49.76	51.51	51.92	53.37	53.66
TiO ₂	0.79	1.09	1.08	0.88	0.93	1.21	0.61	1.31	0.69	0.71	0.43	0.47	0.65	0.19	0.21	0.73	0.39	0.54	0.64	0.66	1.02
Al ₂ O ₃	15.10	15.25	19.00	15.80	20.70	17.90	16.30	18.15	15.43	16.30	8.00	24.65	14.05	16.45	17.07	12.50	20.37	15.77	17.46	16.28	16.30
Fe ₂ O ₃	3.00	2.79	4.08	5.04	3.24	2.92	2.95	3.55	4.61	4.39	3.95	2.38	6.97	2.64	2.23	1.18	3.30	2.99	3.49	3.73	3.40
FeO	6.21	6.00	5.87	3.75	2.85	5.39	4.29	4.46	3.41	3.41	7.16	4.52	5.39	5.21	4.31	6.68	3.14	5.03	5.21	4.58	4.65
MnO	0.16	0.16	0.17	0.14	0.08	0.10	0.13	0.14	0.14	0.13	0.17	0.08	0.19	0.14	0.12	0.15	0.12	0.15	0.16	0.15	0.14
MgO	8.50	8.25	5.50	6.60	2.60	3.60	8.70	4.10	8.20	6.98	25.27	7.10	11.21	15.27	12.59	14.20	5.21	10.24	6.57	6.44	5.97
CaO	10.70	10.88	10.40	9.00	8.70	8.40	10.30	7.80	8.21	7.97	6.10	12.30	10.90	10.88	11.90	12.20	11.07	9.01	9.56	9.33	7.26
Na ₂ O	2.50	2.67	3.02	3.75	4.57	4.57	2.91	3.74	3.71	4.04	0.84	1.58	1.76	1.59	2.02	1.66	2.88	2.94	3.03	2.93	3.61
K ₂ O	0.55	0.56	0.26	0.84	1.12	1.45	0.48	1.12	0.64	0.93	0.16	0.17	0.17	0.13	0.23	0.46	0.74	0.64	0.33	0.46	1.20
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.14	0.10	0.13	0.14	0.13	0.25	0.17	0.18	0.03	0.12	0.05	0.03	0.03	0.09	0.06	0.11	0.08	0.13	0.19
H ₂ O	1.48	1.01	1.64	3.18	3.63	2.09	1.83	2.38	2.66	2.71	5.78	2.50	2.89	1.05	0.73	0.96	2.59	0.51	1.03	1.35	2.26
Сумма	99.13	99.85	99.65	99.65	99.14	99.59	99.20	99.31	99.62	99.70	99.64	99.70	99.46	99.40	99.50	99.74	99.63	99.44	99.48	99.41	99.66
Rb#	6	5	2	9	20	32	5	15	4	10	2	2	2	2	2	7	7	8	3	5	21
Li#	6	6	6	9	5	4	6	5	9	9	3	5	7	4	6	3	2	5	5	3	12
Ba#	285	280	190	280	380	530	320	700	400	400	200	160	200	200	200	200	270	310	270	300	585
Sr#	465	450	590	410	880	640	590	630	550	530	270	930	540	560	630	420	990	530	550	510	695
V#	280	620	520	350	240	590	270	280	190	160	190	180	320	49	39	210	190	380	250	200	720
Cr#	275	400	62	130	20	3	860	71	300	160	3000	330	210	1400	920	1200	140	2200	130	170	120
Co#	41	68	47	43	10	42	72	13	29	22	180	40	58	48	36	59	37	89	33	36	44
Ni#	79	115	40	47	12	35	370	57	120	93	730	110	120	190	180	560	79	390	60	79	85
Cu#	89	140	130	110	210	92	88	220	110	130	47	15	63	34	26	39	35	87	73	69	330
Zn#	65	98	99	62	41	51	52	78	33	39	170	46	72	45	19	67	23	37	54	32	130
Pb#	2.5	3.0	1.4	2.4	--	3.1	3.40	--	3.30	4.30	0.80	1.00	1.40	2.60	0.70	2.30	1.00	3.20	1.90	1.60	4.20
Sn#	0.50	0.70	0.90	0.70	--	0.70	0.50	--	0.80	0.90	0.70	0.50	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	1.00
Mo#	0.80	0.55	0.80	0.40	--	0.90	0.70	--	0.50	0.90	0.50	0.30	0.40	0.30	0.30	0.30	0.30	0.40	0.30	0.30	0.70
Be#	0.75	0.55	0.60	0.80	--	0.70	0.60	--	0.60	0.85	0.35	0.40	0.35	0.75	0.30	0.50	0.40	0.40	0.45	0.50	0.60
B#	6	10	4	4	--	13	5	--	8	9	7	4	7	4	4	26	7	8	5	22	13
F#	220	175	200	200	--	350	160	--	650	150	240	230	150	180	250	180	200	300	400	180	290
Nb#	2.0	0.50	0.60	--	0.40	0.70	1.40	0.80	0.30	2.0	0.4	0.20	0.20	0.10	0.40	0.30	0.5	0.20	0.90	0.60	1.60
Zr#	50	14	11	40	16	70	98	110	30	110	4	15	45	15	16	10	90	15	85	60	80
Hf#	1.3	0.50	0.50	--	0.60	2.60	4.00	3.20	0.90	3.0	0.4	n/c	1.40	0.50	0.4	0.10	2.4	0.50	2.80	3.00	2.70

Фация	Интрузивные образования олигоценостромы		Ноторо-Томаринский комплекс (вулканы)										Вулканы зеленовской свиты								
			г.Ноторо		г.Томари		р-н к югу от б.Крабовой						р-н между б.б Церковная и Горбунок (западное побережье)								
Адрес	К-34/5	Ш-1/4	24(4)	25(2)	26(3)	Ш-8/2	Ш-15/11	Ш-15/16	30(2)	Ш-13/5	Ш-14/1	33(2)	Г-9/1	Ш-10/19	Ш-10/20а	Ш-10/21	Г-9/2	Ш-10/20б	К-8	Ш-10/22	Ш-10/23
Индекс	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
Номер	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	66.44	69.07	52.57	53.86	52.10	53.21	50.50	56.34	56.91	57.25	58.32	58.94	49.42	50.88	50.97	53.99	53.57	53.92	54.11	54.14	60.31
TiO ₂	0.68	0.33	1.01	1.05	0.97	0.85	0.80	0.53	0.68	0.62	0.65	0.60	0.66	0.80	0.96	0.95	1.32	0.98	0.98	0.99	0.45
Al ₂ O ₃	16.10	15.80	17.76	17.62	16.73	16.86	17.35	16.63	18.42	18.15	16.33	18.48	15.77	16.48	16.69	18.00	16.65	18.12	17.98	18.61	17.91
Fe ₂ O ₃	2.74	0.94	4.92	5.72	5.63	6.51	4.93	3.61	4.45	4.40	3.58	2.97	5.47	4.16	5.72	5.21	5.12	4.29	3.80	4.01	3.90
FeO	2.51	0.95	3.65	3.24	3.58	2.01	3.30	2.80	2.44	2.55	2.80	3.14	4.35	5.17	3.23	3.09	3.84	3.59	4.31	3.16	1.54
MnO	0.04	0.02	0.15	0.16	0.15	0.13	0.15	0.15	0.13	0.13	0.12	0.13	0.18	0.17	0.15	0.14	0.13	0.13	0.13	0.14	0.12
MgO	1.53	0.50	4.55	3.81	5.51	5.19	5.83	4.64	2.99	3.27	4.46	2.51	7.50	6.60	6.50	4.42	3.43	4.06	4.14	3.51	2.51
CaO	0.87	0.55	8.35	7.72	8.81	8.57	8.17	5.89	6.54	6.76	6.74	6.33	10.86	10.05	8.99	8.24	6.87	7.79	7.92	7.96	4.68
Na ₂ O	2.87	4.02	3.57	3.78	3.30	3.30	3.38	4.63	4.16	3.90	3.65	4.03	2.91	3.23	3.36	3.92	3.94	3.90	3.53	3.92	4.35
K ₂ O	3.20	7.20	1.36	1.38	1.01	0.91	0.74	0.71	1.55	1.39	1.57	1.51	0.66	0.59	0.66	1.38	1.60	1.46	1.44	1.50	1.86
P ₂ O ₅	0.16	0.04	0.25	0.26	0.23	0.21	0.20	0.17	0.21	0.23	0.14	0.20	0.11	0.16	0.25	0.24	0.32	0.27	0.26	0.27	0.21
H ₂ O	2.56	0.35	1.30	0.97	1.50	1.92	4.34	3.63	1.12	0.86	1.18	0.59	1.56	1.14	2.02	0.86	2.52	0.92	0.72	0.98	1.74
Сумма	99.70	99.77	99.44	99.57	99.52	99.67	99.69	99.73	99.61	99.51	99.54	99.43	99.45	99.43	99.50	100.44	99.31	99.43	99.32	99.19	99.58
Rb#	98	160	23	26	12	13	16	11	28	24	30	29	6	3	5	22	24	20	24	20	34
Li#	46	3	9	10	9	9	15	16	10	13	18	12	3	8	10	9	10	11	10	9	7
Ba#	680	910	692	720	633	590	320	310	615	640	510	675	250	430	640	660	810	700	710	740	670
Sr#	260	100	570	605	590	600	580	580	585	610	520	690	430	590	660	610	530	620	610	660	590
V#	--	45	312	255	303	180	220	160	170	120	140	125	320	260	220	310	500	210	290	240	120
Cr#	--	24	60	32	144	96	63	110	21	13	69	19	150	120	200	110	33	66	54	80	20
Co#	--	14	29	26	34	21	22	20	21	11	18	19	54	24	34	35	27	27	18	30	10
Ni#	--	26	46	35	57	44	49	67	18	21	57	16	64	41	65	55	33	51	47	48	10
Cu#	--	29	167	330	315	230	150	66	38	48	39	26	130	140	94	160	280	170	210	190	29
Zn#	--	29	80	98	80	100	58	43	56	120	110	61	59	41	110	75	83	79	80	70	--
Pb#	--	10.00	7.67	8.85	6.03	6.90	1.90	3.10	7.00	8.60	6.30	7.40	2.00	3.70	5.80	6.90	4.90	6.50	--	6.30	--
Sn#	--	0.80	1.27	1.00	0.87	1.10	0.80	0.80	1.35	1.40	1.10	0.90	0.70	0.80	0.90	0.60	1.30	0.80	--	0.80	--
Mo#	--	0.60	1.90	2.00	0.81	0.99	0.30	1.20	1.05	4.30	3.40	1.35	0.60	0.40	0.70	1.10	1.60	1.00	--	1.00	--
Be#	--	0.75	0.75	0.75	0.58	0.50	0.60	0.60	0.63	0.50	0.55	0.80	0.45	0.55	0.80	0.55	0.75	0.80	--	0.65	--
B#	--	9	20	21	17	14	5	19	23	35	24	22	7	10	23	26	41	25	--	11	--
F#	--	350	353	375	462	300	300	200	375	400	350	325	480	150	410	400	660	720	--	260	--
Nb#	--	5.0	1.30	1.35	1.40	1.00	1.40	1.2	1.70	--	1.20	2.00	0.80	0.50	1.50	2.30	--	1.20	--	1.70	1.90
Zr#	190	240	85	92	84	30	55	70	100	100	105	60	70	60	75	85	110	50	80	55	90
Hf#	--	8.0	2.55	3.10	2.30	1.20	1.50	2.5	3.50	--	3.10	2.40	2.30	2.00	2.00	2.70	--	1.80	--	1.90	3.00

Фация	Вулканыты зеленовской свиты					Комплекс параллельных даек						Зеленовская свита			Хаотический комплекс						
Адрес	р-н б.б. Снежкова-Дыба					Юго-восточное побережье (б. Димитрова)						Юго-восток острова			Р-н к югу от Главного структурного шва острова						
Индекс	Ш-14/5	Ш-14/4	Ш-14/3	Ш-14/2	Г-25/1	Ш-9/8	Ш-9/11	Ш-9/2	Ш-9/15	Ш-9/12	Ш-9/4	Г-27/1	Г-26	Г-24	Г-42/3	Г-42/2	Ш-4/4	Ш-3/8	Ш-4/1	Ш-4/5	63(2)
Номер	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63
SiO ₂	53.90	54.98	55.08	56.08	51.09	50.88	53.01	53.01	55.40	55.54	61.51	52.33	53.24	56.65	50.86	50.85	51.88	52.79	49.75	50.07	53.48
TiO ₂	0.76	0.77	0.74	0.71	0.85	0.93	0.75	1.13	0.62	1.01	0.99	1.03	0.87	0.87	0.79	0.85	0.77	0.69	0.78	0.76	0.64
Al ₂ O ₃	18.79	17.68	18.81	18.36	17.07	19.10	15.13	16.41	18.39	15.85	14.42	19.01	18.53	16.29	19.32	15.90	15.92	14.95	16.39	15.91	17.27
Fe ₂ O ₃	4.12	4.43	3.97	3.85	5.04	4.03	3.37	4.16	3.99	5.23	3.94	5.66	4.15	2.90	3.45	4.71	3.61	2.47	4.25	3.29	4.00
FeO	3.95	3.70	3.52	3.52	3.52	3.40	4.81	4.35	2.66	4.02	2.73	2.69	3.66	5.03	3.95	5.21	4.49	5.17	5.89	5.39	3.82
MnO	0.15	0.14	0.13	0.16	0.16	0.12	0.14	0.14	0.14	0.14	0.11	0.13	0.14	0.16	0.14	0.28	0.15	0.14	0.16	0.15	0.16
MgO	4.23	4.53	3.65	3.46	5.77	3.70	8.24	5.19	3.47	4.19	2.79	3.65	3.95	5.12	3.80	6.28	6.44	8.75	5.78	6.06	3.22
CaO	7.72	7.71	7.21	7.56	6.86	7.00	8.23	6.26	5.91	5.59	2.22	8.91	8.86	6.44	8.06	7.33	8.76	7.28	9.07	9.56	5.45
Na ₂ O	3.63	3.32	3.87	3.47	3.72	4.52	3.12	4.23	4.61	5.13	3.68	3.56	3.38	3.53	3.90	3.21	3.12	3.53	3.90	2.78	3.74
K ₂ O	1.20	1.32	1.35	1.30	1.66	1.99	1.24	2.17	1.66	2.13	5.83	0.61	0.85	1.33	0.54	0.95	0.66	1.05	1.63	2.09	4.76
P ₂ O ₅	0.20	0.17	0.21	0.20	0.21	0.24	0.16	0.23	0.18	0.21	0.32	0.25	0.20	0.19	0.18	0.15	0.15	0.16	0.32	0.28	0.70
H ₂ O	0.90	0.70	1.10	0.70	3.56	4.00	1.20	2.04	2.58	0.38	0.96	1.90	1.52	0.80	4.50	3.76	3.40	2.28	1.28	2.94	2.12
Сумма	99.55	99.45	99.64	99.37	99.51	99.91	99.40	99.32	99.61	99.42	99.50	99.73	99.35	99.31	99.49	99.48	99.35	99.26	99.20	99.28	99.36
Rb#	24	22	24	22	34	40	14	38	30	28	88	8	13	17	9	17	8	20	26	36	78
Li#	8	10	14	9	8	10	5	11	11	3	9	3	7	6	5	5	7	28	11	10	14
Ba#	430	520	530	570	540	720	590	640	650	530	1010	450	610	690	290	270	410	520	580	770	1735
Sr#	520	500	610	570	550	670	530	440	490	380	150	650	640	480	590	410	510	470	690	700	555
V#	120	230	150	170	470	250	320	420	210	410	360	260	310	150	160	270	180	250	360	150	175
Cr#	21	21	23	24	110	41	530	94	20	24	33	36	93	180	49	100	80	300	29	44	25
Co#	18	18	18	23	40	19	51	32	23	38	22	23	33	37	21	33	18	32	19	18	17
Ni#	30	20	24	29	52	39	170	48	16	40	31	33	64	84	46	67	39	150	22	26	17
Cu#	48	89	56	28	140	224	120	120	30	140	170	120	120	160	31	200	200	180	132	270	295
Zn#	46	74	48	63	56	104	59	52	43	64	45	31	55	100	35	76	110	75	94	110	75
Pb#	3.70	--	5.60	4.90	3.80	--	5.80	5.30	6.10	7.10	7.70	1.90	6.00	10.00	1.90	2.90	3.60	--	--	13.00	11.00
Sn#	0.90	--	0.80	0.80	0.60	--	0.70	0.70	0.60	0.80	0.80	0.80	0.70	1.30	1.00	0.90	1.10	--	--	1.50	0.90
Mo#	1.10	--	1.00	1.20	0.50	--	0.60	1.00	0.40	2.20	1.70	0.30	0.70	2.20	0.80	0.40	2.90	--	--	1.40	1.50
Be#	0.90	--	0.90	0.50	1.00	--	0.45	0.90	0.50	0.50	0.70	--	0.50	0.75	0.80	0.55	0.50	--	--	0.50	1.05
B#	18	--	20	19	19	--	3	7	7	4	9	4	24	7	3	3	21	--	--	7	6
F#	250	--	450	240	260	400	350	380	170	380	500	--	240	430	550	250	300	--	--	400	400
Nb#	1.60	1.40	2.50	1.00	0.50	--	1.40	1.20	--	1.00	1.70	0.10	--	--	1.00	--	0.90	--	1.20	1.70	0.70
Zr#	50	60	120	30	25	80	90	90	110	30	50	90	70	100	65	50	60	70	80	65	65
Hf#	1.70	2.00	4.00	0.90	0.70	--	3.20	3.30	--	0.90	2.00	3.00	--	--	2.20	--	2.00	--	2.40	1.90	2.10

Примечание. Концентрации петрогенных элементов - в мас. %, микроэлементов - в г/т. Аналитические работы проведены в Институте геохимии СО РАН Т. Н. Гуничевой, А. Л. Финкельштейном (силикатный анализ, Ва, Sr, Zr - рентгено-спектральный метод), С. И. Шигаровой, Л. В. Алтуховой (Li, Rb, Cs - пламенная фотометрия; содержания Cs везде <0, 2 г/т), С. С. Воробьевой, Л. Н. Одареевой, А. И. Кузнецовой, О. В. Зарубиной, О. М. Чернышевой, Л. Л. Петровым, И. Г. Минтрофановой (Ni, Co, Cr, V, Cu, Mo, Zn, Pb, Sn, Be, B, F - спектральный метод), Л. Д. Макагон, С. И. Арбатской (Nb, Ta, Zr, Hf - спектральный метод с предварительным химическим обогащением; содержания Ta везде <0, 2 г/т), О. А. Пройдаковой (Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn - атомно-абсорбционный метод, результаты анализа даны в скобках).

1-23 - Интрузивная серия. 1-4 - Юго-западный массив: 1-2 - оливиновые габбро юго-восточного (1) и северо-западного (2) бортов бухты Дельфин, 3 - дайка долеритов в габбро, 4 - ксенолит габбро; 5-10 - Юго-восточный массив: 5-6 - габбро полосчатые, гнейсовидные, 7-8 - габбро однородные, 9-10 - долериты; 11-20 - Северо-восточный массив: 11 - плагиоклазовые перидотиты, среднее течение р. Отрада, 12 - габбро, резко обогащенное вкрапленниками плагиоклаза, самая южная часть восточного края массива. 13-17 - однородные оливиновые габбро южной (13), восточной (14-16) и северной (17) частей массива, 18 - неоднородные оливиновые габбро в центре массива, юго-восточные отроги г. Шикотан, 19-20 - мелкозернистые долериты (19) и тонкозернистые диориты (20) "прикровельной" части массива; 21 - крупные обломки диоритов в олюстостроме б. Малокурильской; 22-23 - тонкие аплитовидные кварц-сienитовые прожилки в обломках диоритов из олюстостромы. 24-63 - эффузивная серия. 24-33 - Ноторо-Томаринский комплекс: 24-25 - базальты (24) и андезибазальты (25) горы Ноторо и двух ее "побочных" конусов, 26-27 - базальты (26) и андезибазальты (27) горы Томари, 28 - базальты на перевале к югу от б. Отрадной. 29 - субгоризонтальная дайка обильноамфиболовых андезибазальтов в алевролитах верховья б. Отрадной вблизи Главного структурного шва, 30-31 - андезиты порфириовидные покровные (30) и субафирные из даек (31) в 3-х км к югу от б. Крабовой, 32 - андезиты с перевала в 1, 5 км к северо-востоку от точек 30-31, 33 - андезиты мощной лавовой толщи в 1 км к югу от б. Отрадной. 34-56 - зеленевская толща: 34 - базальты из дайки северо-западного простирания в лавобрекчиях западного борта б. Церковной, 35 - базальты из лавового потока среди пирокластике по западному борту б. Горбунок, 36 - плагиофирные базальты из наиболее древней пачки лавовых потоков в 1, 5 км к западу от б. Горбунок, 37 - субэкструзивное тело плагиофирных андезибазальтов в 2, 5 км к северо-востоку от б. Церковной, 38 - дайка плагиофирных андезибазальтов северо-восточного простирания в 1, 5 км к юго-западу от б. Церковной. 39 - крупная дайка (?) плагиофирных андезибазальтов в 1, 5 км к западу от б. Горбунок, 40 - лавовый поток плагиофирных андезибазальтов среди лавобрекчий восточного борта б. Церковной, 41 - лавовый поток плагиоандезибазальтов в 2-х км к северо-востоку от б. Церковной (б. Агатова), 42 - лавовый поток плагиоандезитов среди туфобрекчий по восточному борту б. Горбунок; 43 - крупное субэкструзивное (?) тело андезибазальтов в б. Дыба, 44 - дайка субафирных андезибазальтов в восточном борту б. Снежкова, 45-46 - крупные субэкструзивные тела плагиоандезибазальтов в центре б. Снежкова; 47-53 - Комплекс параллельных даек северо-восточного простирания в районе б. Димитрова: 47-48 - обильнопорфирные базальты, 49-52 - андезибазальты слабопорфирные (49-50), обильнопорфирные (51) и субафирные (52, дайка внутри дайки N49), 53 - субафирные трахиты; 54 - лавовый поток плагиофирных базальтов в 1, 5 км к западу от мыса Край света, 55 - дайка субафирных андезибазальтов северо-восточного простирания в туфобрекчиях в 1 км к северо-западу от мыса Непокорный, 56 - крупная экструзия субафирных андезитов в туфобрекчиях в 1, 5 км к северо-западу от мыса Непокорный; 57-63 - вулканиты из хаотического комплекса в северо-восточной части острова: 57 - дайка плагиобазальтов из крупного блока алевролитов в 3 км к югу от б. Цунами, 58 - блок базальтовых лав в районе точки 57, 59 - дайки базальтов из блока лавобрекчий, 60 - крупный обломок базальтов в алевролитах из олюстостромы нижнего течения р. Отрадной. 61-63 - шошонит-латитовая серия вулканитов: 61 - обильнонаскристаллизованные шошониты из крупных элювиальных глыб на юго-западном склоне горы Шикотан, 62 - дайка шошонитов в блоке лавобрекчий б. Цунами, 63 - латиты из даек в блоке алевролитов и обломка в лавобрекчиях б. Цунами. Цифры в скобках при обозначении индекса проб обозначают количество проб в данной усредненной пробе.

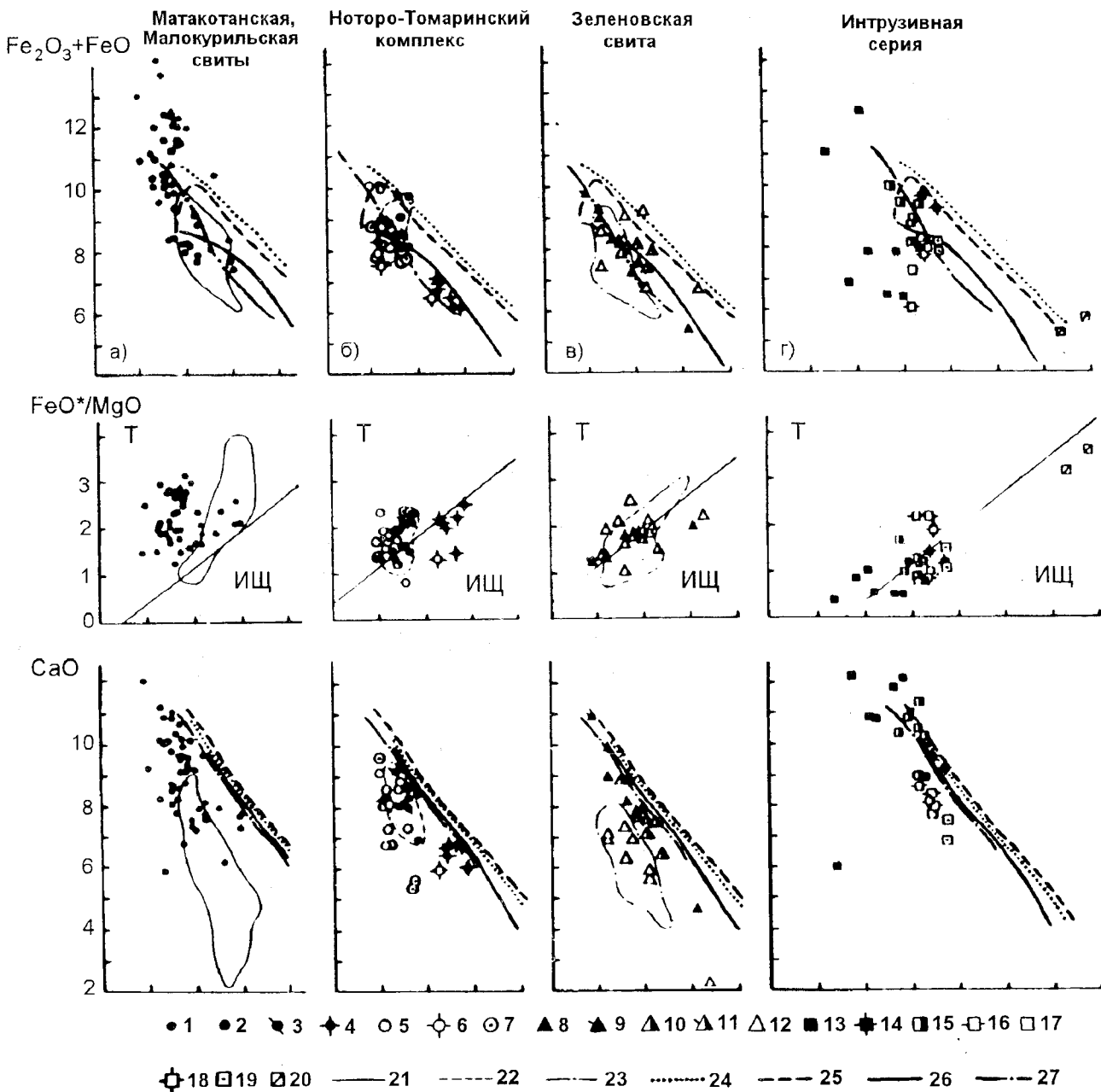
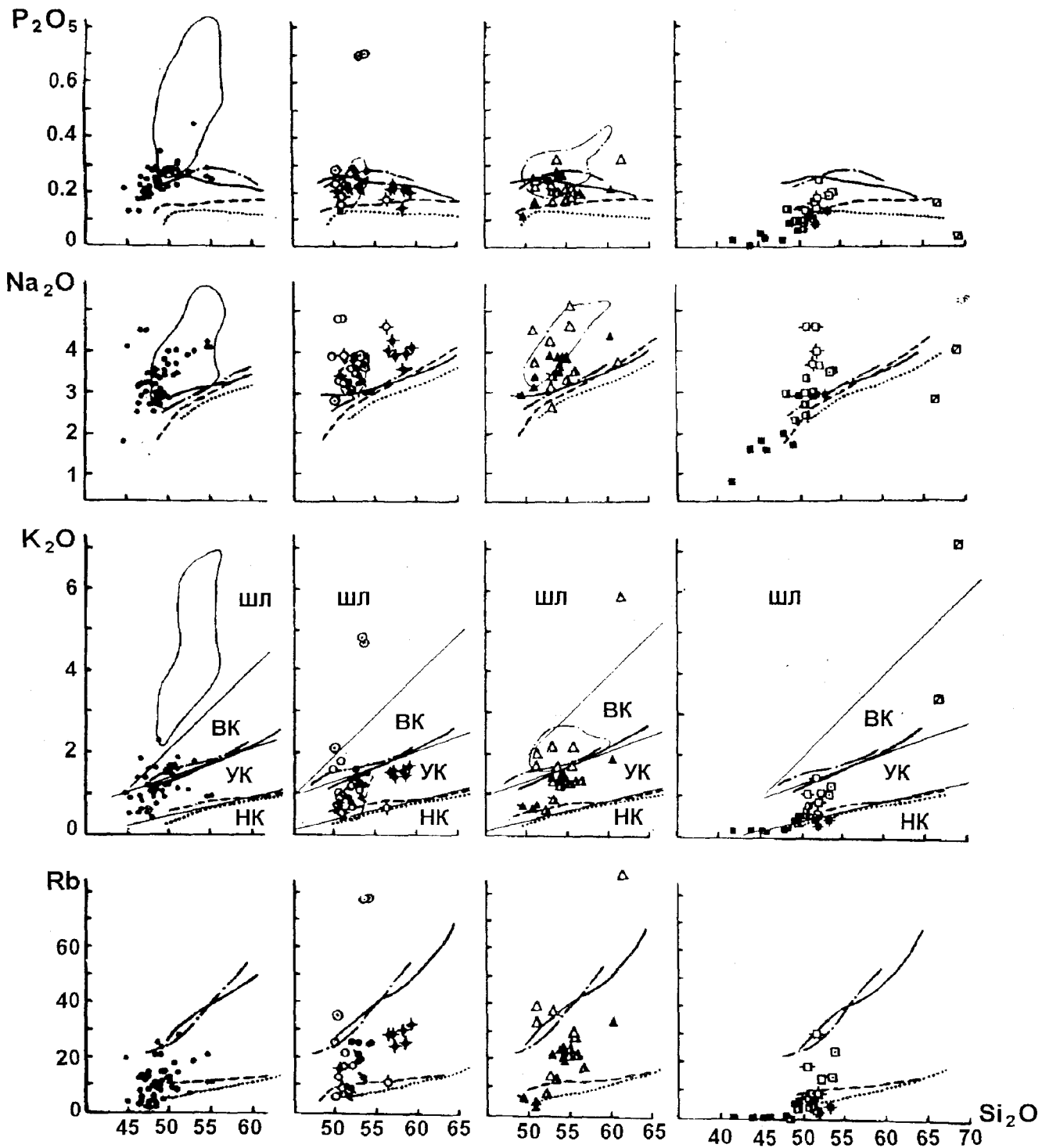


Рис. 2. Соотношение содержаний (Fe_2O_3+FeO), FeO^*/MgO , CaO , P_2O_5 , Na_2O , K_2O (в %), а также Rb, Ba, Sr, Pb, Cu, Nb, Zr (г/т) с кремнеземистостью (SiO_2 , в %) в мел-палеогеновых магматических образованиях о. Шикотан.

1-12 - Вулканические образования. 1 - Матакотанская свита (детальная характеристика см. [3]); 2-4 - Ноторо-Томаринский комплекс: 2 - г. Ноторо, 3 - г. Томари, 4 - гор к югу от бухт Крабовая и Отрадная; 5-7 - хаотический комплекс на северо-востоке острова; 5 - крупные блоки лав и дайки в лавобрекчиях, 6 - дайки в алевролитах, 7 - дайки и блоки вулканитов шошонит-латитовой серии; 8-12 - Зеленовская толща: 8-9 - участок бухт Церковная-Горбунок (8 - лавовые потоки и субэкструзии, 9 - дайки с простираем, отличным от северо-восточного), 10-11 - участок к востоку от б. Горбунок (10 - лавовые потоки и субэкструзии, 11 - дайки с простираем, отличным от северо-восточного); 12 - комплекс параллельных даек северо-восточного простираения (б. Димитрова и т. д.). 13-20 - Интрузивный комплекс. 13-14 - Северо-восточный массив: 13 - базит-гипербазитовые образования главной фации, 14 - долериты и диориты "прикровельной" фации; 15 - Юго-западный массив; 16-18 - Юго-восточный массив: 16 - габбро полосчатые, гнейсовидные, 17 - габбро однородные, 18 - диориты; 19-20 - блоки в олигостроме хаотического комплекса: 19 - диориты, 20 - жильные агпитовидные граниты. 21-23 - поля составов магматических образований: 21 - шошонит-латитовой серии малокурильской свиты на островах Зеленый и Танфильева по [6, 7, 23], 22 - Ноторо-Томаринского комплекса по [23], 23 - комплекса параллельных даек б. Димитрова по [7, 23]; 24-27 - вариационные линии средних составов четвертичных вулканитов фронтальной (24-25) и тыловой (26-27) зон Большой Курильской дуги по [1] (24, 26 - вулканиты южной, а 25, 27 - северной ее части). На графике $FeO^*/MgO-SiO_2$ обозначение "Т" соответствует полю толеитовой, а "ИЩ" - полю известково-щелочной серий пород по [25], обозначение FeO^* - есть суммарное железо в % в пересчете на FeO. На графике K_2O-SiO_2 выделенные поля составов пород соответствуют низкокальциевым (НК), умереннокальциевым (УК), высококальциевым (БК) и шошонит-латитовым (ШЛ) магматическим образованиям по [26].

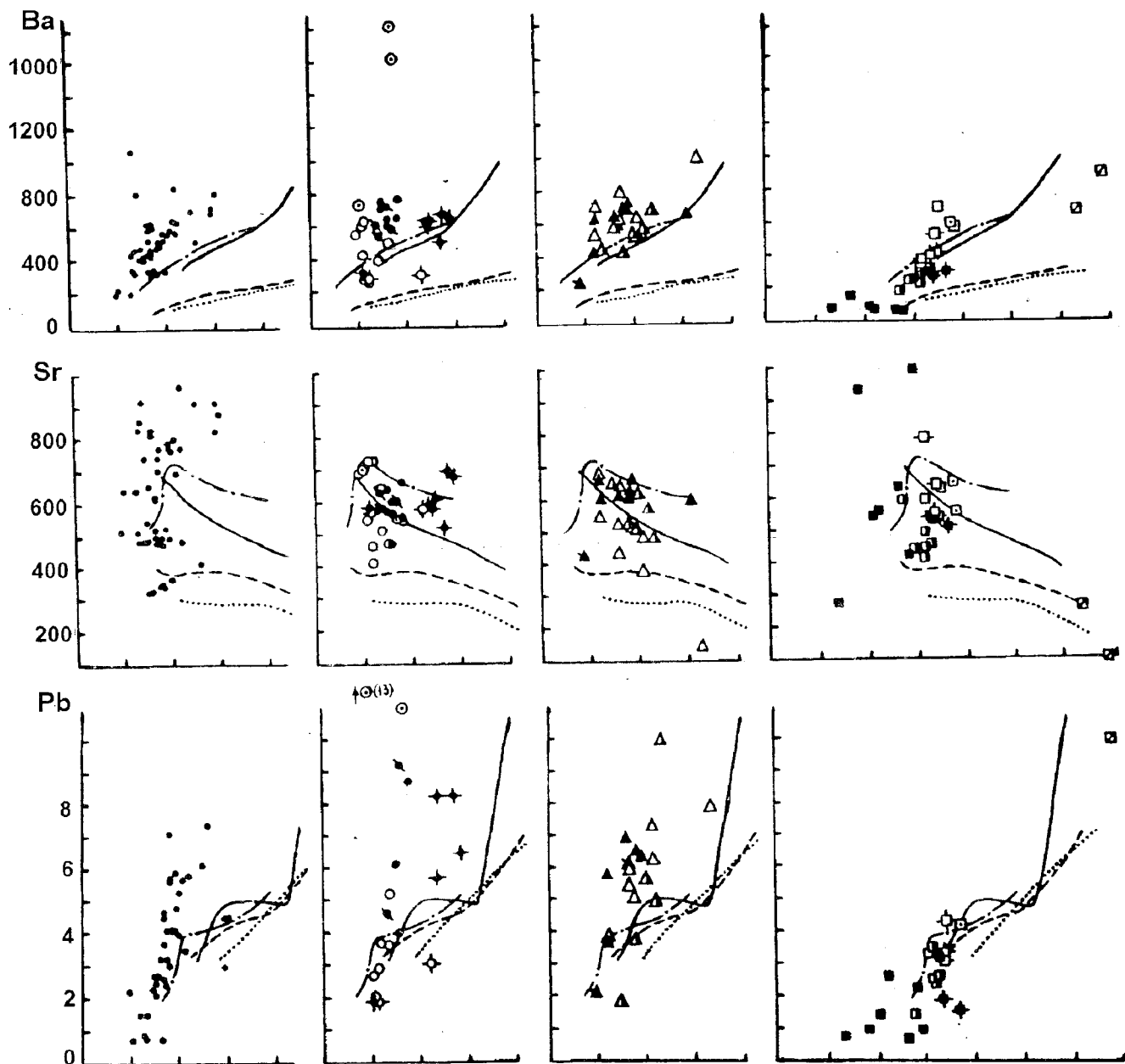


Продолжение рис.2

они минимальны), а концентрации Mg, Ni, Cr близки или выше, чем в тех же лавах, где они в среднем максимальны. По большинству параметров состава, и прежде всего содержанием Na, Ca, Ba и B, малокурильские магматические образования приближаются к соответствующим кайнозойским вулканитам активных континентальных окраин (запад Южной

Америки) и рифтогенной обстановки калифорнийского типа запада США [12].

Как и в пределах Матакотанской свиты, в юго-восточной зоне о. Шикотан составы магматических пород настолько разнообразны, что они могут соответствовать всем основным поперечным зонам вулканизма островных дуг, причем по такому



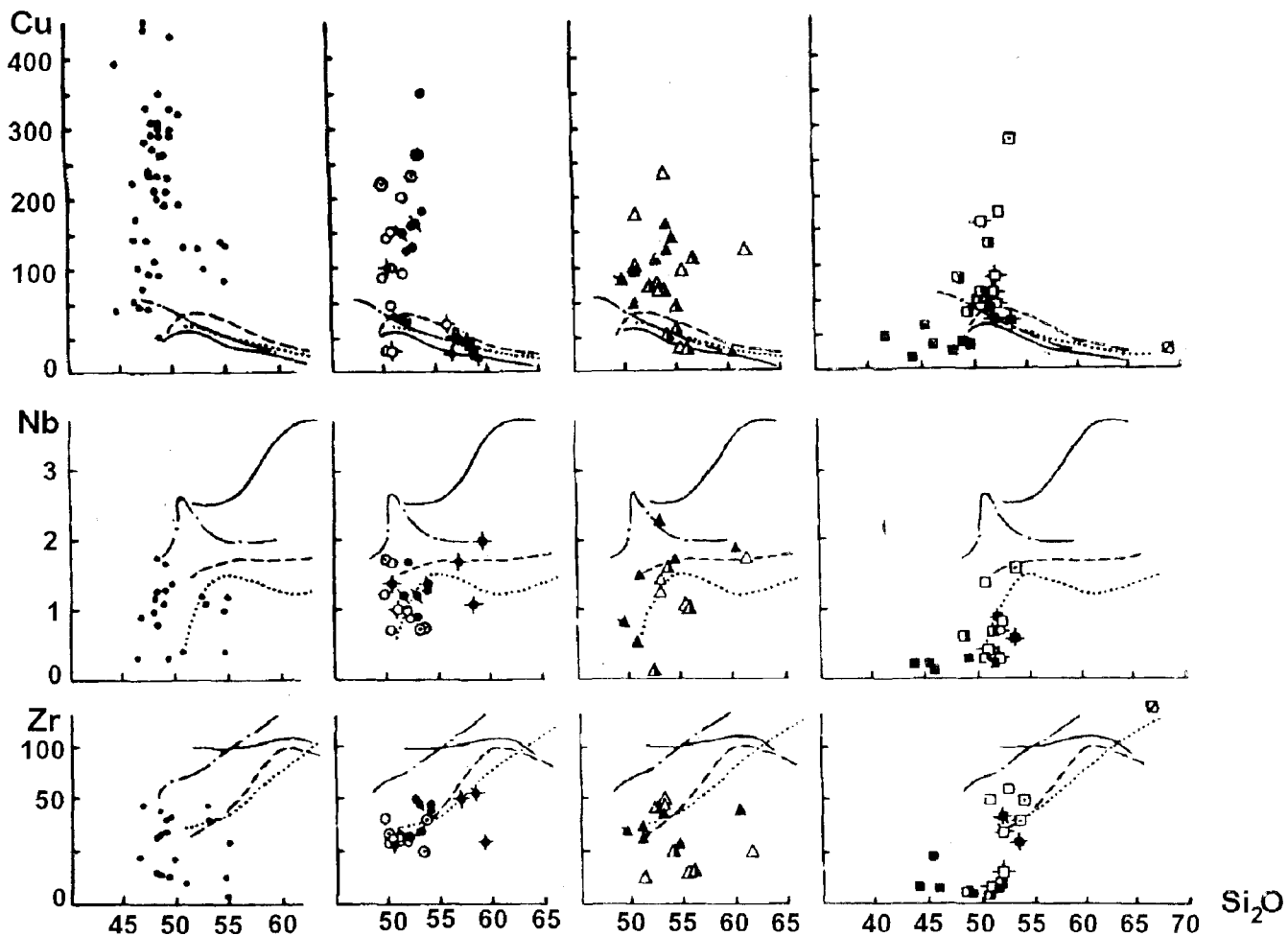
Продолжение рис.2

важнейшему геохимическому критерию, как содержания щелочей их удобно разделить на 4 группы.

Так, с учетом данных [23, 24], первую группу может составить ряд низко- и умереннокальциевых [26] образований, нормальных по общей щелочности и Na-типа, по [9]. К ним относятся: а) большинство габброидов; б) часть наиболее древних лавовых потоков и, скорее всего, связанных с ними базальтовых даек в юго-западной части острова; в) некоторые базальтовые лавы гор Ноторо и Томари [22]; г) некоторые базальты и андезибазальты восточной части острова (мысы Непокорный и Край

Света, б. Маячная [22]), а также часть вулканитов в комплексе хаотического строения.

При этом, если по соотношению $FeO^*/MgO - SiO_2$ [25] большинство меланогабброидов и наименее кремнекислых лав гор Ноторо и Томари, а также некоторые дайки в лавобрекчиях зеленовской толщи соответствуют известково-щелочным образованиям (с наиболее высокими, >3 , значениями Ni/Co отношения, "мантийными" по [23]), то большая часть оставшихся вулканитов соответствует типичным высокожелезистым толеитам. Во всех образованиях данной группы отмечаются наиболее высокие содержания Fe,



Продолжение рис.2

Ca и самые низкие - Rb, Ba, Sr, Be. Содержания в них Rb, Li, Ba, Sr, Pb, Sn, Nb, Ta и F обычно ниже или близки кларковым по А. П. Виноградову, а концентрации Cu, Zn, Mo, Be, Zr и Hf (основной части рудных компонентов) и бора часто в различной степени подвержены колебаниям по отношению к соответствующим кларкам как в ту, так и другую сторону (что немаловажно при оценке региона на потенциальную рудоносность).

Так, в изученных плагиоклазовых перидотитах содержания бора и почти всех элементов (кроме Zr) отмеченной "рудной" группы в 1, 5-2 (Cu, Mo, Be) и в 4-8 (Zn, Zr, Hf) раз превышают кларковые для ультраосновных пород. С другой стороны, в габброидах и базальтоидах вышекларковые концентрации отмечены лишь для B, Cu, Be, Hf (и Mo в базальтах), которые характеризуются и максимальной дисперсией. При этом, содержания данных элементов в базальтах обычно заметно выше, нежели в габброидах. Весь комплекс пород первой группы по составу весьма близок большинству вулканитов матако-

танской свиты этого [3] и других островов гряды [6, 7], соответствующих толеитовым вулканитам фронтальных зон молодых островных дуг [1, 2]. Данный вывод не соответствует взглядам [24], по которым утверждается общеповышенная щелочность магматических пород Малых Курил и отсутствие здесь типичных островодужных толеитов.

С другой стороны, большинство вулканитов Ноторо-Томаринского комплекса, некоторые базальты и большинство андезибазальтов и андезитов зеленовской толщи, а также некоторые лейкогаббро Юго-восточного массива и диориты из блоков в алевролитах хаотического комплекса относятся к тем же умереннокалиевым породам нормального ряда, но K-Na-типа, т. е. 2-ой группе по щелочности. В данных образованиях отмечается некоторое увеличение содержаний почти всех литофильных редких элементов, которые растут и по мере повышения в породах содержаний SiO_2 . При этом, распределение выделенной "рудной" группы редких элементов в них почти не меняется.

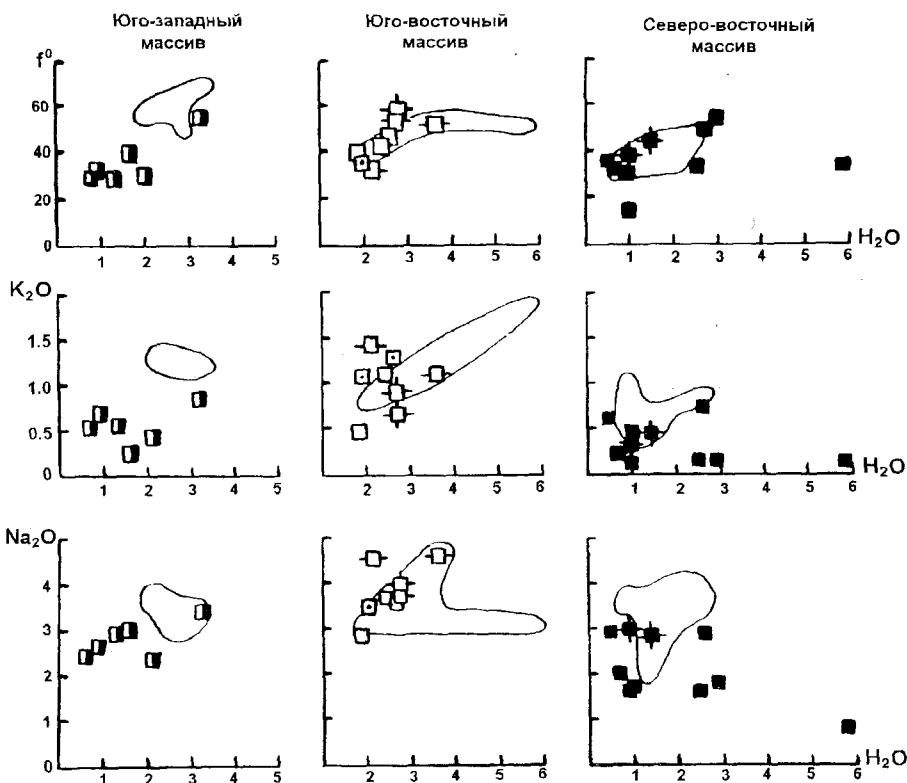


Рис. 3. Соотношение степени окисленности железа [$f = 100\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$] и содержаний K_2O , Na_2O (в %) с содержаниями H_2O (в %) в интрузивных образованиях о. Шикотан.

Условные обозначения см. рис. 2. Оконтуренные поля составов на графиках соответствуют интрузивным образованиям тех же массивов по [23].

Следует заметить, что в данных группах пород проявлено самое различное соотношение глиноземистости и железистости. Так, в Северо-восточном массиве низкоглиноземистые плагиоклазовые перидотиты находятся в ассоциации с умеренноглиноземистыми оливиновыми меланогаббро низкожелезистого известково-щелочного типа по [25] и, далее, с высоко- и даже весьма высокоглиноземистыми габбро и лейкогаббро высокожелезистого толлитового типа. При этом, прикровельные долериты и диориты массива и диориты из блоков в олистостроме отвечают высокоглиноземистым породам известково-щелочного типа. В Юго-восточном массиве все габброиды являются высокоглиноземистыми, причем гнейсовидные разности соответствуют толлитовым, а большинство однородных габбро и долеритов - известковощелочным образованиям. В Юго-западном массиве габброиды главной фазы представлены умеренноглиноземистыми известково-щелочными породами, а дайки долеритов - высокоглиноземистыми толлитами. Кроме того, ряд предположительно наиболее древних вулканитов острова эволюционирует с толлитовой тенденцией (как все матакотанские вулканиты), а основная часть более молодых вулканитов - с известково-щелочной тенденцией. В соответствии с данными тенденциями в более кремнекислых породах уменьшаются содержания Ni, Cr, V, при обычно низких (<2) значениях отношения Ni/Co.

К 3-ей группе, а именно к умеренно- и высококальциевым породам субщелочного ряда и К-Na - типа относятся почти все вулканиты из молодого эоценового комплекса параллельных базальт-трахитовых даек (б. Димитрова), а также редкие базальт-андезитобазальтовые экструзии и дайки того же простирания на юго-западном побережье острова и в блоках хаотического комплекса. Это противоречит мнению [23], что весь дайковый комплекс идентичен по составу. Кроме того, сюда же могут быть отнесены некоторые вулканиты Ноторо-Томаринского комплекса и зеленовской толщи (прежде всего андезитобазальты) и, опять же, некоторые лейкогаббро Юго-восточного массива. По соотношению $\text{FeO}^*/\text{MgO-SiO}_2$ большинство этих пород относится к толлитовой серии. В них отмечают повышенные содержания Rb, Ba (Sr в базальтах) и, иногда, Mg, Ni и Sr, при некотором уменьшении концентраций Ca, Fe и близких содержаниях других элементов.

К последней, 4-ой группе пород относятся субщелочные образования К-типа (шошонит-латитовый ряд) из некоторых даек в алевролитах и обломков в лавобрекчиях хаотического комплекса, которые, скорее всего, являются представителями малокурильской свиты. Кроме того, они были выявлены среди маломощных эоценовых даек (трахиты) параллельного комплекса на юго-востоке острова. По соотношению $\text{FeO}^*/\text{MgO-SiO}_2$ все эти породы, кроме трахитов, соответствуют толлитам. Наряду с максимальными содержаниями щелочей в них отмечают

максимальные концентрации Rb, Li, Ba, Pb, Be, Ta, F и минимальные - Ca, B. При этом, содержания в породах Rb, Li, Zn, Sn, Mo, Zr близки кларковым для основных пород (или несколько ниже), а Ba, Sr, Cu, Pb, Be, Hf - в 1, 5-3 и даже в 6 раз (для Ba в латитах) выше. По составу вулканы этой и предыдущей группы вполне соответствуют тыловым зонам вулканизма островных дуг. Кроме того, в отношении щелочей шошонитоиды Малых Курил по сравнению с большинством четвертичных субщелочных образований Больших Курил являются явно более обогащенными.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как нами показано, все изученные мел-палеогеновые вулканы о. Шикотан по составу хотя во многом и отвечают островодужным образованиям, но характеризуются региональной спецификой, которая приближает их к соответствующим кайнозойским вулканитам активных континентальных окраин и рифтогенных обстановок калифорнийского типа. При этом, по составу они весьма разнообразны и их можно соотносить с породами всех поперечных зон вулканизма (как фронтальных, так и тыловых) молодых островных дуг.

Вместе с тем, пространственное распределение различных по составу магматических пород в данной структуре совсем не соответствует постепенно и одинаково изменяющемуся их составу вкострости простирающихся островных дуг. Так, наиболее щелочные и высококальциевые позднемиоценовые шошонитоиды здесь оказались приуроченными не к северо-западной окраине острова (как тыловой его зоне по отношению к современному желобу), а развиты в центральной зоне. Кроме того, эоценовый комплекс субщелочных даек приурочен к самому юго-восточному краю острова (наиболее близкого к желобу), располагаясь в тектоническом блоке-выступе, выдвинутом по разлому. Можно предполагать, что данный магматический комплекс слагает особую (четвертую) линейную зону в виде рифтогенного пояса, который протягивается вдоль всего юго-восточного края малокурильской структуры, большая часть которого скрыта под водой.

С другой стороны, магматические породы "краевых" линейных зон острова по составу весьма варьируют. По их геохимической классификации они могут рассматриваться как образования и фронтальной, и промежуточной, и даже тыловой зон вулканизма островных дуг, что требует более глубокого анализа.

Анализируя использованную классификацию пород по их щелочности, необходимо остановиться на нередких сложностях её употребления при отнесении пород соответствующих магматических

комплексов к тому или иному генетическому ряду, так как они могут попадать сразу в две и даже три классификационные группы. На наш взгляд, в большинстве случаев данная ситуация обусловлена именно вторичными гидротермальными преобразованиями пород, которые, учитывая [3], в той или иной степени в них проявлены повсеместно. Наглядным отражением этого являются аномально повышенные в них концентрации воды (>1-1, 5%), нередко значения степени окисленности железа (f >50%), а также отсутствие каких-либо значимых изменений концентраций рудных элементов (Cu, Zn, Sn, Mo, Be, Nb, Zr, Hf) в близких по кремнеземистости, но различающихся по щелочности породах соответствующих магматических комплексов. Это мы и используем при критической оценке первичного состава пород.

Так, в интрузивных образованиях Юго-восточного массива (попавших сразу в три классификационные группы) все более щелочные разности имеют все более высокие и максимальные содержания H_2O (1, 83-3, 63%), и часто, значения степени окисленности железа (>50%, рис. 3), указывающих на высокое вторичное преобразование данных пород с привнесением, прежде всего, калия. Все это дает основание говорить о том, что первичный состав габброидов Юго-восточного массива, скорее всего, соответствовал габброидам других массивов острова, т. е. породам 1-й группы. Исходя из совокупности геохимических критериев в эту же группу попадают и некоторые вулканы зеленовской толщи, в том числе наиболее древние. Вместе с большинством габброидов острова они могут рассматриваться в качестве аналогов вулканических матакотанской свиты [3], которые сформировались в той же геодинамической обстановке, близкой фронтальным зонам вулканизма островных дуг. Это же позволяет предполагать, что на ранних стадиях развития структуры, по меньшей мере в кампане, эти образования были пространственно совмещены, а в несколько более позднее время были разобщены в ходе, скорее всего, рифтогенного прогибания территории [3], когда здесь генерировались магмы шошонит-латитовой серии.

С другой стороны, все вулканы Ноторо-Томаринского комплекса и большинство поздних мел-палеоценовых вулканических пород зеленовской толщи изначально, по-видимому, являлись образованиями 2-й группы по щелочности и сформировались в обстановке, близкой типу промежуточной зоны вулканизма островных дуг. В этом случае отпадает нужда в выделении так называемого Ноторо-Томаринского комплекса вулканических пород, который с соответствующими образованиями зеленовской толщи имеет близкий возраст и не имеет никаких достоверных геологических границ. Не исключено,

что изначально к подобному же типу пород относились и многие эоценовые вулканиды комплексов параллельных даек острова (где содержания воды обычно >2%), вторичное изменение которых наиболее вероятно ввиду их приуроченности к наиболее ослабленной (рифтогенной) зоне региона.

Здесь же отметим, что различные условия эволюции первичных магм региона заметно определяют характер фракционирования в них порообразующих минералов и, соответственно, соотношение петрохимических параметров пород. Так, если глиноземистость в эволюционных рядах пород во многом определяется накоплением вкрапленников плагиоклаза, то железистость, в основном, временем выкристаллизации магнетита, т. е. окислительным режимом кристаллизации. В этом плане, наличие здесь нескольких тенденций эволюции магм указывает на то, что их кристаллизация могла происходить при меняющихся значениях f_{O_2} , меньших для более ранних толситовых образований и больших - для более поздних, известково-щелочных.

Завершая обсуждение геохимических особенностей магматических образований Малых Курил, кратко обсудим их специализацию на рудные элементы. Как известно [15, 20 и др.], основными факторами, определяющими геохимическую специализацию и потенциальную рудоносность магматических систем, являются способность расплавов к эманиционному накоплению рудных элементов и сброса их вместе с водными флюидами, благодаря которым могут формироваться рудопроявления и даже месторождения этих элементов. Понятно, что данная способность для различных магматических комплексов и в отношении различных элементов может весьма различаться, так как определяется общим петрохимическим составом расплавов, насыщенностью их соответствующими летучими и рудными компонентами, мобильностью последних в расплавах, от всего комплекса физико-химических условий эволюции расплавов, а также от тектонической активности региона.

Так, среди умереннощелочных магматических комплексов региона наиболее ранние мафические образования зеленовской толщи и, судя по [3], матакотанской свиты, в которых при высокой дисперсии концентраций меди (скорее всего за счет связи с серой) средние ее содержания заметно выше кларкового, могут рассматриваться как имеющие некоторую геохимическую специализацию на Cu.

С другой стороны, при эволюции расплавов тех же комплексов по мере увеличения в них содержания SiO_2 может наблюдаться некоторое накопление Pb и Mo, а в Ноторо-Томаринском комплексе - еще и Zr, Hf. Учитывая степень этого накопления относительно соответствующих кларковых содержаний, которое

часто происходит на фоне некоторого обогащения летучей фазой (прежде всего бора), поздние магматические фазы всех этих комплексов в какой-то степени можно считать геохимически специализированными на Mo. Соответствующим образом, шошонит-латитовые образования малокурильской свиты, исходя из вышекларковых содержаний соответствующих элементов в них, могут рассматриваться как геохимически специализированные на Cu, Pb, Be, Hf. Учитывая, что проявленные во всех изученных магматических породах о. Шикотан концентрации рудных элементов обычно не превышают соответствующих двух-четырёхкратных кларковых содержаний (т. е. не слишком высоки), предполагать их потенциальную рудоносность на какой-либо элемент пока вряд ли возможно, на что в немалой степени указывает и отсутствие здесь даже каких-либо мелких рудопроявлений.

Таким образом, все изученные мел-палеогеновые магматические породы о. Шикотан по составу во многом соответствуют островодужным вулканидам и прежде всего четвертичным вулканидам Больших Курил. При этом, они характеризуются собственной геохимической спецификой (повышенными содержаниями Na, Ba, Cu при пониженных -Ca, Nb, Zr, Mo и V), которая по большинству параметров, и прежде всего Ca, Na, Ba и V, в достаточной степени приближает их к соответствующим кайнозойским вулканидам активных континентальных окраин и рифтогенных обстановок калифорнийского типа.

На о. Шикотан проявлены 4 узкие и параллельные всей малокурильской структуре зоны, где чередуются магматические образования весьма различного состава (от низкощелочных до субщелочных и высококальциевых), которые можно соотносить с образованиям всех 3-х поперечных зон вулканизма молодых островных дуг, включая Большеекурильскую. При этом, аналоги тыловых вулканидов повышенной щелочности на о. Шикотан локализованы либо в самой "центральной" его зоне (шошонитоиды), либо в самой его юго-восточной зоне (комплекс параллельных даек), наиболее приближенной к современному желобу. Именно в этих зонах в максимальной степени проявлены и процессы вторичного преобразования пород с привнесом калия.

В отношении рудных элементов все магматические образования региона и прежде всего наиболее мафические являются геохимически специализированными на Cu. При этом, поздние магматические фазы умереннощелочных магматических комплексов региона можно рассматривать как специализированные на Mo, а наиболее щелочные шошонит-латитовые образования малокурильской свиты - на Cu, Pb, Be, Hf.

Выявленный тип вещественной зональности магматизма, а также характер его проявления на о. Шикотан (связь наиболее щелочных магм с рифтогенными процессами и т. д.) заметно отличаются от соответствующих особенностей типичных островных дуг с их постепенной и односторонней вещественной зональностью магматизма. Причины проявления отмеченных процессов и связь их с имеющимся сложным строением Малокурильского региона остаются пока еще недостаточно ясными и требуют дальнейшего комплексного изучения и осмысления. Это мы и предпримем в ближайшее время после публикации материалов всего комплекса геохимических и, прежде всего, новых геолого-структурных исследований региона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (код проекта 95-05-15363).

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдэйко Г. П., Вольнец О. Н., Антонов А. Ю. Вулканизм Курильской островной дуги. Структурно-петрологические аспекты и проблемы петрогенезиса // Вулканология и сейсмология. 1989. N 5. С. 3-15.
2. Авдэйко Г. П., Антонов А. Ю., Вольнец О. Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992.
3. Антонов А. Ю. Геохимические типы меловых вулканитов Матакотанской свиты о. Шикотан (Малая Курильская гряда). // Тихоокеан. геология. 1993. N 4. С. 58-73.
4. Антонов А. Ю. Петролого-геохимическая типизация, потенциальная рудоносность и некоторые вопросы динамики формирования мел-палеогеновых магматических образований Малой Курильской гряды. // Тез. докл. к 1-му Всерос. петрограф. совещ. по теме "Магматизм и геодинамика", г. Уфа. 1995. Кн. 1. С. 10-11.
5. Васильев Б. И. О геологическом строении Тихоокеанского шельфа Малой Курильской дуги. // ДАН СССР. -1979. Т. 219, N 6. С. 1437-1441.
6. Гаврилов В. К., Соловьева В. А. Вулканогенно-осадочные формации геантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973.
7. Говоров Г. И., Цветков А. А. Базальтовый магматизм Малой Курильской гряды. // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток. 1985. С. 143-170.
8. Ермаков В. А. Особенности развития вулканизма и тектонической структуры Курило-Камчатской островной дуги в новейшее (плиоцен-четвертичное) время. // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука. 1987. С. 165-218.
9. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981.
10. Кононов М. В., Зоненшайн Л. П., Гаврилов В. К., Голонко Б. Г., Печерский Д. М. Верхнемеловые

- вулканогенные породы в структуре острова Шикотан (Малые Курилы) и состав их титаномагнетитов. // Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР. Магадан. 1990. С. 103-105.
11. Кузнецов В. В., Семаков Н. П., Доровский В. Н., Котляр П. Е. Физика Земли: новый взгляд на некоторые проблемы. Новосибирск: Наука, 1989.
 12. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. - Новосибирск: Наука, 1985.
 13. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991.
 14. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980.
 15. Ломоносов И. С., Королева Г. П., Стефанов Ю. М. Теория и практика геохимических методов поисков в областях новейшего вулканизма // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 182-191.
 16. Меланхолина Е. Н. Габбро и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда). // Геотектоника. 1978. N 3. С. 128-136.
 17. Парфенов Л. М., Попеко В. А., Попеко Л. И. Главные структурно-вещественные комплексы о. Шикотан и их геологическая природа. // Геология и геофизика. 1983. N 10. С. 24-34.
 18. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
 19. Стрельцов М. И. Дислокации южной части Курильской дуги. М.: Наука, 1976.
 20. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
 21. Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975.
 22. Фролова Т. И., Бурикова И. А., Фролов В. Т., Гуштин А. В. Особенности базальтового вулканизма Малой Курильской гряды. // Бюлл. МОИП, отд. геологии. 1977. Т. 52. N 4. С. 38-50.
 23. Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гуштин А. В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985.
 24. Цветков А. А., Говоров Г. И., Цветкова М. В., Аракелянц М. М. Эволюция магматизма Малокурильской гряды в системе Курильской островной дуги. // Изв. АН СССР Сер. геол. 1985. N 12. С. 11-28.
 25. Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. // Amer. J. Sci. 1974. V. 274, N 4. P. 321-355.
 26. Paccerrillo A., Taylor S. R. Geochemistry of eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. // Contrib. Miner. and Petrol. 1976. V. 58. N 1. P. 63-81.
 27. Patrikeev S., Lomtev V. New data about structure of Cenozoic sedimentary cover of the North-West Pacific plate near Kuril trench. // L. P. Zonenshain Memorial Conference on plate tectonics. Abstracts. 1992. P. 115.

A. Yu. Antonov, M. V. Kononov, B. G. Golionko

Geochemical typification of Cretaceous-Paleogene magmatic rocks on the in Shikotan Island (the Lesser Kuril Ridge)

All the studied Cretaceous-Paleogene magmatic rocks in Shikotan Island, by their composition (major microcomponents and more than 20 trace elements) being similar to the Quaternary volcanics of the Kuril island-arc are characterized by their geochemical specific feature: higher Na, Ba, Cu and lower Ca, Nb, Zn, Mo, B content, in which these rocks are essentially close to the corresponding Cenozoic volcanics of the active continental margins and riftogenic environments of Californian type. Four narrow parallel zones within Shikotan Island are evident, where magmatic rocks of various composition (low alkali to sub-alkali and high potassium) are alternated. The magmatic rocks can be correlated with volcanics of all the three main volcanic zones of young island arcs, including the Greater Kuril arc. Incidentally, the analogs of the back-arc high alkali rocks are located here either in the central zone (K2-shoshonites) or in its south-eastern zone (an Eocene complex of parallel dykes), which is the nearest to modern French. It is in these zones that the processes of rock secondary hydrothermal transformations with potassium addition are manifested. All the region's magmatic formations, and first of all, the most mafic formations, are geochemistry Cu specialized. The late magmatic phases of all the moderate alkali-saturated magmatic complexes can be considered as Mo-specialized phases, but the most alkali-saturated shoshonite-latitude formations, as Cu, Pb, Be, Hf-specialized phases. The revealed type of material zoning of magmatism and the character of its manifestation (for example, the connection of the most alkali-saturated magmas with riftogenic processes) have nothing in common with the moderate and one-sided material zoning of the changing composition of the volcanic rocks across the typical young island arcs. The causes of the above processes and their connection with the complicated structure of the Lesser Kuril region still remain vague and require further comprehensive study.

ПЕТРОХИМИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ ОСТРОВА САХАЛИН

Н.П.Романовский, В.Я.Данченко**, К.Сато******Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск,****Институт Морской геологии и геофизики ДВО РАН, г.Южно-Сахалинск*****Геологическая служба Японии, г.Токио*

Систематизированы материалы по петрохимической и металлогенической специализации и составу аксессуаров мезозойско-кайнозойских гранитоидных комплексов о.Сахалин. Анализ этих данных позволил определить принадлежность каждого комплекса к магнетитовой или (редко) ильменит-магнетитовой серии магматических образований и завершить ранее начатое районирование гранитоидов Циркум-Япономорского региона по петромагнитным свойствам.

При металлогенических оценках мезозойско-кайнозойских гранитоидов зоны Азиатско-Тихоокеанского перехода существенную роль играют их петрохимические и петрофизические характеристики [10]. На примере Циркум-Япономорского региона эти вопросы рассматривались без о-ва Сахалин [1], где гранитоиды практически не освещены в петрофизическом аспекте. Специальная подборка петрохимических и минералогических данных и использование корреляционных связей между ними и петрофизическими показателями позволяют устранить указанный пробел в общей оценке рассматриваемого региона. Это и определяет целевую направленность предлагаемой работы.

Собственно гранитоидный магматизм о-ва Сахалин проявлен лишь в районах развития палеогеновой гранодиорит-гранитовой формации на Тонино-Анивском полуострове и в Восточно-Сахалинских горах. Для создания более целостной картины магматизма рассматриваются наиболее кислые дифференциаты мезозойской габбро-диорит-плагиогранитовой и неогеновой диорит-андезиобазальтовой (по [12,13]) формации, которые лишь условно могут быть отнесены к числу "гранитоидных".

Образования мезозойской габбро-диорит-плагиогранитовой формации достаточно полно охарактеризованы в работах [9,12]. Они представлены штоками, дайками, редко небольшими массивами габбро, габбро-диабазов, диоритов, плагиогранитов, гранитов и гранит-порфиров Северо-Шмидтовского интрузивного комплекса (рис.1, литер А), аналогичными телами габбро, габбродиоритов, диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов Междуреченского интрузивного комплекса (рис.1, литер Б). Для массивов типичны тектонические контакты, для дайковых тел - интрузивные. Выделяются две фазы магматизма: ранняя, преиму-

щественно габброидная в периферических участках и более поздняя, диорит-плагиогранитовая в центральной части интрузивных тел. Эндоконтактовые изменения - серицитизация, хлоритизация, эпидотизация - проявлены более интенсивно, чем экзоконтактовое ороговикование. Абсолютный возраст плагиогранитов Северо-Шмидтовского комплекса 87 млн лет [7], но может быть занижен за счет вторичных изменений пород. Среди аксессуаров обоих комплексов всегда присутствует магнетит, ильменит неизвестен. Химический состав гранитоидов Северо-Шмидтовского и Междуреченского комплексов показан в табл.1. С телами этих комплексов ассоциируются точки минерализации и мелкие рудопроявления свинца, цинка, меди, мышьяка и сурьмы, а также золоторудное месторождение Березка [8].

Позднемеловая габбродиоритовая формация включает Гераньский интрузивный комплекс (рис.1, литер В), представленный небольшими интрузиями габбро, габбродиоритов, кварцевых диоритов, дайками плагиогранитов и гранитов в пределах Восточно-Сахалинских гор. По мнению [3,12], большинство интрузий имеют сложное строение с постепенной сменой более кислых разностей в периферических частях массивов более основными в их центре. Экзоконтактовые изменения выражены ороговикованием и сульфидизацией, эндоконтактовые - серицитизацией и мусковитизацией. Возраст плутонов обоснован их интрузивными контактами с сенонскими породами и, по устному сообщению Ю.П.Подзорова, варьирует в пределах 89-65 млн лет по К-Аг методу. В аксессуарах гранитоидов всегда присутствует магнетит, ильменит неизвестен. Химический состав комплекса отражен в табл.1. С интрузиями рассматриваемого комплекса парагенетически связаны рудопроявления медно-цинково-колчеданных, мышьяково-сурьмяных и золото-серебро-полиметаллических руд.



Рис.1. Схема размещения гранитоидного магматизма и эндогенной минерализации о.Сахалин.

1 - массивы гранитоидов (буквенный индекс наименование комплекса по табл.2), 2-3 - проявления халькофильной (2) и литофильной (3) минерализации.

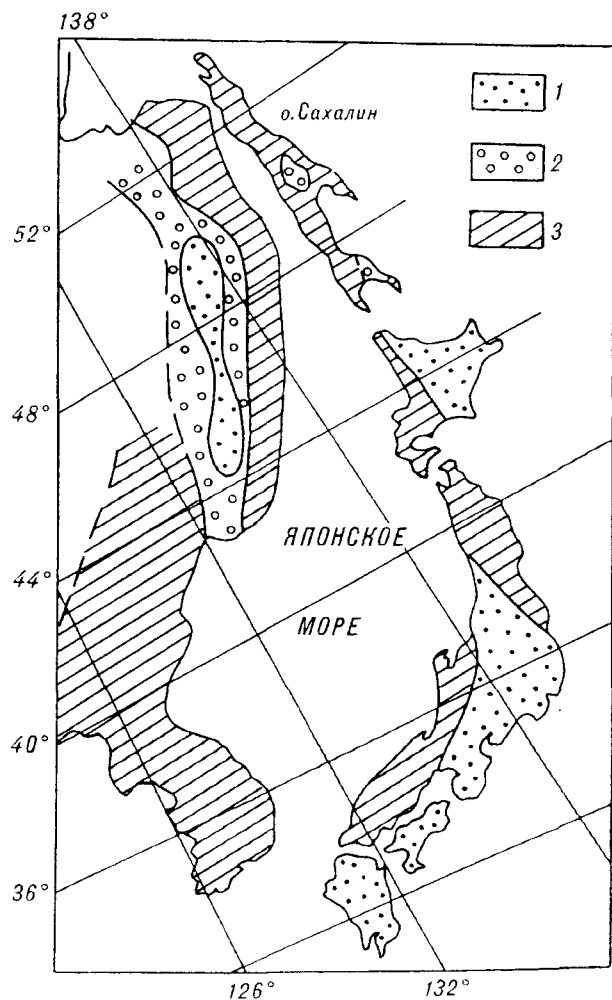


Рис.2. Схема петромагнитной зональности Циркум-Япономорского региона.

1-3. Зоны развития гранитоидов ильменитовой (1), ильменит-магнетитовой (2) и магнетитовой (3) серий.

К палеогеновой гранодиорит-гранитовой формации отнесены Лангерийский (рис.1, литер г), Охотский (литер Д) и Анивский (литер Е) комплексы. Лангерийский комплекс тяготеет к Восточно-Сахалинским горам и датируется палеоген-эоценом, два других комплекса развиты на Тонино-Анивском полуострове и отнесены к эоцен-олигоценным образованиям.

Лангерийский комплекс включает три достаточно крупных массива: Вальзинский (Г₁), собственно Лангерийский (Г₂) и Рукутамский (Г₃), каждый из которых представлен биотитовыми гранитами, гранодиоритами, плагиогранитами и сопровождается дайками гранит-порфиров, плагиогранит-порфиров и кварцевых диоритовых порфиров (рис.1). Абсолютный возраст массивов варьирует от 66-58 млн лет [1] и 54-47 млн лет [14] для плутонов, до 28 млн лет для даек гранит-

Петрохимические особенности гранитоидов о.Сахалин

№ п/п	Порода	Химический состав (% вес.)					Коэффициенты	
		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	$f = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$	$k = \frac{K_2O}{Na_2O}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
А. Северо-Шмидтовский габбро-диорит-плагногранитовый комплекс								
1.	Диорит	52,6	2,28	6,05	3,09	1,02	0,27	0,33
2.	"- -"	53,0	4,96	5,17	3,31	1,30	0,49	0,39
3.	"- -"	53,6	4,55	7,45	5,28	0,37	0,38	0,07
4.	"- -"	54,1	2,15	2,75	4,43	1,81	0,44	0,41
5.	"- -"	55,4	4,20	3,02	7,09	0,60	0,58	0,08
6.	"- -"	57,2	2,19	3,70	4,49	1,48	0,37	0,33
7.	"- -"	57,7	2,47	3,54	3,52	2,49	0,41	0,71
8.	Кв.диорит	62,6	1,88	1,42	4,52	4,08	0,57	0,90
9.	Плагно-гранит	66,1	2,84	1,95	5,50	1,00	0,59	0,18
10.	"- -"	67,4	1,87	2,28	6,79	0,72	0,45	0,11
11.	"- -"	69,2	2,10	0,72	3,95	0,08	0,74	0,02
12.	"- -"	69,5	0,79	1,99	6,58	0,2	0,29	0,09
13.	Плагно-гранит	69,5	1,49	1,72	5,12	1,29	0,46	0,25
14.	Кв.диорит	71,5	1,40	1,26	4,76	3,35	0,53	0,70
15.	Плагно-гранит	72,6	0,52	2,37	5,73	1,35	0,18	0,24
16.	"- -"	75,6	1,34	0,50	5,19	1,61	0,73	0,31
	Среднее	-	-	-	-	-	0,47	0,32
Б. Междуреченский габбро-кварцеводиорит-плагногранитовый комплекс								
17.	Диорит	52,9	1,76	5,99	2,64	0,12	0,23	0,05
18.	Кв.диорит	64,5	0,52	2,51	6,90	1,64	0,17	0,24
19.	Плагно-гранит	69,5	0,67	1,29	6,71	2,96	0,34	0,44
20.	"- -"	69,7	0,69	1,72	7,36	1,56	0,24	0,21
21.	"- -"	69,9	0,77	1,29	6,95	2,08	0,37	0,30
22.	"- -"	70,3	0,20	1,20	6,15	2,26	0,14	0,37
23.	"- -"	73,5	1,60	2,90	5,09	1,36	0,36	0,27
	Среднее	-	-	-	-	-	0,26	0,27
В. Гераньский габбро-диорит-плагногранитовый комплекс								
24.	Диорит	50,9	4,80	2,80	1,20	0,35	0,63	0,29
25.	"- -"	51,1	1,12	8,00	3,81	2,34	0,12	0,61
26.	"- -"	52,3	4,10	2,90	1,65	0,98	0,59	0,59
27.	"- -"	53,4	1,03	8,07	3,74	0,45	0,11	0,12
28.	"- -"	54,7	5,56	4,84	3,00	-	0,67	-
29.	"- -"	54,8	0,77	5,42	5,05	0,17	0,12	0,03
30.	"- -"	55,5	1,24	6,36	2,70	0,48	0,16	0,17
31.	"- -"	57,5	1,30	7,40	3,34	0,79	0,15	0,27
32.	"- -"	57,5	0,92	4,58	7,21	0,11	0,17	0,02
33.	Кв.диорит	62,3	2,80	3,60	2,32	0,30	0,43	0,13
34.	"- -"	64,2	3,09	4,11	1,45	0,92	0,43	0,63
35.	"- -"	65,5	1,20	5,20	2,42	0,22	0,19	0,09
36.	"- -"	66,8	2,41	3,45	3,34	0,52	0,41	0,16
37.	"- -"	68,3	2,04	3,30	3,30	0,84	0,38	0,25
38.	"- -"	69,4	0,95	2,44	2,63	0,27	0,28	0,10
	Среднее	-	-	-	-	-	0,32	0,25

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Г. Лангерийский гранодиорит-гранитовый комплекс								
Г ₁ - Вальзинский массив								
39.	Диорит	56,9	1,76	4,38	4,54	0,50	0,29	0,11
40.	Кв.диорит	68,9	1,82	2,80	3,25	2,26	0,39	0,70
41.	Гранит-порфир	70,5	0,40	1,44	4,23	3,93	0,21	0,93
42.	"- -"	71,3	0,37	2,27	3,63	2,52	0,14	0,69
43.	"- -"	71,8	1,81	0,53	4,80	1,40	0,77	0,30
	Среднее	-	-	-	-	-	0,36	0,55
Г ₂ - Лангерийский массив								
44.	Кв.диорит	67,3	0,25	2,77	3,47	2,75	0,08	0,79
45.	Гранит-порфир	68,9	2,85	1,85	2,31	3,38	0,61	1,46
46.	"- -"	69,5	1,82	0,24	3,08	2,91	0,88	0,94
47.	"- -"	70,4	0,12	2,42	3,48	2,80	0,05	0,80
48.	"- -"	70,5	0,35	2,31	3,21	2,94	0,13	0,92
49.	"- -"	70,7	0,46	1,09	3,57	3,64	0,30	1,02
50.	"- -"	71,0	0,19	2,22	3,14	3,07	0,08	0,98
51.	"- -"	71,1	0,19	2,18	3,46	3,01	0,08	0,87
52.	Гранит-порфир	72,4	0,09	1,98	3,07	4,02	0,05	1,31
53.	"- -"	73,0	0,78	0,22	3,47	4,44	0,78	1,28
54.	"- -"	73,4	0,06	1,85	3,07	4,30	0,07	1,40
55.	"- -"	73,6	0,06	1,67	3,07	4,0+	0,08	1,31
56.	"- -"	74,4	0,97	0,40	3,38	3,90	0,51	1,15
57.	"- -"	76,3	2,91	0,12	2,43	4,67	0,96	1,92
58.	"- -"	76,9	0,02	0,96	3,14	4,63	0,02	1,47
59.	"- -"	77,2	0,11	1,14	3,21	4,13	0,10	1,29
	Среднее	-	-	-	-	-	0,30	1,18
Г ₃ - Рукутамский массив								
60.	Кв.диорит	64,6	0,54	3,57	3,82	1,65	0,13	0,43
61.	"- -"	65,5	1,25	2,03	3,23	1,44	0,38	0,45
62.	"- -"	66,4	0,66	3,09	4,02	2,53	0,18	0,63
63.	"- -"	66,5	0,67	3,09	2,99	2,54	0,18	0,85
64.	"- -"	67,0	0,62	3,52	3,68	2,35	0,15	0,64
65.	Плагιοгранит	67,5	0,57	2,87	1,89	0,15	0,17	0,08
66.	Гранит-порфир	67,9	1,64	1,00	3,90	2,24	0,62	0,57
67.	Гранит-порфир	68,0	0,62	3,66	4,00	2,17	0,15	0,54
68.	"- -"	68,2	0,47	2,94	3,72	2,58	0,14	0,69
69.	"- -"	68,3	0,52	3,45	3,99	2,67	0,13	0,67
70.	"- -"	68,4	0,32	2,87	4,42	2,32	0,10	0,52
71.	"- -"	68,4	0,36	3,34	3,72	2,28	0,10	0,76
72.	"- -"	68,6	0,35	3,39	4,09	3,18	0,09	0,78
73.	"- -"	69,4	0,56	3,12	3,77	3,47	0,15	0,92
74.	"- -"	69,6	0,38	2,55	4,04	3,43	0,13	0,85
75.	"- -"	70,3	0,77	3,27	3,58	2,77	0,19	0,7
76.	"- -"	71,2	0,42	2,87	3,68	3,45	0,13	0,94
77.	"- -"	73,2	0,11	2,80	3,42	3,73	0,04	1,09
	Среднее	-	-	-	-	-	0,18	0,68

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Д. Охотский гранодиорит-гранитовый комплекс								
78.	Кв.дио- рит	51,5	0,49	6,90	3,56	1,08	0,07	0,30
79.	"- -"	57,1	5,30	4,02	2,70	0,93	0,57	0,36
80.	"- -"	60,8	2,15	1,54	4,52	2,65	0,58	0,59
81.	Грано- диорит	65,2	1,80	5,89	4,56	2,77	0,23	0,61
82.	"- -"	65,8	2,41	2,75	5,73	3,61	0,47	0,63
83.	"- -"	66,7	1,00	3,59	5,03	2,50	0,22	0,50
84.	"- -"	67,0	3,07	2,00	5,39	2,71	0,61	0,50
85.	"- -"	69,3	0,26	3,23	5,27	2,53	0,07	0,48
86.	"- -"	69,9	2,02	2,11	5,12	2,89	0,49	0,56
87.	Гранит Среднее	71,6 -	1,68 -	2,51 -	5,27 -	3,00 -	0,40 0,37	0,57 0,51
Е. Анивский гранодиорит-гранитовый комплекс								
88.	Кв.дио- рит	55,7	2,34	2,24	4,63	3,22	0,51	0,70
89.	Грано- диорит	66,4	2,04	3,15	3,64	2,74	0,39	0,75
90.	"- -"	67,1	1,84	2,15	3,50	3,55	0,46	1,01
91.	"- -"	67,2	2,15	1,84	3,17	5,51	0,54	1,74
92.	"- -"	67,2	2,86	1,13	3,26	4,13	0,71	1,27
93.	"- -"	67,3	2,54	1,45	3,17	5,36	0,64	1,69
94.	"- -"	68,0	2,30	2,49	3,50	4,54	0,48	1,30
95.	"- -"	68,2	2,36	1,63	3,81	3,61	0,59	0,95
96.	Гранит- порфир	67,8	1,99	3,19	3,37	5,81	0,38	1,72
97.	"- -"	68,2	2,40	1,59	3,50	4,64	0,60	1,36
98.	"- -"	68,3	2,28	1,61	3,50	4,64	0,58	1,36
99.	Кв.мон- цонит	68,4	2,61	2,17	3,37	4,64	0,55	1,38
100.	"- -"	68,4	1,46	2,13	3,26	5,03	0,41	1,54
101.	Грано- диорит	69,6	2,14	1,05	3,50	4,82	0,67	1,38
102.	"- -"	69,9	2,02	2,11	5,12	2,89	0,49	0,56
103.	Гранит- порфир Среднее	71,6 -	1,87 -	1,02 -	3,64 -	5,81 -	0,65 0,54	1,60 1,27
Ж. Макаровский андезит-диоритовый комплекс								
104.	Диорит	57,2	1,74	5,15	3,45	0,74	0,25	0,21
105.	"- -"	56,7	2,84	4,34	3,23	0,80	0,40	0,25
106.	"- -"	56,2	2,53	4,35	4,36	0,29	0,34	0,07
107.	"- -"	57,6	3,19	4,16	3,64	1,20	0,43	0,33
108.	"- -"	57,1	3,26	3,95	3,79	0,87	0,45	0,23
109.	"- -"	57,8	5,47	1,92	3,90	0,87	0,74	0,22
110.	"- -"	58,4	2,36	5,27	2,96	0,98	0,31	0,33
111.	"- -"	59,7	2,33	4,57	3,20	1,00	0,34	0,31
112.	"- -"	60,2	0,33	5,64	5,20	2,48	0,06	0,48
113.	"- -"	61,0	2,77	3,36	3,52	1,69	0,43	0,48
114.	"- -" Среднее	62,6 -	1,43 -	3,57 -	7,68 -	0,25 -	0,29 0,40	0,03 0,29

порфи́ров. Интрузии Лангерийского комплекса представляют собой апикальные части сводов гранитно-метаморфических куполов во фронте динамометаморфизма, датированого К-Аг методом 77-55 млн лет [17].

Экзоконтактовые изменения массивов выражены ороговикованием и сульфидизацией, эндоконтактовые - развитием порфировых структур и жильных фаций. Характерно, что в аксессуориях, кроме магнетита и титаномагнетита, обнаруживается ильменит. Рудная минерализация, парагенетически связанная с гранитоидами, представлена сульфидно-кварцевыми жилами с убогим золото-висмут-вольфрамовым оруденением. На удалении 2-10 км от интрузивных тел в зонах дробления, смятия и диафтореза по метаморфическим сланцам развиты золото-кварцевые жилы и тела золото-альбит-кварцевых или золото-слюдинокварцевых метасоматитов (месторождение Рукосуевское), которые являются источниками россыпной золотоносности. Представляется возможной связь золотого оруденения с процессами динамометаморфизма, в котором магматические тела играли роль промежуточных энергетических очагов на стадии рудообразования [2,4,6,16].

Охотский интрузивный комплекс представлен одноименным массивом в северо-восточной части Тонино-Анивского полуострова. Массив сложен гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и сопровождается дайками кварцевых диоритов, гранодиорит-порфи́ров и микрогранитов. Абсолютный возраст по К-Аг методу 32-28 млн лет [15]. В аксессуориях чаще представлен магнетит, реже - ильменит. Пространственно с Охотским массивом ассоциируются точки минерализации и ореолы золота, вольфрама, мышьяка и меди.

Анивский комплекс включает одноименный массив на юге Тонино-Анивского полуострова. Массив имеет тектонический восточный и интрузивный западный контакты и сложен породами, близкими по составу Охотскому массиву. В экзоконтактах широко развиты роговики. Аксессуории представлены как магнетитом, так и ильменитом. Абсолютный возраст Анивского массива 57-35 млн лет [14]. Пространственно с ним ассоциируются геохимические аномалии и точки минерализации молибдена, висмута, золота, вольфрама и олова. Химические составы пород палеогеновой гранодиорит-гранитовой формации показаны в табл.1.

В составе неогеновой диорит-андези-базальтовой формации выделяется Макаровский субвулканический комплекс (рис.1, литер Ж). Магматические тела представлены штоками, дайками и пластовыми телами габбродиоритов,

диоритов, андези-базальтов и долеритов. Датировки абсолютного возраста отсутствуют [1,12,13]. Среди аксессуариев в диоритах известны магнетит и гематит. Химический состав отображен в табл.1. С магматизмом этой формации известны только ореолы и точки минерализации свинца, цинка, вольфрама, золота и серебра.

Анализ петрохимических показателей и минералогических характеристик рассматриваемых образований позволяет следующим образом оценить их петромагнитный облик и профилирующую металлогеническую специализацию (табл.2).

1. По значениям коэффициента окисленности железа $f = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})}$ гранитоиды всех комплек-

сов (за исключением Рукутамского массива в составе Лангерийского комплекса) могут быть отнесены к породам магнетитовой серии [5]. Этот вывод подтверждается данными минералогического анализа: в аксессуориях среди минералов-ферромагнетиков в подавляющем большинстве случаев отмечается магнетит, только в единичных случаях - ильменит, но всегда совместно с доминирующим магнетитом.

2. Для гранитоидов большинства комплексов (кроме Анивского комплекса и Лангерийского массива в составе одноименного комплекса) характерно существенное преобладание окиси натрия над окисью калия, что является устойчивым геохимическим признаком халькофильного профиля их металлогенической специализации.

3. Специализация гранитоидных комплексов о-ва Сахалин на золото, серебро, медь, молибден и полиметаллы хорошо согласуется с двумя предыдущими выводами. Известные проявления литофильной минерализации (олово) имеют в рассматриваемом регионе скорее минералогическое значение, т.к. представлены в виде редких геохимических ореолов и точек минерализации.

С тектонических позиций сахалинской части Циркум-Япономорского региона следует считать, что интрузии Гераньского, Междуреченского и Макаровского комплексов формировались в условиях субгоризонтального растяжения земной коры при интенсивных в ряде случаев проявлениях вулканизма, что обеспечивало окислительную обстановку на стадии их формирования. Для массивов Лангерийского, Охотского и Анивского комплексов скорее характерны условия геодинамического сжатия и динамометаморфизма, когда могли возникать как восстановительные, так и окислительные обстановки кристаллизации магматических расплавов. Интрузии, представленные аллохтонными блоками в зонах меланжей

Петрохимическая, петромагнитная и металлогеническая специализация гранитоидных комплексов о. Сахалин

Индекс	Название комплекса, массива	Возраст	Петрохимические коэффициенты		Минералы ферромагнетитки в акцессориях -	Сопутствующая минерализация	Петромагнитная серия гранитоидов
			$f = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$	$k = \frac{K_2O}{Na_2O}$			
1	2	3	4	5	6	7	8
А	Северо-Шмидтовский комплекс	K ₂ 87 млн. лет	0,47	0,32	Магнетит	Точки минерализации, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, месторождение золота	Магнетитовая
Б	Междуреченский комплекс	K(?)	0,26	0,27	"- -"	Точки минерализации меди	"- -"
В	Гераньский комплекс	K ₂ 89-65 млн лет	0,32	0,25	"- -"	Рудопроявления: свинец, цинк, медь, золото-серебро, мышьяк, сурьма	"- -"
Г	Лангерийский комплекс: Г ₁ -Вальзинский массив Г ₂ -Лангерийский массив Г ₃ -Рукутамский массив	p ₁₋₂ 66-47 млн лет	0,36	0,55	Магнетит, титаномагнетит, ильменит	Точки минерализации швелита, висмута; золоторудное место рождение	Промежуточная (ильменит-магнетитовая)
			0,30	1,18			
			0,18	0,68			
Д	Охотский комплекс	p ₂₋₃ 32-28 млн. лет	0,37	0,51	Магнетит	Точки минерализации ореолы: швелит, золотого, мышьяк, медь	Магнетитовая
Е	Анивский комплекс	p(?) 57-35 млн лет	0,54	1,27	Магнетит, ильменит	Точки минерализации и ореолы: швелита, касситерита, молибдена, золота	Промежуточная (ильменит-магнетитовая)
Ж	Макаровский комплекс	N	0,40	0,29	Магнетит	Рудопроявления и ореолы: галенит, сфалерит, швелит, золото, серебро	Магнетитовая

(Северо-Шмидтовский комплекс), отличаются неясными условиями их формирования.

Можно отметить следующие петромагнитные особенности гранитоидов Циркум-Япономорского региона в целом. Полнопрофильный - с наличием четко выраженных зон развития пород магнетитовой, промежуточной (ильменит-магнетитовой) и ильменитовой серий - характер зональности

типичен только для континентальной части юга российского Дальнего Востока (рис.2). Преимущественно линейный тип ориентировки зон различной намагниченности интрузий, вероятнее всего, обусловлен геотектоническим (геодинамическим) режимом становления гранитоидных массивов. Устанавливается своеобразная симметрия - приуроченность магнетитовых интрузивных серий

к внутренним побережьям Японского моря. Гранитоидные комплексы о-ва Сахалин в этом отношении ближе всего соответствуют своим аналогам о-ва Хоккайдо (Япония).

Статья подготовлена на условиях договора о совместных исследованиях ИТиГ ДВО РАН и Геологической службы Японии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 432 с.
2. Данченко В.Я. Золотоносные гидротермально-метасоматические образования метаморфических формаций Сахалина//Метасоматиты месторождений благородных металлов Дальнего Востока. Владивосток, 1984. С.32-45.
3. Ковтунович Ю.М., Рождественский В.С., Семенов Д.Ф. Магматические комплексы Сахалина и их металлоносность// Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971. С.229-236.
4. Митченко А.П. Геодинамические условия формирования руд золото-альбит-кварцевой формации на о.Сахалин// Тез. докл. XVI конференции молодых ученых и специалистов. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1989. С.11.
5. Мишин Л.Ф., Романовский Н.П. Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогения рудно-магматических систем юга Дальнего Востока// Тихоокеан. геология. 1992. N 6. С.31-42.
6. Развитие магмо- и рудообразующих процессов в активной континентальной окраине (острова Хоккайдо, Сахалин, Курильские)/ Данченко В.Я., Пискунов Б.Н., Рождественский В.С., Сергеев К.Ф.// Геология, металлогения и гидрогеология Сахалинской области. Владивосток, 1991. С.7-13.
7. Разницын Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1992. 104 с.
8. Речкин А.Н. Интрузивные формации Восточного хребта полуострова Шмидта//Геология и полезные ископаемые Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск. 1971.С.32-43.
9. Речкин А.Н., Семенов Д.Ф., Шейко В.Т. Офиолитовые ассоциации Сахалина и их структурное положение// Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С.88-100.
10. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 191 с.
11. Романовский Н.П., Гурович В.Г., Сато К. Магнитная восприимчивость и металлогенические характеристики гранитоидов Циркум-Япономорского региона// Тихоокеан. геология. 1995. N 6. С.24-32.
12. Семенов Д.Ф. Магматические формации Тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина). М.: Наука, 1982. 168 с.
13. Семенов Д.Ф. Неогеновые магматические формации Южного Сахалина/ИТиГ ДВНЦ АН СССР. Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 1975. 208с.
14. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
15. Фирсов Л.В. Первые определения абсолютного возраста гранитоидов Сахалина// Докл. АН СССР. 1964. Т.156. N 3. С.565-566.
16. Хрячков М.А. О происхождении золота Центральной части острова Сахалин// Геол. и геофиз. 1972. N 12. С.120-123.
17. Mode of mixture of oceanic fragments and terrigenous trench free in accretionary complex: example from Southern Sakhalin/ Kimura G., Rodzdestvenskiy V.S., Okamura K., Melnikov O.A., Okamura M.// Tectonophysics. -202, 1992, pp. 361-374.

Поступила в редакцию 7 октября 1996г.

N.P.Romanovsky, V.Ya.Danchenko, K.Sato

Petrochemistry and metallogeny of Sakhalin granitoids

The data on petrochemical and metallogenic specialization and accessories composition of Mesozoic-Cenozoic granitoid complexes of Sakhalin Island were generalized. The analysis of these data permitted us to specify the belonging of each complex to the magnetite or (rarely) ilmenite-magnetite series of magmatic assemblages, and to complete the previous petromagnetic zonation of granitoids of the circum-Japan Sea region.

ТЕКТОНИКА И СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.242(571.61/64)

ГОРСТ-АККРЕЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ, РИФТО-ГРАБЕНЫ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

СТАТЬЯ 1. ГОРСТ-АККРЕЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ И РИФТО-ГРАБЕНЫ

В.П. Уткин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Дислокации фанерозойских образований рассмотрены с позиций продольного сжатия коры без участия процессов, связанных с ее предполагаемой субдукцией. Показано, что чешуйчато-надвиговые комплексы являются аккреционными призмами, наращивающими конседиментационно воздымавшиеся горсты. Проанализированы горст-аккреционные системы, обрамляющие кристаллические массивы. Показано, что они сформировались в условиях единого регионального поля напряжений горизонтального сжатия и не несут признаков формирования их отдельных фрагментов в разных геодинамических обстановках, как это предполагает террейновая концепция. Охарактеризованы структурно-вещественные комплексы и геодинамические условия развития меловых осадочных бассейнов (рифто-грабенов). Чешуйчато-надвиговое конседиментационное наращивание горст-аккреционных систем в сторону осевых зон рифто-грабенов привело к их замыканию с постепенным перекрытием терригенными осадками образований океанического типа, сформированных на раннем рифтогенном этапе развития осадочных морских бассейнов. Закономерности строения и развития меловых рифто-грабенов с их аккреционными призмами, содержащими фрагменты коры океанического и континентального типов, позволяют сделать вывод, что разнообразие структурно-вещественных комплексов, обрамляющих континентальную окраину, не связано с наращиванием (аккрецией) континентов за счет океанских пространств, а является результатом, главным образом, рифтогенеза континентальной коры и ее дислокаций, обусловленных значительными латеральными перемещениями континентальных блоков, прежде всего, вдоль Восточно-Азиатской системы сдвигов.

ВВЕДЕНИЕ

Юг Дальнего Востока России, благодаря, прежде всего, геолого-съёмочным работам, характеризуется достаточно высоким уровнем геологической изученности. Размещаясь на стыке континент-океан, эта территория является уникальной для апробации тектонических гипотез, и, прежде всего, плейт-тектоники, основные проблемы которой сосредоточены в области взаимоотношений океанических и континентальных плит. Установленное на Дальнем Востоке разнообразие оригинальных фактов позволяет не только существенно дополнять, изменять или даже полностью опровергать известные теоретические разработки, но и создавать новые.

Вместе с тем, решая проблему тектонического развития таких сложных регионов с длительной историей изучения, каким является Дальний Восток, важно не только учитывать новые факты и все разнообразие их толкований, но и не верно полностью отвергать старые представления, заменяя их абсолютно новыми. При решении региональных проблем

недопустимо глобальную концепцию использовать как догму в форме жесткого трафарета, т.к. авторитет глобальной гипотезы не дает оснований малоизученные, неясные, с неоднозначной интерпретацией, а тем более противоречащие ей факты втискивать в рамки ее требований. Не исключено, что комплекс таких фактов, если их волевым путем не приспособлять к той или иной понравившейся концепции, а анализировать самостоятельно, может стать основополагающим для разработки новых путей решения важнейших местных проблем, что, в свою очередь, обогатит и глобальную концепцию, если она верна. Здесь уместно напомнить мнение Луи Де-Бройля: "...история показывает, что прогресс науки постоянно сковывался тираническим влиянием определенных концепций, когда их начинали рассматривать в виде догм".

Изложенные принципы легли в основу наших исследований тектоники юга Дальнего Востока, длительная история изучения которого характеризуется разнообразием взглядов и

использованием сменяющих друг друга парадигм. На первых этапах изучения этот регион рассматривался с позиций геосинклинальной гипотезы. Начиная с шестидесятых годов здесь начались открытия крупных сдвигов, амплитуды смещений по которым оценивались от первых десятков до сотен километров [23, 24, 49, 55, 57-59, 61]. В семидесятые и, особенно, в восьмидесятые годы в Сихотэ-Алине были открыты и описаны хаотические образования с инородными глыбами и генетически связанные с ними конседиментационные тектонические покровы, которые также свидетельствуют о существовании в истории развития региона значительных горизонтальных смещений [15, 18, 34, 35, 40, 41, 63 и др.] Появившаяся информация о повсеместном развитии горизонтальных смещений, проявленных в разных формах (сдвиги, надвиги, шарьяжи), не всегда вписывалась в рамки геосинклинальной гипотезы, в основе которой, как известно, лежат представления о доминанте вертикальных движений земной коры. Несоответствие новых фактов с базовыми положениями геосинклинальной гипотезы привело к тому, что все большее и большее количество исследователей Дальнего Востока начали склоняться в сторону плейттектоники, которая к этому времени в мире уже стала господствующей парадигмой не только геотектоники, но и теоретической геологии вообще.

Согласно представлениям сторонников плейттектоники, развитие восточной окраины Азии сводится к трем основным положениям [48 и др.]: 1) на протяжении всего мезозоя восточная окраина Азии обрамлялась субдукционными границами, среди которых преобладали активные континентальные окраины андийского типа; 2) до образования в неогене островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана, большинство орогенических событий на восточной окраине Азии в основном определялись коллизиями микроконтинентов и крупных островных дуг, таких как Алазейская островная дуга, Омолонский, Охотоморский, Анюйский, Южно-Японский и Западно-Филиппинский микроконтиненты; 3) складчатые сооружения Сихотэ-Алиния представляют собой аккреционные системы, сформировавшиеся в результате палеозойской и мезозойской субдукции, поскольку здесь установлены субдукционные меланжи и аккреционные призмы чешуйчато-надвигового строения, а также олистостромы с экзотическими блоками.

Тектоника литосферных плит применительно к Дальнему Востоку, используя новые данные, полученные в процессе геологосъемочных работ, позволила кардинально изменить представления о развитии этого региона и решить ряд важных проблем, не решаемых с позиций геосинклинальной гипотезы. Вместе с тем, плейттектоника оказалась

не всемогущей и, самое главное, при ее использовании во многих случаях проявлялся односторонний подход к фактам и спешное выделение многочисленных палеосубдукционных зон, террейнов и других структур и событий плейттектонической природы без достаточных на то оснований. В результате такого подхода появились, на наш взгляд, сомнительные построения и выводы, подрывающие доверие к террейновой концепции (вариант плитной тектоники) и к идее субдукции, которая и без того является самым уязвимым элементом тектоники литосферных плит [8, 51 и др.].

Примером одностороннего подхода к фактам является обязательное связывание меланжей, аккреционных призм чешуйчато-надвигового строения и олистостром с субдукцией литосферных плит. Аккреционные комплексы с неоднозначной интерпретацией их происхождения используются в качестве базовых при выделении субдукционных зон, сомнительность существования которых не исчезает и после привлечения к их доказательству двух других членов субдукционной триады: желобов и вулкано-плутонических поясов, указывающих на активность континентальных окраин, т.к. их природа может трактоваться также неоднозначно.

В соответствии с террейновой концепцией многие структурно-формационные зоны или их совокупности рассматриваются как террейны, которые формировались вне связи друг с другом, имеют собственную историю развития, а их последующее пространственное совмещение в плане произошло в результате значительных латеральных смещений. Это относится, прежде всего, к так называемым экзотическим или подозрительным (suspect) террейнам.

В методике выделения террейнов на юге Дальнего Востока, на наш взгляд, можно обозначить пять главных недостатков: 1) поиски первоначального положения многих террейнов ведутся по латерали и исключаются попытки объяснять их экзотичность возможной принадлежностью к иным, более низким уровням коры, отдельные фрагменты которой могли оказаться выведенными на поверхность в результате наличия в большинстве перемещений по разломам вертикальной составляющей. Создается впечатление, что из крайности вертикализма геосинклинальной гипотезы сторонники плитной тектоники перешли в другую крайность; 2) для установления индивидуальности геодинамических обстановок формирования террейнов, за редким исключением, не проводятся специальные детальные структурные исследования, направленные на поиски первичных фрагментов дислокаций, созданных до пространственного совмещения террейнов. Отсутствие таких данных ставит под сомнение выводы о разобленном формировании многих террейнов в разных геодинами-

ческих обстановках; 3) вызывает сомнение принятие аргюги существующих на юге Дальнего Востока образований океанического типа как сформированных в открытом океане. Специальными исследованиями установлено [7,65,66 и др.], что плитчатые кремни складчатых поясов по целому ряду характеристик отличаются от океанических пелагических кремней, вскрытых глубоководным бурением. Кроме того, по представлениям самих же сторонников плитной тектоники, начальная стадия заложения океанической структуры связана с процессом рифтогенеза на континентальной коре. Согласно авторитетному знатоку этой проблемы А.Ф.Грачеву [17], полный эволюционный ряд развития рифтов состоит из трех этапов: материкового, переходного и океанического. Вполне допустимо, и это будет показано в статье, что восточная окраина Азии была рассечена глубоко проникавшими в континент рифтами, прошедшими полный цикл развития с формированием коры океанического типа; 4) в обоснованиях формирования некоторых террейнов в низких широтах указывается на наличие в слагающих их образованиях остатков фауны (прежде всего радиолярий), сходной с тетическими формами. Однако не исключено, и так считают многие исследователи, что находки ареалов бореальной фауны в низких широтах, а тетической в высоких могут указывать не только на латеральные перемещения террейнов, но и на возможное существование холодных и теплых морских палеотечений; 5) палеомагнитные исследования также не решают проблему латеральных смещений террейнов, т.к. в одних случаях определения палеомагнетизма весьма противоречивы, а в других — отсутствуют или не поддаются корректной расшифровке. И не случайно, что при обосновании формирования юрско-меловых террейнов юга Дальнего Востока России в низких широтах в посвященных этой проблеме публикациях практически нет ссылок на палеомагнитные определения. Весьма настораживают примеры противоречий палеомагнитных определений с биогеографическими данными.

Таким образом, факты, которые использовались плейттектонистами как базовые при обосновании существования субдукционных зон и террейнов, во многих случаях не имеют однозначного толкования, поэтому сделанные на их основе выводы и построения, касающиеся развития Дальнего Востока, нельзя признать твердо доказанными и единственно верными. А если это так, то возникает крайняя необходимость поиска новых вариантов интерпретации огромного объема фактических материалов, добытых, прежде всего, в результате долговременных геолого-съемочных

работ. Для блага науки необходимо признать, что идеи плитной тектоники не являются последним аккордом, завершающим целую эпоху интенсивнейших исследований геологии Дальнего Востока. Учитывая полезные наработки геосинклинальной гипотезы и совершенствуя доказательную часть плейттектонических построений, необходимо искать и новые подходы.

Согласно ранее проведенным длительным исследованиям автора (Уткин, 1976-1995), меловой-кайнозойский тектогенез Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода характеризовался доминирующим влиянием сдвиговых дислокаций. Компактная система окраинноконтинентальных сдвигов рассмотрена как глобальная сдвиговая зона, формирование которой происходило в результате латерального смещения Азиатского континента и (или) Тихоокеанской плиты, соответственно, на юг-юго-запад и север-северо-восток с суммарной амплитудой до 2,5-3 тыс. километров (суммарная амплитуда определена с использованием установленного здесь коэффициента сдвига). В глобальной сдвиговой зоне эпизодически происходили и обратные правосторонние смещения, но они характеризовались небольшими амплитудами относительно несомненно доминирующих левосторонних смещений [58]. На базе анализа формирования всего комплекса структур разработана сдвиговая геодинамическая модель развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода, согласно которой кроме сколовых форм (собственно сдвигов) в полном соответствии с законами сдвиговых дислокаций синхронно или последовательно развивались закономерно ориентированные друг к другу системы структур сжатия и растяжения, обеспечившие геодинамические условия для проявления поздне-мелового вулcano-плутонического магматизма и формирования кайнозойских континентальных депрессий и окраинных морей. Тесное пространственно-временное и генетическое сочетание протяженной северо-восточной окраинноконтинентальной системы сдвигов и поперечных к ним соседвиговых структур растяжения (раздвигов) отвечает существующему в плитной тектонике понятию трансформной континентальной окраины. Настоящая работа является продолжением проведенных исследований и с учетом полученных результатов направлена на изучение более ранних эпох тектогенеза Восточной окраины Азии.

Автором предпринята попытка рассмотреть общие закономерности тектонических дислокаций фанерозойских образований юга Дальнего Востока с позиций продольного сжатия коры без ее предполагаемой субдукции. Независимо от природы такого сжатия, его важная роль на определенных этапах тектогенеза юга Дальнего Востока не вызывает сомнений и доказывается повсеместным

развитием здесь региональной системы структур сжатия. В этих же условиях сформирована и Восточно-Азиатская сдвиговая система.

В рамках общего подхода к оценке дислокаций коры в условиях ее продольного сжатия, зарождение и замыкание меловых осадочных бассейнов, а также связанное с их развитием формирование образований океанического типа, аккреционных призм и вулканических поясов (островных вулканических дуг) рассматриваются с позиций эволюции континентального рифтогенеза с участием значительных горизонтальных смещений блоков континентальной коры, прежде всего, вдоль системы Восточно-Азиатских сдвигов.

Анализ закономерностей строения и развития структурно-вещественных комплексов фанерозоя проводился на основе материалов геологосъемочных работ (геологические карты 1:50 000, 1:200 000 и 1:500 000 масштабов), опубликованных материалов (в том числе [11,12]), а также с использованием результатов специальных структурных исследований автора в составе геологосъемочной экспедиции (Приморгеолком) и в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН. Обоснование и выделение разнородных структур выполнено на базе анализа структурно-формационных зон (СФЗ), установленных и охарактеризованных в процессе геологического картирования.

ГОРСТ-АККРЕЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ

Главнейшие структуры юга Дальнего Востока – древние кристаллические массивы и обрамляющие их интенсивно дислоцированные фанерозойские образования (рис.1). Тектонические дислокации выражены развитием, прежде всего, региональной линейной системы структур сжатия, которая, прослеживаясь от древних массивов на северо-восток (за исключением широтного Амуро-Охотского пояса сжатия) на сотни километров, представлена тесной совокупностью складчатых, чешуйчато-надвиговых и взбросовых структур. Вкрест простирания система структур сжатия характеризуется частой сменой направления vergentности тектонических сместителей и складок. В результате встречного падения взбросо-надвигов на многих участках сформированы структуры, которые по всем морфологическим и динамокинематическим признакам развития характеризуются как продольные клинообразные складчатые горсты. Разной ширины и протяженности горсты практически повсеместно обрамлены чешуйчато-надвиговыми комплексами (аккреционными призмами) с противоположной (от горста) vergentностью складок. Тесная пространственно-временная связь горстовых выступов и аккреционных призм

чешуйчато-надвигового строения позволяет рассматривать их совместно, как горст-аккреционные системы.

Чешуйчато-надвиговые комплексы и прежде всего те, в которых совмещены образования океанического и континентального типов, с позиций плитной тектоники рассматриваются как следствие субдукции океанических плит с формированием аккреционных призм субдукционной и коллизионной природы. Категоричность таких выводов, на наш взгляд, сомнительна хотя бы потому, что чешуйчатые надвиги совместно со взбросами, горстами, линейной складчатостью отражают, прежде всего, латеральное сокращение коры в результате ее продольного сжатия, причины которого могут быть самые разные. И чтобы объективно выявить, при каких геодинамических режимах происходило латеральное сжатие коры, важно не ограничиваться уже заготовленной стандартной геодинамической моделью, а детально проанализировать пространственно-временные и структурные закономерности строения горст-аккреционных систем на всей площади их развития. Тем более, что при изучении различных форм латерального сокращения коры представляется возможность решить и проблему ее воздымания, так как эти процессы в условиях продольного сжатия коры синхронны и взаимозависимы.

В пределах фанерозойских образований юга Дальнего Востока, прежде всего по признаку размещения относительно кристаллических массивов, выделяются следующие горст-аккреционные системы (ГАС): Амуро-Охотская, Восточно-Буреинская, Восточно-Ханкайская и Прибрежная (рис.2).

Амуро-Охотская ГАС является восточным флангом Монголо-Охотского пояса сжатия. Она размещена между Сибирской платформой и Буреинским массивом и, погружаясь в направлении Охотского моря, постепенно меняет свое простирание с широтного на СВ, полностью согласуясь с простиранием горст-аккреционных систем, обрамляющих Буреинский и Ханкайский массивы с востока (см. рис.1,2). Здесь палеонтологически охарактеризованы отложения широкого возрастного диапазона (от кембрия до юры), объединенные в СФЗ. Структура отложений представлялась в виде ритмичного чередования терригенных и вулканокремнистых пачек [51, 52 и др.]. Линзы известняков с кембрийской и ордовикской фауной рассматривались как олистостромы в силурийских отложениях [29].

В последнее время установлена чешуйчато-надвиговая структура этого комплекса [47 и др.], в строении которого принимают участие три ассоциации пород: терригенная слоистая, вулканогенно-

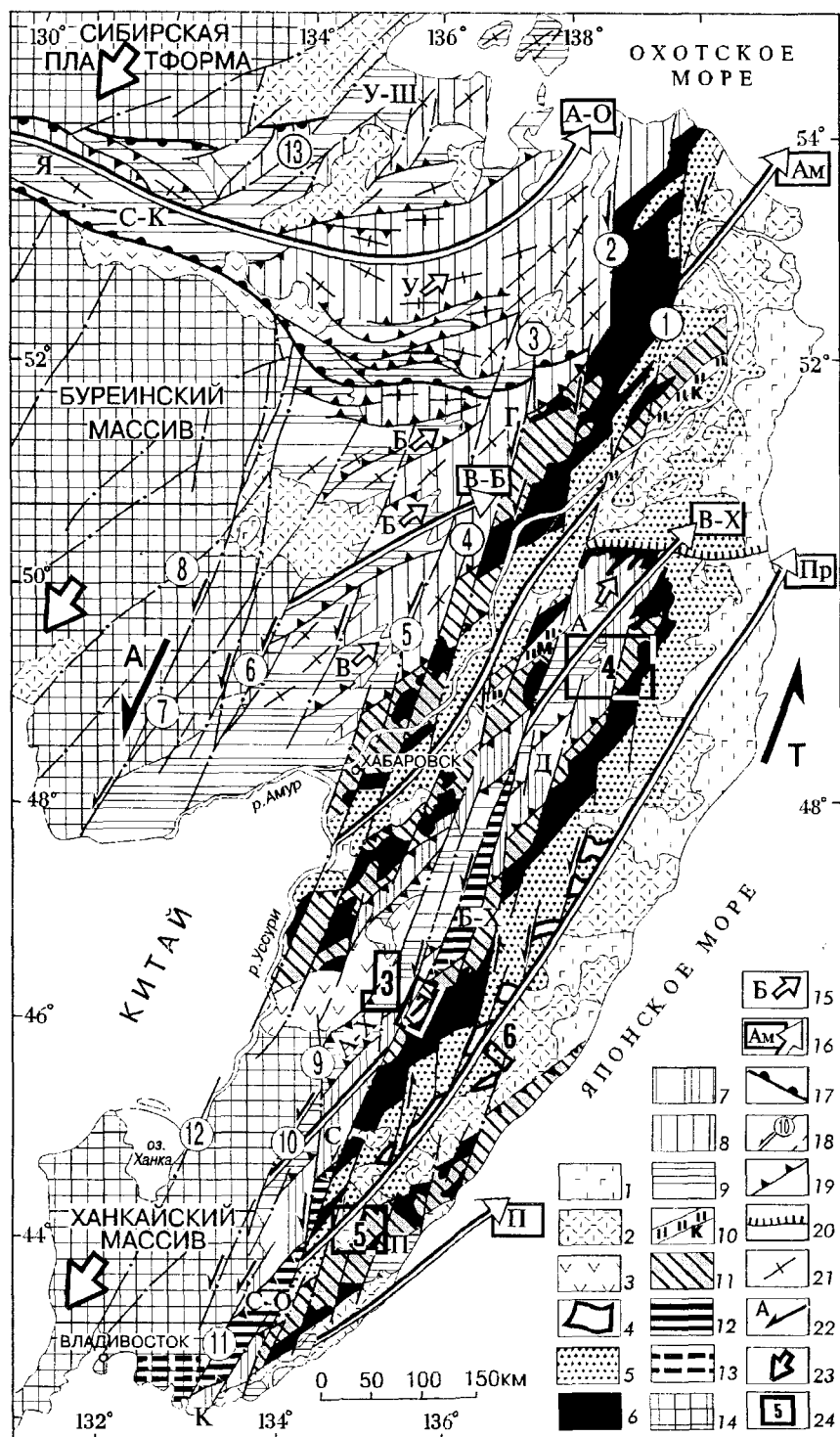


Рис. 1. Геолого-структурная карта юга Дальнего Востока (с элементами геодинамики). Составлена на основе геологических карт Хабаровского [12] и Приморского [11] краев с использованием геологосъемочных карт 1:50 000 и 1:200 000 масштабов.

1 - кайнозойские, в том числе и четвертичные базальты; 2-3 - позднемеловые (2) и раннемеловые (3) вулканы; 4-6 - раннемеловые, преимущественно терригенные отложения: средне-позднеальбские (4), готерив-альбские (5), бернис-валанжские (6); 7 - чешуираванные позднеюрско-раннемеловые кремнисто-терригенные образования с фрагментами (пластины, олистолиты); 8-9 - кора океанического типа палеозой-раннемезозойского возраста; чешуираванные палеозой-раннемезозойские вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенные образования: верхнетриасово-юрские (8), палеозой-триасовые (9); 10 - киселевский (К) и маноминский (М) комплексы юрско-раннемеловых кремней; 11 - региональные аккреционные призмы, содержащие фрагменты коры океанического и континентального типов и получившие развитие на сочленении горст-аккреционных систем с меловыми рифто-грабенами; 12 - Сергеевско-Окраинский и Бикинско-Хорский горы, содержащие фрагменты палеозой-протерозойских метагаббро-гранитоидных комплексов; 13 - южный фланг Ханкайского массива с выходами образований (Анненский комплекс), сходных с Сергеевскими метагаббро-гранитоидными комплексами; 14 - древние кристаллические массивы и платформы; 15 - структурно-формационные зоны горст-аккреционных систем (стрелки - направление их погружения): У - Ульбанская, У-Ш - Удско-Шантарская, С-К - Селемджинско-Кербинская, Я - Янкаяно-Тукурингская, В - Ваджальская, В - Ванданская, Г - Горинская, А-Х - Ариаднинско-Хорская, С - Самаркинская, С-О - Сергеевско-Окраинская, К - Кривинская, Б-Х - Бикинско-Хорская, А - Анюсская, Д - Джаурская; 16 - линиаменты, отражающие генеральные простирания и погружение (стрелки) горст-аккреционных систем (А-О - Амуро-Охотской, В-Б - Восточно-Бурейнской, В-Х - Восточно-Ханкайской, П - Прибрежной) и рифто-грабенов (АМ - Амурского, Пр - Приморского); 17 - границы Амуро-Охотской горст-аккреционной системы; 18 - сдвиги: 1 - Центральный Сихотэ-Алинский, 2 - Лимурчанский, 3 - Болоньский, 4 - Холдаминский, 5 - Кур-Мяочанский (северный фланг Уссурийского сдвига), 6-8 - частные сдвиги сдвиговой зоны Тань-Лу (6 - Куканский, 7 - Сунгарийско-Тастакский, 8 - Хинганский), 9 - Меридиональный, 10-11 - частные сдвиги Приморской сдвиговой зоны (10 - Арсеньевский, 11 - Партизанский), 12 - Уссурийский; 19 - надвиги; 20 - сбросы; 21 - элементы простирания чешуиравно-надвиговых и складчатых структур; 22 - направление смещения Азиатского континента (А) и (или) Тихоокеанской плиты (Т), обеспечивших сдвиговую геодинамическую режим развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода; 23 - доминирующее направление латерального смещения кристаллических массивов и платформ вдоль сдвигов; 24 - участки детальных исследований, номера которых идентичны рисункам, приведенным в тексте.

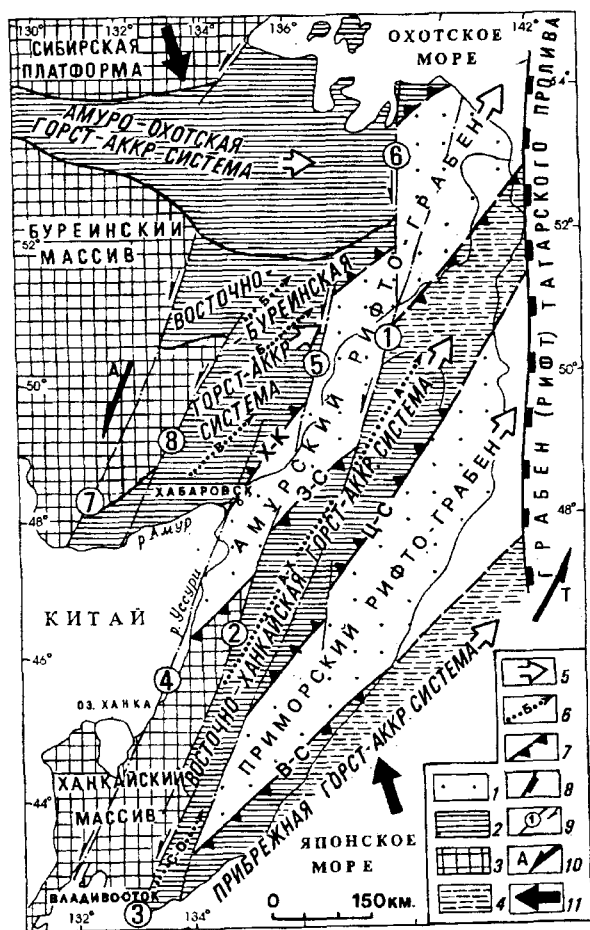


Рис. 2. Схема расположения горст-аккреционных систем и рифто-грабенов.

1 - раннемеловые преимущественно терригенные и в меньших объемах кремнистые образования Амурского и Приморского рифто-грабенов; 2 - палеозойские и раннемезозойские кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенные образования горст-аккреционных систем; 3 - древние кристаллические массивы; 4 - северо-восточные фланги Восточно-Ханкайской и Прибрежной горст-аккреционных систем, погруженные и перекрытые меловыми образованиями; 5 - направление погружения горст-аккреционных систем и рифто-грабенов; 6 - осевые линии (стрелки - направление погружения) отдельных горстов (синформ): Б - Баджальская группа горстов, В - Ванданский, А-Х - Ариаднинско-Хорский, А - Анюйский, С-О - Сергеевско-Окраинский; 7 - линеаменты, отражающие положение региональных аккреционных призм (чешуйчато-надвиговых зон) как связующих звеньев между горстовыми системами и рифто-грабенами (бергштрихи направлены по падению чешуйчато-надвиговых сместителей): В-С - Восточно-Сихотэ-Алинской, Ц-С - Центрально-Сихотэ-Алинской, З-С - Западно-Сихотэ-Алинской, Х-К - Хабаровско-Комсомольской; 8 - система сбросов грабена (рифта) Татарского пролива; 9 - главные сдвиги: 1 - Центральный Сихотэ-Алинский, 2-3 - частные сдвиги Приморской сдвиговой зоны (2 - Арсеньевский, 3 - Партизанский), 4 - Усурийский, 5 - Холдаминский, 6 - Лимурчанский, 7-8 - частные сдвиги сдвиговой зоны Тянь-Лу (7 - Сунгарийско-Тастахский, 8 - Куканский); 10 - направление смещения Азиатского континента (А) и (или) Тихоокеанской плиты (Т), обеспечивших сдвиговой геодинамический режим развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода; 11 - направление регионального (глобального) горизонтального сжатия литосферных плит.

кремнистая и олистостромовая. Каждая ассоциация слагает самостоятельные тектонические пластины и чешуи, разделенные зонами срывов с интенсивным расщеплением, будинажем и развитием мелких асимметричных складок. Считается, что эти ассоциации пород характеризуют, прежде всего, латеральную неоднородность коры до ее скупивания. В результате субдукции океанической коры под Сибирскую платформу (субдукционный этап) с последующим приращением Буреинского массива (коллизийный этап) произошло совмещение латерально удаленных друг от друга породных ассоциаций с образованием аккреционной системы, в которой латеральная неоднородность преобразовалась в вертикальную [47,48]. Однако кроме первичной латеральной вполне допустима, как считали предшественники, и первичная вертикальная неоднородность, обусловленная стратиграфическим чередованием терригенных и вулканогенно-кремнистых образований, сформировавшихся в зоне значительной ширины раздвиг (рифта) с субокеанической корой, выполняющего роль шовной зоны между Сибирской платформой и Буреинским массивом [1,29,32 и др.]. Подтверждением существования первичной вертикальной неоднородности коры являются примеры, когда контакты прослоев и линз кремнистых пород, спилитов и диабазов не осложнены тектоническими срывами, а присутствуют в составе монотонных алевролитово-песчаниковых толщ [39].

Для Амурско-Охотского пояса в целом характерна эволюция от условий формирования ассоциаций пород преимущественно океанического типа к условиям терригенного осадконакопления. Об этом свидетельствует, например, то, что во многих разрезах рифей-палеозойских отложений отмечается смена вулканогенно-кремнистых и кремнисто-спилит-диабазовых формаций на существенно терригенные, а в отложениях верхнего триаса-верхней юры уже однозначно доминирует терригенный материал. И, наконец, на рубеже поздней юры и раннего мела, в результате сжатия и воздымания Амурско-Охотского пояса, в некоторых бассейнах морская седиментация сменилась континентальной [39]. Вполне возможно, что в условиях растяжения шовной зоны и образования рифта здесь формировались образования океанического типа, а при сжатии (сближении Буреинского массива с Сибирской платформой) за счет сокращения по латерали шовная зона воздымалась и не только в результате формирования горстовых поднятий, но и вследствие развития вдоль них чешуйчатых надвигов, которые обеспечили тектоническое сдвигание, а то и многократное повторение по вертикали первичных разрезов. При этом

формировались пригорстовые аккреционные призмы, в которых происходило тектоническое совмещение образований океанического и континентального типов.

Наличие олистостромовых комплексов указывает на то, что чешуйчато-надвиговое сучивание коры шовной зоны было конседиментационным. Содержание в некоторых горизонтах олистостром, помимо олистолитов песчаников, кремней и вулканитов, характерных для указанных выше породных ассоциаций, также и глыб рифейских, вендских и кембрийских известняков, анортозитов, габброидов, пироксенитов и щелочных гранитов [29] свидетельствует о том, что по конседиментационным взбросо-надвигам воздымались и разрушались образования достаточно глубинных уровней коры.

Важной особенностью ГАС является ее погружение на восток, что нашло отражение в существовании на ее восточном фланге Ульбанской СФЗ, выполненной существенно терригенным материалом юрского возраста (см. рис.1).

Восточно-Буреинская ГАС с севера ограничена широтными надвигами (Пауканская система разломов), выполняющими роль южной границы Амуро-Охотской ГАС, а с востока - Сихотэ-Алинской сдвиговой системой. В структурном отношении она характеризуется широким развитием чешуйчато-надвиговых, горстовых и полугорстовых (взбросовых) структур, простирающихся на СВ косо по отношению к Сихотэ-Алинской сдвиговой системе. Для нее характерно зональное строение, проявленное сменой с запада на восток Баджальской и Ванданской СФЗ на Горинскую.

Баджальская и Ванданская СФЗ размещены вдоль границы Буреинского массива, а, возможно, и перекрывают последний. Свидетельством предполагаемого погружения Буреинского массива на восток служит то обстоятельство, что к востоку от северного фланга сдвиговой зоны Тань-Лу (разломы Сунгарийский, Хинганский) этот массив представлен в виде фрагментов, вскрытых в эрозионных окнах, или выходами древних образований типа Софийского купола. Общий структурный рисунок западной части Баджальской СФЗ характеризуется относительно простыми, в том числе и купольными формами, что может также расцениваться как наличие здесь жесткого фундамента.

Баджальская и Ванданская СФЗ сложены палеозойскими и триасовыми образованиями. Среди пород, отнесенных к карбону и перми, широко распространены основные вулканиты, кремни и известняки. Появление в разрезе верхней перми грубообломочных пород может указывать на

эволюцию условий формирования ассоциаций пород от преимущественно океанического типа к терригенным. В триасе, наряду с терригенными отложениями, вновь появляются образования океанического типа. Наличие в пределах южной окраины Ванданской СФЗ хаотических комплексов с глыбами палеозойских образований в матриксе, охарактеризованном мезозойской микрофауной [42], свидетельствует о конседиментационных чешуйчато-надвиговых дислокациях, происходивших в этом районе в мезозое, включая юру-ранний мел.

В пределах Горинской СФЗ наблюдается почти непрерывный разрез верхнетриасовых, юрских и меловых существенно терригенных морских отложений, в составе которых по мере удаления от Буреинского массива заметно возрастает объем основных вулканитов и кремнистых пород [39].

Структурные взаимоотношения палеозойско-триасовых и преимущественно юрских образований характеризуются наличием между ними резко извилистой в плане границы (см.рис.1), обусловленной тем, что в пределы Горинской СФЗ глубоко на СВ проникают горст-антиклинорные (синформные) структуры Баджальской и Ванданской СФЗ, периклинальный характер замыкания которых указывает на их систематическое погружение в этом направлении. Эти структурные признаки свидетельствуют о том, что Восточно-Буреинская ГАС до складчатости и чешуирования представляла собой моноклираль с омоложением возраста палеозойско-мезозойских образований от Буреинского массива на восток. Латеральная (с запада на восток) зональность Восточно-Буреинской ГАС, по-видимому, отражает и вертикальную (снизу вверх) неоднородность коры. Во всяком случае, такой вертикальный разрез следует ожидать в зоне непосредственного налегания на Баджальскую и Ванданскую СФЗ Горинской СФЗ, которая на крайнем востоке может уже залегать на океанической коре, что косвенно подтверждается, как отмечено выше, сменой в Горинской СФЗ с запада на восток преимущественно терригенных образований на существенно кремнистые с наличием вулканитов основного состава. Исключительно закономерная возрастная последовательность латерального наращивания разреза с запада на восток в большей мере может трактоваться в пользу его первичной стратиграфической природы, чем изначально покровно-надвиговой.

Восточно-Ханкайская ГАС размещена к В-СВ от Ханкайского массива, в целом совпадая с границами Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория [10]. ГАС состоит из двух смещенных

Центральным Сихотэ-Алинским сдвигом частей, которые ниже будут охарактеризованы раздельно как Приханкайское и Анюйское звенья Восточно-Ханкайской ГАС, расположенные, соответственно, к западу и востоку от сдвига (см.рис.1, 2).

Приханкайское звено состоит из тесно ассоциирующихся чешуйчато-надвиговых складчатых, горстовых и полугорстовых (взбросовых) структур, ориентированных на СВ под косым углом по отношению к краю Ханкайского массива и Центральному Сихотэ-Алинскому сдвигу. Наиболее древние образования системы обнажены в Сергеевско-Окрайном и Ариаднинско-Хорском горстах, где получили развитие одноименные СФЗ (см.рис.1). В первом из них наблюдаются фрагменты метагаббро-гранитоидных образований, возраст которых определен от 510 млн лет [27] до 2,471 млрд лет, т.е. ранний протерозой - поздний архей [30,31]. Древние комплексы стратиграфически перекрыты пермскими песчаниками, алевролитами и известняками, триасовыми и юрскими алевролитами. В ниже-среднеюрской окраинской свите отмечаются базальты, а самая верхняя - погская свита (верхняя юра-берриас?) сложена субщелочными базальтами и их туфами. Обилие и состав фауны, наличие остатков флоры, литологические особенности пород свидетельствуют об образовании пермско-юрских отложений в мелководных и прибрежных условиях. Характер разреза Сергеевско-Окрайного горста сходен с разрезом южной части Ханкайского массива. Свидетельством единства этих структур является не только идентичность древних метагаббро-гранитоидных образований (Сергеевский и Анненский комплексы), но и сходство разрезов перекрывающих их палеозойско-мезозойских отложений, а также близость друг к другу пермских фаунистических сообществ [15]. Некоторые различия в составе разрезов объясняется сменой в СВ направлении континентальных и прибрежно-морских фациальных обстановок осадконакопления на морские. Интересно, что и апт-альбские угленосные породы сучанской серии, размещенные на юге Ханкайского массива, в СВ направлении постепенно сменяются на одновозрастные морские отложения, что свидетельствует о погружении Сергеевско-Окрайной структуры в этом направлении и в меловом периоде.

Сергеевско-Окрайный горст с СЗ и ЮВ обрамляется соответственно Самаркинской и Кривинской СФЗ (см.рис.1), интенсивно расчлененными и в структурном отношении представляющими собой аккреционные призмы [15,27 и др.], для которых характерно преимущественно встречное (под горст) падение чешуйчатых надвигов и дивергентность (от горста) опрокидывания складок, что указывает на возможную генетическую связь между воздымавшимся в условиях горизонтального

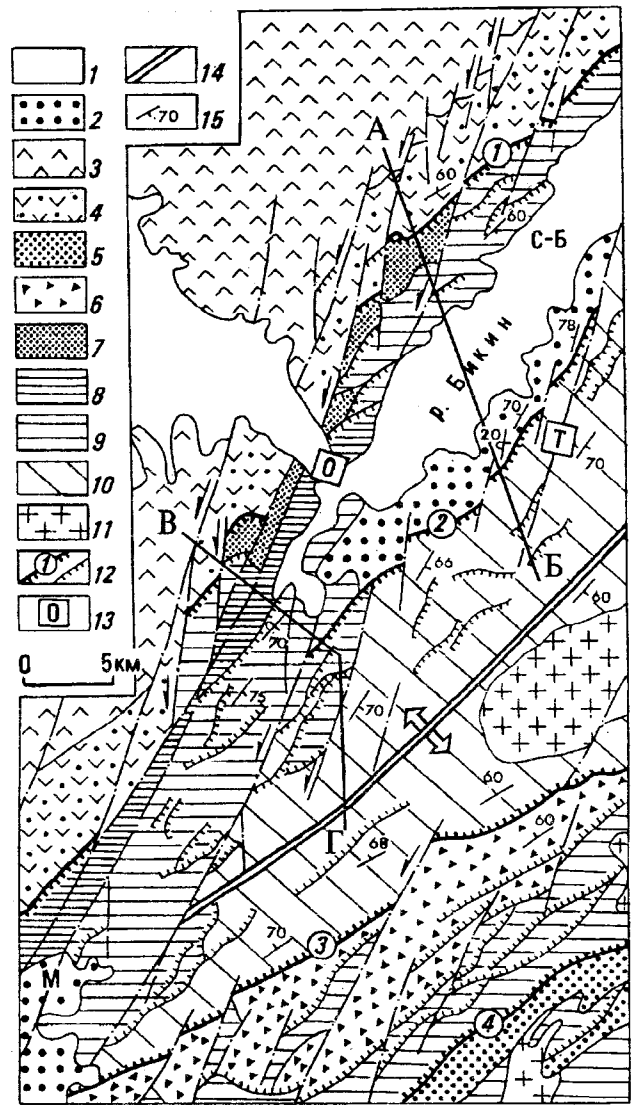


Рис.3. Фрагмент строения Ариаднинско-Хорского горста и его аккреционного обрамления (по материалам В.М.Чмырева, 1963 г. и В.Н. Окочитого, 1988 г.).

1 - четвертичные отложения долины р.Бикин; 2 - олигоцен-миоценовые угленосные отложения Средне-Бикинской депрессии; 3 - верхнемеловые (сеноман) алевролиты, песчаники, конгломераты, туффиты (столбовская толща); 4 - раннемеловой алчанский вулканический комплекс (туфы, туфолавы дацитов, туфопесчаники); 5 - готерив-альб (конгломераты, гравелиты, песчаники, углистые аргиллиты с флорой); 6 - олигостромовая толща (поздняя юра - ранний мел); 7 - поздний триас (песчаники, алевролиты, конгломераты, углистые аргиллиты, туфы кислого состава); 8 - пермь (вулканогенно-терригенная толща - песчаники, алевролиты, туфы дацитов и базальтов, гравелиты); 9 - пермь (сольдинская толща - базальты, диабазы и их туфы, кремни, туффиты, туфо-алевролиты, туфо-песчаники, туфы кислого состава); 10 - средний-верхний карбон (момбиосанская толща - песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты); 11 - раннемеловые граниты (татибинский комплекс); 12 - надвиги (Олонский (1), Прибрежный (2), Раздольный (3), Сибичинский (4)); 13 - сдвиговые зоны (Татибинская (Т), Олонская (О)); 14 - ось Ариадненско-Хорского горста; 15 - элементы залегания слоев; А-Б, и В-Г - линии разрезов (см.рис.8).

сжатия горстом и конседиментационно сформированными вдоль его бортов аккреционными призмами. В составе аккреционных призм, чередуясь с олистостромой, наблюдаются аллохтоны, сложенные как существенно терригенными отложениями, так и образованиями океанического типа (базальты, кремни, известняки) с возрастом от позднего девона до средней юры. Мощность отдельных аллохтонов изменяется от первых десятков метров до нескольких километров. Есть основание считать, что до чешуйчато-надвигового скупивания кора характеризовалась не только вертикальной, но и горизонтальной неоднородностью, выраженной в смене по латерали образований океанического типа на континентальные. Время конседиментационного скупивания коры (образование аккреционного комплекса) определяется возрастом матрикса (олистостромовые и турбидитовые образования), цементирующего разнородные конседиментационные включения. В матриксе собраны многочисленные радиолярии средне-позднеюрского и позднеюрско-раннемелового возраста [27]. В обрамляющих горст СФЗ наблюдаются толщи так называемых "зеленых" турбидитов (их мощность достигает 260-300 м [27]). Ближайшим поставщиком этих продуктов, по видимому, являлись, прежде всего, габброиды Сергеевско-Окраинского горста, который, периодически воздымаясь, частично размывался, по крайней мере уже в средней-поздней юре (возраст "зеленых" турбидитов).

Ариаднинско-Хорский горст и одноименная СФЗ размещены значительно севернее Сергеевско-Окраинской СФЗ (см.рис.1). При относительно небольшой (50-70 км) ширине это горстовое поднятие прослеживается в северо-восточном направлении на 400 км от Ханкайского массива до Центрального разлома (среднее течение р.Хор). Наиболее детально горст изучен в его центральной части (рис.3), где В.Н.Оковитым (1988 г.) установлена следующая стратиграфическая последовательность образований океанического и континентального типов.

Наиболее древние образования представлены слоями момбиосанской толщи, сложенной терригенными отложениями с остатками криноидей и фораминифер (фузулинид) средне-позднекарбонного возраста. Толща является аналогом известной ариаднинской свиты [10], стратотип которой выделен В.Н. Силантьевым в районе с.Ариадное.

Момбиосанская толща согласно перекрывается образованиями сольдинской толщи - аналогом ранее выделенной на юго-западном фланге Ариаднинско-Хорского горста себучарской свиты, которая, по мнению Н.А.Беляевского и Б.А.Иванова, а также Г.С.Белянского и А.П.Никитиной [2], согласно залегает на ариаднинской свите и

характеризуется широким развитием алевролитов, кремней, известняков, базальтов, спилитов и их туфов. Возраст себучарской свиты датируется ранней-поздней пермью на основании определения фораминифер из тел известняков [43]. В нижнесольдинской подтолще, сложенной преимущественно терригенным материалом, В.Н.Оковитый обнаружил (1988 г.) радиолярии пермского возраста, а в средней и верхней толщах кремнисто-вулканогенно-терригенных образований - радиолярии чандалазского уровня, имеющие мидийский возраст. Перекрывается сольдинская толща несогласно и с размывом толщей норийских песчаников (контакт осложнен тектоническим срывом), на которые, также несогласно, налегают раннемеловые терригенные (уктурская свита), а выше - вулканогенные (алчанский вулканогенный комплекс) образования, перекрываемые, в свою очередь, вулканитами позднего мела.

Отличительной чертой момбиосанской толщи является трансгрессивный характер разреза, сложенного терригенными отложениями, более грубыми, почти молассоидными в низах и все более тонкими, до кремнистых в верхней части. Характеризуясь амагматичностью стратифицированных образований, момбиосанская толща во многих случаях интенсивно пронизана дайками и субинтрузиями базальтового состава, формирование которых происходило в условиях растяжения и было синхронным с накоплением перекрывающих момбиосанскую толщу пермских кремнисто-вулканогенно-терригенных отложений сольдинской толщи. Об этом свидетельствует наличие в сольдинской толще кроме субинтрузий и даек габбро, габбро-диабазов, диабазов, базальтов также и многочисленных пластообразных базитовых тел. В одних случаях это потоки базальтовых лав, а в других - силлы. Отнесение межпластовых базитовых тел к потокам или силлам определяется характером контакта с перекрывающими их кремнями и терригенными отложениями: в первом случае они "холодные" (стратиграфические), а во втором - породы кровли ороговикованы и окварцованы (зона контактового воздействия незначительна - 0,3-0,5 м). Вместе с тем, терригенные породы сольдинской толщи в своем составе иногда содержат значительное количество обломков базитов, вероятно, из пластовых тел, что может указывать на проявление базитового магматизма в условиях значительных тектонических дислокаций.

Приведенные выше факты свидетельствуют о формировании образований океанического типа на континентальной коре в условиях ее растяжения (рассеянного рифтинга). Последующее латеральное сжатие значительно осложнило первичную обстановку и привело к образованию горст-аккрецион-

ной структуры. Непосредственно горстовая часть структуры сложена преимущественно средне-позднекарбонowymi смятыми в линейные складки терригенными образованиями момбиосанской толщи (см. рис.3). Обрамляющие горст с северо-запада и юго-востока пермские и мезозойские образования интенсивно расчешуированы и в структурном отношении представляют собой аккреционные призмы, для которых характерно встречное (под горст) падение чешуйчато-надвиговых структур и дивергентность (от горста) опрокидывания складок, что указывает на генетическую связь между воздымавшимся в условиях горизонтального сжатия горстом и формировавшимся вдоль его бортов аккреционными призмами. На конседиментационное воздымание горста указывает сформированная вдоль его юго-восточного борта юрско-меловая олистострома, содержащая олистолиты и крупные пластины момбиосанской и сольдинской толщ. Олистостромовая толща с горстом контактирует по надвигу Раздельному (см.рис.3), который характеризуется северо-западным ($310-320^\circ$) падением сместителя (угол наклона до 30°) и сопровождается зоной (до 600-1000 м ширины) дробленых и милонитизированных пород, иногда перетертых до состояния глин. Также ориентированы и другие надвиги аккреционной призмы, обрамляющей горст с юго-востока.

Аккреционная призма, обрамляющая Ариаднинско-Хорский горст с СЗ (см.рис.3), представлена системой чешуй (Олонская система надвигов), погружающихся на ЮВ и сложенных кремнисто-вулканогенно-терригенными пермскими (солдинская толща) и терригенными поздне триасовыми образованиями, надвинутыми друг на друга и на меловые вулканогенно-терригенные образования, а в некоторых случаях (Прибрежный надвиг) и на палеогеновые. С запада горст и обрамляющие его аккреционные призмы срезаны Олонской системой левых сдвигов СВ простираения, движение по которым, во всяком случае на завершающем этапе, было синхронным с формированием чешуйчато-надвиговых структур сжатия.

В пределах Приханкайского звена Восточно-Ханкайской ГАС раннемеловые терригенные отложения распространены локально и несут признаки эпиконтинентального происхождения, часто угленосны и относительно слабо дислоцированы.

Ануйское звено является продолжением на СВ Приханкайского звена. До разобщения Центральным разломом они, как отмечено выше, составляли единую Восточно-Ханкайскую ГАС. Кроме идентичности характера дислокаций и ориентировки чешуйчато-надвиговых и складчатых структур Приханкайское

и Ануйское звенья объединяет сходство их СФЗ и, прежде всего, Сергеевско-Окраинской и Бикинско-Хорской (см.рис.1). В той и другой СФЗ наблюдаются выходы аномальных для Сихотэ-Алинского складчатого комплекса древних кристаллических образований, которые многие исследователи считают разобщенными частями сложного по составу Ханкайского массива. В Сергеевско-Окраинской СФЗ это Сергеевский выступ и его фрагменты, сложенные метагаббро-гранитоидными образованиями, а в Бикинско-Хорской СФЗ - так называемый "Хорский клин", сложенный очковыми гнейсами, кварцитами, амфиболитами и кристаллическими сланцами, интенсивно мигматизированными. Кроме того, здесь, как и в Сергеевско-Окраинской СФЗ, наблюдаются характерные прибрежно-морские формации, рифогенные постройки перми и нарастающие разрез терригенные отложения триаса. На некоторых участках пермские отложения контактируют с протяженными телами габброидов, которые по их внешнему облику можно параллелизовать с габброидами Сергеевско-Окраинской СФЗ. Сходство этих СФЗ позволило в свое время Л.Ф.Назаренко и В.А.Бажанову [44] оценить амплитуду смещения по Центральному Сихотэ-Алинскому сдвигу в 350 км.

Центральную часть Ануйского звена занимает одноименная СФЗ (см.рис.1), которая в структурном отношении характеризуется как антиклиналь (купол) с погружающимся в СВ и ЮЗ направлениях шарниром (рис.4). Ядро антиклинали сложено [46 и др.] глубоко метаморфизованными породами, согласно налегающими друг на друга в следующей последовательности (снизу вверх): 1) метапесчаники и сланцы; 2) гнейсы и кристаллические сланцы; 3) мигматиты. Весь этот расслоенный комплекс пород древнего облика согласно перекрывается толщей офиолитов, нижняя часть которых представлена метаморфизованными базальтами, долеритами, габброидами, а в некоторых случаях - и серпентизированными ультрамафитами. Большие и светло-серые метакремни, слагающие верхнюю часть офиолитов, почти непрерывно окружают metabазитовые породы. Встречающиеся в них радиолярии из-за интенсивной перекристаллизации невозможно использовать для определения возраста кремней. Офиолитовый комплекс перекрыт триасюрскими вулкано-кремнисто-карбонатно-терригенными формациями.

Ввиду отсутствия биостратиграфических данных, многие исследователи относили ануйские метаморфические породы к докембрию [4,20,26]. Среди имеющихся К-Аг датировок по породе в целом (сланцы и гнейсы) наиболее древние попадают в интервал 417-488 млн лет [18]. Метаморфические

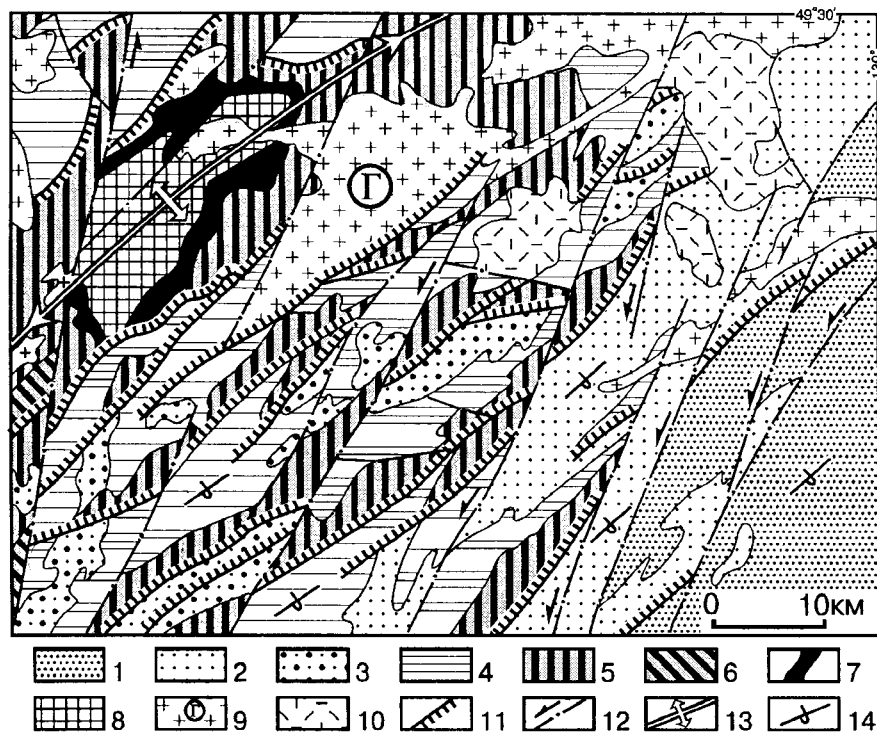


Рис. 4. Строение северо-восточного фланга Анюйского звена Восточно-Ханкайской ГАС и ее аккреционного обрамления (Центрально-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы). Составлена по материалам [37].

1-3 - терригенная формация раннемеловых образований: готериваптские (1) и берриас-валанжинские (2) турбидиты, берриас-валанжинские (3) преимущественно грубообломочные (конгломераты, гравелиты) отложения, лежащие несогласно на подстилающих толщах; 4-6 - пермско-юрская вулканокремнисто-карбонатно-терригенная формация: поздняя юра-берриас (4), триас-юра (5), поздняя пермь (6); 7 - офиолиты; 8 - метаморфические породы Анюйского купола; 9 - раннемеловые граниты (Гобилинский (Г) плутон); 10 - позднемеловые вулканы; 11 - надвиги; 12 - сдвиги; 13 - ось Анюйского горста (синформы, стрелки вдоль оси - направления ее погружения); 14 - доминирующее направление падения слоев и осевых поверхностей складок, опрокинутых на юго-восток.

породы такого возраста к западу от Центрального разлома наблюдаются лишь в пределах Сергеевско-Окраинской СФЗ и, следовательно, при их использовании в качестве репера амплитуда левостороннего смещения по Центральному сдвигу предположительно оценивается в 500-600 км [54].

Как отмечает Натальин Б.А. с соавторами [46], плохая обнаженность не позволяет с уверенностью определить характер взаимоотношений всех перечисленных стратиграфических подразделений. Однако после проведения наблюдений за кинематическими особенностями деформаций эти авторы делают вывод о тектоническом (покровном) характере залегания офиолитов на кристаллическом фундаменте. Такой вывод вытекает, прежде всего, из местами проявленных здесь межформационных и послонных срывов, а также из установленной авторами линейности растяжения широтного и СВ простирания, параллельного шарнирам складок высоких порядков. Однако необходимо учитывать, что формирование всех вышеперечисленных структурных элементов вполне корректно объясняется с позиций эволюционного развития Анюйской структуры как антиклинали, протекавшего в условиях ее горизонтального сжатия и сдвиговой ротации.

Важно отметить, что наличие кристаллических пород под мезозойскими комплексами Центрального Сихотэ-Алиня подтверждается находками в крупных плутонах раннемеловых высокоглиноземистых гранитов ксенолитов метаморфических пород [3,25].

Совокупность фактов позволяет метаморфические породы Хорского клина и Анюйского купола рассматривать как выходы докембрийского кристаллического фундамента Сихотэ-Алиня [20,26 и др.].

Широкое развитие на крыльях Анюйской антиклинали чешуйчато-надвиговых систем с встречным падением сместителей (под антиклиналь) и противоположной вергентностью складок (от оси антиклинали) обеспечивают этой структуре облик синформы или горст-антиклинали. Характерное (периклинальное) замыкание Анюйского звена на северо-востоке (см.рис.1) однозначно свидетельствует о ее погружении в этом направлении, где она перекрыта меловыми терригенными отложениями.

Прибрежная ГАС, начинаясь от Центрального разлома прослеживается к СВ вдоль побережья Японского моря (см.рис.1,2). Ранее характеризовалась как горст-антиклинорий [10]. Погружаясь в СВ направлении, ГАС перекрывается позднемеловыми вулканидами и водами Японского моря. В структурном отношении Прибрежная ГАС представляет собой интенсивно расчлененный блок пород с падением сместителей на ЮВ и вергентностью складок на СЗ. Отдельные аллохтоны и взбросы сложены палеозойскими и мезозойскими (доготеривскими) породами океанического и континентального типов, которые перемежаются с олистостромовыми образованиями. Например, на левобережье р.Аввакумовки (Ольгинский район) с СЗ на ЮВ выделяется пакет тектонических пластин, который моноκлинально падает на ЮВ (45-

60°). В основании рассматриваемого разреза, согласно А.А. Врублевскому и Ю.П. Юшманову [42], залегает палеозойская [9] карбонатно-кремнисто-терригенная со спилитами скалистореченская толща (мощность 500 м), выше которой наблюдается горизонт микститов, а еще выше - кремнистая толща с отдельными прослоями кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов, конгломерато-брекчий и песчаников. Возраст толщи на основании находок в ней конодонтов определен как раннетриасовый. В свою очередь, кремнистая толща по надвигу перекрыта глыбовыми олигостромовыми отложениями мощностью 200 м, в верхней части которых размещена мощная толща известняков, охарактеризованных комплексом позднедевонских (фаменских) фораминифер, интенсивно расчлененных системой надвигов с ЮВ падением под углом 40°. В подошве толщи залегают темно-серые спилиты мощностью 100 м.

Охарактеризованный пакет тектонических пластин, сложенный палеозой-раннемезозойскими, преимущественно карбонатно-кремнистыми образованиями, по-видимому, является фрагментом горста. Наличие горстового выступа вдоль береговой линии подтверждается тем, что здесь наблюдаются наиболее древние (девон) члены из известных в Прибрежной ГАС палеозойских образований. Кроме того, в пределах широко проявленных вдоль берега полей меловых гранитов наблюдаются крупные блоки, сложенные гнейсами, амфиболитами и метаморфическими сланцами, которые можно рассматривать как фрагменты древнего кристаллического фундамента. Высказывается также достаточно обоснованное предположение [36] о существовании древнего поднятия (горста) и к востоку от береговой линии Японского моря. Горст с СЗ обрамлен системой чешуйчатых надвигов, которые систематически падая на ЮВ, образуют аккреционную призму. Ее подробная характеристика будет приведена ниже.

Обобщая описание ГАС юга Дальнего Востока, обозначим их основные характеристики:

1. Горст-аккреционные и складчатые системы дислокаций, повсеместно накладываясь на существенно различные по составу и возрасту фрагменты фанерозойских образований, несут сквозной характер развития. Одноплановый линейный структурный рисунок деформаций различных по возрасту и составу СФЗ (террейнов) свидетельствует о их длительных дислокациях, протекавших в условиях единого регионального поля напряжений сжатия, что противоречит представлениям, согласно которым многие террейны формировались разобщенно в локальных, свойственных только им полях напряжений, и затем в результате субдукционно-коллизионных процессов, пройдя путь значительных перемещений, были совмещены. В этом случае террейны должны были

бы характеризоваться индивидуальными структурными рисунками или содержать в себе хотя бы фрагменты первичных дислокаций, созданных до их пространственного совмещения.

2. Для ГАС характерно погружение на В-СВ, при этом некоторые из них содержат явно выраженные признаки омоложения возраста фанерозойских образований в В-СВ направлении с образованием латеральных рядов, что может отражать: а) первичное (доскладчатое) стратиграфическое латеральное наращивание фанерозойских образований в этом направлении (от древних кристаллических массивов в сторону океана); б) последовательность аккреционного наращивания континентальной коры; в) вертикальное (снизу вверх) строение разреза фанерозойских образований, если они в виде дислоцированной моноклинали погружаются на В-СВ и, следовательно, эрозией срезаны косо.

3. Вкрест простирания ГАС характеризуются чередованием горстовых и полугорстовых (взбросовых) выступов с обрамляющими их чешуйчато-надвиговыми (аккреционными) призмами, что свидетельствует о латеральном сокращении фанерозойских образований с увеличением их мощности в условиях продольного сжатия коры в направлении С-СЗ-Ю-ЮВ.

4. В пределах горстов наблюдаются выходы наиболее древних образований, которые можно считать фрагментами, например, Ханкайского массива. В одних случаях (Сергеевско-Окраинский горст) они наращиваются отложениями континентального типа, а в других (Анхойский горст) океанического. Есть примеры (Ариадненско-Хорский горст) формирования образований океанического типа (пермь) на толщах, сложенных континентальными отложениями (карбон) в результате деструкции (рассеянного рифтогенеза) последних. Такую же природу, по-видимому, имеют и переслаивающиеся с песчаниками и алевролитами субщелочные базальты окраинской и погской свит (нижняя-верхняя юра), сформированных на пермско-триасовых терригенных отложениях, стратиграфически перекрывающих древние мета-габбро-гранитоидные комплексы Сергеевско-Окраинского горста. В некоторых межгорстовых пространствах (Самаркинская СФЗ) формировалась кора океанического типа, по-видимому, отражая существование здесь в палеозое и раннем мезозое рифтогенной структуры.

5. Время последнего сжатия, в результате которого произошло воздымание горстов, а также чешуйчато-надвиговое конседиментационное скупивание (аккретирование) первичной неоднородной по латерали коры с формированием пригорстовых аккреционных призм определяется средне-позднеюрским и позднеюрско-раннемеловым возрастом

матрикса (олистостромовые и турбидитовые образования). В результате этого сжатия море окончательно покинуло пределы ГАС. На отдельных опущенных участках и на окраинах ГАС формировались берриас-валанжинские прибрежно-морские и мелководные отложения.

6. Формирование ГАС предшествовало и продолжалось в период развития меловых бассейнов осадконакопления (рифто-грабенов), поэтому важно рассмотреть структурные и вещественные характеристики последних, а также их пространственно-временные взаимоотношения с ГАС.

РИФТО-ГРАБЕНЫ

Обширный бассейн мелового осадконакопления на юге Дальнего Востока исключительно четко очерчивается резко извилистой полосой развития берриас-валанжинских терригенных отложений, которая практически непрерывно (сплошность нарушается наложенными сдвигами) прослеживается на расстоянии около 2 тыс. км (см. рис. 1). Берриас-валанжинские отложения повсеместно насыщены остатками фауны (преимущественно бухиями), а во многих случаях характеризуются и обилием ископаемой флоры (неокомовый комплекс). В связи с насыщенностью органическими остатками, толща берриас-валанжинских отложений приобрела свойства исключительно надежного маркера и для распознавания структуры юга Дальнего Востока является уникальной. Согласно границе распространения берриас-валанжинских отложений очевидно, что меловой бассейн был открытым в сторону океана, а к юго-западу разделялся на два относительно узких бассейна, глубоко вдающихся в континент. Один из них (Амурский) размещался между Восточно-Буреинской и Восточно-Ханкайской ГАС, а другой (Приморский) между Анюйским звеном Восточно-Ханкайской ГАС и Прибрежной ГАС (см. рис. 1, 2). Бассейны, ориентируясь в СВ направлении, параллельны друг другу и ГАС и характеризуются синхронностью развития, а также почти полной идентичностью состава и возраста компенсирующих их отложений. Все эти признаки дают основание предположить, что Амурский и Приморский палеобассейны формировались в сходных геодинамических условиях. Можно допустить, что в домеловое время к востоку от Буреинского и Ханкайского массивов существовала обширная акватория. В результате воздымания Восточно-Буреинской, Восточно-Ханкайской и Прибрежной ГАС к меловому периоду море сохранилось лишь между этими ГАС. В этом случае Амурский и Приморский палеобассейны можно отнести к структурам грабенового типа. С

другой стороны, в формировании этих палеобассейнов большую роль могли играть процессы растяжения коры и, следовательно, их можно считать структурами рифтогенного типа. Как будет показано ниже, ранние стадии формирования палеобассейнов характеризуются рифтогенными признаками, а завершающие - грабеновыми, поэтому эти структуры уместно назвать рифто-грабенами (РГ).

Приморский рифто-грабен при ширине 100-150 км и протяженности в северо-восточном направлении более чем на 800 км компенсирован нижнемеловыми терригенными породами (главным образом песчаниками и алевролитами). Важной особенностью РГ является зеркальная симметрия строения его крыльев, выраженная, прежде всего, в закономерном (без учета локальных осложнений) латеральном наращивании нижнемелового разреза от бортов к осевой линии РГ (см. рис. 1). Вдоль противоположных бортов, т.е. в зонах сочленения РГ с Прибрежной и Анюйским звеном Восточно-Ханкайской ГАС, получили развитие берриас-валанжинские, преимущественно приконтинентальные грубообломочные фации (таухинская свита, устиновская толща, грубообломочные фации ключевской свиты), в составе которых кроме переслаивающихся с алевролитами и песчаниками конгломератов, с галькой кремней, иногда и гранитов, значительная доля принадлежит хаотическим комплексам, содержащим большое количество глыб и пластин, сложенных позднепалеозойско-раннемезозойскими карбонатно-кремнистыми породами, широко развитыми в Прибрежной и Анюйском звене Восточно-Ханкайской ГАС.

В направлении к осевой линии РГ грубообломочные фации берриас-валанжинских отложений постепенно сменяются разновозрастными турбидитами (силинская, журавлевская свиты и турбидиты ключевской свиты). При этом экзотические глыбы позднепалеозойских и раннемезозойских известняков и кремней в направлении к осевой линии постепенно исчезают и, напротив, в разрезе берриас-валанжинских алевролитов и алевроаргиллитов появляются слои и линзы кремней, а в отдельных случаях и лавы конседиментационных базальтов. Здесь же наблюдаются горизонты эндолистостромов-алевролитов с разлинзованными прослоями ("гидробудинами"), обломками и глыбами песчаников, представляющих собой результат конседиментационных оползневых явлений [14]. Важной особенностью этой формационной разновидности берриас-валанжинского разреза является высокая скорость лавинной седиментации - около 500 м/млн лет [13], которая в этот период времени соответствовала максимальной из известных в

настоящее время [33]. Суммарная мощность этой части разреза берриас-валанжинских отложений оценивается в 6-7 км.

Приведенная характеристика латерального ряда берриас-валанжинских отложений может интерпретироваться как следствие смены прибрежно-морских и мелководных условий осадконакопления к более глубоководным и рифтогенным в направлении к осевой линии РГ.

Латеральный ряд берриас-валанжинских терригенных отложений в направлении к оси РГ, в свою очередь, последовательно наращивается готерив-барремскими, аптскими, а затем и альбскими отложениями, которые сосредоточены в осевой зоне РГ, с концентрацией непосредственно вдоль его оси изолированных "пятен" средне-позднеальбских терригенных (лужкинская свита) и вулканогенно-терригенных (бурматовская свита) отложений, насыщенных остатками фауны тригоний (см.рис.1).

Согласно В.В.Голозубову [13], характерной особенностью готерив-альбской части разреза является значительная роль песчанниковой составляющей и наличие многочисленных горизонтов двух- и трех-компонентного флиша. Разрез состоит из четырех мегаритмов (в основании которых доминируют песчаники, а в кровле - алевролиты), мощностью 1,5-3 тыс.м, состоящих из ритмов более высокого порядка. Накоплен этих толщ происходило, по-видимому, скачкообразно, о чем свидетельствуют часто наблюдаемые следы внутрiformационных размывов в основаниях ритмов. В частности, песчаники часто содержат включения дресвы и мелкого щебня алевролитов, составляющих до 10-15% объема пород в основаниях ритмов. Эти включения представляют собой фрагменты кровли предшествовавших ритмослоев, успевших литифицироваться в степени, достаточной для дробления и попадания в породы вышележащих уровней. Вероятно, наличием таких достаточно продолжительных перерывов можно объяснить значительно меньшую (чем в берриас-валанжине) среднюю скорость седиментации, составляющую здесь около 250 м/млн лет.

Готерив-альбский отрезок времени характеризуется относительно неизменной средней скоростью лавинной седиментации. Мощность отложений готерива и баррема (12 млн лет) составляет около 3 000 м, апта (6 млн лет) - 1 500 м, а в наиболее продолжительное альбское время (15,5 млн лет) накопилось около 4 000 м [14] осадков.

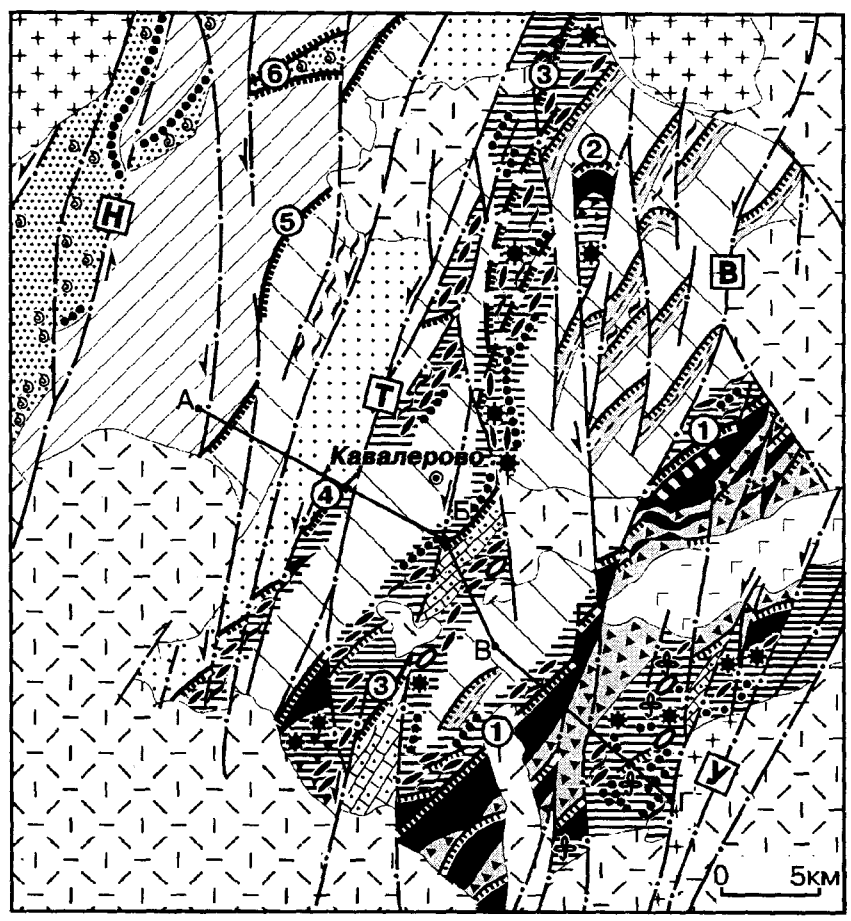
Другой важной особенностью РГ, также отражающей зеркальную симметрию строения его крыльев, является встречная (от бортов к оси РГ) вергентность складок и противоположное (на СЗ под Восточно-Ханкайскую и ЮВ под Прибрежную ГАС) падение чешуйчато-надвиговых сместителей. Особенно

четко эта закономерность проявлена в зонах непосредственного сочленения рифто-грабена с ГАС. Здесь, в результате чешуйчато-надвигового скупивания коры континентального и океанического типов сформированы структуры, по своим характеристикам отвечающие понятию аккреционных призм. Выполняя роль связующих звеньев между горстовыми и межгорстовыми (грабеновыми) структурами, аккреционные призмы отражают генетическую взаимосвязь и геодинамические условия развития последних. В обрамлении Приморского РГ выделяются Восточно- и Центрально-Сихотэ-Алинская аккреционные призмы (АП)(см.рис.1,2).

Восточно-Сихотэ-Алинская АП сформирована в зоне сочленения Приморского грабена и Прибрежного горста и ранее была выделена как Сихотэ-Алинская надвиговая зона [57,59]. Прослеживаясь от Центрального разлома через Кавалеровский и Дальнегорский районы в СВ направлении, не менее чем на 600 км, она на многих участках перекрыта поздне меловым вулканогенным чехлом (см.рис.1). Четких границ АП не имеет, так как в процессы однопланового чешуирования с падением сместителей преимущественно на ЮВ и вергентностью складок на СЗ с разной интенсивностью вовлечены как позднепалеозойско-раннемезозойские образования Прибрежного горста, так и практически весь примыкающий к горсту латеральный ряд меловых отложений РГ до его оси.

Наиболее детально Восточно-Сихотэ-Алинская АП изучена в ее центральной части в Кавалеровском рудном районе (рис.5). Здесь широкое развитие получили чешуйчатые надвиги, которые под углом 25-60° систематически падают на ЮВ. Надвиги часто группируются и образуют надвиговые зоны, по которым надвинуты друг на друга крупные чешуи, сложенные образованиями разного возраста и состава. В одних случаях надвиговые зоны являются границами между терригенными отложениями раннемелового разреза, в других - по ним на нижнемеловые терригенные отложения надвинуты позднепалеозойско-раннемезозойские образования океанического типа и почти во всех случаях надвиговые зоны контролируют развитие микститов.

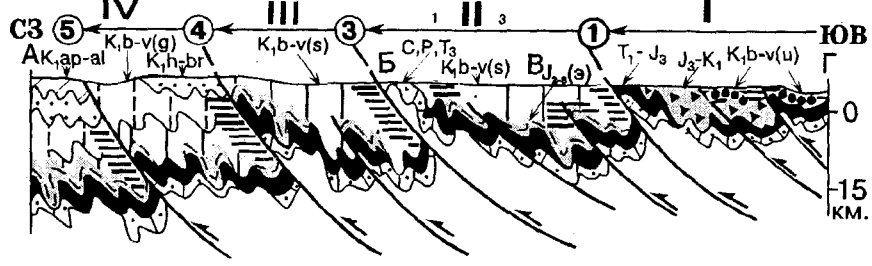
Надвинутые на меловые терригенные отложения позднепалеозойско-раннемезозойские образования океанического типа, слагая фронтальные края некоторых крупных и мелких чешуй, в ЮВ направлении стратиграфически наращиваются верхнеюрско-раннемеловыми и раннемеловыми отложениями континентального типа. Наиболее полный стратиграфический разрез установлен в пределах Горбушинской чешуи, надвинутой на Силинскую (см.рис.5).



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22

Рис. 5. Строение юго-западного фланга Восточно-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы (составлено по материалам геолого-съёмочных отчетов А.И.Бураго (1967 г.), А.Н.Матюнина (1986 г.), Я.В.Каменского (1990 г.) и др.).

Схематический разрез по линии А-Б-В-Г



1 - палеоценовые базальты; 2-3 - позднемеловые вулканы (2) и гранитоидные плутоны (3); 4 - средне-позднеальбские алевриты, песчаники, кремнекlastические гравелиты, конгломераты (лужнинская свита); 5-6 - апт-альбские (5) и готерив-барремские (6) песчаники, алевриты, флишоиды; 7-8* - берриас-валанжинские турбидиты; 7 - алевриты, песчаники, флишоиды, прослой кремнистых алевритов и кремней с радиоляриями (журавлевская и ключевская свиты); 8 - алевриты, песчаники, флишоиды, прослой кремней (силнинская свита); 9 - берриас-валанжинские грубообломочные фацции: олистостромовые толщи с олистолитами и пластинами кремней и толщи переслаивания конгломератов, гравелитов, грубозернистых гравийных песчаников и алевритов с остатками неокомской флоры (устиновская толща и ее аналоги в силнинской свите); 10-12 - обнаруженные в зонах олистостром крупные глыбы и пластины карбон-пермских, средне-верхнетриасовых известняков и позднетриасовых песчаников (10), кремней и известняков, не охарактеризованных фауной (11), слои конгломератов с галькой преимущественно кремней (12); 13 - средне-позднеюрские кремни, кремнистые туффиты, базальты (эрдагоуская свита); 14-16 - горбушинская серия: 14 - верхнеюрские-раннемеловые аркозовые песчаники с горизонтами кремнекlastических осадочных брекчий (верхняя тёрригенная толща горбушинской серии), 15 - нижнетриасовые-верхнеюрские кремни (нижняя кремнистая толща горбушинской серии), 16 - лежащие на базальтах триасовые известняки, подстилающие триасово-юрские кремни; 17 - карбон-пермские известняки, кремни, с которыми пространственно ассоциируют песчаники и алевриты верхнего триаса норийского яруса с фауной монотид; 18 - зоны тектонического будинажа; 19 - зоны конседиментационных надвигов: Горбушинско-Высокогорская (1), Силнинская (2), Кавалеровская (3), Рудная (4), Перевальнинская (5), Ключа Болотного (6); 20 - свдвиговые зоны: Высокогорская (Устиновская)(У), Восточная (В), Темногорская (Фурмановская)(Т), Новогорская (Н); 21 - остатки средне-позднеальбской фауны и неокомской флоры; 22 - конседиментационные надвиговые чешуи: I - Горбушинская, II - Силнинская, III - Кавалеровская, IV - Перевальнинская (порядок цифр и стрелки отражают направленности последовательности конседиментационного воздымания чешуи и замыкания раннемелового бассейна осадконакопления).

*Здесь и в следующих рисунках левая сторона - условные обозначения плана, правая - разреза.

Здесь с СЗ на ЮВ (снизу вверх) наблюдается следующий стратиграфический разрез. В основании разреза на надвиговом сместителе Горбушинско-Высокогорской надвиговой зоны размещен горизонт пористых базальтов, на которых залегает пачка средне-верхнетриасовых известняков (мощность до 300 м), перекрытых кремневой толщей (нижняя часть горбушинской серии). При относительно небольшой стратиграфической мощности (50-70 м) толща кремней содержит микрофауну триаса и юры (по титон включительно)[5,8]. Толща обычно сильно чешуирована, поэтому многократно повторена в разрезе, чем объясняется увеличение мощности кремней до 600-700 м. Толща кремней, в свою очередь, согласно перекрывается толщей аркозовых песчаников (мощность до 700 м), содержащих угловатые включения кремнисто-глинистых сланцев, кремней и известняков (верхняя часть горбушинской серии). Возраст толщи определяется как позднеюрский-раннемеловой или берриас-валанжинский [5]. Выше песчаниковой толщи залегает устиновская толща (аналог таухинской свиты) терригенных образований берриас-валанжина, мощность которой превышает 500 м. Для толщи характерно переслаивание грубообломочных пород (конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники) с горизонтами аркозовых песчаников и алевролитов, в которых обнаружены обильные остатки берриас-валанжинской флоры, а также остатки берриас-валанжинских груборебристых пелелипод-тригонийд и других двустворок. Венчается устиновская толща микститами-алевролитами, содержащими мелкие включения и глыбы песчаников, кремней, известняков и базальтов средне-верхнего триаса, а также глыбы и пластины палеозойских известняков и базальтов, верхнепермских кремней и аркозовых песчаников среднего и верхнего триаса. Берриас-валанжинские, как и подстилающие их триас-юрские образования, по всему разрезу значительно расчешуированы, однако надвиги осложняют, но, на наш взгляд, принципиально не нарушают стратиграфический характер наращивания разреза в ЮВ направлении от образований океанического типа к континентальным, включая и грубообломочную устиновскую толщу.

Силинская чешуя надвинута на Кавалеровскую по одноименной надвиговой зоне (см.рис 5). В пределах ее фронтального края вдоль Кавалеровской надвиговой зоны сконцентрированы пластины и крупные глыбы, сложенные известняками карбона, перми, песчаниками и алевролитами верхнего триаса, норийского яруса, триас-юрскими кремнями. Здесь также широко развиты микститы, идентичные микститам устиновской толщи, в том числе и олигостромового типа. В остальной части Силин-

ская чешуя сложена в основном берриас-валанжинскими турбидитами силинской свиты, разрез которой в связи с чешуированием многократно повторяется (см.рис.5). Причем в основании разреза повсеместно наблюдается маломощная толща (эрдагоусская свита, возраст - средняя-поздняя юра), сложенная (снизу вверх) базальтами (до 120 м) и пестроцветными кремнями (до 50 м), которые к ЮВ согласно наращиваются берриас-валанжинскими турбидитами силинской свиты.

В свою очередь разрез берриас-валанжинских турбидитов (журавлевская свита), которыми сложен фронтальный край Перевальненской чешуи, наращивается также к ЮВ, но уже турбидитами готерив-баррема (см.рис.5).

Таким образом, на фоне прерывисто-непрерывного регионального наращивания нижнемеловых терригенных отложений в СЗ направлении, в пределах отдельных чешуй аккреционной призмы разрез наращиваются в обратном, ЮВ направлении. Как региональные, так и локальные закономерности стратиграфического наращивания разрезов и изменение фациальных обстановок по латерали объясняются тектоническими особенностями формирования Восточно-Сихотэ-Алинской АП в целом и ее чешуй в отдельности.

Региональная закономерность обусловлена последовательным с ЮВ на СЗ конседиментационным воздыманием чешуй с разрастанием в этом направлении Прибрежного горста - главного источника сноса терригенных осадков, что, естественно, обусловило и продвижение фронта терригенного осадконакопления в СЗ направлении. Более детально развитие этого процесса представляется следующим образом.

Наличие в Прибрежной ГАС фрагментов пород древнего облика (гнейсы, амфиболиты, метаморфические сланцы) свидетельствуют о значительном воздымании и последующем глубоком размыве этого поднятия, основная часть которого, по видимому, как отмечено выше, находилась юго-восточнее ныне существующей береговой линии. В результате поднятия и размыва горста к северо-западу от него, где в триасе и юре формировались образования океанического типа (нижняя часть горбушинской серии), в конце поздней юры начали поступать большие объемы аркозов, которые в пределах Горбушинской чешуи перекрывали триас-юрские кремни. Фронтальный край Горбушинской чешуи, выступая над уровнем моря, выполнял роль барьера на пути продвижения продуктов размыва горста еще далее на северо-запад. Поэтому к северо-западу от этого барьера условия формирования кремнистых образований без значительных терригенных примесей могли сохраниться более длительное время. Во всяком случае,

такой структурной обстановкой можно объяснить тот факт, что в пределы Силинской чешуи аркоз поступали в относительно небольших объемах и здесь доминировало формирование аргиллитов, алевролитов и флишоидов, согласно перекрывающих базальтово-кремнистые образования эрдагоусской толщи (средняя - поздняя юра).

В берриас-валанжинское время Прибрежный горст и пригоровая Горбушинская чешуя продолжали воздыматься с образованием здесь мелководных и прибрежно-морских условий осадконакопления, что привело к формированию отложений, в которых большая доля принадлежит микститам (таухинская свита, устиновская толща). Отложения насыщены остатками берриас-валанжинской фауны и неокомской флоры, которые поступали с близрасположенных берегов. По мере удаления от источника сноса в СЗ направлении грубообломочные фации берриас-валанжинских отложений сменяются однообразными турбидитами (силинская, журавлевская свиты). При этом экзотические глыбы и мелкие обломки позднепалеозойских и раннемезозойских известняков и кремней постепенно исчезают и, напротив, в турбидитах силинской и, особенно, в наиболее удаленной от Прибрежного горста журавлевской свите появляются слои и линзы кремней, а также лавы конседиментационных базальтов, свидетельствующих о том, что синхронно с поступлением больших объемов терригенного материала здесь и в берриасе-валанжине периодически продолжалось растяжение (угнетенный рифтогенез) основания меловых отложений с излиянием базальтовых лав и формированием маломощных кремневых слоев и линз.

В готериве, в результате последовательного конседиментационного воздымания Горбушинской, Силинской и Кавалеровской чешуй произошла очередная латеральная миграция области терригенного осадконакопления и наращивание мелового разреза в СЗ направлении. Причем, готерив-барремские терригенные отложения вблизи области размыва (Дубровская чешуя) согласно перекрыли берриас-валанжинские также терригенные отложения (журавлевская свита), а в осевой зоне рифто-грабена они на многих участках, возможно, отлагались на образованиях океанического типа (контакт осложнен тектоническим срывом), датированных поздней юрой-берриасом (колумбинская толща).

Есть основание считать, что последовательным воздыманием чешуй объясняется не только латеральная миграция области терригенного осадконакопления с закономерным изменением фациальных обстановок, но и лавинный характер седиментации. Скачкообразная седиментация и флишоидный характер накопления раннемеловых толщ, по-видимому, обусловлены

импульсным воздыманием чешуй, иногда со значительной амплитудой, что обеспечило не только фациальную неоднородность разновозрастных образований по латерали, но и появление среди турбидитовых отложений горизонтов конгломератов с хорошо окатанной галькой разного состава и крупнозернистых песчаников с обломками пород, как осадочных (алевролитов, кремней, редко - известняков), так и изверженных и метаморфических.

В локальных (в пределах отдельных чешуй) закономерностях стратиграфического наращивания разрезов большую роль, по-видимому, играли листрические (выползающие с глубиной) надвиги. Например, наращивание стратиграфического разреза в ЮВ направлении и ряд особенностей фациального разнообразия меловых терригенных отложений Горбушинской чешуи можно объяснить с позиций ее конседиментационного воздымания по Горбушинско-Высокогорской надвиговой зоне, если последняя является листрической. В этом случае воздымание фронтального края чешуи доминировало над ее тыловой частью. В результате происходил перекося чешуи, что приводило к наклону дна палеобассейна на ЮВ и конседиментационному оползанию пластических осадков с брекчированием литифицированных слоев. Проявление этого процесса отражено в строении толщи позднеюрских-берриас-валанжинских аркозовых песчаников (верхняя часть горбушинской серии), в составе которых, как отмечалось выше, наблюдаются многочисленные линзы и прослои кремнекlastических дресвяников и осадочных брекчий.

Перекося чешуи мог привести к трансформации первичного горизонтально-слоистого стратифицированного разреза в моноклираль, в которой, несмотря на наложенные опрокинутые на СЗ складки высоких порядков, в целом наблюдается латеральное наращивание разреза с СЗ на ЮВ (см. рис. 5). Доминирующее воздымание фронтальной кромки Горбушинской чешуи привело к формированию вначале подводного, а затем и островного линейного выступа, сложенного позднепалеозойско-раннемезозойскими образованиями. Длительно воздымавшийся выступ фундамента меловых отложений, разрушаясь, служил источником формирования конгломератов и сноса экзотических глыб берриас-валанжинских микститов, в том числе и олисто-стромового типа. Микститы, сформированные вдоль нависающего края Горбушинско-Высокогорской надвиговой зоны, в дальнейшем оказались почти полностью перекрытыми надвигавшимися пластинами триас-юрских кремней. В свою очередь, тыловой хаотический комплекс, (представлен устиновской толщей), содержащий в своем составе конгломераты, крупные экзотические глыбы и олистолиды, мог

формироваться также и за счет разрушения фронтальной кромки чешуи, расположенной юго-восточнее Горбушинской и надвигавшейся на последнюю.

Отгороженный в раннем мелу островным линейным выступом от обширной северной акватории Горбушинский тыловой палеобассейн характеризовался мелководными и прибрежно-морскими условиями осадконакопления. Это подтверждается наличием здесь грубообломочных фаций (устиновская толща) и высокой концентрацией остатков берриас-валанжинской фауны и, прежде всего, груборебристых пелеципод-тригоний, а также неокомской флоры, поступающей с близрасположенных берегов. Особенно обильные захоронения остатков хорошей сохранности флоры наблюдаются в слоях и линзах алевролитов среди грубообломочных отложений устиновской толщи. Можно предположить, что Горбушинский мелководный и хорошо прогреваемый тыловой палеобассейн был благоприятным для развития берриас-валанжинских груборебристых пелеципод-тригоний, а также неокомитид, экзогир и других фаунистических форм, сходных с представителями фауны средиземноморской палеогеографической области и отличной от обитавших севернее бореальных организмов фауны, преимущественно бухий, которыми охарактеризованы берриас-валанжинские турбидиты силинской и журавлевской свит. Кроме того, необходимо учитывать, что южная окраина Приморского палеобассейна до сокращения его ширины при сжатии в процессе смещения вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига находилась значительно южнее своего нынешнего положения, что также может объяснить наличие здесь остатков теплолюбивой фауны, отличной от фауны северного борта палеобассейна.

Несмотря на локальные осложнения, региональное прерывисто-непрерывное стратиграфическое наращивание разреза от Прибрежного горста к оси Приморского рифто-грабена просматривается достаточно отчетливо. Все члены этого разреза от позднемюрских, согласно наращивающих триас-юрские кремни пригорстовой зоны, до берриас-валанжинских, а затем и до апт-альбских образований осевой зоны РГ связаны между собой не только достаточно строгой возрастной последовательностью их формирования, но и прослеживаемой через весь разрез с ЮВ на СЗ закономерностью фациальных изменений в этом направлении. Безусловно, первичный меловой бассейн осадконакопления занимал обширное пространство, а современное компактное положение раннемеловых отложений было обеспечено их последовательным тектоническим скупиванием в результате зна-

чительных горизонтальных смещений вдоль сдвигов. Однако нельзя согласиться с тем, что разные члены этого единого разреза формировались разобщенно и независимо друг от друга в разных геодинамических обстановках [14]. Авторы обсуждаемой модели считают, что горбушинская, устиновская и силинская свиты, слагающие Таухинский террейн, были сформированы в субдукционной обстановке, а затем, переместившись вдоль сдвигов на тысячи километров, в готерив-альбе причленились к верхней части раннемелового разреза – Журавлевскому террейну, сформированному в обстановке трансформной окраины. При этом субдукционные гранитоиды, родственные Таухинской аккреционной призме, остались на месте их формирования (Юго-Восточный Китай, Корея). Кроме того, авторы этой модели считают, что Таухинский террейн, сформировавшийся в результате северо-западной субдукции океанической плиты под континент, вначале характеризовался соответственно и северо-западным падением конседиментационных чешуйчатых поддвигов и сопровождающих их олистостромовых толщ. Существующее ныне обратное юго-восточное падение этих структурных элементов связывается с перемещением Таухинского террейна вдоль сдвигов. Столь радикальное перерождение структуры Таухинского террейна трудно представить, во всяком случае, без проведения специальных детальных структурно-геодинамических исследований, направленных на поиски фрагментов первичных дислокаций. В противном случае создается впечатление, что авторы пошли на это сложное построение не на основе существующих фактов, а под давлением требований плитной тектоники и, в частности, из желания объяснить формирование аккреционной призмы не иначе, как механизмом субдукции океанической плиты под Азиатский континент.

Проведенный анализ позволяет считать, что формирование Восточно-Сихотэ-Алинской АП, началось, по-видимому, не позднее поздней юры и происходило в течение всего раннего мела, мигрируя в поперечном направлении с юго-востока на северо-запад до осевой зоны Приморского палеобассейна. Установлено, что в завершающие этапы этого процесса в чешуирование были вовлечены также и апт-альбские турбидиты, размещенные вдоль осевой линии раннемелового бассейна [58]. Здесь на протяжении 15 км в цокольной террасе верховья р.Кемы и ее притоков наблюдается устойчивая северо-западная вергентность складок и юго-восточное падение системы надвиговых сместителей (рис.6).

Центрально-Сихотэ-Алинская АП
сформирована вдоль северо-западного борта Приморского РГ в зоне его сочленения с Восточно-

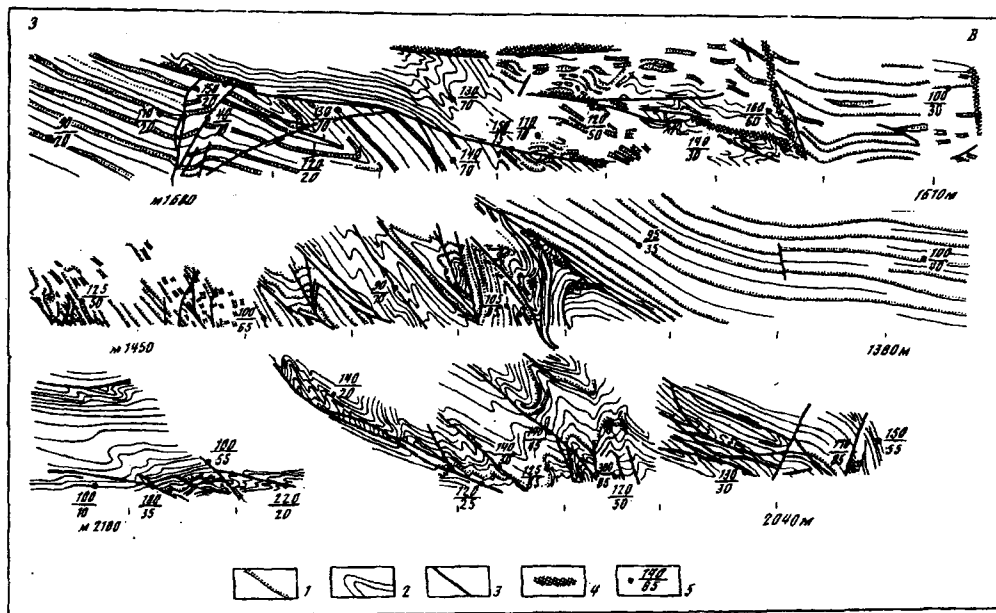


Рис. 6. Фрагмент строения северо-восточного фланга Восточно-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы (зарисовка цокольных террас верховья р.Кемы, по [57]).

1-2 - прослойки песчаников (1) и алевролитов (2) турбидитов апт-альба; 3 - тектонические срывы (надвиги); 4 - зоны миленитов; 5 - замеры залегания слоев и тектонических сместителей (числитель - азимут падения, знаменатель - угол падения).

Ханкайской ГАС (Аньюйским горстом)(см.рис.1,2). Она также как и Восточно-Сихотэ-Алинская АП не имеет четких границ и прослеживается от Центрального Сихотэ-Алинского сдвига в направлении СВ 45° не менее чем на 500 км. Для нее, в отличие от Восточно-Сихотэ-Алинской АП, характерна не СЗ, а ЮВ вергентность складок и не ЮВ, а СЗ падение системы чешуйчатых надвигов. При этом разрез меловых отложений от берриас-валанжина до апт-альба наращивается по латерали в ЮВ направлении к осевой линии РГ, т.е. зеркально-симметрично по отношению к латеральному наращиванию такого же разреза в ВосточноСихотэ-Алинской АП. Установленную здесь закономерность, когда при общем наращивании мелового разреза на ЮВ слои систематически падают на СЗ, М.В.Мартынюк [39] назвал структурным парадоксом. Особенно детально изучен юго-западный фланг Центрально-Сихотэ-Алинской АП на участке, где он срезан Центральным Сихотэ-Алинским сдвигом (рис.7). Здесь по отношению к Восточно-Сихотэ-Алинской АП, детально охарактеризованной на примере Кавалеровского района (см.рис.5), также наблюдается полная зеркальная симметрия в структурном, вещественном отношениях и времени развития. Отметим главные детали зеркально-симметричного сходства противоположных бортов Приморского РГ.

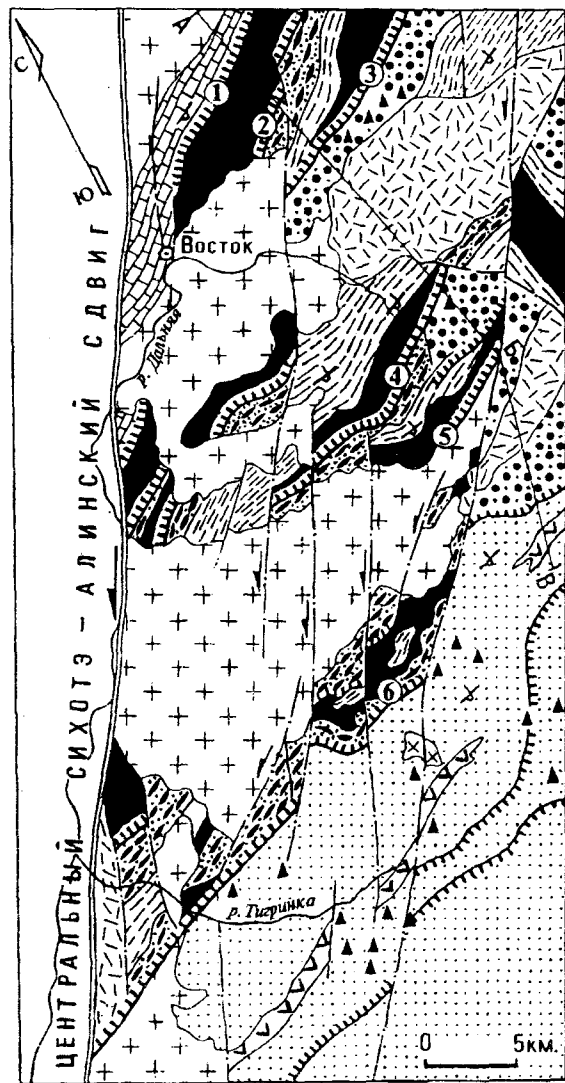
Все без исключения геологи, картировавшие этот район (Надежкин В.И., Никогосян В.А., Кочкин В.М., Амельченко Г.Л. и др.) указывали на сходство установленного здесь триас-юрского разреза с горбушинской серией Кавалерово-Дальнегорского района. Согласно результатам картирования южной части района (Амельченко Г.Л. и др., 1990 г.) здесь за

счет тектонического чешуирования многократно повторяется следующий разрез триас-юрских образований (см.рис.7). Внизу разреза размещена кремнистая толща, которая состоит из кремней, глинистых кремней с прослойками кремнистых аргиллитов. Между этими разновидностями пород наблюдаются согласные взаимоотношения и постепенные переходы. Они составляют единый ритм с регрессивным циклом осадконакопления, развитие которого шло от наиболее (относительно) древних кремнистых пород к более молодым - кремнисто-терригенным. Благодаря многочисленным находкам радиолярий и конодонтов возраст толщи определен как триас-юра. За нижнюю возрастную границу принят ранний триас, т.к. в неполном разрезе кремней, без его нижней части, присутствуют конодонты пограничных слоев оленека и анизия. Верхняя возрастная граница толщи определяется находками в кремнях радиолярий средней части поздней юры. Из описания многократно повторяющегося разреза кремнистой толщи вытекает общая закономерность, согласно которой снизу вверх уменьшается "кремнистость" осадков и увеличивается их "глинистость", точно также изменяется и видовой состав микрофауны. В кремнистой части разреза присутствуют в основном триасовые виды, а в глинистой - юрские.

Кремнистая толща района по составу пород, объему, характеру напластования и возрасту органических остатков сопоставима с нижней кремнистой частью горбушинской серии Кавалерово-Дальнегорского района. Выше кремнистой толщи согласно залегает песчанниковая толща, которая неразрывно связана с кремнистой толщей и, в свою очередь, по своему внешнему облику очень сходна с

верхней терригенной частью разреза горбушинской серии. Здесь, как и в верхней части горбушинской серии наблюдаются горизонты конседиментационных кремнистых брекчий с остроугольной формой обломков, сложенных кремнистыми алевролитами и глинистыми кремнями. Возраст толщи устанавливается на основании находок радиолярий, возраст которых, по заключению Л.М.Олейник, характерен для поздней юры. Г.Л.Амельченко (1990г.) допускает, что верхи полного разреза песчаниковой толщи, как и в горбушинской серии, могут иметь раннеберриасский возраст.

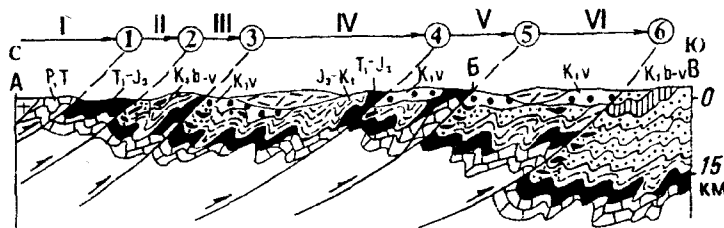
В составе песчаниковой толщи редко наблюдаются маломощные горизонты и линзы микститов. Основная же часть микститов расположена выше песчаниковой толщи, согласно перекрывая последнюю, хотя чаще контакты между ними сорваны. На этом же уровне и выше во многих случаях закартированы терригенные отложения, в которых большая доля принадлежит гравелитам и конгломератам (ключевская свита). Перекрывающие песчаниковую толщу поздней юры микститы сопоставимы с грубообломочными берриас-валан-



- 1 - берриас-валанжинские турбидиты: алевролиты, песчаники, пачки флишoidного переслаивания (аналог силинской и журавлевской свит), 2 - сингенетичные флишoidному осадконакоплению базальтоиды; 3-4 - берриас-валанжинские грубообломочные фации: валанжинские (3) конгломераты, песчаники, алевролиты (ключевская свита), берриас-валанжинские (4) микститы (аналог устиновской толщи) - аркозовые песчаники и алевролиты, содержащие прослои и линзы конгломератов, а также насыщенные олистолитами и олистоплаками кремней; 5-6 - аналоги горбушинской серии: 5 - позднелюрские-раннемеловые песчаники и алевролиты, связанные постепенным переходом с нижележащими кремнистыми породами, горизонты кремнекластических осадочных брекчий (аналог верхней терригенной части горбушинской серии), 6 - триасово-юрские кремни, глинистые кремни, фтаниты (аналог нижней кремнистой части горбушинской серии); 7 - татибинская толща: верхнепермские и триасовые песчаники, яшмы, кремни, известняки, алевролиты, спидиты, андезиты и горизонты микститов; 8-9 - позднесальбский (8) плутонический (граниты, адаметиты) и сеноман-туронский (9) вулканоплутонический (андезиты, дациты, монцодиориты, гранодиориты) комплексы; 10 - позднелюрские-раннемеловые конседиментационные надвиги и надвиговые зоны: 1 - Восток-2, 2 - Валунная, 3 - Лагерная, 4 - Северная, 5 - Водораздельная, 6 - Тигринкинская; 11 - Центральный Сихотэ-Алинский и сопутствующие его развитию более мелкие левые сдвиги; 12 - места находок остатков берриас-валанжинской фауны (преимущественно бухий); 13 - доминирующее направление опрокидывания изоклинальных складок; 14 - конседиментационные надвиговые чешуи: I - Восток-2, II - Валунная, III - Лагерная, IV - Северная, V - Водораздельная, VI - Тигринкинская (порядок цифр отражает направление последовательности конседиментационного воздымания чешуй и замыкания раннемелового бассейна осадконакопления).

Рис.7. Строение юго-западного фланга Центрально-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы (бассейн рек Дальней и Тигринки). Составлено по материалам геолого-съёмочных отчетов Г.Л.Амельченко (1990 г.), В.А.Никогосяна (1966 г.), В.М.Кочкина (1966 г.) и др.

Схематический разрез по линии А-Б-В



жинскими отложениями устиновской толщи Кавалеровского района. И не случайно, что часть из этих образований сопоставлялась (В.И.Надежкин, 1972 г. и др.) с таухинской свитой Прибрежной СФЗ.

Примечательно, что приведенный стратиграфический разрез полностью или частично повторяется в каждой из многочисленных чешуй (см.рис.7). Здесь, как и в Кавалеровско-Дальнегорском районе фронтальные края чешуй в большинстве случаев сложены триас-юрскими кремнями, которые по латерали к северо-западу стратиграфически наращиваются песчаниками поздней юры, а те, в свою очередь, грубообломочными фациями берриас-валанжина. Таким образом, как и в Восточно-Сихотэ-Алинской АП, здесь также на фоне регионального направления наращивания разреза, в пределах отдельных чешуй аккреционной призмы разрезы по латерали наращиваются в обратном направлении. Эта же закономерность наблюдается и на СЗ фланге Центрально-Сихотэ-Алинской АП (см.рис.4).

Региональная закономерность выражена в том, что на северо-западе в центральной части Анойского горста (синформы) размещены фрагменты кристаллических образований древнего облика (Хорский клин и Анойский выступ). К юго-востоку широкое развитие получили палеозойско-триасовые, а затем триасово-юрские преимущественно кремнисто-терригенные образования, которые еще далее к юго-востоку наращиваются турбидитами раннего мела. В этом же направлении происходит латеральное наращивание раннемелового разреза и смена фациальных обстановок отложений этого возраста. Так в зоне развития чешуй, сложенных триас-юрскими кремнями, наблюдаются берриас-валанжинские грубообломочные (в том числе и олистостромовые) фации. К юго-востоку они сменяются одновозрастными турбидитами (аналоги журавлевской и силинской свит), характеризованными многочисленными остатками бухий, захоронения которых сосредоточены, прежде всего, вблизи распространения выходов конседиментационных тел базальтоидов. Кроме базальтоидов в турбидитовом разрезе отложений берриас-валанжина наблюдаются протяженные на десятки километров горизонты кремнисто-глинистых сланцев, которые совместно с базальтоидами свидетельствуют об эпизодах угнетенного рифтогенеза фундамента меловых терригенных отложений. Турбидиты берриас-валанжина в юго-восточном направлении, в свою очередь, последовательно наращиваются терригенными отложениями готерив-баррема, а затем и апт-альба, которые сосредоточены в осевой зоне Приморского РГ. В этом прерывисто-непрерывном латеральном наращивании мелового разреза наблюдаются и осложнения, связанные с выходами фундамента меловых отложений. Так в

приосевой части Приморского РГ вдоль юго-восточной границы распространения готерив-барремских турбидитов выходит на поверхность колумбинская толща (аналог эрдагоуской толщи), которая в виде узкой полосы в северо-восточном направлении закартирована на протяжении 150 км [58] и в своем составе содержит образования океанического типа, охарактеризованные средне-позднеюрской микрофауной. Этими образованиями сложен фронтальный край тектонической чешуи, которая надвинута по системе падающих на СЗ сместителей. Надвигание было конседиментационным и происходило в апт-альбе, поэтому вдоль нависающего края чешуи на всем ее протяжении получила развитие толща микститов (в том числе и олистостромового типа), обильно насыщенная остатками апт-альбских ауцеллин.

Таким образом, сравнивая строение и латеральную направленность наращивания разреза противоположных бортов Приморского РГ, как и изменения фациальных обстановок в направлении осевой линии РГ, мы приходим к выводу, что встречное конседиментационное наращивание по латерали Восточно-Сихотэ-Алинской и Центрально-Сихотэ-Алинской АП привело в конце альба к замыканию Приморского мелового бассейна осадконакопления.

Амурский рифто-грабен при ширине 100-150 км и протяженности в северо-восточном направлении более чем на 600 км так же как и Приморский компенсирован нижнемеловыми, преимущественно терригенными отложениями (см.рис.1). Вдоль бортов РГ в зонах его сочленения с Восточно-Буреинской и Восточно-Ханкайской ГАС развиты берриас-валанжинские образования, повсеместно насыщенные остатками фауны преимущественно бухий. Берриас-валанжинские флишоидные отложения северо-западного борта Амурского РГ согласно наращивают разрез юры Горинской СФЗ [39]. Взаимоотношения берриас-валанжинских отложений юго-восточного борта грабена с нижележащими образованиями наиболее достоверно установлены на его юго-западном фланге в бассейне р. Улитки (правый приток р. Бикин). Здесь култухинская свита (поздняя юра-берриас) при мощности до 1000 м согласно, с постепенным переходом, залегают на триасово-юрской существенно кремнистой толще и делится на две подсвиты [43]. Нижняя сложена аргиллитами, песчаниками, алевролитами, алевро-песчаниками. Верхняя подсвита представлена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами. В ее низах наблюдаются прослойки и линзы субщелочных базальтоидов.

Стратиграфия послеваланжинских морских отложений Амурского РГ разработана слабо. При общем сходстве нижнемеловых разрезов Амурского

и Приморского бассейнов есть и некоторые различия. В частности, некоторые исследователи [39 и др.] считают, что здесь нет достоверно доказанных готеривско-барремских отложений. Однако согласиться с этим мнением трудно, т.к. здесь за последнее время закартированы турбидиты, в которых обнаружены баррем-альбские ауцеллины [42]. Кроме того, в матрице хабаровского комплекса обнаружены готерив-барремские радиолярии [45 и др.]. Апт-альбская терригенная толща, локализуясь в осевой зоне Амурского РГ, характеризуется резкой фациальной изменчивостью, наличием мощных горизонтов конгломератов с глыбами и валунами, а также редких прослоев кислых туфов и кремнистых пород. В Нижнем Приамурье в осевой зоне РГ установлены наиболее молодые (сеноман-туронские) морские отложения, для которых характерно ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов, присутствие пачек туфогенного флиша, а также основных и средних вулканитов, которые иногда ошибочно включаются в состав субаэральных покровов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена [39]. Биостратиграфические исследования Т.Д.Зоновой [21] свидетельствуют о том, что в сеномане Амурский бассейн соединялся с северной частью Хоккайдо-Сахалинского мелового палеобассейна. Между тем, Приморский бассейн к сеноману уже замкнулся, и самые молодые морские отложения датируются здесь средним-поздним альбом.

Важной особенностью Амурского РГ, как и Приморского, является зеркальная симметрия строения его крыльев, выраженная прежде всего в закономерном латеральном наращивании нижнемеловых отложений от бортов, сложенных берриас-валанжинскими отложениями, к осевой линии РГ, где сосредоточены готерив-альбские и сеноман-туронские морские отложения. Иногда эта симметрия нарушается в связи с тем, что на некоторых участках юго-восточного борта РГ сформированы наложенные впадины, компенсированные апт-альбскими образованиями (преимущественно вулканогенными). Другой важной особенностью РГ является его погружение на северо-восток, что объясняет развитие сеноман-туронских морских отложений не на всем протяжении осевой линии РГ, а только на его северо-восточном фланге.

Наращивание разрезов от противоположных бортов Амурского РГ к его оси по аналогии с Приморским рифто-грабеном предполагает и структурную зеркальную симметрию его бортов. К сожалению, Амурский РГ в этом отношении изучен не повсеместно, можно указать лишь на некоторые фрагменты существования вдоль бортов грабена аккреционных призм с встречной (от бортов к оси РГ) вергентностью складок и противоположным (на СЗ под Восточно-Буреинскую и ЮВ под Восточно-

Ханкайскую ГАС) падением чешуйчато-надвиговых сместителей.

Хабаровско-Комсомольская АП сформирована вдоль северо-западного борта Амурского РГ в зоне его сочленения с Восточно-Буреинской ГАС (см.рис.1,2). Не имея четких границ, она в направлении СВ 40° прослеживается, в основном, вдоль правого борта р.Амур от устья р.Уссури до Центрального Сихотэ-Алинского разлома не менее чем на 650 км. На всем протяжении АП характеризуется наращиванием разреза по латерали с СЗ на ЮВ. Причем, на противоположных флангах АП берриас-валанжинские терригенные отложения Амурского РГ наращивают разные СФЗ Восточно-Буреинской ГАС (см.рис.1). На северо-восточном фланге они согласно перекрывают юрские кремнисто-терригенные отложения Горинской СФЗ [39]. Причем, в охарактеризованных бухиями берриас-валанжинских отложениях с СЗ на ЮВ уменьшается доля грубообломочных отложений с постепенным их переходом в турбидиты этого же возраста. Обращает на себя внимание то, что СВ фланг Хабаровско-Комсомольской АП по направлению и структурно-фациальным закономерностям наращивания разреза сходен с Центрально-Сихотэ-Алинской АП (см.рис.7). Поэтому есть основание предполагать, что здесь также не позже берриаса получили развитие конседиментационные чешуйчатые надвиги с падением сместителей на СЗ под Восточно-Буреинскую ГАС и юго-восточной вергентностью складок. Закартированные в пределах Горинской СФЗ линзы берриас-валанжинских грубообломочных отложений, по-видимому, как и в Центрально-Сихотэ-Алинской АП (см.рис.4), сформировались вдоль нависающих краев конседиментационных надвигов. Закономерность латерального наращивания разрезов в пределах отдельных чешуй здесь, к сожалению, не изучена.

На юго-восточном фланге Хабаровско-Комсомольской АП раннемеловые турбидиты, компенсирующие Амурский РГ, представлены в виде пакета тектонических чешуй с юго-восточной вергентностью [47]. Формирование этого пакета тектонических чешуй происходило синхронно с седиментацией и связано с надвиганием на Амурский РГ образований Восточно-Буреинской ГАС. В результате конседиментационного надвигания был сформирован так называемый хабаровский комплекс [47], который размещен выше чешуйчатых раннемеловых турбидитов и представляет собой меланж. В меланже в виде включений тектонических линз и пластин обнаруживается все разнообразие пород, которыми представлены Баджальская и Ванданская СФЗ Восточно-Буреинской ГАС: рифовые и мелководные

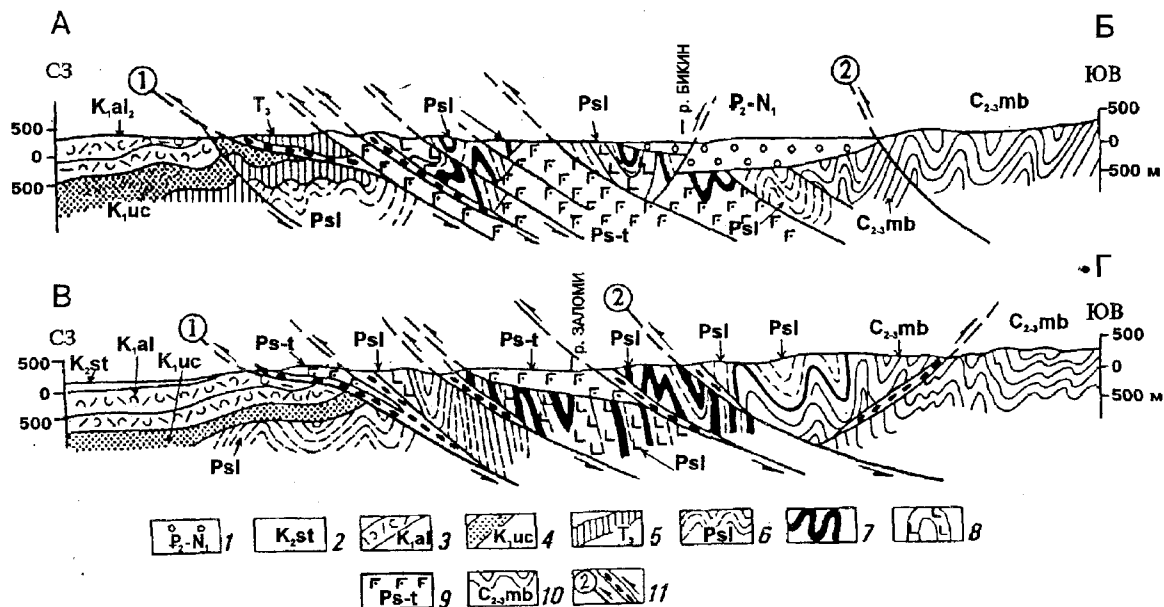


Рис. 8. Фрагменты строения Западно-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы (разрезы составлены В.Н.Оковитым (1988 г.) с некоторыми дополнениями автора).

1 - палеоген-неоген (угловская, надеждинская, павловская свиты) - конгломераты, песчаники, алевролиты, гравелиты, бурые угли; 2 - поздний мел (столбовская свита) - алевролиты, песчаники, конгломераты, туффиты; 3 - раннемеловой алчанский вулканический комплекс; 4 - ранний мел (уктурская свита) - песчаники, конгломераты, углистые аргиллиты; 5 - поздний триас - песчаники, алевролиты, конгломераты, углистые аргиллиты, туфы кислого состава; 6-8 - лермь (сольдинская толща): песчаники, алевролиты (6); кремни (7), катаклазированные базальты, диабазы (8); 9 - пермский сольдинско-тахалинский базальтоидный комплекс (катаклазированные габбро, габбро-диориты, диабазы, пироксениты, перидотиты, дуниты, серпентиниты); 10 - средне-верхний карбон (момбиосанская толща) - песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты; 11 - главные надвиги и сопровождающие их милониты и меланж (серпентинитовый, мономиктовый, полимиктовый и обломочный): Олонский (1), Прибрежный (2).

каменноугольные, пермские и верхнетриасовые известняки, триасовые кремни, ранне-среднеюрские кремнисто-глинистые сланцы, основные вулканы, габброиды, метаморфические сланцы и метапесчаники неясного возраста [45,62]. Матриksom меланжа являются рассланцованные породы, главным образом, пелитового состава, среди которых различаются тонкоритмичные турбидиты и мелкообломочная олистострома. В матриксе обнаружены готерив-барремские радиоларии.

Западно-Сихотэ-Алинская АП сформирована вдоль юго-восточного борта Амурского РГ в зоне его сочленения с Восточно-Ханкайской ГАС (см.рис.1,2). Она, как и аккреционные призмы, обрамляющие Приморский РГ, не имеет четких границ и в направлении СВ-40° уверенно прослеживается от среднего течения р.Усури (устье р.Бикин) до Центрального Сихотэ-Алинского разлома, а к востоку от него представлена чешуируемыми образованиями киселевского комплекса (см.рис.1). В чешуирование вовлечены как позднепалеозойские и триас-юрские образования преимущественно океанического типа, так и меловые, преимущественно

вулканогенно-терригенные отложения. Характер чешуирования этих породных комплексов наиболее детально изучен вдоль северо-западного края Ариадненско-Хорского горста, основные характеристики которого приведены выше (см.рис.3). Остановимся на более детальном описании двух разрезов этого участка, изученных В.Н.Оковитым (1988 г.) в среднем течении р.Бикин и, на наш взгляд, достаточно полно отражающих основные черты строения и развития Западно-Сихотэ-Алинской АП (рис.8).

Здесь закартирована система чешуичатых надвигов, наклонных на ЮВ с вергентностью складок в СЗ направлении. Надвиги, сопровождаемая зонами тектонической глины и меланжа, в том числе и серпентинитового, ограничивают разновозрастные пластины и шарьяжные пакеты. Наиболее крупной является Олонская надвиговая зона, по которой на слабо дислоцированные вулканогенно-терригенные отложения раннего мела надвинут пакет тектонических пластин, сложенных карбон-пермскими и позднетриасовыми образо-

ваниями. Главный сместитель Олонской надвиговой зоны (Олонский надвиг) наклонен на ЮВ (130-150°) под углом 15-45°. В горных выработках вскрыты раздробленные, рассланцованные, окварцованные и лимонитизированные породы, иногда перетертые до состояния тектонических глин. Степень дислокаций нарастает постепенно: трещиноватые породы сменяются рассланцованными, затем плейчатými, раздробленными и, наконец, тонкоперетертыми. Ширина таких участков колеблется от 10-15 м до 1 км и более. В основании Олонского тектонического пакета залегают пластины, сложенные чаще всего поздне триасовыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, углистыми аргиллитами. На них или непосредственно на меловые отложения надвинуты пластины, сложенные пермскими песчаниками и алевролитами, иногда переслаивающимися с горизонтами кремней и базальтов. Отдельные пластины сложены пермским базальтоидным комплексом (сольдинско-тахалинским) - катаклазированными габбро, габбродиоритами, диабазами, пироксенитами, перидотитами, дунитами, серпентинитами.

Особый интерес в Олонском тектоническом пакете представляют связанные с надвигами зоны тектонического меланжа, который подразделяется на серпентинитовый, мономиктовый, характеризующийся исключительным или почти исключительным развитием глыб гипербазитов, полимиктовый, сложенный пестрым набором глыб различного состава, но с глинистым цементом. Обломочный тектонический меланж развит, в основном, вдоль тектонического контакта сольдинской (верхняя пермь) и момбиосанской (карбон) толщ.

Олонский тектонический пакет с юго-востока ограничен Прибрежным надвигом (падение на ЮВ 120-140° под углом 40-60°), по которому на большем своем отрезке момбиосанская толща надвинута на сольдинскую. Кроме того по этому же надвигу момбиосанская толща надвинута на образования угловской свиты (палеоген-неоген), в которой вдоль надвига наблюдается опрокидывание угольных пластов на СЗ (см.рис.3,8).

Таким образом, приведенные характеристики разрезов Олонского тектонического пакета однозначно свидетельствуют о том, что на меловые образования Амурского рифто-грабена по системе чешуйчатых надвигов обдуцированы не только континентальные образования триаса и позднего палеозоя, но и фрагменты океанической коры, представленные пермскими базит-гипербазитовыми ассоциациями. Все разнообразие образований континентального и океанического типов, включая и палеозойские кремнистые и базит-гипербазитовые комплексы, судя по отдельным не нарушенным

тектоникой фрагментам, в совокупности отражают первичную стратиграфическую вертикальную неоднородность коры и их скучивание следует рассматривать не столько как результат значительных относительно друг друга латеральных перемещений, а, прежде всего, как следствие надвигания нижних уровней стратиграфических разрезов на верхние.

Есть основание считать, что в истории формирования Западно-Сихотэ-Алинской АП происходило ее латеральное разрастание в северо-западном направлении от границы воздымавшегося Ариадненско-Хорского горста в сторону оси Амурского РГ. Формирование АП началось непосредственно вдоль кромки горста (среднее течение р.Бикин). Здесь в условиях воздымания горста и обрамляющих его чешуй уже в позднем триасе (норий) формировались прибрежноморские фации (песчаники, алевролиты, конгломераты, углистые аргиллиты). В то время как к северо-западу от Ариадненско-Хорского горста, вблизи осевой линии Амурского РГ (район устья р.Бикин) в триасе и на протяжении всего юрского периода на базальтовом плато формировались образования океанического типа (аналоги нижней части Горбушинской серии Восточно-Сихотэ-Алинской АП). И только в конце поздней юры, в результате разрастания АП на СЗ и, естественно, миграции в этом направлении области размыва, здесь также начали формироваться большие объемы терригенных отложений (култухинская свита), перекрывших триас-юрские вулканогенно-карбонатно-кремнистые образования [43].

Необходимо заметить, что в процессе развития Западно-Сихотэ-Алинской АП в условиях сжатия в ее пределах могли формироваться надвиги и с противоположным, СЗ падением сместителей, как установлено, например, на правом берегу р.Матай [41].

СВ фланг Западно-Сихотэ-Алинской АП в отличие от ЮЗ фланга характеризовался, по-видимому, меньшей скоростью ее латерального разрастания в северо-западном направлении. Поэтому здесь в течение юрского периода и вплоть до раннего баррема продолжала формироваться кора океанического типа (кремни, базальты, известняки) без значительного привноса терригенного материала (киселевский и маноминский комплексы) (см.рис.1). Возможно эти комплексы формировались в осевой зоне Амурского РГ, где рифтогенез, благоприятный для формирования образований океанического типа, сохранялся до полного замыкания РГ.

Важно отметить, что в районе киселевского комплекса чешуирование было также конседиментационным, что объясняет широкое проявление здесь обломочных потоков и оползневых отложений, представленных вулканогенно-осадочными (готерив-альб) и грауваковыми (альб-сеноман) образо-

ваниями [38]. Причем в составе обломочного материала микститов (альб-сеноман) наблюдаются органогенные известняки юрского и готерив-барремского возраста. По-видимому, воздымавшийся фронтальный край чешуи, сложенный юрско-раннемеловыми кремнями, известняками и перекрывающими их вулканогенно-осадочными образованиями служил главным источником формирования альб-сеноманских граувакковых отложений. В свою очередь, размещенная к В-ЮВ от этих образований мощная толща аркозовых песчаников (альб-сеноман) формировалась за счет размыва зрелой континентальной коры гранитно-метаморфического состава [37]. Учитывая, что эта толща сформирована вдоль северо-восточного фланга Анюйской ГАС, вполне допустимо, что аркозы являются продуктами размыва этой структуры, в составе которой известны граниты и гнейсы.

В Амурском РГ юрско-раннемеловые кремни и базальты (киселевский, маноминский, култухинский комплексы), размещаясь по-видимому, на триас-юрских кремнях в виде узкой полосы, прослеживаются на 800 км вдоль северо-западной границы Восточно-Ханкайской ГАС и Ханкайского массива (см.рис.1). Считается [22,38 и др.], что накопление юрско-раннемеловых кремнистых отложений происходило в низких широтах (кремни характеризуются радиоляриями, сходными с тетическими комплексами) на океанической плите, значительно удаленной от континента и их совмещение с терригенными образованиями произошло в результате субдукции плиты под активную Хингано-Охотскую континентальную окраину с образованием Амурской субдукционной зоны [47,48]. Очевидно, что если плиты и размещенные на них образования перемещались на тысячи километров, то они должны были соответствующим образом деформироваться, особенно во время их субдукции и коллизии. На юге Дальнего Востока существуют две основные системы сквозных деформационных структур, отражающих региональные направления латерального перемещения фанерозойских образований: система левых сдвигов (С-СВ 0-30°) и система структур сжатия (складчатость, чешуйчатые надвиги, взбросы), указывающих на палеоперемещения породных масс в направлении СЗ 310-330°. Если не игнорировать эти факты, то появление к СЗ от Восточно-Ханкайской ГАС и Ханкайского массива узкой полосы юрско-раннемеловых (до готерив-баррема включительно) кремней, сформированных в низких широтах, можно объяснить, допустив, что океаническая плита вместе со сформированными на ней кремнями в апте "проскользнула" под Восточно-Ханкайской ГАС, Приморским грабеном и

Прибрежной ГАС. Такое предположение, на наш взгляд, вряд ли можно рассматривать всерьез. Предположение некоторых исследователей о существовании в районе о.Сахалин палеосубдукционной зоны меридионального простирания, вдоль которой причленились океанические образования к континенту, также является сомнительным. Во-первых, с использованием этого механизма трудно "затолкать" узкую полосу юрско-раннемеловых кремней между блоками континентальной коры (Восточно-Ханкайской и Восточно-Бурейской ГАС), во-вторых, меридиональная ориентировка зоны субдукции предполагает, прежде всего, широтное латеральное сжатие, что противоречит геодинамическим условиям деформаций раннемеловых образований и формирования меловых рудных месторождений, которые, как установлено детальными исследованиями в Сихотэ-Алине [57,59,60], были созданы субмеридиональным (преимущественно С-СЗ 340°) латеральным сжатием. В этих же геодинамических условиях формировались, а затем дислоцировались позднемеловые образования Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса [59,60].

Отсутствие в кремнях терригенных примесей многие исследователи [22,27,38,45 и др.] используют в качестве доказательства их образования в открытом океане, где формируются пелагические океанические планктоногенные накопления. Однако работами седиментологов [7,65,66 и др.] показано, что значительная часть плитчатых кремней складчатых поясов является планктонными накоплениями (радиолярий, диатомей и др.) гемипелагических зон океанов, окраинных морей, межостроводужных бассейнов, которые по ассоциациям пород, литологическим и геохимическим критериям отличаются от океанических пелагических кремней, вскрытых глубоководным бурением. На примере силицитовых толщ Сихотэ-Алиня Ю.Г.Волохин [7] показал возможность формирования планктоногенных кремневых формаций вблизи континентов в окраинно-морских и окраинно-океанических бассейнах в тектонически пассивные эпохи, когда на континентальном обрамлении существовал пенеплен и формировались зрелые каолиновые коры выветривания. Кроме того, на примере развития Приморского РГ показано, что при наличии прибрежных конседиментационных чешуй и сформированных вдоль их нависающих краев относительно глубоководных желобов, в совокупности выполняющих роль барьеров-ловушек для терригенного материала, образования океанического типа (без терригенных примесей) могли формироваться в непосредственной близости и от тектонически активных континентальных окраин.

Тем более, если иметь в виду, что в результате рифтогенеза в осевых зонах РГ происходило последовательное множественное излияние базальтовых лавовых потоков, а также формировалась среда, благоприятная для бурного развития микроорганизмов. Перекрывающие друг друга лавовые потоки, чередуясь с планктонными накоплениями (радиолярии, диатомы и др.) и органогенными известняками, обеспечивали длительный рост обширных базальтово-кремнистых плато, устойчивое возвышение которых над фоновым уровнем дна моря не позволяло поступать в их пределы терригенных продуктов. Здесь могли отлагаться только глинистые взвеси, отражающие тектоническую активность континентального обрамления палеобассейнов. Возможность формирования кремней в условиях окраинного моря установлена в Центральном Сахалине [16]. Здесь в палеозойско-раннемеловое время существовало окраинное море с терригенным осадконакоплением, рассеченное палеорифтом, в пределах которого формировались вулканитические, кремнистые и карбонатные породы, при отсутствии привноса терригенного материала.

Наряду с предполагаемыми исследователями теплыми палеотечениями, вполне допустимо, что в зонах рифтогенеза с их устойчивым подводным вулканизмом и гидротермальными процессами могли создаваться специфические микроклиматические условия, обеспечившие развитие радиолярий, сходных с тетических комплексами. Безусловно, такого предположения можно и не делать, если считать киселевский и маноминский кремнисто-базальтовые комплексы террейнами, сформированными в приэкваториальной зоне. Однако, несмотря на многочисленные определения, не получены палеомагнитные свидетельства, однозначно указывающие на формирование юрско-меловых террейнов юга Дальнего Востока России в низких широтах. Этот факт весьма показателен, если учесть, что юрско-меловые террейны, как самые молодые из выделенных на Дальнем Востоке и, следовательно, наименее измененные наложенными процессами, казалось бы более отчетливо должны сохранить первичные палеомагнитные характеристики. Правомерны сомнения в надежности палеомагнитных определений. И, по-видимому, не случайны противоречия в определениях палеоширот палеомагнитными исследованиями с биогеографическими данными. Например, в [64] для верхнепермских отложений Забайкалья определена палеоширота $21,61 \pm 5,1^\circ$. Такой величине, как указывает [50], противоречат бореальный тип фауны, присутствующей в них, и типично ангарские растительные остатки с древесной, обладающей

годовыми кольцами, свидетельствующей о сезонных сменах климата, никак не характерных для таких широт. Такое же противоречие отмечается и в пределах Ханкайского массива, для перми которого определена [19] северная палеоширота $7,9^\circ$. Флористические позднепермские комплексы этого региона, как указывает [50], скорее могут быть отнесены к субтропическим.

С учетом изложенного, в отличие от представлений, согласно которым формирование кремней происходило в открытом океане на значительном удалении от континента, мы считаем, что юрско-раннемеловые кремни сформировались *in situ* в пределах Амурского РГ, который на начальных этапах развития, вероятно, является рифтом, глубоко вдающимся в континент. Идентичную природу на ранних стадиях развития, по-видимому, имел и Приморский РГ, мощные толщи раннемеловых терригенных осадков которого размещены также на базальтово-кремнистых образованиях юрско-раннемелового возраста (эргагоуская, колумбинская свиты). Начавшееся в поздней юре и происходившее в течение мела продолжное сжатие коры обусловило воздымание ГАС с латеральным наращиванием аккреционных призм чешуйчатого-надвигового строения в направлении осевых линий рифтогенных структур. На этом этапе (ранний мел) рифты по условиям развития скорее характеризовались как грабены, расположенные между воздымающимися горст-аккреционными структурами. Латеральное наращивание аккреционных призм, а, следовательно, и миграция областей размыва в направлении осей рифто-грабенов привели, как отмечено выше, к их замыканию. Если Приморский РГ замыкнулся в среднем-позднем эльбе, то в пределах Амурского РГ море просуществовало до сеноман-турона включительно. Путь от рифта к грабену, а затем и к горст-аккреционному сооружению (структуре сжатия), многократно обратной трансформацией, по-видимому, привела к Амуро-Охотская структура. В отличие от Амурского и Приморского раннемеловых РГ Амуро-Охотская структура характеризуется более сложной и длительной историей развития, которая продолжалась до юры включительно, когда море, постепенно вытесняясь с запада на восток, окончательно покинуло ее пределы.

Для грабенов характерна клиновидная в плане форма, острым углом направленная вглубь континента (см. рис. 1, 2). Как установлено [56], на примере изучения геодинамических условий формирования подобной формы кайнозойских депрессий (грабенов) юго-восточной Азии (Ханойской, Бак-Бо, Меконгской, Малакской), их клиновидность связана с неравномерным поперечным сжатием депрессий, более значительным

в глубине континента. В условиях неравномерного сжатия закрытие, например, Ханойской депрессии происходило с З на В, в результате море в этом направлении постепенно вытеснялось. Подобной латеральной направленностью замыкания характеризуется не только древний Амуро-Охотский рифт, но и Приморский и, прежде всего, Амурский РГ, ЮЗ фланг которого к сеноману был уже закрыт и море вытеснено к СВ, где в условиях эпиконтинентального морского бассейна продолжали формироваться преимущественно мелководные и прибрежно-морские фации.

Рифто-грабены совместно с горст-аккреционными и складчатыми структурами рассечены системой северо-восточных левых сдвигов (см.рис.1). Как установлено [58], складчатая система Сихотэ-Алиня характеризовалась досдвиговой субширотной ориентацией и современное СВ простирание приобрела в результате наложения сдвиговых дислокаций. В этот региональный процесс сдвиговых дислокаций были вовлечены не только складчатые и чешуйчато-надвиговые структуры РГ, но и РГ в целом, как и ГАС. Следовательно, если снять суммарный эффект сдвиговых дислокаций (разворот структур против часовой стрелки и левостороннее смещение по многочисленным сколам-сдвигам), то РГ займут свое первичное субширотное положение. Роль сдвиговых дислокаций в переориентации досдвиговых структур особенно отчетливо видна на примере Амуро-Охотской ГАС: западный фланг ГАС, не затронутый секущими сдвигами, сохранил свою первичную широтную ориентировку, а восточный, вовлеченный в сдвиговые дислокации Сихотэ-Алинской системы сдвигов, плавно развернулся против часовой стрелки на СВ (см.рис.1). Важно подчеркнуть, что смещение вдоль сдвигов, разворот простирания и сокращение поперечного сечения РГ были синхронными и происходили в условиях регионального (глобального) продольного сжатия коры, ориентированного в направлении северо-северо-запад.

Для обоснования геодинамической модели формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов важно рассмотреть пространственно-временные закономерности проявления магматизма, прежде всего, в пределах рифто-грабенов, что будет сделано, как и описание самой модели, в следующей, заключительной статье.

Автор признателен В.А.Бажанову, Л.М.Парфенову, Г.Л.Кирилловой, А.П.Никитиной, В.Г.Хомичу за критические замечания, которые были по возможности учтены при окончательной редакции статьи. Большую помощь в подготовке статьи к печати оказали А.Н.Митрохин, О.М.Молибог, Т.И.Карпенко, которым автор также выражает свою благодарность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельтенева Е.Б., Плотников И.А. Особенности и некоторые проблемы тектоники Приамурья // Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974. с89-100
2. Белянский Г.С., Никитина А.П. Самаркинская и Себучарская свиты Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (Приморский край) // Биостратиграфия юга Дальнего Востока (протерозой). Владивосток, 1978. С.23-25.
3. Бердников Н.В., Томиленко А.А. Углекислотно-метановые включения в кварце гранитов Агусинского массива (Северный Сихотэ-Алинь) // Докл.АН СССР. 1983. Т.268, №3. С.656-659.
4. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Термобарогеохимия метаморфических пород Анюйского выступа (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1986. №3. С.85-90.
5. Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991.
6. Власов Г.М. Тихий океан: итоги глубоководного бурения и тектоника плит, некоторые геологические проблемы// Тихоокеан.геология. 1994. №5. С.3-16.
7. Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВО АН СССР. 1985, 208 с.
8. Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Руденко В.С. и др. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня // Изв.АН СССР. Сер.Геол. 1990, №4. С.45-57.
9. Воробьева Т.Ф., Губенко Т.А., Поярков Б.В. Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня// Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1974. С.100-110.
10. Геология СССР. Т.32. Приморский край. М.: Недра. 1969. 696 с.
11. Геологическая карта Приморского края. 1:1000000/ Ред.:В.А.Бажанов, Ю.Н.Олейник; Авт.-сост. Л.Ф. Назаренко.1986 .
- 12.Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2500000/ Гл. ред. Л.И.Красный; Авт.-сост.: М.В.Мартынюк,И.П.Вольская, С.А.Рямов.1986.
- 13.Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь): Препринт. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 82с.
- 14.Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (южный Сихотэ-Алинь) - фрагменты раннемеловой Азиатской окраины// Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, №2. С.13-25.
- 15.Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.
- 16.Гранник В.М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков Центрального Сахалина //Тихоокеан.геология. 1993. №5. С.42-50.
- 17.Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.:Наука.1977. 248с.

18. Елисеева В.К., Липман Р.Х., Святогорова Н.Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1976. №11. С.30-43.
19. Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.
20. Змиевский Ю.П. Анюйский купол и комплексы основания в мезозойской амурской области ДВО АН СССР. Владивосток, 1980.
21. Онова Т.Д. Меловые иноцерамиды Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток, 1982. С.42-52.
22. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна - наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. №6. С.74-82.
23. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) // Докл. АН СССР. 1961. Т.138, №4. С.900-903.
24. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 115 с.
25. Изох Э.П., Ушакова Е.Н. Глубинные метаморфические породы в бассейне р.Ануй (Северный Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика. 1969. №6. С.117-119.
26. Карсаков Л.П. Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С.66-97.
27. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. №5. С.32-42.
28. Кириллова Г.Л., Махинин А.В. Ранги геологических тел однородного уровня организации вещества // Тихоокеан. геология. 1983. №3. С.73-80. v
29. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
30. Коваленко С.В., Давыдов А.И. Новые данные о строении и возрасте древних метаморфических комплексов Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1990. Т.315, №4. С.929-933.
31. Коваленко С.В., Ханчук А.И. Первые находки глаукофановых сланцев в Сихотэ-Алине // Докл. АН СССР. 1991. Т.318, №3. С.692-694.
32. Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 159с.
33. Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988.
34. Мазарович А.О. О тектонике южной части Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 1981. №5. С.84-95.
35. Мазарович А.О. Тектоническое развитие южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 102 с.
36. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1970. 107 с.
37. Маркевич П.В., Малиновский А.И., Михайлик Е.В. и др. Терригенные породы // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 106-124.
38. Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.В. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, №2. С.70-98.
39. Мартынюк А.Ф., Васькин А.Ф., Вольский А.С. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1:2 500 000: (Объяснительная записка). Хабаровск. 1991. 50 с.
40. Мельников Н.Г. Конседиментационные тектониты Южного Сихотэ-Алиня // Информ. сб. ПГУ. Владивосток, 1971. №7. С.58-61.
41. Мельников Н.Г., Голозубов В.В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника. 1980. №4. С.95-105.
42. Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Врублевский А.А., Мельников Н.Г., Голозубов В.В. и др. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988.
43. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч.1 Стратиграфия. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 66 с.
44. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч.111. Тектоника. Владивосток: ДВО АН СССР. 1988. 60 с.
45. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока // Вестн. ДВО АН СССР. 1990. №2. С.68-78.
46. Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. №6. С.3-25.
47. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. №6. С.3-24.
48. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. №5. С.3-23.
49. Паклин А.П. О сочленении Центрального и Меридионального разломов и характере движений по ним // Информ. сб. ПТГУ. 1963. №4. С.7-13.
50. Попеко Л.И. Биогеография позднепермских мшанок юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. №4. С.16-29.
51. Пуцаровский Ю.М. О "субдукции" в свете нелинейной геодинамики // Тихоокеан. геология. 1994. №4. С.3-13.
52. Роганов Г.В., Григорьев В.Б. К стратиграфии палеозоя восточной части правобережья р.Уды (Западное Прихотье) // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ИТИГ ДВНЦ, 1974. С.99-110.
53. Силантьев В.Н. Фудзино-Иманский сдвиг // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. №2. С.39-49.
54. Уткин В.П. Аккреционные и деструкционные типы сдвиговых дислокаций Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука. 1991. С.92-100.
55. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т.240, №2. С.400-403.

56. Уткин В.П., Нгуен Чонг Нем, Хо Дак Хоай и др. Геодинамические условия формирования депрессий Юго-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1986. №6. С.12-23.
57. Уткин В.П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977, №3. С.101-112.
58. Уткин В.П. Реконструкция сдвигов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т.229, №4. С.995-958.
59. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука. 1980. 144 с.
60. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука. 1989. 164 с.
61. Уткин В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т.228, №5. С.1189-1192.
62. Шевелев Е.К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1987. №3. С.13-16.
63. Юшманов Ю.П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология. 1986. №3. С.99-111.
64. Harbert W., Dril S., Kravchinsky V., Nix. Reconnaissance paleomagnetic investigation of some Paleozoic rocks from the Mongol-Okhotsk collision zone, Chita region, Southcentral Russia // 5-th Zonenshain conference on plate tectonics: Abstracts. Moscow, 1995. P.70-71.
65. Siliceous deposits in the Pacific region. Amst.-Oxf.-New York: Elsevier. 1983. 471 p.
66. Siliceous deposits of the Tethys and Pacific region. New York: Springer Verlag, 1989. 244 p.

Поступила в редакцию 1 августа 1996г.

V.P. Utkin

Horst-accretionary systems, rifto-grabens and volcanic belts of the Russian Far East:

Paper 1. Horst-accretionary systems and rifto-grabens

Dislocations of Phanerozoic formations are considered from standpoints of a longitudinal compression of the crust without participation of processes connected with its supposed subduction. It is shown that imbricated-thrust complexes are the accretion of uplifting syndepositionally horsts. Horst-accretionary systems which frame crystalline massifs are analyzed. It is shown that they were formed in conditions of the uniform regional stress field of the lateral compression and do not carry attributes of their separate fragments formation in different geodynamic conditions which the terrain conception supposes. Structural-material complexes and geodynamic conditions of development of Cretaceous sedimentary basins (rifo-grabens) are characterized. Imbricated-thrust syndepositional accretion of the horst-accretionary systems to axial zones of the rifo-grabens caused their closing with gradual covering by terrigenous sediments of oceanic type formations reflecting an early riftogenic stage of development of marine sedimentary basins. Regularities of the structure and development of the Cretaceous rifo-grabens with their accretionary prisms containing fragments of the crust of oceanic and continental types allow us to resume that the variety of the structural-material complexes framing the continental margin is not connected with accretion of continents at the expense of oceanic spaces but is mainly the result of riftogenesis of the continental crust and its dislocations owing to significant lateral displacements of continental blocks, at first, along the Eastern-Asian wrench-fault system.

RESEARCH OF SEQUENCE STRATIGRAPHY IN A CONTINENTAL RIFT BASIN (AS EXEMPLIFIED FROM THE SONGLIAO BASIN, CHINA)

Wang Dongpo*, Liu Li*, Li Jie**

*Changchun University of Earth Sciences, Changchun, China,

**Petroleum College of Daqing, Daqing, China.

Using the example of the Songliao rift basin, the application of sequence stratigraphy in a continental lacustrine basin is discussed in this thesis. New terms and models of sequence stratigraphy suitable for continental lacustrine basin are provided. According to the features of the evolutionary stage of the continental rift basins, the Songliao Basin is classified as a syn-rift subsidence super-sequence and a post-rift subsidence super-sequence. The authors point out the difference between the two super-sequences in mechanism and components, and establish the corresponding two types of sequence stratigraphic models. According to the evolutionary process in which it appeared, it is classified as a lacustrine transgressive system tract (LTST), lacustrine flooding system tract (LFST) and lacustrine regressive system tract (LRST).

INTRODUCTION

Sequence stratigraphy is a method of researching relationships between litho-stratigraphy in a chrono-lithologic framework, which is limited by a set of transgressive surfaces or non-deposition surfaces and corresponding conformity surfaces, which reappear and have a common origin [1]. Sequence stratigraphy, as one of the important progresses in modern geology, has been successful in basin analysis which is mainly composed of marine facies strata [2, 3, 4, 5, 6]. In recent years, some geologists applied this theory to researching continental basins [7, 8, 9, 10, 11]. There are some disagreements about whether the theory of sequence stratigraphy could be used in studying continental basins and whether corresponding terms need to be established. Based on the correlation of the sea basin and the continental basin, the authors attempt to establish the sequence stratigraphic terms and models of continental rift basin taking the Songliao Basin as an example for consult.

A. GENERAL FEATURES OF PALEO-LACUSTRINE BASINS

Contrasting an intra-continental lacustrine basin with a sea basin, there are obvious differences in the scale, topography of the basin, and the state of hydrodynamics. But there exist some larger intra-continental lacustrine basins which, in some respects, could contrast with sea basins, such as the basin relief, the fluctuation of periodic lacustrine levels and the cyclic sedimentary sequences leading from it, and the history of link up with offshore areas. In a sense, we could consider a large-scale paleolacustrine basin as a lesser sea basin.

1. Basin topography

In the early stages of the evolution, paleo-intra-continental lacustrine basins were some small isolated

fault basins. But in the later stages, they developed into a large unified depressed basin. At the stage of the depressed lacustrine basin, the relief differentiation degree is large, and various types of geomorphic features are clearly differentiated. So, we can view the drainage area and the collecting area as a whole, as a sedimentary basin (Fig. 1).

In general, the lacustrine drainage area is larger than the collecting area. Except for deep lacustrine areas which were immersed over a long period of time, the shallow lacustrine area tends to be periodically exposed to the surface, due to the changes in water level, and they suffered from erosion or lack of sedimentation.

Alluvial plains were exposed over a long period of time to the surface, and larger amounts of sediments were transported to the lacustrine area and deposited. Only as the water level rose very high there was lacustrine clay deposition; ordinarily they were stream and marshy deposits. So, we can consider alluvial plains and shallow lacustrine areas a lacustrine shelf area, corresponding to the shore plain of a continental margin, the lacustrine slope to the shallow sea slope, the deep lacustrine area to the deep marine basin. Depositional shoreline breaks are located within the alluvial plains and the shallow lacustrine areas in the lacustrine shelf. This is the most sensitive zone of change in water levels. In this zone, the sediments migrate and are easily transformed, and can form a corresponding depositional system. Thus, it is the ideal location for studying intra-continental lacustrine sequence stratigraphy. But the relief differences of fault lacustrine basins are not clear; generally the side which is controlled by faulting has a steep slope, and there is no obvious shoreline break. But, on the side that is not fault-controlled and has a gentle slope, the shoreline break could exist. The gentle slope is located within the deltaic deposits and the alluvial flooding plains; occasionally, the two facies are not easily distinguishable. In this case, we

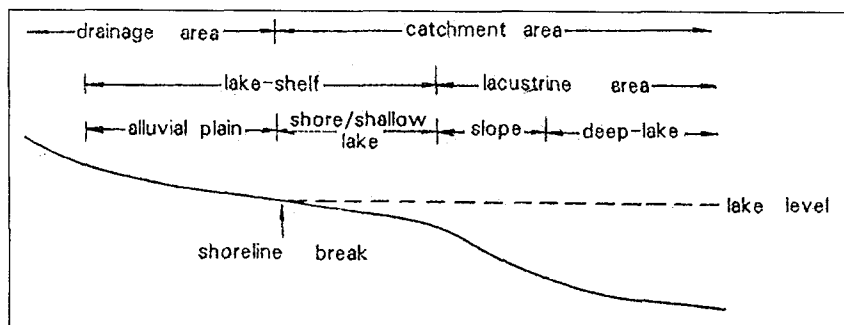


Fig. Sketch of paleo-lacustrine basin topography

can distinguish them according to existing shallow lacustrine deposits.

2. Fluctuation of lacustrine level

The development of a paleo-lacustrine basin is mainly controlled by structural subsidence, the amount of sediment supply, and by climatic conditions, which affect the fluctuations of water level. Generally, sedimentary basins experienced periodic changes between wet and dry seasons. During the dry season, the drainage water area increased, the collecting area decreased, the lake's water level fell below the slope, and vast areas of the basin suffered from erosion. The alluvial deposit system was dominant on the lacustrine shelf where small-scale and isolated shallow lacustrine deposits existed. In the wet season, the water level rose, the collecting area quickly enlarged and flooded over the alluvial plain forming a shallow or a semi-deep to deep lacustrine depositional system. During the subsequent dry season, the lake's water level fell near the shoreline break, forming alluvial deposits and a shallow lacustrine depositional system. The development of a lacustrine basin from the lacustrine transgression to regression took place between wet and dry seasons. Because of the periodic fluctuations in the water level, cyclic depositional sequences were formed; and at the same time, unconformities developed between sequences, which provided the evidence for the sequence stratigraphy division. Specifically, when lacustrine basins were intruded by seawater, a brackish water interlayer formed between two layers of fresh water. It does not only provide important evidence for sequence stratigraphic divisions, but also provides information for global stratigraphic correlation.

B. THE SEQUENCE STRATIGRAPHIC TERMS OF CONTINENTAL RIFT BASINS

It is necessary to establish a set of terms suitable for continental sequence stratigraphy while researching the basic features of the lacustrine basins.

1. Sequence boundaries

A sequence is a series of conformable layers which has a similar origin. According to the scale, it can be classified into regional and local unconformities [1]. During the dry season, the lake's water level fell below

the lacustrine slope and vast areas of the basin experienced erosion. Occasionally, when there was no water collection area, seasonal stream formed flood plains. There is a regional unconformity between the new and old stratum. In the seismic profile, there are obvious regional breaks phenomena between sequences. This is defined as a I-type sequence boundary plain, which could be contrasted with marine facies-type. When the water level fell to near the shoreline break, only alluvial plains suffered from surface erosion. A shallow lacustrine depositional system developed beyond the shoreline, and local unconformities appear between alluvial flooding plain strata. In the seismic profile, there is a local break between alluvial floodplain sequences. This is defined as a II-type sequence boundary plane, which could be contrasted with marine facies-II-type.

2. Grade of sequence stratigraphy

The development processes of continental rift basins could be divided into two stages. One is a tensional subsidence fault stage; the other is a thermal subsidence depressional stage. There are some differences in the components of sequences formed by these two stages. So, according to geodynamic features, continental sequence stratigraphy could be classified into two super sequences. That which was formed during the fault stage is called a syn-rift subsidence super sequence, while the formation during the depressional stage is termed a post-rift subsidence super-sequence. Each of them is composed of a series of related sequences. While the development stage of a continental rift basin was incomplete, it could only appear as a syn-rift subsidence super-sequence.

Sequence is the basic unit of sequence stratigraphy. The formation of the continental sequences has close relationships with the fluctuation of the water level caused by structure subsidence, sediment supply, and climatic conditions. Generally, a sequence is composed of three system tracts, each of which is equivalent to one sub-sequence group. In syn-rift subsidence super-sequence, especially in the initial sequence, the system tract was incomplete; often only one system tract appeared.

A para-sequence set is composed of a group of relative conformable para-sequences, it is limited by

lacustrine flooding plane and lacustrine regressive plane. According to the superimposed pattern of the sub-sequence, it is divided into progradative, reprogradative, and accretive types. Para-sequence is a depositional system [12], or a longitudinal superimposed succession of sediments in one sedimentary environment, equal to a small cycle [9]. For example, the complex small cycle of alluvial system, the fluvial small right cycle in alluvial system, the deltaic complex small cycle and the shore-shallow lacustrine small reversed cycle in semi-deep/deep lacustrine depositional system. Para-sequence boundary plane is a lacustrine flooding plane or the plane of time correlation.

3. Depositional system and depositional system tract

Depositional system is the lithofacies composed of three dimensional space. Taking the Songliao Basin for example, continental basin depositional system includes alluvial, shore/shallow lacustrine, seismic deep/deep lacustrine, volcanic rock/volcanic clastic rock depositional system (Table 1). Depositional system tract is a series of the aggregation synperiodic depositional systems [13]. On the basis of the paleo-lacustrine periodic development process, which is periodically changed from dry-season up to water season and to dry season again, each sequence could be divided into lacustrine transgressive, lacustrine flooding, and lacustrine regressive system tracts. A lacustrine transgressive system tract is mainly composed of alluvial system, in syn-rift subsidence super-sequence, could appear volcanic rock/

volcanic clastic rock depositional system, within para-sequence superimposed in accretion-retrogradation type. A lacustrine flooding system is mainly composed of semi-deep/deep lacustrine depositional system or shore/shallow depositional system, within para-sequence superimposed in retrogradation-accretion type. A lacustrine regressive system tract is mainly composed of shore/shallow depositional system, within para-sequence superimposed in accretion-progradation type.

4. Condensed section

The condensed section of the continental lacustrine basin differs from a marine basin, which is composed of oil shale, carbonate interlayer, band or concretion layer. They all deposited in semi-deep/deep lacustrine area, on the bottom of the lacustrine flooding system tract while lacustrine level rose rapidly. The rate of sedimentation was very slow, and clastic material supply was exceedingly poor in the original area. The condensed section in the Songliao Basin is composed of oil shale, dolomite band and concretion, which appeared during the largest period of lacustrine flooding, especially during linking with offshore [10]

C. MESOZOIC SEQUENCE STRATIGRAPHY IN THE SONGLIAO BASIN

The Songliao Basin is a part of Meso-Cenozoic rift system in the east of China [15], and has the features of a passive rift [16,17]. In syn-rift subsidence stage, distant area intraplate stress caused basement fault reactive, and led to the lithosphere oblique spreading, forming over thirty semi-graben fault basins. [18,19,20,21,22,23] Syn-rift subsidence super sequence was formed at this stage. During the post-rift subsidence stage, because of the thermal subsidence led by thermal attenuation and lithosphere cooling, the Songliao area, as a whole, settled, and formed a thermal depression basin. [14] During the thermal subsidence, on one hand, intraplate extensive stress effect increased thermal subsidence range, and on the other hand, intraplate compressive stress made the east of the basin uplifted in the later period, [2, 26, 27] sedimentary centre drifted westward, and at last, the basin consumed. Post-rift subsidence super-sequence was formed at this stage.

According to the seismic profile features, four regional and four local unconformities could be distinguished in the Songliao Basin Mesozoic strata, corresponding to seven stratigraphic sequences. (Table 2)

1. Syn-rift subsidence super-sequence

Syn-rift subsidence super-sequence is composed of three sequences, from below to up, they are Huoshiling (seq. I.), Shahi (seq. II), and Yingcheng Sequence (seq. III). Each sequence is bounded by unconformity or corresponding conformity plane. In syn-rift subsidence super-sequence, the initial sequence (seq. I) often developed

Table 1

The depositional system and depositional environment of the Songliao Basin

Depositional system	Depositional environments
Alluvial	I Alluvial fan
	II Alluvial plain <ul style="list-style-type: none"> II₁ Braided stream II₂ Sabby low sinuosity stream II₃ Meandering stream
Shore/shallow lacustrine	III Delta <ul style="list-style-type: none"> III₁ Fan delta III₂ Braided river delta III₃ Normal delta
	IY shore-lake shallow lake <ul style="list-style-type: none"> IY₁ Intermittent shallow lake IY₂ Flood-plain lake IY₃ Shore-shallow lake
Semi-deep/deep lacustrine	Y Semi-deep/deep lake
Volcanic rock/volcanic clastic rock	YI Subaqueous sediment gravity flow
	YII Volcanic rock/volcanic clastic rock

Table 2

The division of sequence stratigraphy of the Songliao Basin

Super sequence	Sequence	Seismic wave unit	Strata
		T ₀ ¹	
	VII		Mingsui Fm. Shifangtai Fm.
		T ₀ ²	
Post-rift subsidence	VI		Nenjiang Fm. Yaojia Fm.
		T ₁ ¹	
	Y		Qingshankou Fm. Quantou Fm.
		T ₃	
	IY		Denglouku Fm.
		T ₄	
Syn-rift subsidence	III		Yingcheng Fm.
		T ₄ ¹	
	II		Shahezi Fm.
		T ₄ ²	
	I		Huoshiling Fm.
		T ₅	

incompletely, and only formed lacustrine transgressive system tract, the other two sequences (seq. II and seq. III) are composed of three system tracts. The lacustrine transgressive system tract is located in the steep slope and an alluvial fan deposit, while in the gentle slope there is a braided stream delta or stream deposit, and a shore-shallow lacustrine deposit is located in the centre of the basin. In the lacustrine flooding system tract the alluvial fan spread directly into the basin and formed a fan delta deposit on the side of the steep slope; on the gentle sloping side, there is a braided stream or braided stream delta deposit. In the central area, semi-deep/deep lacustrine deposit is inclined to the steep slope, while the shore-shallow lacustrine deposit is inclined to the gentle slope. In the lacustrine regressive system tract a fan delta deposit

migrated towards the alluvial fan in the steep slope. In the gentle slope, a braided stream delta changed towards low sinuosity sandy stream deposit. In the central area there existed shallow lacustrine deposit or non-lacustrine deposition. Another feature of the syn-rift subsidence super-sequence is that in the lacustrine transgressive system tract, often appeared the volcanic rock/volcanic clastic rock, sometimes, the entire basin is filled with volcanic rock. In addition, there is no condensed section in the lacustrine flooding system tract.

2. Post-rift subsidence super-sequence

Post-rift subsidence super-sequence consists of four sequences. They are Denglouku (seq. IV), Quantou-Qingshankou (seq. V), Yaojia-Nenjiang (seq. VI), and Sifantai-Mingshui sequence (seq. VII). The boundary of these sequences is unconformity or corresponding conformity. Post-rift subsidence, by the effect of the basin thermal evolution and intra-plate stress, is classified into the complete growth and the uncomplete growth types. The former, as seq. V and seq. VI, lacustrine transgressive system tract is mainly composed of the alluvial depositional system or shore-shallow depositional system. The lacustrine flooding system tract is mainly composed of semi-deep/deep lacustrine and the shallow lacustrine depositional system, and contains the stable condensed section, such as oil shale and dolomite concretion. The depositional system of the lacustrine regressive system tract is similar to the lacustrine transgressive system tracts. Seq. IV and seq. VII are the examples of the uncompleted lacustrine basin. The main difference with the complete sequence is that the lacustrine flooding system tract is composed of shore-shallow and alluvial flooding plain lacustrine deposits and the stable condensed section can be traced in great area. The lacustrine transgressive system tract and the lacustrine regressive system tract are mainly composed of the alluvial depositional system, but the alluvial plain environment enlarged obviously. In the lacustrine regressive system tract, the alluvial fan migrated towards the centre of the basin. (Fig. 2.)

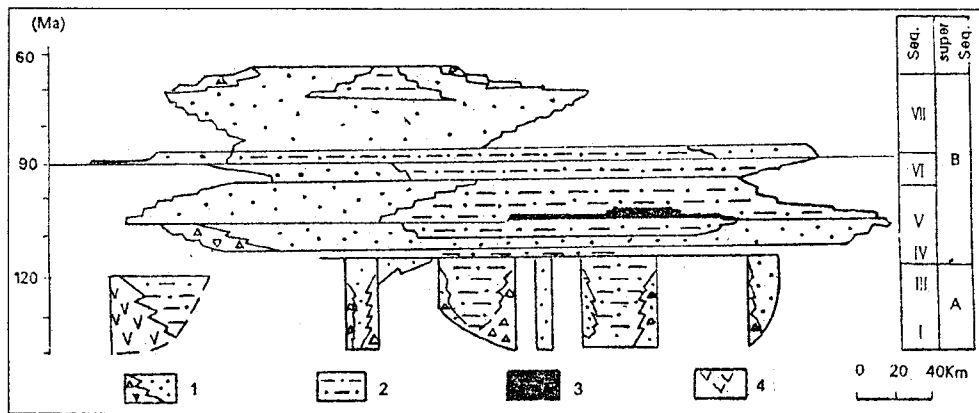


Fig. 2. Sequence stratigraphy style of the chrono-sedimentary system of the Songliao Basin

1 - alluvial depositional system, 2 - shore-shallow lake depositional system, 3 - semi-deep/deep lake depositional system, 4 - volcanic clastic depositional system.

D. THE SEQUENCE STRATIGRAPHY MODEL OF THE CONTINENTAL LACUSTRINE BASIN

According to the evolutionary regularity of the continental rift basin, there are two development stages, and the style of the "steer's head" basin [28], as the example of the Songliao Basin [23], Xialiaohe Basin, the North Sea Basin in England [24], Dnieper-Donetz Basin, [30] and Gulf of Thailand [31]. All of them have two development stages and showed "steer's head" basin style, which are formed by the fault basin of syn-rift subsidence stage and the depression basin of the post-

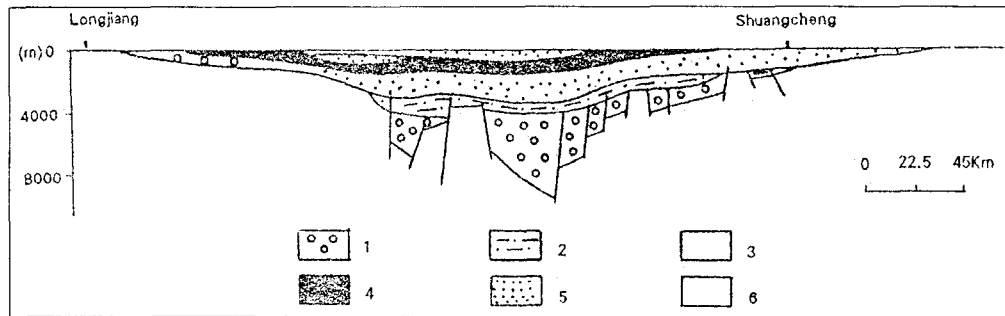


Fig. 3. The style of "steer's head" basin of the Songliao Basin

1 - Huoshiling-Yingcheng Fm. (seq. I-III), 2 - Denglouku Fm. (Seq. IY), 3 - Quantou-Qingshankou Fm. (Seq. Y), 4 - Yaojia-Nenjiang Fm. (Seq. YI), 5 - Sifangtai-Mingshui Fm. (Seq. YII), 6 - Eogene.

rift subsidence stage. (Fig.3). The sequence stratigraphy models formed by two different development stages are unlike.

1. The model of sequence stratigraphy of fault basin

The fault basin style formed in syn-rift subsidence stage has semi-graben, graben, and composite patterns. Semi-graben basin has both steep and gentle slopes. Since the both sides in the landform are different, the sequence stratigraphy has two models at this stage.

(1). The background of the steep slope

On the side of the fault basin steep slope, whether any system tract growth period, there existed the depositional wedge. The wedge of the lacustrine transgressive system tract is an alluvial fan, sometimes, volcanic rock or volcanic clastic rock. Volcanic activity mainly happened in the side of the steep slope. Para-sequence is superimposed on the accretion-retrogradation type. In the lacustrine flooding system tract growth period, the alluvial fan wedge spread into the lacustrine basin directly, forming a fan delta deposit. In the semi-deep/deep lacustrine depositional system of fan delta-front could form gravity flow depositional interlayer of the underwater deposit, or form a larger scale underwater fan. Para-sequence is superimposed on the retrogradation-accretion type, the wedge turns into fan delta - alluvial fan transitional type, and instead of the alluvial fan, at last. Para-sequence is superimposed on the accretion-progradation type.

Since the background of the steep slope didn't exist in the depositional shoreline break, the mark within the system tracts are whether the semi-deep/deep lacustrine depositional system exists or not. The intersequence could be divided into three parts when semi-deep/deeplacustrine depositional system exists.

(2). The background of the gentle slope

The lacustrine transgressive system tract is mainly composed of a stream or braided stream delta depositional system. The lacustrine flooding system is mainly composed of shore-shallow and braided stream

delta depositional system. The lacustrine regressive system tract occurs when a braided stream delta progradation is changed into the braided stream deposit or sandy low-sinuosity stream deposit.

While large delta deposit in the gentle slope environment is developed, an unclear shoreline break could appear. On the basis of the shore-shallow lacustrine deposit existed, the system tract could be divided into three parts.

2. The sequence stratigraphy model of the depression basin

The mechanism of the formation of depression basin is mainly due to the thermal-subsidence and has some disturbance of the intraplate stress, especially intraplate compressional stress. So, the sequence stratigraphy of the basin could be divided into complete and uncomplete development.

(1). The complete development background of the lacustrine basin

The lacustrine transgressive system tract is mainly composed of the alluvial and shore-shallow lacustrine depositional system, para-sequence is superimposed on the accretion-retrogradation type. The characteristics of the lacustrine flooding system tract is delta deposit retrograded toward the bank of the lake, the most part or the whole of the basin is changed into the collecting area, and is composed of semi-deep/deep lacustrine or shallow lacustrine deposits. Among them,

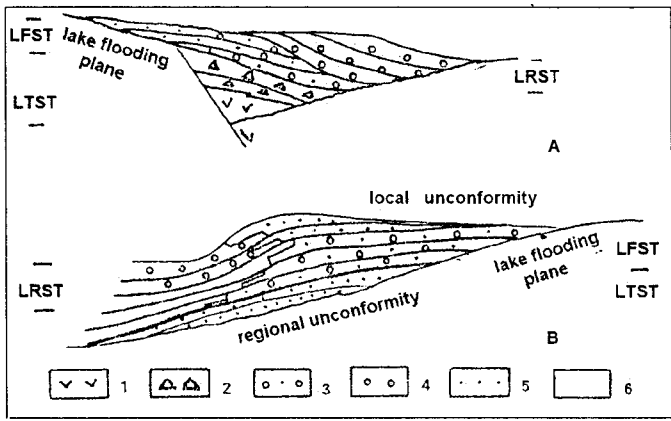


Fig. 4. The model of sequence stratigraphy of faulted basin. A - The setting of steep slope. B - The setting of gentle slope.

1 - volcanic rock/volcanic clastic rock, 2 - alluvial fan deposit, 3 - fan delta deposit, 4 - delta deposit, 5 - stream deposit, 6 - shore/shallow lacustrine deposit. LTST - lacustrine transgressive system tract, LFST - lacustrine flooding system tract, LRST - lacustrine regressive system tract.

underwater depositional gravity flow is extremely developed, sometimes forming a large underwater fan. At the bottom of the lacustrine flooding system tract, there are developed condensed sections, especially, when a lacustrine basin is linked with outshore, the condensed section is developed perfectly. In the lacustrine regressive system tract, delta or shore-shallow deposits migrate towards the centre, and formed progradation para-sequence.

(2). The incomplete development background of the lacustrine basin

The differences between both backgrounds of the lacustrine basin are that the differentiation of the sedimentary relief is not clear, it is similar to the gentle slope background of the fault basin. The lacustrine transgressive system tract and the lacustrine regressive

system tract are mainly composed of the alluvial depositional system, especially, in the lacustrine regressive system tract, where the alluvial fan deposits increased obviously. The lacustrine flooding system tract is mainly composed of the shore-shallow or alluvial flooding plain lacustrine deposits, no stable condensed section can be traced.

E. THE SIGNIFICANCE OF THE CONTINENTAL SEQUENCE STRATIGRAPHY RESEARCH

1. Provided basis for regional stratigraphy correlation

The development of the continental rift basin sequence stratigraphy is mainly controlled by the mechanism of the basin formation and evolution, which could be divided into lithosphere thermal state and intraplate stress. The intraplate stress is the result of the plate margin interaction. So, the area which is controlled by the syn-plate margins with a similar lithosphere thermal state, should form similar sequence stratigraphic feature. For example, during the Late Jurassic-Early Cretaceous, all fault basins in the North-East China developed syn-rift subsidence super-sequence as a feature. While regional paleoclimate changes are known, we can correlate the sequence stratigraphic relations of each basin. Especially, when the lacustrine basin is linked with the outshore, the lacustrine level and sea level synchronously rose up, the lacustrine flooding system tract which was formed after the sea water invaded the basin, provides the important clue for global sequence stratigraphic correlation.

2. Provided clue for global sedimentary event research

The global sedimentary events, such as the eustasy, anoxic event, paleoclimate change, and so on, could directly or indirectly affect the features of the continental basin. For example, twice large lacustrine transgressions occurred in the Qingshankou Fm. I and Nenjiang Fm. I and

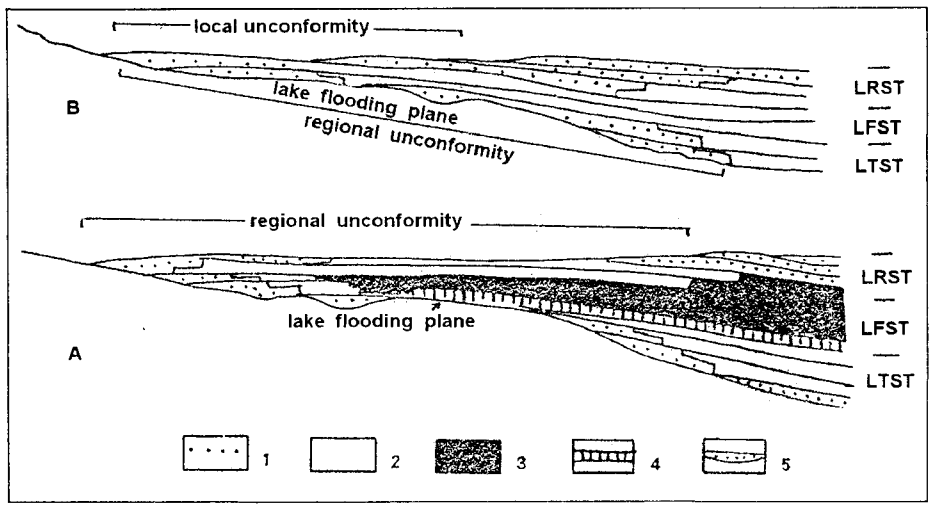


Fig. 5. The model of sequence stratigraphy of depressed basin. A - The setting of complete development lake basin. B - The setting of incomplete development lake basin.

1 - alluvial depositional system, 2 - shore/shallow lake depositional system, 3 - semi deep/deep lake depositional system, 4 - section (cs), 5 - down cutting of stream.

2 in the Songliao Basin are relative to the global sea level changes in the Cretaceous period which provide the important clues for research of the lacustrine level changes, anoxic event, biota and radiation events of the lacustrine basin.

3. Provided framework for research of source/reservoir/capping bed in the oil/gas basin

In the oil/gas basin, the development of the source/reservoir/capping bed is relative to the system tract of the sequence. The alluvial system of the lacustrine transgression system tract or the alluvial fan developed in the steep slope, generally, is near the oil-source, good trap conditions could form a stratigraphic trap. The nearby contemporaneous fault in the side of the steep slope, could form a fault trap. In the lacustrine flooding system tract, progradation-accretion occurred during the lacustrine flooding period, is benefit for the formation of sandstone - mudstone interbeds and is profitable for oil source. Especially, when the lake and sea link up, the sea water injected into the lake causing anoxic conditions. A great number of organic material could be preserved, and a good oil source environment could appear. In addition, the turbidite and lacustrine bottom fan formed by the underwater depositional gravity flow is near the oil source, generally forming good stratigraphic trap for oil-gas reservoir. The lacustrine regressive system tract grew delta and fan delta as a feature. Delta, fan delta front and stream sand body are the best reservoir, often forming structural trap or structure-lithologic trap field. In a word, as the oil-gas field exploration and exploitation are developed, exploring non-structural oil-gas field have become more important. The relationship between sequence stratigraphy and oil-gas fields will become more important to the future of oil/gas industries.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by foundation for Doctor's degree of the National Education Committee, 8918701. We would like to thank Dr. Prof. L.A. Frakes (The University of Adelaide, Australia) for his help in our fieldwork. We would also like to thank Prof. Wang Hongzhen, Prof. Ye Zizheng, Prof. Yang Zunyi, Prof. Zaiyi, Prof. Zheng Yunfu for the discussion, comments and reviews.

REFERENCE

- Allen, P.A., Allen, J.R. Basin analysis: Principles and applications, Blackwell Scientific Publication, 1990. 141-188.
- Artyushkov, E.V., Baer, M.A. Formation of hydrocarbon basins: subsidence without stretching in West Siberia. In: B. Pienet and C. Bois, Ed. The potential of deep seismic reflection profiling for hydrocarbon exploration. Edition Technip, Paris, 1990, 45-61.
- Ben-Avram, Z. Development of asymmetric basins along the continental transform faults. In: P.A. Ziegler (Ed.). Geodynamics of Rifting, 1992, Vol. III, Thematic Discussions. Tectonophysics, 1992, Vol. 215, 209-220.
- Brett, C.E., Goodman, W.M. and Lopuca, S.T. Sequence, Cycles and Basin Dynamics in the Silurian of the Appalachian Foreland Basin. Sedimentary Geology, 1990, Vol. 69, 191-244.
- Brown, L.F. and Fisher, W.L. Seismic-stratigraphic interpretation of the depositional system. In: Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration (Ed. C.E. Payton). Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1977, Vol. 26, 213-248.
- Chekunov, A.V., Gavrish, V.K., Kutas, R.I. and Ryabchin, L.I. Dnieper-Donetz paleorift. In: P.A. Ziegler, Ed. Geodynamics of rifting, 1992, Vol. I. Gas history studies rifts: Europe and Asia. Tectonophysics, 1992, Vol. 208, 257-272.
- Cloetingh, S. Intraplate stresses: a new element in basin analysis. In: Klenspehn, K.L., Paola, C., Eds. New perspectives in basin analysis. Springer-Verlag, New York, 1988, 205-230.
- Guo Chengkai, Liu Jun. The character of the basement and capping bed of the Songliao Basin. A collection of essays in structural geology. 1985, No 4, 133-138. Geological Publishing House (in Chinese)
- Hellinger, S.J., Selater, J.C. Some comments on two-layer extensional models for the evolution of sedimentary basins. J. Geophys. Res. 1983, Vol. 88, 8251-8269.
- Jackson, M.J., Simpson, E.L., Eriksson, K.A. Facies and sequence stratigraphic analysis in the intracratonic, thermal-relaxation, Lower Quilalar Formation and Ballara quartzite, Mount Isa Inler, Australia. Sedimentology, 1990, Vol. 37, 1053-1078.
- Li Jing. Exploration on terrane collision with the Songliao Basin. Petroleum Geology & Oil Field Development in Daqing. 1992, Vol. 11, No 3, 1-5 (in Chinese, with an English abstract).
- Li Sitian, Yang Shigong, Lin Chungshong. On the chrono-stratigraphic framework and basic building blocks of the sedimentary basin. Acta Sedimentologica Sinica, 1992, Vol. 10, No 4, 11-22 (in Chinese with an English abstract).
- Li Yangjian, Lin Liang and Zhao Baojin. The formation model of the Mesozoic and Cenozoic rifting in East China and adjacent areas. In: Wang Hongzhen, Ed. Tectono-palaeogeography and palaeobiogeography of China and adjacent regions. 1990, 109-126. Publishing House of China Univ. of Geoscience (in Chinese with an English abstract).
- Li Yangjian, Lin Liang and Zhao Baojin. The formation model of the Mesozoic-Cenozoic fault basin in Eastern China. Oil & Gas Geology. 1988, Vol. 4, 334-345 (in Chinese with an English abstract).
- Liu Li, Liu Zhaojun, Lin Wanzhu, Xuefany, Zho Muaping. On the relationship between the subsidence of the Songliao Basin and the uplift of its adjacent mountains. J. Changchun Univ. of Earth Sciences, 1992, Vol. 22, 170-172 (in Chinese).
- Liu Li, Wang Dongpo. Type, feature, and origin of the erosional unconformities of the Mesozoic strata in the Songliao Basin. In: Collected works of scientific research thesis (Basic Geology). The 40-th anniversary of Changchun Univ. of Geology, Jilin Publishing House of Scientific and Technology. 1992, 258-264 (in Chinese).
- Ma Lixiang, Wan Jingping, Qin Yizhong. Sequence stratigraphy significance of twice lacustrine transgression in

- middle Cretaceous, the Songliao Basin. Petroleum geology & oilfield development in Daqing. 1992, Vol.1, 10-14 (in Chinese with an English abstract).
18. Mckenzie, D.P. Some remarks on the development of the sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett. 1978, Vol.40, 25-32.
 19. Mckenzie, D.P., Bickles, M.J. The volume and composition of melts generated by extension of the lithosphere. J. Petrol. 1988, Vol.29, 625-679.
 20. Mu Chenxue. Asia continent and subduction zone of its eastern margin. Geology-Geochemistry, 1989, No 4, 21-26. Piao Chenxie translated from Earth, Vol.11, No 5, 359-367. (in Japanese)
 21. Qiao Xiufu, Yao Peiyi, Wang Chengshu, Tan Lin, Zhu Shenyu, Zhou Shengde, Zhang Yuqing. Sequence stratigraphy and tectonic environment of Zaertai Formation, Inner Mongolia. Acta Geologica Sinica, 1991, Vol.655, No 1, 1-16 (in Chinese with an English abstract)
 22. Song Guoqi. Sequence stratigraphy of lacustrine deposits, Eogene, Jiyang depression. Geoscience, 1993, Vol.7, No 1, 38-45 (in Chinese with an English abstract)
 23. Tian, Z.-Y., Han, P. And Xu, K.-D. Mesozoic-Cenozoic East China rift system. Tectonophysics, 1992, Vol.208, 297-307.
 24. Vail, P.R., Hardenbol, T. And Todd, R.G. Jurassic unconformities chron stratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: Schlee, J. (ed.) International unconformities hydrocarbon accumulation. AAPG. Memoir 36. 1984, 127-144.
 25. Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J. An overview of the fundamentals of the sequence stratigraphy and key definitions. In: Sea level changes: an integrated approach. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 1988, Vol.42, 39-45.
 26. Wang Dongpo, Liu Zhaojun, Liu Li. The evolution of the Songliao Basin and the sea level change. 1994 (in press). Geological Publishing House.
 27. Wang Dongpo, Liu Li and Duxiaodi. Study of sequence stratigraphy in the Songliao continental basin. In: Collected works of scientific research thesis (Basic Geology), the 40-th anniversary of Changchun Univ. of Geology. 1992, 229-237 (in Chinese). Jilin Publishing House of Science and Technology.
 28. Wang Lixiang and Li Buhuo. Sequence stratigraphy and source rock, sedimentary facies and palaeogeography. 1993, Vol.13, No 4, 38-45 (in Chinese with an English abstract).
 29. Weimer, R.J. Developments in the sequence stratigraphy. Facies and cratonic basins. AAPG. 1992, Vol.70, No 7, 965-982.
 30. White, N. And Mckenzie, D. Formation of the "steer's head" geometry of the sedimentary basins by differential stretching of the crust and the mantle. Geology. 1988, Vol.16, 250-253.
 31. Ziegler, P.A. Geodynamics of rifting and implications for hydrocarbon habitat. Tectonophysics. 1992, Vol.215, 221-253.

Поступила в редакцию 14 октября 1996 г.

Ван Дунпо, Лю Ли, Ли Цзе

Изучение стратиграфической последовательности континентального рифтового бассейна (на примере бассейна Сунляо, Китай)

На примере рифтового бассейна Сунляо в статье рассматривается применение "стратиграфии сиквенсов" для континентального озерного бассейна и приводятся новые термины и модели, соответствующие этому бассейну. В соответствии с признаками эволюционного развития континентальных рифтовых бассейнов стратиграфическая последовательность бассейна Сунляо делится на два этапа: синрифтовый и пострифтовый. Авторы указывают на различие механизма и компонентов данных последовательностей. На основе колебаний уровня воды в озере в последовательности континентального рифтового бассейна выделяются следующие системы: озерная трансгрессивная, регрессивная и система озерного затопления.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ – КАЙНОЗОЙСКИХ РАЗРЕЗОВ СРЕДНЕАМУРСКОГО (САНЬЦЗЯН) ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Г.А.Кириллова*, Лю Чжаоцзюнь**, Ван Сымин**, В.Г.Варнавский*,
В.В.Крапивенцева*

* *Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск.*

** *Чанчуньский Университет наук о Земле, г.Чанчунь, КНР*

Проведена стратиграфическая корреляция верхнемезозойских-кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна как единой структуры, северо-восточная часть которой находится в России, а юго-западная - в Китае. Отмечена зависимость состава, строения позднемеозойских образований от характера фундамента: на западе это Цзямусы-Буреинский блок, на востоке - Наданьхада-Сихотэ-Алинская аккреционно-складчатая система. Выявлена различная детальность расчленения стратиграфических подразделений в разных частях бассейна. Предоставилась возможность скоррелировать главные фазы вулканизма и угленакопления. Очерчен круг проблем, требующих дальнейшего более углубленного изучения как в России, так и в Китае. Результаты стратиграфической корреляции послужат фундаментом новых палеогеографических и палеогеодинамических реконструкций, на основе которых будут пересмотрены перспективы нефтегазоносности Среднеамурского бассейна.

ВВЕДЕНИЕ

Среднеамурский (Саньцзян) осадочный бассейн (СОБ) располагается своей северо-восточной частью в России, а юго-западной - в Китае, в провинции Хэйлуцзян. В рамках российско-китайского сотрудничества представилась возможность изучать пограничные структуры как целостные объекты, в полной мере выявлять основные черты их развития и закономерности эволюции. В серии статей на основе сравнительного анализа геолого-геофизических данных предполагается восстановить последовательность геодинамических событий в пределах СОБ с целью оценки перспектив его нефтегазоносности в свете новых литолого-палеогеографических, геодинамических концепций.

Естественно, что прежде всего следует рассмотреть стратиграфические схемы в сопредельных регионах и скоррелировать их. Следует заметить, что до недавнего времени СОБ рассматривался как кайнозойский бассейн [4-8]. Однако, в последнее десятилетие, когда начали бурить более глубокие скважины в пределах бассейна как на российской, так и на китайской стороне, были вскрыты преимущественно меловые и в ряде случаев предполагаемые верхнеюрские отложения.

Таким образом, возникла необходимость увязки меловых разрезов в скважинах с меловыми разрезами, закартированными по обрамлению впадины и во внутренних поднятиях. За основу или эталон сравнения были приняты два основных стратиграфических документа. Для российской территории это региональные стратиграфические схемы, принятые в 1990 г. на IV межведомственном стратиграфическом совещании [18]; для китайской -

стратиграфические схемы, разработанные при составлении геологической карты провинции Хэйлуцзян м-ба 1:1 000 000 и опубликованные в объяснительной записке к ней [8]. В ряде случаев возраст тех или иных стратиграфических подразделений уточнялся и изменялся в связи с появлением новых данных.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СОБ И ЕГО ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Среднеамурский осадочный бассейн располагается на стыке Цзямусы - Буреинского блока (с его окраинными палеозойскими и мезозойскими прогибами) и Сихотэ-Алинской - Наданьхада аккреционной складчатой системы (рис.1), в которую сюга вклиниваются структуры Ханкайского блока. Граница между Урмийским прогибом Буреинского блока и структурами Сихотэ-Алинской системы проходит по Куанскому сдвигу [6]. Такое геологическое положение предопределило различие типов меловых разрезов, сформировавшихся в разных частях СОБ.

Среднеамурский ОБ в современном виде представляет собой систему грабенов и горстов. В юго-западной части бассейна (впадина Саньцзян) к структурам первого порядка относятся (с запада на восток) грабен Цзя-И, погружение Суэбин, поднятие Фуцзинь и погружение Цзяньцзинь. В северо-восточной части структурами первого порядка являются система грабенов Бирофельдский - Кур-Урмийский и Переясловский грабен, серия поднятий, среди которых наиболее крупными являются Ульдура-Чуркинское, Вандан-Горбылякское, Хехцирское [4]. До сих пор нет устоявшегося мнения

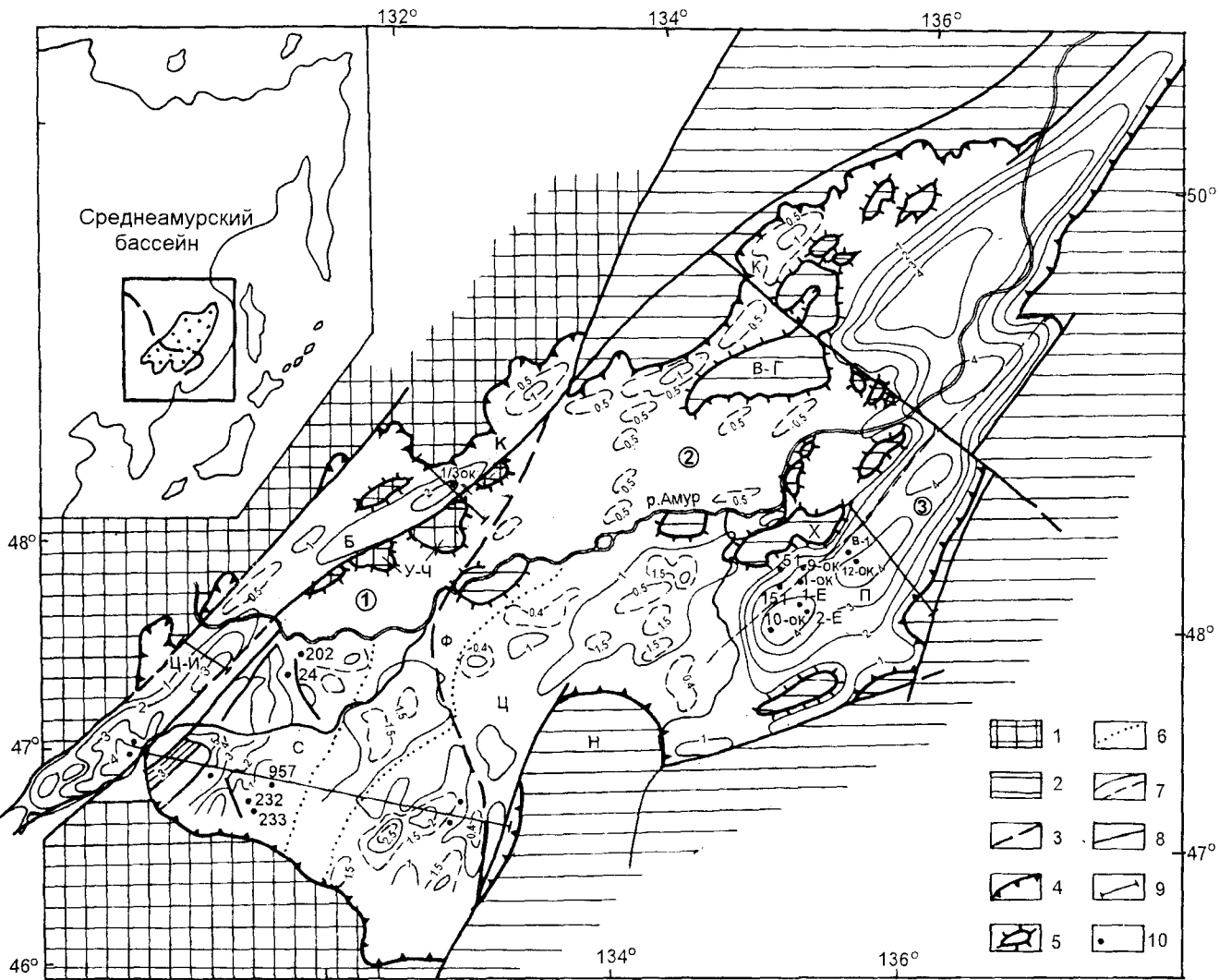


Рис. 1. Тектоническая позиция и главные структуры Среднеамурского (Саньцзян) бассейна.

1 - Буренский блок; 2 - Сихотэ-Алинская складчатая система и террейи Наданьхада (Н); 3 - границы зон: 1- Бирско-Белоянской, 2 - Горинской, 3 - Западно-Сихотэ-Алинской; 4 - границы бассейна; 5 - поднятия; 6 - контуры погребенного поднятия Фузинь; 7 - изопакты осадочного чехла; 8 - основные разломы; 9 - линии профилей; 10 - наиболее глубокие скважины; Грабени: Ц-И-Цзя-И; Б - Бирофельдский; К-Кур-Урмийский; П - Переяславский; погружения: С - Суэбин; Ц - Цяньцзинь; поднятия: Ф - Фуцинь; У-Ч - Ульдура-Чуркинское; В-Г - Вандан-Горбыляжское; Х - Хехцирское.

о возрасте складчатого фундамента в восточной части СОБ. В весьма содержательной статье Б.А.Наталина и С.Г. Черныша [16] основательно рассмотрена эта проблема и авторы пришли к выводу, что весь нижнемеловой комплекс относится к фундаменту. Но в то время они не располагали, видимо, окончательными данными о стратиграфической последовательности и условиях седиментации толщ, вскрытых глубокими скважинами в восточной части СОБ, в Переяславском грабене. К тому же не было принято во внимание структурное районирование для меловых отложений, предложенное на последнем стратиграфическом совещании [18], где западная часть СОБ была отнесена к Бирско-Белоянской зоне, сложившей континентальными меловыми толщами, центральная часть - к Горинской зоне (с преимущественно

морским типом разреза), а восточная - к Западно-Сихотэ-Алинской зоне с вулканогенно-осадочным прибрежно-морским, переходным к континентальному, типом разреза. Бирско-Белоянская зона относится к окраине Буренского блока, Горинская и Западно-Сихотэ-Алинская - к Сихотэ-Алинской складчатой системе.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Юго-западная часть СОБ

Меловые отложения во впадине Саньцзян (юго-западной части СОБ) изучены неравномерно. На геологической карте и в объяснительной записке к ней [8] они подразделены на нижне- и верхнемеловые, с последующим подразделением на формации (ф). Иногда при сопоставлении с формациями бассейна

Сунляо, где стратиграфическая изученность значительно лучше [25], удается определить принадлежность формаций к определенным ярусам.

В китайской литературе [8] меловые отложения впадины Саньцзян относятся к зоне Цзямусы-Вандашань, хотя крупным линсементом эта территория разделяется на собственно Цзямусы-Вандашань и террейн Наданьхада.

Меловой разрез зоны Цзямусы - Вандашань выглядит следующим образом [8]:

Ф.Бомихэ. Большею частью лавы и туфы среднего состава. Мощность 275 м. Возраст 137,5 млн л. по К-Аг методу.

Ф.Дунталин. Кислые туфы, лавы (с прослоями перлитов) и песчаники с прослоями аргиллитов. Мощность 669 м, содержит *Sphaerium jeholense*. Возраст 118 млн л., по К-Аг методу.

Ф.Чэньцыхэ. Преобладают светло-серые средне-грубозернистые песчаники с прослоями алевролитов и угля. В основании имеются линзы конгломератов. Формация мощностью 527 м содержит *Onychiopsis elongata* и *Acanthopteris gothani*; в нижней части встречается *Ferganocoelocera*, которая может соотноситься с горизонтом *Eosestheria-Ephemeropsis-Lycoptera*, а верхняя часть расположена ниже горизонта *Ruffordia*.

Ф.Мулинь, ф.Сяцэньцзы. Ф.Мулинь - алевролиты, мелкозернистые песчаники с прослоями туфогенных песчаников, аргиллитов и угольных пластов. Мощность 861 м. Ф. содержит *Ruffordia goepperti*, а сверху - так же *Neozamites*. Ф.Сяцэньцзы - эквивалент ф.Мулинь, имеет ограниченное распространение на юге зоны. Отложения лагунной и континентальной фации состоят из алевролитов, песчаников и аргиллитов, с туфогенным материалом, мощность 700 м, содержит *Trigonioides* и *Plicatounio* sp.

Ф.Дуньшань. Состоит из вулканических брекчий и агломератов среднего состава, с прослоями песчаников и аргиллитов. Мощность 672 м. В этой формации найдены *Manchurichthys uwatokoii*.

Ф.Хоушиго. Нижняя часть состоит из конгломератов с прослоями песчаников, которые фациально замещаются песчаниками и алевролитами. Верхняя часть состоит из песчаников, алевролитов и аргиллитов. Общая мощность более 2000 м. В породах этой формации найдены отпечатки *Platanus*.

Ф.Хайлан. Состоит из пурпурно-желтых, коричневых гравийных грубозернистых песчаников с прослоями алевролитистых пелитов и туфогенных тонких песчаников, алевролитов. Мощность формации 1404 м. В ней содержатся *Estherites mitsuishii* и *E.yui*, позволяющие коррелировать вмещающие отложения ф.Нэньцзянь бассейна Сунляо. Ниже этого горизонта с фауной породы имеют огромную мощность. В целом, по литофациям и типу метаморфизма ф.Хайлан соответствует формациям Чуаньто-Нэньцзянь бассейна Сунляо (поздний апт-коньяк).

Ф.Чиснцхэ. Состоит из пурпурно-серых, зеленых аргиллитов, переслаивающихся с алевролитами и конгломератами, мощность 309 м, содержит споры и пыльцу, подобные присутствующим в ф.Сыфантай бассейна Сунляо (ранний маастрихт).

Ф.Яньво. Состоит из пурпурно-серых, зеленых песчаников, песчаных конгломератов с прослоями аргиллитов и алевролитистых аргиллитов, мощность 297,5 м, содержит спорово-пыльцевой комплексе соответствующий такому ф.Мишесуй бассейна Сунляо (поздний маастрихт).

В биоте мела преобладали разнообразны и многочисленные континентальные формы. В течение раннего мела фауна *Lycoptera-Eosestheria-Ephemeropsis* получила широкое развитие на западе региона, а в районе Жаохэ на востоке была развита морская фауна *Buchia*. В районе Сяцэньцзы округа Мулинь преобладала фауна *Trigonioides*. Растения процветали на востоке и бедно были развиты на западе; они принадлежат средней-поздней фазе ассоциации *Ruffordia-Onychiopsis*. Последняя фаза ассоциации содержит протоангиоспермы.

В позднем мелу многочисленны остракоды, эстерии и харофиты.

Эта стратиграфическая схема в местах проведения детальных стратиграфических работ и бурения уточнялась и несколько изменялась.

В последнее десятилетие в северо-восточном Китае в результате пересмотра возраста ряда групп ископаемых органических остатков некоторые формации были переведены из верхней юры в нижний мел [20, 26, 27, 33, 36, 37 и др.]. Особенно большие изменения произошли с группами Луньчжаогоу и Цзиси, объединяющими ряд угленосных формаций восточного Хэйлунцзяна. Раньше они относились к средней-поздней юре, но в результате пересмотра флоры и фауны (в частности, некоторые виды бухий сейчас определяются как ауселиины) большинство исследователей склонны относить эти формации к раннему мелу [26, 28, 33-38, 40 и др.]. К тому же, среди пород Ф.Чихулинь группы Луньчжаогоу найдены барремские аммониты [24, 31]. Тем не менее, не все вопросы окончательно решены. В частности, существуют разные мнения о положении юрско-меловой границы в морских и неморских разрезах [23, 26, 27, 34].

Особенно интенсивно изучался геологами разных стран террейн Наданьхада. Впервые С.Мизутани [32] в 1987 г. предположил, что террейны Мино в центральной Японии, Наданьхада в северо-восточном Китае и западный Сихотэ-Алинь представляют собой части некогда единого мезозойского супертеррейна. Ныне, после многих частных корректировок различных частей, разрез выглядит следующим образом [38]. Средне-верхнетриасово-нижнеюрская последовательность сложена красными, зелеными, серыми кремнями, кремнистыми сланцами с редкими линзами известняков с коно-

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ПОДЪЯРУС	Террейн Наданьхада		Сихотэ-Алинская складчатая система				
				Sun Ge et al. 1992 [35]	Sha Jin-geng 1992 [33]	Решения IV стратиграфического совещания [18]				
К	НИЖНИЙ	АЛЬБ				Слои с <i>Quadratrigonia fudsensis</i> - <i>Actaeonella dolium</i> <i>Quadratrigonia</i> (<i>Transitrigonia</i>) <i>fudsensis</i> Mirou., <i>Pterotrigonia puchifurans</i> (Yok.), <i>P. hokkaidoana</i> (Yeh.) <i>Ussuritrigonia ussuriica</i> Konov., <i>Inoceramus salomonii</i> (Orb.), <i>concentricus</i> Park., <i>Panope gurgitis</i> (Brongn.), <i>P. kisooumi</i> Imay., <i>Thracia sanctae-crucis</i> Pictet et Camp., <i>Callista pseudoplana</i> Yabe et Nagao., <i>Actaeonella dolium</i> Roem., <i>A. orientalis</i> Pech.				
						АПТ	A. cf. caucasica A. cf. aptiensis A. jeletzki A. aptiensis A. caucasica	Слои с <i>Inoceramus colonicus</i> <i>Inoceramus colonicus</i> Anders., l. ex gr. <i>paraketzovi</i> Efim.		
							— ? —			
		БАРРЕМ								Слои с <i>Buchia solida</i> <i>Buchia solida</i> (Lah.), <i>B. crassicolis</i> (Keys.), <i>B. visingensis</i> (Sok.), <i>B. sublaevis</i> (Keys.)
		ГОТЕРИВ								Слои с <i>Buchia inflata</i> : <i>Buchia pacifica</i> Jeletzky, <i>B. inflata</i> (Toulal), <i>B. keyserlingi</i> (Lah.), <i>B. crassicolis</i> (Keys.), <i>B. solida</i> (Lah.), <i>B. billoides</i> (Lah.), <i>B. sibirica</i> (Sok.), <i>B. viatkinsis</i> (Sok.), <i>B. uncioides</i> (Pavl.), <i>B. volgensis</i> (Lah.), <i>B. suzhenensis</i> (Pavl.)
		ВАААНЖИИ								Слои с <i>Buchia pacifica</i> : <i>Buchia uncioides</i> (Pavl.), <i>B. volgensis</i> (Lah.), <i>B. terebratuloides</i> (Lah.), <i>B. sibirica</i> (Sok.), <i>B. inflata</i> (Toulal), <i>B. keyserlingi</i> (Lah.), <i>B. billoides</i> (Lah.), <i>B. pacifica</i> Jeletzky
		БЕРРИАС (РЯЗАН.)								Слои с <i>Buchia uncioides</i> <i>Buchia uncioides</i> (Pavl.), <i>B. volgensis</i> (Lah.), <i>B. terebratuloides</i> (Lah.), <i>B. keyserlingi</i> (Lah.), <i>B. cf. inflata</i> (Toulal)
B. unshensis										
					Слои с <i>Buchia volgensis</i> - <i>B. okensis</i> <i>Buchia volgensis</i> (Lah.), <i>B. okensis</i> (Pavl.), <i>B. fischeriana</i> (Orb.), <i>B. terebratuloides</i> (Lah.)					
					B. volgensis B. okensis B. subokensis					
J	ВЕРХНИЙ	ВВАЖСКИЙ				<i>Buchia piochii</i> (Cobb.), <i>B. piochii</i> f. <i>tenuicollis</i> (Pavl.), <i>B. fischeriana</i> f. <i>andersoni</i> (Pavl.), <i>B. trigonoides</i> (Lah.)				
						В	B. fischeriana- B. unshensis	B. fischeriana B. unshensis		
						С	B. russensis- B. fischeriana	B. russensis- B. fischeriana		
						<i>Buchia piochii</i> (Cobb.), <i>B. fischeriana</i> (Orb.), <i>B. mosquensis</i> f. <i>orbicularis</i> (Kyatt), <i>B. trigonoides</i> (Lah.) <i>B. terebratuloides</i> (Lah.), <i>B. cf. circula</i> (Parak.), <i>Mytiloceras</i> ex gr. <i>retrocurus</i> (Keys.)				
						<i>Buchia mosquensis</i> (Buch.), <i>B. mosquensis</i> f. <i>rugosa</i> (Fisch.), <i>Myophorella</i> aff. <i>orientalis</i> Kob et Mori, <i>Lutritrigonia ivantichini</i> (Vor.), <i>Pinna subradiata</i> Pech., <i>Camptonectes lens</i> Sow., <i>Mutiloceras</i> ex gr. <i>retrocurus</i> (Keys.)				

донтами. Выше следует осадочный меланж с экзотическими (размером до 300 м) блоками карбон-пермских известняков (с фузулинидами, криноидеями и кораллами) и мезозойских кремней. Предполагается, что известняки формировались на древних океанических плато восточного Тетиса. Алевролит-глинистый матрикс меланжа содержит среднеюрские радиолярии. Коллизия супертеррейна с континентальной окраиной произошла в конце средней юры [38], т.е. почти одновременно с коллизией Самаркинского террейна с континентальной окраиной и Сибирского блока с Бурейским. После этого поверх спаявшихся террейнов и блоков накапливались верхнеюрские-нижнемеловые кластические осадки (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты), содержащие фауну аммонитов, двустворок, характеризующих неритовую

обстановку седиментации. В основании последней толщи залегают базальные конгломераты, содержащие в обломках среднетриасовые-среднеюрские радиолярии. Еще выше залегают базальты, широко распространенные в восточной части провинции Хэйлуцзян, возраст их определен в интервале 111,3-97,9 млн лет [30].

Восточная часть террейна Наданьхада продолжается на территории России, ограничиваясь с юго-востока сдвигом Дуньхуа-Мишань и его северо-восточным продолжением. Впервые осадочный меланж или микститы выделили в разрезе по р.Амур близ г.Хабаровска С.Ю.Беляев [2], позже большое внимание проблеме микститов в Примурье уделял Е.К. Шевелев [15,21]. В результате выяснилось, что большая часть ранее выделявшихся по окраине Бурейского блока палеозойских,

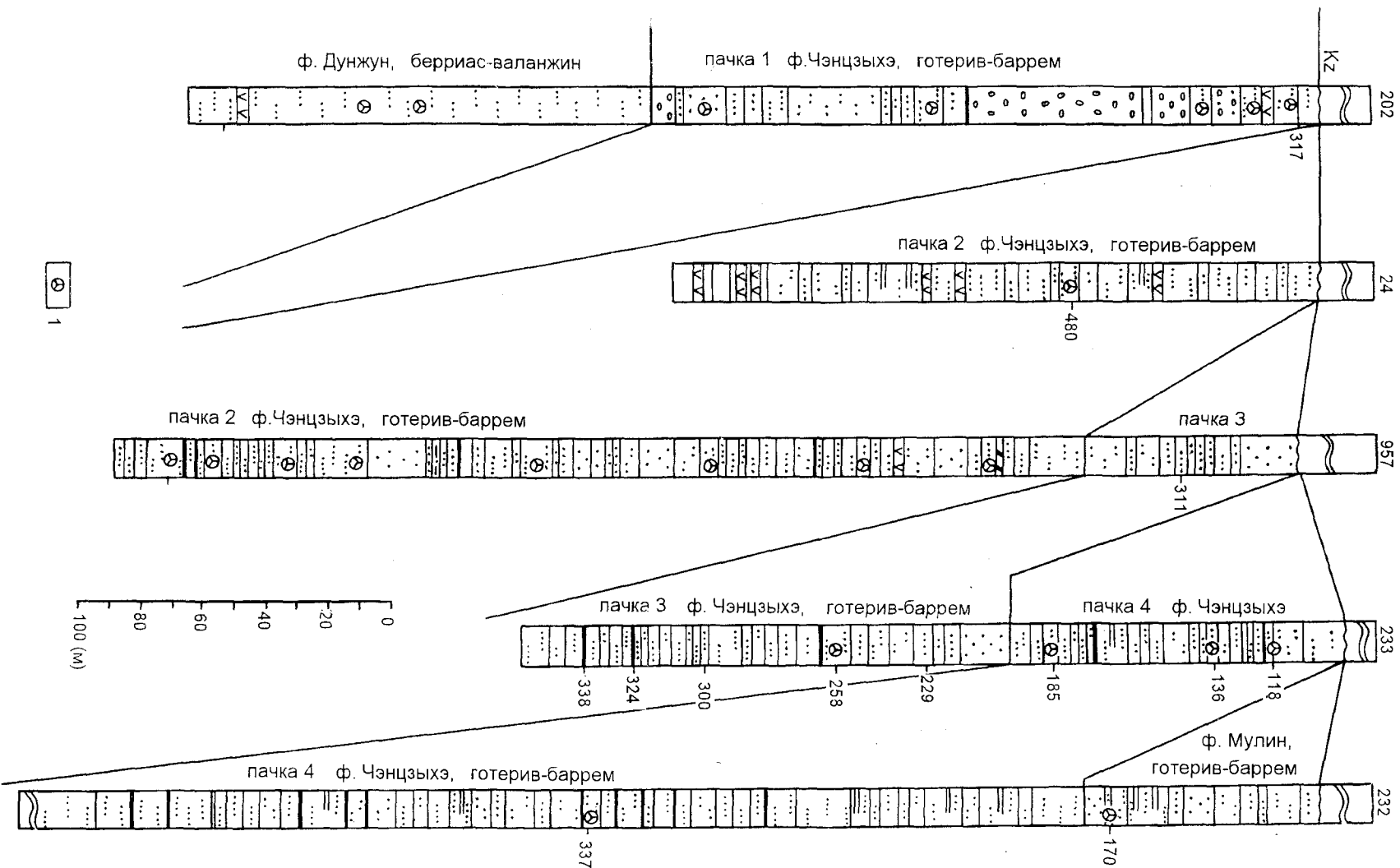


Рис. 2. Схема корреляции скважин в погружении Суэбин [28]. 1 - места отбора проб, содержащих спорово-пыльцевые спектры.

СИСТЕМА ОТДЕЛ		ЯРУС	ФОРМАЦИЯ	МОЩНОСТЬ, м	СОСТАВ
ЧЕТВЕРТИЧ.				25-150	Пески, пески с глиной, глины, суглинки.
НЕОГЕН	N	МИОЦЕН	ФУЦЗИНЬ	40	Базальты.
				610	Зеленовато-серые алевроиты, галечник с песком, серые глины, переслаивающиеся с алевроитистыми глинами. Слон угля, вулканитов.
ПАЛЕОГЕН	Ч	ЭОЦЕН-ПАЛКОГ.	БАОЦЮАНЬЛИН	630-1000	Серые глины, алевроиты с прослоями галечников с песком, вулканитов.
МЕЛОВАЯ	ВЕРХНИЙ	ВЕРХНИЙ МААСТРИХТ	ЯНЬВО	>120	Серые андезиты, коричневые риолиты.
				300	Фиолетовые, серо-зеленые алевролиты, глины, песчанистые конгломераты.
		НИЖНИЙ МААСТРИХТ	ЦИСИНХЭ	300	Фиолетовые, серые глины, переслаивающиеся с песчанистыми конгломератами.
		КОНЬЯК	ХАЙЛАН	1400	Фиолетовые алевролиты, тонкозернистые песчаники, переслаивающиеся с песчанистыми конгломератами.
		В. АПТ			
	НИЖНИЙ	Н. АПТ ?	ДУНШАНЬ	80-100	Серые, фиолетовые андезиты, туфы, переслаивающиеся с алевроитистыми песчаниками, аргиллитами.
		БАРРЕМ	МУЛИН	570-1500	Аргиллиты, переслаивающиеся с тонкозернистыми песчаниками и углями
		ГОТЕРИВ	ЧЭНЦЗЫХЭ	~500	Темно-серые алевролиты, кварц-полевошпатовые песчаники, переслаивающиеся с туфогенными углистыми глинами и углями
		БАЛАНЖИН	ДУНЖУН	~2300	Морские светло-серые алевролиты, тонкозернистые песчаники, переслаивающиеся с туфами, черными аргиллитами
		БЕРРИАС			
PR		МАШАНЬ		Кристаллические сланцы, гнейсы	



Рис. 3. Разрез скважины в погружении Суэбин.

1 - галечники с песком, песчанистые конгломераты; 2 - разномерные пески; 3 - тонкозернистые пески и песчаники; 4 - алевролиты; 5 - глины, 6 - угли, 7 - базальты, 8 - андезиты, 9 - туфы андезитов, 10 - риолиты, 11 - кристаллический фундамент, 12 - согласное залегание, 13 - несогласное залегание.

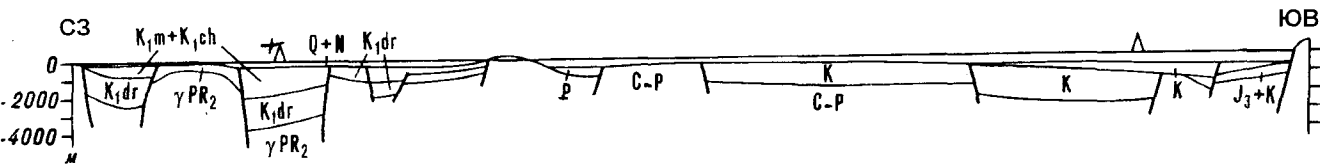


Рис. 4. Схематический геологический профиль в южной части впадины Саньцзыан. Расположение профиля см. на рис. 1. K_1dr - ф. Донжун; K_1ch - ф. Чэнцзыхэ; K_1m - ф. Мулин; γPR_2 - позднепротерозойские граниты.

Таблица 2

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ПОДЯРУС	БУРЕИНСКИЙ БЛОК																		
				БИРСКО-БЕЛОЯНСКАЯ ЗОНА																		
				1																		
МЕЛОВАЯ	ВЕРХНИЙ	МААСТРИХТСКИЙ	ВЕРХНИЙ																			
			НИЖНИЙ																			
		КАМПАНСКИЙ	ВЕРХНИЙ																			
			НИЖНИЙ																			
		САПОНСКИЙ	ВЕРХНИЙ																			
			НИЖНИЙ																			
		КОЛЬЯСКИЙ	ВЕРХНИЙ																			
			СРЕДНИЙ																			
			НИЖНИЙ																			
		ТУРОСКИЙ	ВЕРХНИЙ																			
			СРЕДНИЙ																			
		БЕЛОМОНСКИЙ	НИЖНИЙ	НАБАТОВСКАЯ ТОЛЩА																		
	ВЕРХНИЙ		Андезиты, их туфы и лавобрекчии. <i>Equisetum</i> sp., <i>Pinus</i> sp., <i>Taxodiaceae</i> sp., <i>Vitis</i> sp.																			
	СРЕДНИЙ																				280-600м	
	НИЖНИЙ	АЛЬБСКИЙ	НИЖНИЙ	БИРСКАЯ ТОЛЩА																		
			ВЕРХНИЙ	Песчаники, алевролиты, их туфогенные разности, туфы кислого состава, туффиты. <i>Asplenium</i> cf. <i>dicksonianum</i> Heer, <i>Gleichenia sachalinensis</i> Krysht., <i>Ginkgo sibirica</i> Heer, <i>Cephalotaxopsis brevifolia</i> Font., <i>C. acuminata</i> Krysht. et Pryn., <i>Sequoia</i> cf. <i>fastigiata</i> (Stern.) Heer																		
			СРЕДНИЙ																			
		АПОСКИЙ	НИЖНИЙ																			
			ВЕРХНИЙ	ШУКИ-ПОКТОЙСКАЯ ТОЛЩА																		
			СРЕДНИЙ	Риолиты, дациты, их туфы и лавобрекчии																		
		БАРЕНСКИЙ	НИЖНИЙ	БОЛЬШЕЧУРКИНСКАЯ ТОЛЩА																		
			ВЕРХНИЙ	Андезиты, их лавобрекчии																		
			СРЕДНИЙ																			200-250м
		ПОТЕРЬСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, угли																		
НИЖНИЙ			<i>Onychiopsis mantelii</i> Brongn., <i>O. cf. elongata</i> (Geyl.) Yok., <i>Coniopteris hymenophylloides</i> (Brongn.) Sew., <i>C. orientalis</i> (Shenk.) Pryn., <i>Cladophlebis nebbensis</i> (Brongn.) Nath., <i>C. haiburnensis</i> (L. et H.) Brongn., <i>Sphenopteris naktongensis</i> Yabe, <i>Podozamites lanceolatus</i> (L. et H.) Braun, <i>Ginkgo sibirica</i> Heer, <i>G. digitata</i> (Brongn.) Heer, <i>Nilssonia cf. schmidtii</i> (Heer) Sew.																			
ВАДАЖИНСКИЙ		ВЕРХНИЙ																				
	НИЖНИЙ																					
БЕРИАССКИЙ	ВЕРХНИЙ																					
	НИЖНИЙ																					

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ПОДЪЯРУС	СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА		
				ГОРИНСКАЯ ЗОНА		
				2		
МЕЛОВАЯ	ВЕРХНИЙ	МААСТРИХТСКИЙ	ВЕРХНИЙ	?	Туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты, прослой бурых углей, туфы риолитов <i>Onoclea sensibilis</i> L., <i>Trochodendroides ex gr. arctica</i> (Heer) Berry, <i>Mognolia</i> sp. 170м	
			НИЖНИЙ			
		КАМПАНСКИЙ	ВЕРХНИЙ	-----		
			НИЖНИЙ			
		САГОНСКИЙ	ВЕРХНИЙ	?	ТАТАРКИНСКАЯ СВИТА Дациты, их туфы и игнимбриты, риолиты, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии <i>Cephalotaxopsis heterophylla</i> Holl., <i>C. intermedia</i> (Holl.), <i>Glyptostrobus europaeus</i> Heer, <i>Metasequoia disticha</i> (Heer) Miki, <i>Taiwania</i> sp., <i>Dicotyledones</i> sp.	
			НИЖНИЙ		500м	
		КОНЬЯКСКИЙ	ВЕРХНИЙ	-----	БОЛЬБИНСКАЯ СВИТА Андезиты, лавобрекчии андезитов, туфы андезитов, базальты, андезибазальты, лавоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, дациты <i>Cladophlebis frigida</i> (Heer) Sew., <i>Asplenium dicksonianum</i> Heer, <i>Gleichenia gracilis</i> Heer, <i>Metasequoia</i> sp., <i>Cephalotaxopsis intermedia</i> (Holl.), <i>C. heterophylla</i> (Holl.), <i>Platanus cf. cuneifolia</i> (Bronn.) Vachr., <i>Trochodendroides ex gr. arctica</i> (Heer) Berry, <i>Credneria inordinata</i> Holl.	
			СРЕДНИЙ			
		ТУРОНСКИЙ	ВЕРХНИЙ	-----		
			СРЕДНИЙ			
		СЕНОМАНСКИЙ	ВЕРХНИЙ	?	УТИЦКАЯ СВИТА ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА. Туфопесчаники, туфоалевролиты, андезибазальты, андезиты, их туфы: 500м НИЖНЯЯ ПОДСВИТА. Песчаники, туфопесчаники, андезиты и их туфы. <i>Inoceramus cf. nipponicus</i> Nag. et Mat. 450-600м	
			СРЕДНИЙ		СИЛАСИНСКАЯ СВИТА ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА. Алевролиты, аргиллиты, туфопесчаники около 400м НИЖНЯЯ ПОДСВИТА. Алевролиты, аргиллиты, силицифицированные туфы. <i>Inoceramus sf. beringensis</i> Perg., <i>I. ginterensis</i> Perg., <i>I. aff. tenuistriatus</i> Nag. et Mat., <i>I. sichotealinensis</i> Zon., <i>I. pressulus</i> Zon., <i>I. cf. nipponicus</i> (Nag. et Mat.), <i>J. ex gr. concentricus</i> Park. и др.	
				ВЕРХНИЙ	-----	около 500м

МЕЛОВАЯ	НИЖНИЙ	АЛЬБСКИЙ	ВЕРХНИЙ	СИТОГИНСКАЯ СВИТА	Вверху: песчаники, пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. <i>Inoceramus concentricus</i> Park. 600-800м	
			СРЕДНИЙ	Внизу: Песчаники, прослой алевролитов, конгломераты. В валунах конгломератов содержатся <i>Aucellina pekulneiensis</i> Ver., <i>A. cf. caucasica</i> Buch, <i>Eogoudryceras</i> (<i>Eogoudryceras</i>) <i>shimizui menneri</i> Avdeiko, <i>Anagaudriceras aurarium</i> (And.) 700-800м		
			НИЖНИЙ	<i>Inoceramus anglica</i> Wood ?		
	АПТСКИЙ	ГОРНОПРОТОКСКАЯ СВИТА	ВЕРХНИЙ	Песчаники, алевролиты, пачки их ритмичного переслаивания, туфолесчаники, гравелиты, конгломераты, кремнистые породы с радиолариями, слитилиты	<i>Aucella</i> sp.	Алевролиты, аргиллиты, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, слитилиты
			СРЕДНИЙ			
			НИЖНИЙ			
	ВАРРЕМСКИЙ	ГОРНОПРОТОКСКАЯ СВИТА	ВЕРХНИЙ	Песчаники, алевролиты, пачки их ритмичного переслаивания, туфолесчаники, гравелиты, конгломераты, кремнистые породы с радиолариями, слитилиты	<i>Inoceramus</i> sp.	Алевием <i>cf. helenae</i> Schaaf, <i>Crolanium triquetrum</i> Pessagno, <i>Xitus olievi</i> (Foreman), <i>X. spicularius</i> (Aliev), <i>Thanaria conica</i> (Aliev), <i>Holocryptocanium aff. barbui</i> Dumitrica более 300м
			НИЖНИЙ			
	ГОТИРЕВСКИЙ	ГОРНОПРОТОКСКАЯ СВИТА	ВЕРХНИЙ	Песчаники, алевролиты, пачки их ритмичного переслаивания, туфолесчаники, гравелиты, конгломераты, кремнистые породы с радиолариями, слитилиты	до 1450м	?
			НИЖНИЙ			
	ВАЛАНЖИНСКИЙ	ПИВАНСКАЯ СВИТА	ВЕРХНИЙ	Песчаники, алевролиты, их ритмичное переслаивание, гравелиты, седиментационные брекчии, конгломераты <i>Buchia aff. keyserlingi</i> (Lah.), <i>B. inflata</i> (Toula), <i>B. inflata f. crassa</i> (Pavl.), <i>B. cf. uncitoides</i> (Pavl.), <i>B. fischeriana</i> (Orb.), <i>Onychiopsis elongata</i> (Geyl.) Uok., <i>Kilianella</i> sp. 1400-1600м		
			НИЖНИЙ			
	БЕРИАССКИЙ	КОМСОМЛЬСКАЯ СЕРИЯ	ВЕРХНИЙ	Алевролиты, аргиллиты, песчаники. <i>Buchia bulloides</i> (Lah.), <i>B. inflata</i> (Toula), <i>B. inflata f. wollassowitschi</i> (Sok.), <i>B. uncitoides</i> (Pavl.), <i>B. sibirica</i> (Sok.), <i>B. cf. keyserlingi</i> (Lah.), <i>B. ex gr. fischeriana</i> (Orb.), <i>B. terebratulbides</i> (Lah.), <i>Lima consobrina</i> (Orb.), <i>Inoceramus wollossowitschi</i> Sok., <i>I. vereshagini</i> Poch., <i>I. (Anopaea) cf. sphenoides</i> Geras.; <i>Jakutiella? amurensis</i> (Nov.) Sam., <i>Conopteris cf. angustiloba</i> Brick., <i>Cladophlebis orientalis</i> Pryn., <i>Nikania? aff. pectinata</i> Pryn., <i>Podozamites cf. angustifolius</i> (Eichw.) Heer 2000м		
			НИЖНИЙ			
	ГОРИНСКАЯ СВИТА	ВЕРХНИЙ	Песчаники, алевролиты, их ритмичное переслаивание, аргиллиты, гравелиты, линзы известняков, кремнистые породы. <i>Buchia ex gr. uncitoides</i> (Pavl.), <i>B. volgensis</i> (Lah.), <i>B. okensis</i> (Pavl.) 1300-1700м			
	ГОРИНСКАЯ СВИТА	НИЖНИЙ				

J, vг

?

СИСТЕМА		ОТДЕЛ		ЯРУС		ПОДЪЯРУС			
СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА									
ЗАПАДНО-СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ ЗОНА									
Реки Бикин (нижнее течение), Подхоренок, Вторая Седьмая, Матай, Си, Немпта, Дурмин, Алчан, Улитка; хр. Стрельникова									
3									
МЕЛОВАЯ	ВЕРХНИЙ	МАСТРАХТСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Риолиты и их туфы		700м		Пелловые туффиты, алевролиты, угли. Споры и пыльца: доминируют цветковые; характерны <i>Orbiculapollis lucidus</i> Chlon., <i>O. globosus</i> (Chlon.), <i>O. reticulatus</i> Markev., <i>Fibulapollis mirificus</i> (Chlon.) Chlon., <i>Aquilapollenites spinulosus</i> Sriv., <i>A. minutulus</i> Stanl., <i>Tricolpites microscabratus</i> Nort., <i>Triporopollenites plectosus</i> Anders., <i>Triatriopollenites aroboratus</i> Pfl. до 400м	
			НИЖНИЙ	Андезиты, и их туфы и туфолавы				СЕВЕРЯНСКАЯ ТОЛЩА	
		КАМПАРСКИЙ	ВЕРХНИЙ	500м		Андезиты, андезибазальты и их туфы, конгломераты		Sequoia minuta Sveshn., <i>Glyptostrobus vachrameevii</i> Sveschn., <i>Menispermites cf. nelumbites</i> Budants., <i>Trochodendroides arctica</i> (Heer) Berry и др. до 450м	
			НИЖНИЙ					ЗАЛОМНИНСКАЯ ТОЛЩА	
		САТОНСКИЙ	ВЕРХНИЙ					Конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллиты, угли. <i>Asplenium dicksonianum</i> Heer, <i>Sphenopteris stricta</i> (Newb.) Bell., <i>Araucarites longifolia</i> Dorf., <i>Menispermites kujiensis</i> Tanai, <i>Macclintockia</i> spp. и др. Споры и пыльца: доминируют цветковые, характерны <i>Tricolpites mataurensis</i> Coup., <i>T. filii</i> Coup., <i>T. gracilis</i> Bratz., <i>T. varius</i> Nort., <i>T. sagax</i> Nort., <i>Aquilapollenites asper</i> N.Mtch., <i>A. cruciformis</i> N.Mtch., <i>A. reticulatus</i> (N.Mtch.) Thud. et Leopold., <i>A. trialatus</i> Rouse., <i>Orbiculapollis globosus</i> (Chlon.) Chlon., <i>O. lucidus</i> (Chlon.) Chlon., <i>Proteacidites thalmanii</i> Anders. до 350м	
			НИЖНИЙ						
		КОНЫЯСКИЙ	ВЕРХНИЙ						
			СРЕДНИЙ						
		НИЖНИЙ	ВЕРХНИЙ						
			НИЖНИЙ						
		ТУРОНСКИЙ	ВЕРХНИЙ						
			СРЕДНИЙ						
			НИЖНИЙ						
		СЕНОМАНСКИЙ	ВЕРХНИЙ						
			СРЕДНИЙ						
			НИЖНИЙ						
		АЛЬБСКИЙ	ВЕРХНИЙ						
			СРЕДНИЙ						

СТРЕЛЬНИКОВ-СКАЯ ПОДСВИТА

Базальты, конгломераты, туфоалевролиты, туфопесчаники. *Excentropylomma senomana* Dumit., *Holocystrodonium barbui* Dumit., *Obesacapsula cf. somphedia* (Foram.) около 600м

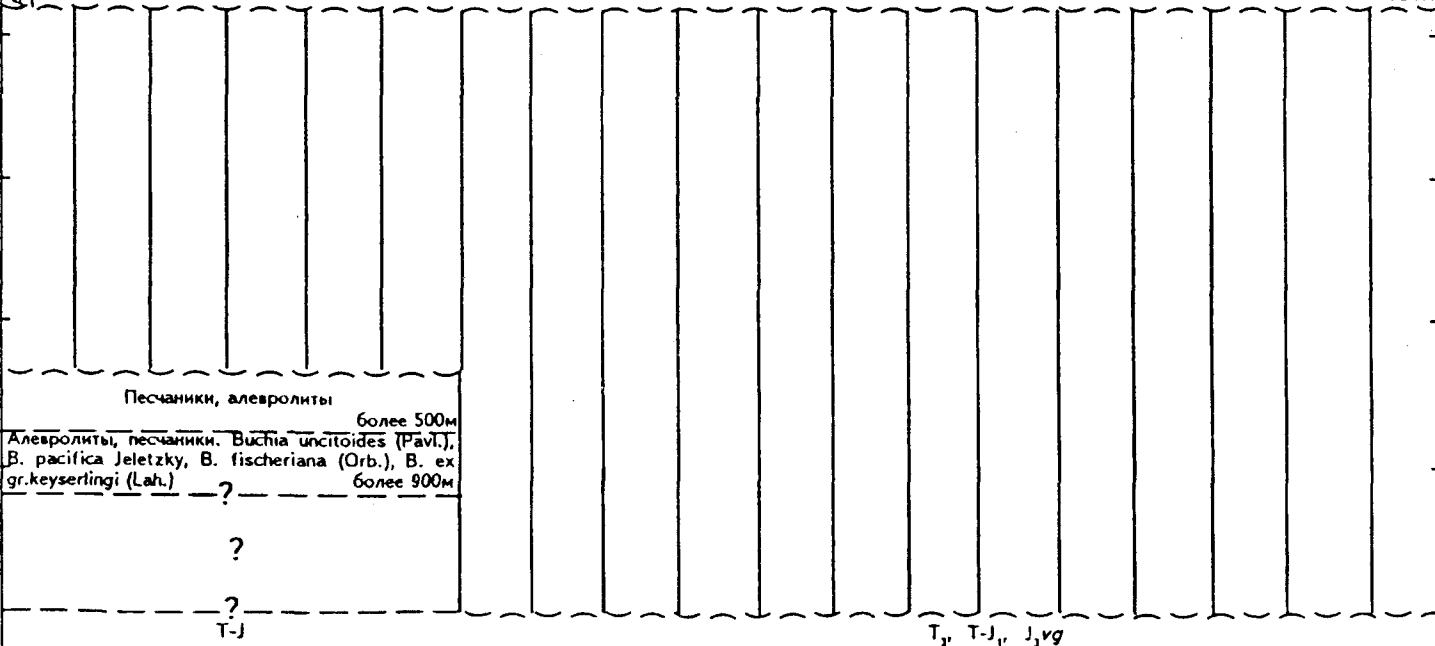
ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА. Песчаники, конгломераты, алевролиты. *Ussuritrigonia ussunica* Konov., *Grantziasaras* sp., *Grycia ex gr. pereziانا* (Whit.) до 1500м

НИЖНЯЯ ПОДСВИТА. Песчаники, конгломераты, алевролиты. *Astarte ex gr. portana* McElear n., *Pleuromya sikani* McElear n., *Dufrenoyia* sp., *Grycia ex gr. pereziانا* (Whit.) до 900м

Слой с *Eoquharites?*, *Neogastropilites*

АЛЧАНСКАЯ СВИТА. Туфы и лава дацитов, риодацитов, андезитов, туфоалевролиты, туфопесчаники, конгломераты. *Beryx*, *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Athrotaxopsis expansa* Font., *Sapindopsis variabilis* Font., *Laurophyllum* sp.; внизу *Limnocyrena anderssoni* (Grub.), *L. cyclica* Yakush., *Viviparus* sp.; *Cladophlebis frigida* Heer., *Nilssonia densinervis* (Font.) Berry, *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Athrotaxites berry* Bell. Споры и пыльца: доминируют такоидные; характерны *Taxodiumpollenites hiatus* (Pot.) Kremp., *Gnetaceapollenites multicaulus* (Brenn. et Nort.) Verb., *Lophotrites babae* (Brenn.) Singn., *Aequitriradites verrucosus* Cook. et Dett., цветковые *Retinacopites georgensis* Brenn., *R. vulgaris* Pierce, *Fraxinopollenites constrictus* Stanl. до 1800м

МЕЛОВАЯ	НИЖНИЙ	АЛЬБЕСКИЙ	СРЕДНИЙ	АССИКАВСКАЯ СВИТА ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА. Песчаники, алевролиты, конгломераты, туфы дацитов. <i>Entolium utukokense</i> Imlay, <i>Aucellina caucasica</i> (Buch), <i>Thracia cf. kissoumi</i> McLearn, <i>Pleurogona keleni</i> Imlay, <i>Rufifordia doerregii</i> (Dunk.) Sew., <i>Coniopotens pumiliatum</i> (Heer) Vachr., <i>Cladophlebis novorokrovskii</i> Prun., <i>Ahrotaxopsis expansa</i> Font. и др. СРЕДНЯЯ ПОДСВИТА. Алевролиты, песчаники, вверху ритмичное переслаивание этих пород, андезиты и их туфы. <i>Entolium utukokense</i> Imlay, <i>Inoceramus anglicus</i> Woods, <i>Aucellina caucasica</i> (Buch), <i>A. aptiensis</i> Pomp., <i>Eogaudryceras</i> (<i>Eogaudryceras</i>) <i>shimizui menneri</i> Avd., <i>Anagaudryceras aurarium</i> (And.), <i>Puzosia</i> sp., <i>Kennicottia</i> sp. НИЖНЯЯ ПОДСВИТА. Песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты. <i>Entolium utukokense</i> Imlay, <i>Tetragonites duvalianus</i> Orb.; <i>Sagenopteris mantellii</i> (Dunk.) Schenk, <i>Torreyia nicanica</i> Krassil., <i>Polypodites verestchagini</i> Krassil. и др.
		АЛЬБЕСКИЙ	НИЖНИЙ	
	АПТСКИЙ	АПТСКИЙ	ВЕРХНИЙ	
		АПТСКИЙ	СРЕДНИЙ	
	НИЖНИЙ	АПТСКИЙ	НИЖНИЙ	
		БАРЕМСКИЙ	ВЕРХНИЙ	
	НИЖНИЙ	БАРЕМСКИЙ	НИЖНИЙ	
		ГОТЕРИВСКИЙ	ВЕРХНИЙ	
	НИЖНИЙ	ГОТЕРИВСКИЙ	НИЖНИЙ	
		ВАЛАНЖИНСКИЙ	ВЕРХНИЙ	
	НИЖНИЙ	ВАЛАНЖИНСКИЙ	НИЖНИЙ	
		БЕРРИАССКИЙ	ВЕРХНИЙ	
	НИЖНИЙ	БЕРРИАССКИЙ	НИЖНИЙ	



Стратиграфическая корреляция

триасовых, юрских толщ и свит оказались блоками, глыбами, олистолитами, погруженными в нижнемеловой матрикс. Хабаровский разрез изучался позже многими исследователями. Основные черты строения и связанные с ними проблемы этого разреза неоднократно обсуждались Б.А.Наталиным [16 и др.]. Возраст матрикса по данным разных исследователей различен. По устному сообщению А. Matsuoka и С.В.Зябрева, в матриксе ими и определены позднегетон-валанжинские радиолярии плохой сохранности - это наиболее молодой возраст матрикса. Однако этот вывод требует проведения более детальных исследований.

На российской территории определению границы юры и мела много внимания уделяли И.И.Сей, Е.Д.Калачева, Е.П. Брудницкая [19 и др.]. Наиболее хорошо изучена эта граница в Западном Приохотье и в Южном Приморье.

В табл.1 показано положение юрско-меловой границы по бухиям и расчленение мела по бухиям и ауцеллинам; как можно видеть, оно не совсем идентично в России и в Китае, и над существующими неувязками еще предстоит работать.

Еще одной проблемой является возраст угленосной формации Чэнцзыхэ, входящей в группу Цзиси. Раньше она относилась к юре. Несколько лет назад в восточном Хэйлуцзяне в ней был найден солоноватоводный моллюск *Tetoria yokoyamai* (Kob.et Suz.), характерный для берриаса Японии [20]. В северной и южной частях погружения Суэбин эта формация вскрыта скважинами и подразделена на 4 пачки общей мощностью 850 м (рис.2). Возраст ее на основании определения спорово-пыльцевых комплексов определен как готерив-баррем [28]. Кроме того, в восточной части провинции Хэйлуцзян в последние годы в нижней части формации Чэнцзыхэ обнаружены морские слои с динофлагеллятами валанжина-готерива [35]. В верхней части формации этими же авторами описаны самые ранние покрытосеменные. В целом возраст формации авторы определяют в широком диапазоне берриас-готерив (или до раннего баррема). Следует заметить, что в Приморье самое раннее появление покрытосеменных позднеготеривского времени отмечено в старосучанской угленосной свите [11]. Кроме того, в погружении Суэбин впадины Саньцзян ф.Чэнцзыхэ снизу подстилается ф.Донжун (рис.2), возраст которой по спорово-пыльцевым комплексам определен как берриас-валанжин [28]. Интересно отметить, что в скв.202 обнаружены также динофлагелляты на глубине 328 м (ф.Чэнцзыхэ, готерив-баррем) и на глубине 603 м (ф.Донжун, берриас-валанжин). Таким образом, последний вариант расчленения, предложенный Ли Вень Бенем [28], является, видимо, наиболее достоверным.

С учетом вышеизложенного, обобщенный разрез меловых отложений в погружении Суэбин мы попытались дать с поярусным расчленением (рис.3).

На схематичном профиле, пересекающем на юге впадину Саньцзян, хорошо видно чередование горстов и грабенов разных порядков и мощности меловых отложений (рис.4).

Северо-восточная часть СОБ

Как и юго-западная, северо-восточная часть СОБ представляет собой систему грабенов и горстов. В пределах последних обнажены меловые и более древние отложения. С запада на восток выделяются три зоны: Бирско-Белоянская, Горинская и Западно-Сихотэ-Алинская, с различными типами разрезов.

В Бирско-Белоянской зоне, принадлежащей окраине Бурейского блока, меловой разрез представлен чередующимися толщами континентальных терригенных и вулканогенных толщ, залегающих на нижнепалеозойских гранитах и раннепротерозойских образованиях (табл.2). На юго-восточном борту Бирфельдского грабена на Ульдура-Чуркинском поднятии обнажаются также девонские, верхнепермские и триасовые толщи.

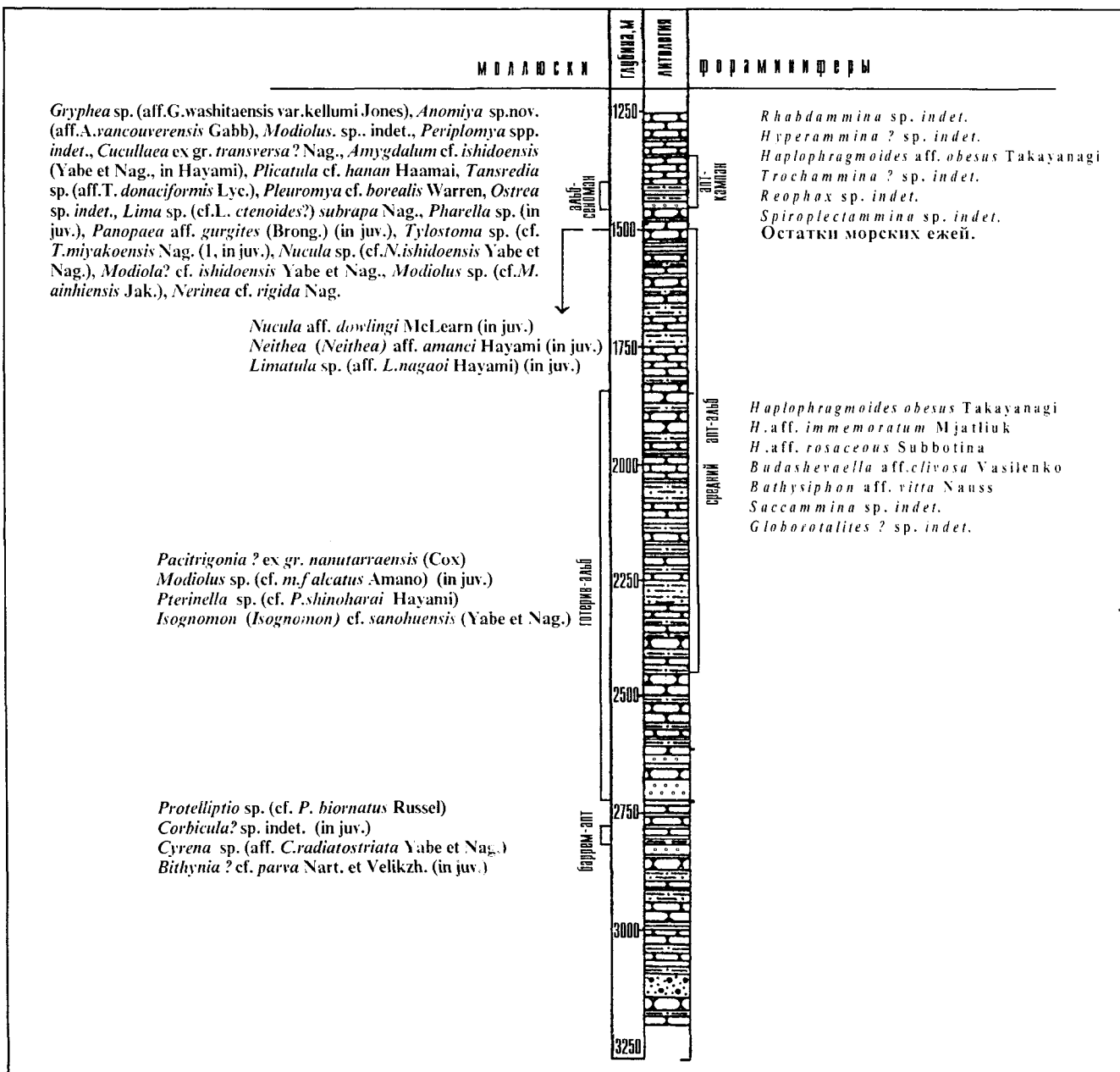
Следует заметить, что в Бирско-Белоянской зоне в 70-х годах закартированы довольно обширные поля юрских угленосных терригенных образований общей мощностью около 2000 м (лангаринская, катонская, будуканская свиты). Обоснование юрского возраста этих отложений недостаточно убедительно. В свете данных В.В.Кирияновой, по фитостратиграфии меловых отложений Малохинганской зоны, примыкающей с запада, где установлен полный разрез мела от берриаса до маастрихта, не исключена возможность, что часть юрских толщ будет датироваться мелом, но для этого нужны дополнительные исследования. На данном же этапе приходится констатировать, что в Бирско-Белоянской зоне представлена лишь середина мела.

Горинская зона Сихотэ-Алинской складчатой системы простирается в северо-восточном направлении от г.Хабаровска до низовьев р.Амур. Меловой разрез здесь довольно полный, последовательность свит, их взаимоотношение, мощность, комплексы ископаемых остатков фауны и флоры показаны в таблице 3. На IV стратиграфическом совещании [18] была отмечена необходимость доизучения стратотипов свит комсомольской серии выделенных более 30 лет назад, а также целесообразность разделения горинской зоны на две подзоны - Ванданскую и Чаятьнскую, с чем следует согласиться. В представленном разрезе Горинской зоны не нашла отражения олистостромовая толща, широко развитая на юге зоны. Возраст матрикса этой толщи трактуется в широких пределах: от верхней юры до готерива. Эта проблема требует дальнейших исследований.

Разрез меловых отложений в Западно-Сихотэ-Алинской зоне несколько иной (табл.4). На юго-восточном ограничении СОБ в бассейне р.Бикин в последнее десятилетие проводились геолого-съёмочные и тематические исследования, что привело к

Таблица 5

Распределение фауны по разрезу скв. В-1



разработке новой стратиграфической схемы этого района [9,10,12,13,17]. Обильные находки остатков ископаемой фауны помогли уточнить время начала вулканизма в этой зоне (средняя подсвита ассикаевской свиты, ранний-средний альб). Характер разреза обнаруживает значительное сходство с разрезами глубоких скважин (В-1, Е-1, Е-2), пробуренных сравнительно недавно и в Переяславском грабене (см. рис. 1), впервые вскрывших довольно мощный меловой разрез.

Корреляции разрезов скважин с известными меловыми толщами и свитами, а также анализу

стратиграфической последовательности и комплексов фауны уделялось недостаточно внимания, так что мы остановимся на этих вопросах подробнее. Наиболее глубокой (3200 м) и хорошо изученной является скв. В-1. Рассмотрим меловую часть вскрытого скважиной разреза. В таблице 5 показаны интервалы, из которых получены наиболее богатые комплексы фораминифер (определения Т.В. Туренко) и двустворок (определения Н.В. Сальниковой) и стратиграфические диапазоны их возможного распространения. По заключению Н.В. Сальниковой, комплекс фауны из самого нижнего интервала 2770-2781 м состоит из

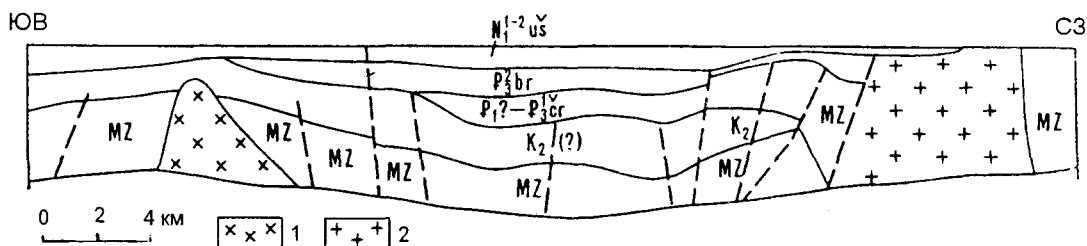


Рис. 5. Схематический геологический профиль Оборю-Уссурийского звена Переяславского грабена [22].
 Условные обозначения: 1 - поздне меловые диориты; 2 - поздне меловые гранодиориты; MZ - предполагаемый фундамент бассейна; $K_2(?)$ - предполагаемый поздне меловой осадочный чехол; $P_1? - P_3gr$ - чернореченская свита; P_3br - биروفельдская свита; $N_1^{1-2}us$ - ушумунская свита.

представителей солоноватоводных и пресноводных видов моллюсков, остальная фауна по разрезу - обитатели неглубокого, достаточно теплого моря с нормальной или чуть пониженной соленостью. Н.В. Сальникова отмечает плохую сохранность фауны, тем не менее считает, что весь комплекс фауны из скважины, характер ее распространения по глубинам напоминает фаунистическую ассоциацию и характер распространения ее по разрезу в старосучанской и северосучанской свитах Приморья и их аналогах на Дальнем Востоке. Возрастной диапазон этих свит, принятый на IV Стратиграфическом совещании, поздний готерив - начало позднего альба [18]. Рассматривая территориально более близкие аналоги, нельзя не обратить внимание на сходство с ассикаевской и столбовской свитами Западно-Сихотэ-Алинской зоны. В разрезе скв. В-1 отсутствуют вулканиты, но они встречены в соседних скв. Е-1 и Е-2 (см. рис. 1), в разрезе которых также определены альбские двустворки.

В скв. В-1 определены также агглютинированные бентоносные фораминиферы (см. табл. 5). Микропалеонтолог Т.В. Туренко отмечает плохую сохранность фораминифер и предположительно определяет возрастной диапазон для интервала 1490-2430 м - средний апт-альб, а для интервала 1310-1432 м - апт-кампан. Кроме того, в интервале 380-1113 м встречены фораминиферы широкого стратиграфического распространения. По мнению Т.В. Туренко, они свидетельствуют, что накопление осадков происходило в мелководном бассейне. Однако эти данные вступают в противоречие с другими. Как известно [7, 18], самыми молодыми морскими осадками в этой зоне являются туронские. А позже преобладал континентальный режим седиментации. Геологи, изучавшие разрез скв. В-1, считают, что с глубины 1250 м прослеживается кайнозойский разрез.

Общее строение Переяславского грабена иллюстрируется схематичным профилем, построенным перед глубоким бурением (рис. 5)

КАЙНОЗОЙ

Юго-западная часть СОб

В северо-восточном Китае палеоцен-эоценовые отложения несогласно залегают на подстилающих и распространены весьма ограниченно в приразломных депрессиях Хэйлуцзян, Илань-Шулань и Дуньхуа-Мишань [8]. Они представлены тремя формациями: ф. Уюнь (палеоцен) мощностью 700 м, ф. Далянхэ и ф. Хуанхуа (палеоцен-эоцен) мощностью до 2000 м. Состав их довольно однообразен. В нижней и верхней частях формаций преобладают пески и песчаниковые галечники, а в средней - пески, глины и уголь. Только в верхней части ф. Далянхэ отмечены мощные слои глин.

Расчленением поздне меловых-кайнозойских отложений по спорово-пыльцевым комплексам занимался Лю Мулин [29]. Им выделено 12 спорово-пыльцевых комплексов, пять из которых принадлежат позднему мелу, три - палеоцену, четыре - эоцену, три - олигоцену и пять - неогену. Границу между мелом и палеогеном этот исследователь предлагает проводить между нижней и верхней пачками ф. Фурао, а не между формациями Фурао и Уюнь, как это обычно принято.

Во впадине Саныцзян кайнозойский разрез начинается эоцен-раннеолигоценовой формацией Баоцюаньлин [8, 29] мощностью до 1300 м. Как правило, в нижней части она сложена песчаными галечниками, в средней - тонкими песками, глинами, углями, нефтяными сланцами, в верхней - песками и песчаными галечниками. В спорово-пыльцевых комплексах преобладают покрытосеменные, иногда присутствуют меловые реликты. Наибольшие мощности эоцен-олигоценовые осадки имеют в грабене Цзя-И (рис. 6, 7), однако в скважинах не всегда дается подразделение на формации; тем не менее, состав описан довольно детально. В отдельных разрезах отмечаются прослои вулканитов.

Выше залегает миоценовая формация Фуцзинь мощностью от 100 до 600 м. Она сложена обычно песками и глинами с линзами угля в нижней части и песчаными галечниками в верхней части. Иногда в верхней части фиксируются покровы базальтов мощностью до 40 м (см. рис. 3). В восточной части

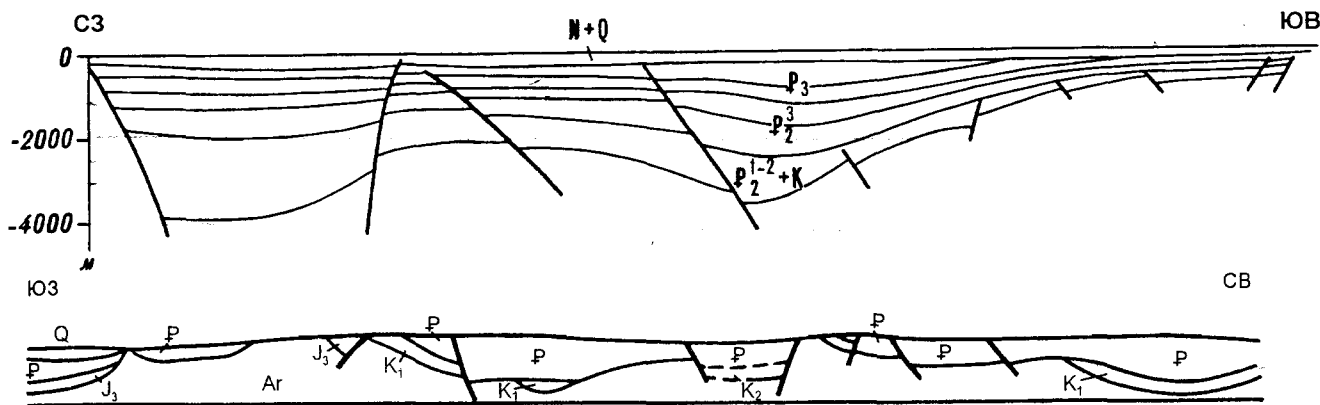


Рис. 6. Продольный (ЮЗ-СВ) и поперечный (СЗ-ЮВ) профили в северной части грабена Цзя-И (по Jing Huilin, 1994 из [41]).

впадины, судя по неглубоким скважинам [8], миоценовые слои залегают на меловых отложениях (см.рис.4).

Северо-восточная часть СОБ

На большей части рассматриваемой территории на границе мела и палеоцена произошла существенная тектоническая перестройка с преобладанием восходящих движений, сопровождавшихся излияниями вулканитов. Предполагаемые палеоценовые отложения известны к востоку от СОБ в небольших приразломных депрессиях вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига. Это свита Кандахэ, сложенная андезитами, туфоконгломератами, конгломератами, граувакковыми песчаниками, туфитами, туфопесчаниками, туфами андезитов. Мощность ее варьирует от 200 до 600 м. По флористическим остаткам, включающим *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Metaseguoia disticha* (Heer) Miki, *Trochodendroides cf. arctica* (Heer) Berry, T. sp., *Acer arcticum* Heer, *Phyllites* sp., возраст свиты определен данием. Кроме того верхнепалеоцен-нижнеоценовые отложения вскрыты скважиной недавно в районе Бикинского бурого угольного месторождения [3]. Они представлены глинами со слоями песка и галечника в основании, мощность пачки не превышает 80 м. Возраст подтвержден надежным спорово-пыльцевым спектром.

В основании кайнозойского разреза скважин собственно СОБ обычно вскрываются эоцен-олигоценые осадки (табл.6), а палеоценовые отсутствуют, что отражает, видимо, перерыв в седиментации. Правда, в ряде скважин, а также по обрамлению СОБ наблюдаются палеоценовые андезиты, андезидациты и их туфы (табл.6).

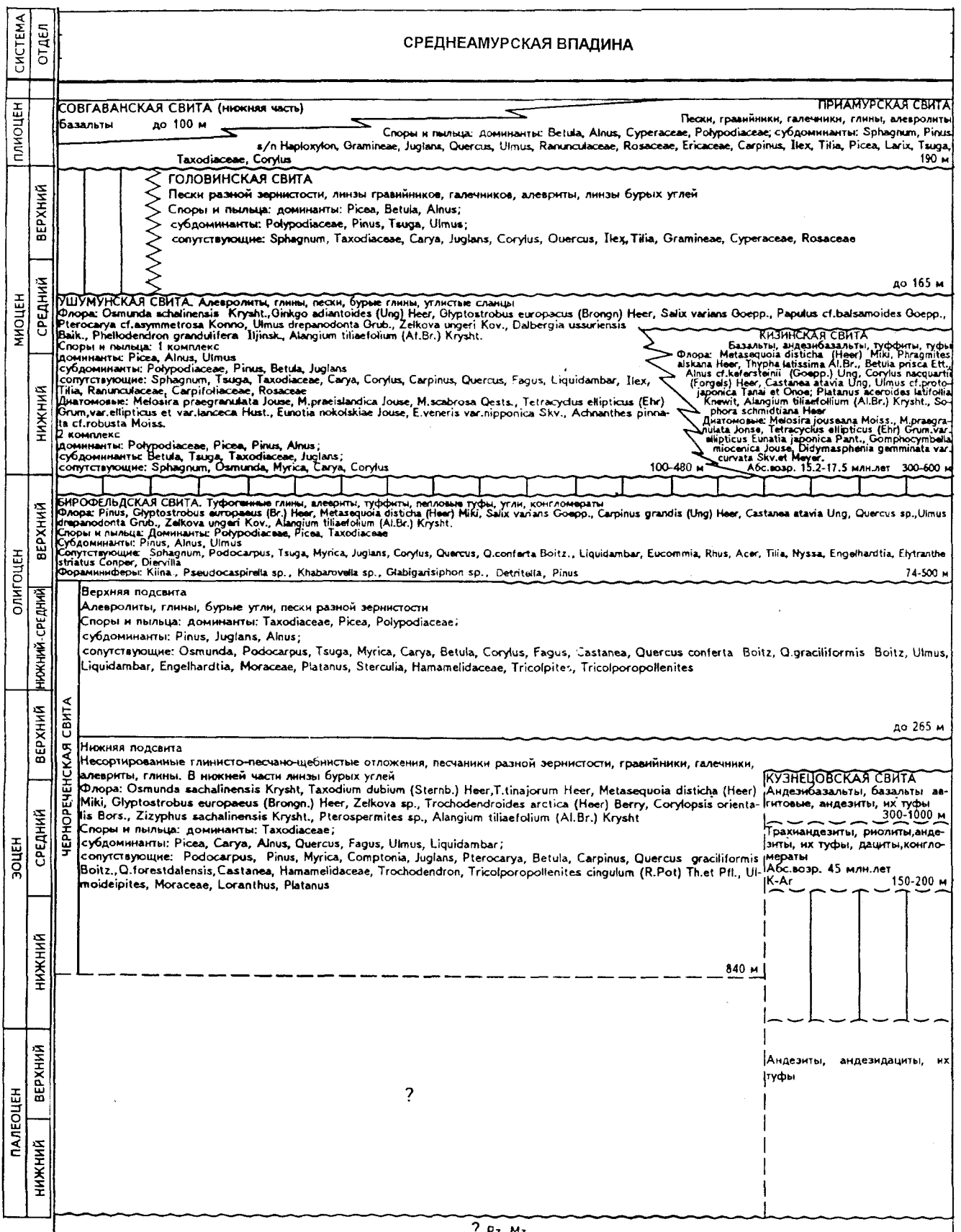
Кайнозойские отложения грабенов СОБ довольно хорошо изучены бурением и описаны в предыдущие годы в связи с поисками месторождений бурого угля [1,4,5,7 и др.] Стратиграфическая схема прежних лет не претерпела сколько-нибудь значительных изменений. В таблице 6 приведен ее последний вариант [18].

Наибольшая мощность и полнота кайнозойского разреза наблюдается в Бирофельдском и Переяславском грабенах. Разрез асимметричного Бирофельдского грабена с крутым восточным бортом и более пологим западным показан на рис.8. В центральной части пробурена наиболее глубокая скважина (рис.9). Здесь чернореченская свита имеет наибольшую мощность и углубленность. Поскольку датировка свит со времени бурения этой скважины была уточнена, то ее следует откорректировать с учетом последних данных (см.табл.6), т.е. чернореченскую свиту считать эоцен-среднеолигоценовой, бирофельдскую - позднеолигоценовой, а ушумунскую - ранне-среднемиоценовой.

О строении и составе кайнозойских отложений в Переяславском грабене можно судить по разрезам, пробуренных в центральной части грабена (рис.10 [4]). Чернореченская свита вскрыта лишь наиболее глубокими скважинами. Состав ее неустойчив и меняется от существенно глинистого в центральной части грабена к песчаному и песчано-галечниковому в прибортовых частях. Наибольшая мощность свиты фиксируется в скв. I-B (инт.860-1250 м). Она обычно подразделяется на две подсвиты (табл.6). С.П.Кузьменко [14], изучавший кайнозойские образования СОБ в 70-80-е годы, предлагает нижнюю подсвиту чернореченской свиты выделить в оборскую свиту.

Бирофельдская свита согласно залегают на чернореченской. Наиболее типичный разрез ее вскрыт скв.5-ОК (см. рис.10), где наблюдается чередование глинисто-алевролитовых и песчаных слоев. Возраст кайнозойских свит определялся по спорово-пыльцевым комплексам, реже - по макрофауне. Однако, в бирофельдской свите в скв.51-ОК, 5-ОК и I-ОК еще в 1960 г. В.А.Марковым была обнаружена микрофауна, по мнению палеонтологов МГУ В.П.Алимариной и Н.А.Горбачик, похожая на фораминиферы. Как фораминиферы эта микрофауна показана и в табл.6 [4,18]. Более тщательное и подробное изучение обнаруженных органических остатков было продолжено тогда же ст.научным сотрудником

Таблица 6



СИСТЕМА	ОТДЕЛ		МОЩНОСТЬ М	СОСТАВ
ЧЕТВЕРТИЧН.			150	Пестрые пески, пески с галькой.
НЕОГЕН	МИОЦЕН		100	Белые песчанистые галечники, желтовато-серые пески, алевроиты, два слоя базальтов.
ПАЛЕОГЕН	ЭОЦЕН	ОЛИГОЦЕН	250	Темно-серые глины, алевроитистые глины, переслаивающиеся с углем. В основании - пестрые песчанистые галечники.
			650	Верхняя часть: серые, темно-серые глины, алевроитистые глины, алевроиты, тонкие пески, переслаивающиеся с тонкими углистыми прослоями. Нижняя часть: черные, серые глины, переслаивающиеся с алевроитистыми глинами.
		СРЕДНИЙ	110	Песчанистые галечники, пески, глины, слон угля.
			400	Темно-серые, черные глины, пески, галечники с песком.
			390	Пески, галечники с песком, переслаивающиеся со слоями угля
НИЖНИЙ	390	Пески, галечники с песком, переслаивающиеся с глинами.		
МЕЛ			210	Галечники с песком, пески, грубозернистые пески, глины.
PR	НИЖНИЙ			Кристаллические сланцы.

Рис. 7. Разрез скважины в грабене Цзя-И. Условные обозначения см. на рис.3.

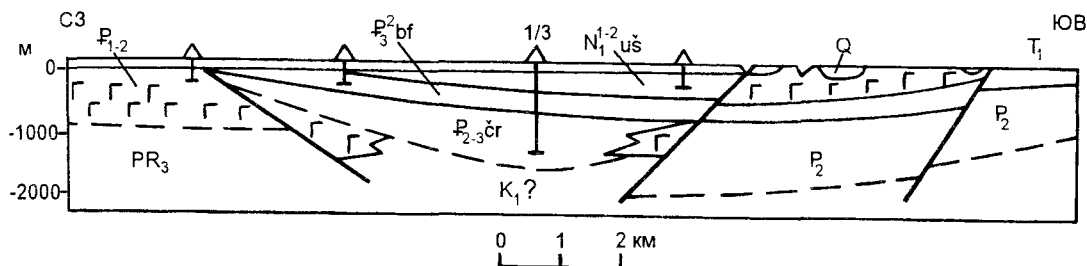


Рис. 8. Профиль через Бирофельдский грабен.

Возраст образований: PR₃ - позднепротерозойский; P₂ - позднепермский; T₁ - раннетриасовый; K₁? - предполагаемый раннемеловой; P₁₋₂ - палеоцен-эоценовые базальты. Обозначения свит на рис.5.

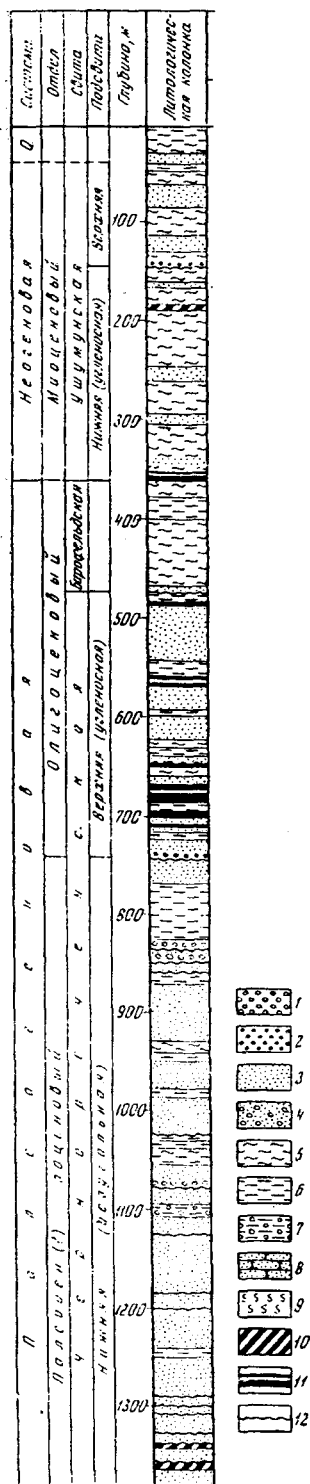


Рис. 9. Разрез скв. 1/3 -ОК в Бирофельдском грабене [4].

1 - галечник, конгломерат; 2 - гравийник, гравелит; 3 - песок, песчаник; 4 - песок с галькой; 5 - алевроит; 6 - глина; 7 - глина с галькой; 8 - слабо сцементированный песчаник; 9 - диатомит; 10 - углистая глина; 11 - уголь; 12 - размыв.

ВНИГРИ Н.К.Быковой, которая предположила, что они относятся к новой группе колониальных организмов, условно выделенных под названием *Semibryozoa* [табл.7]. Впервые эта группа была обнаружена Н.К.Быковой в кайнозойских образованиях п-ова Мангышлак в 1960 г. Представители ее установлены также в разрезах Западной Сибири, Якутии, Сахалина, Мексики, США. По мнению Н.К.Быковой, указанная группа организмов может быть использована для стратиграфических построений, поскольку их распространение приурочено к определенным пачкам пород. К сожалению, Н.К.Быкова ничего не пишет об условиях обитания найденной микрофауны. Если это, как и фораминиферы, морские организмы (а это подтверждает их присутствие в морских олигоценовых отложениях п-ова Мангышлак), то их присутствие в верхнеолигоценовых слоях может свидетельствовать о кратковременной морской трансгрессии. В это же время, т.е. в позднем олигоцене, следы морской трансгрессии фиксируются в нижней пачке ф.Шахэцзе в бассейне Бохайвань [39], где найдены глауконит и морские ископаемые органические остатки. Это весьма интересный и важный факт для палеогеографических реконструкций.

Ушумунская свита несогласно залегает на бирофельдской. Она вскрыта всеми скважинами, наиболее полный и типичный разрез ее наблюдается в скв.12-ОК (см.рис.10). В ряде разрезов свита подразделяется на нижнюю угленосную и верхнюю безугольную подсвиты [4], максимальная мощность ее - около 700 м. В юго-западной части Переяславского грабена породы ушумунской свиты замещаются базальтами, андезибазальтами, туффидами, туфами кизинской свиты, содержащими остатки флоры и диатомовых водорослей (см.табл.6).

На ушумунской свите несогласно залегает средне-верхнемиоценовая головинская свита (см.табл.6). В краевых частях грабенов она обнажается на поверхности. Характерен преимущественно кремнистый состав гальки в галечниках и каолиновый состав глин, что позволяет отнести эту свиту к корам выветривания [14]. Коры выветривания фиксируются также на базальтах кизинской свиты.

Венчается кайнозойский разрез песчано-гравийными отложениями приамурской свиты плиоценового возраста, которая замещается к востоку плиоцен-четвертичными базальтами совгаванской свиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное сопоставление стратиграфических разрезов мела и кайнозоя различных частей Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна позволило оценить детальность расчленения тех или иных стратиграфических подразделений в разных структурах бассейна, полноту разрезов, в ряде случаев

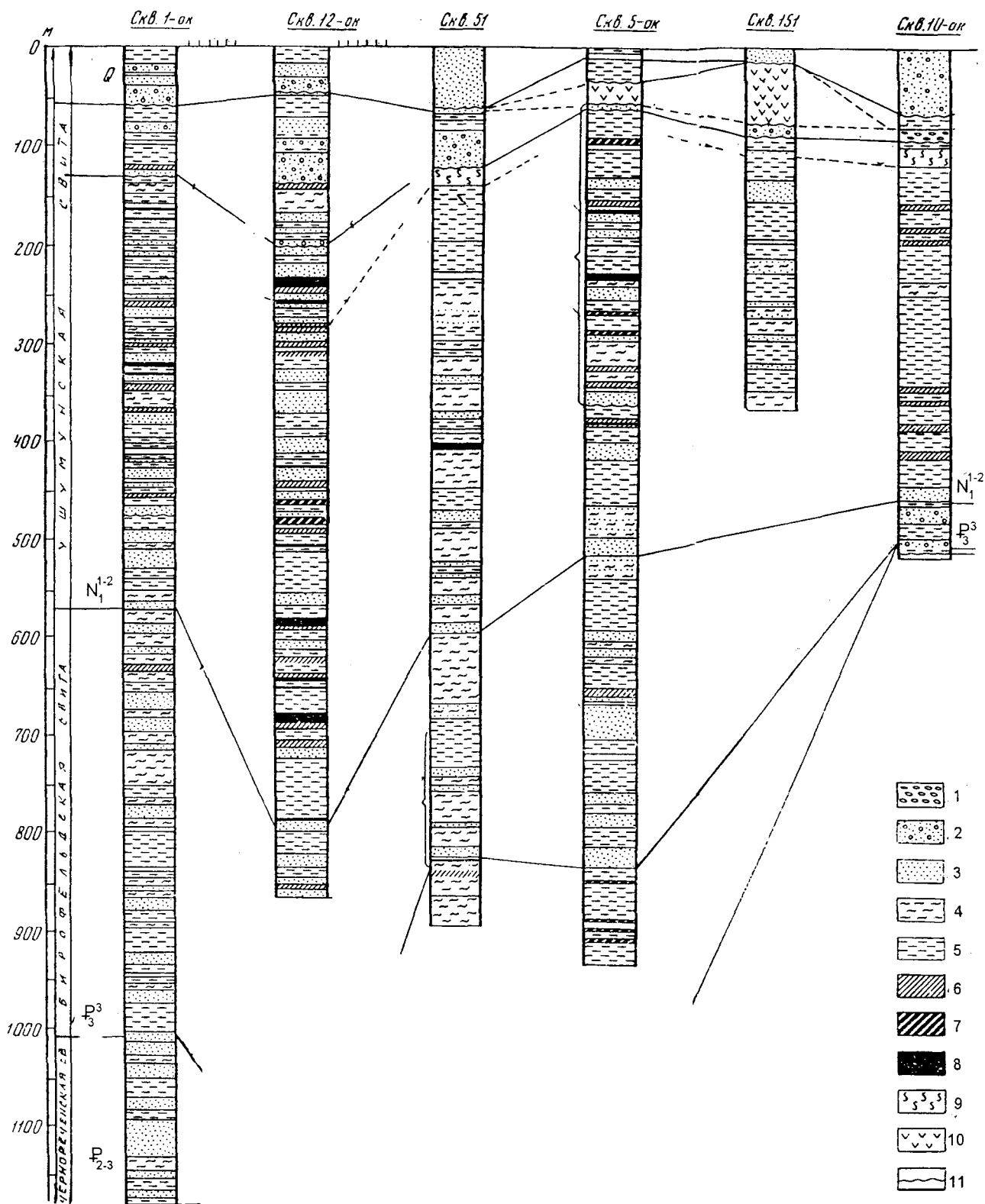
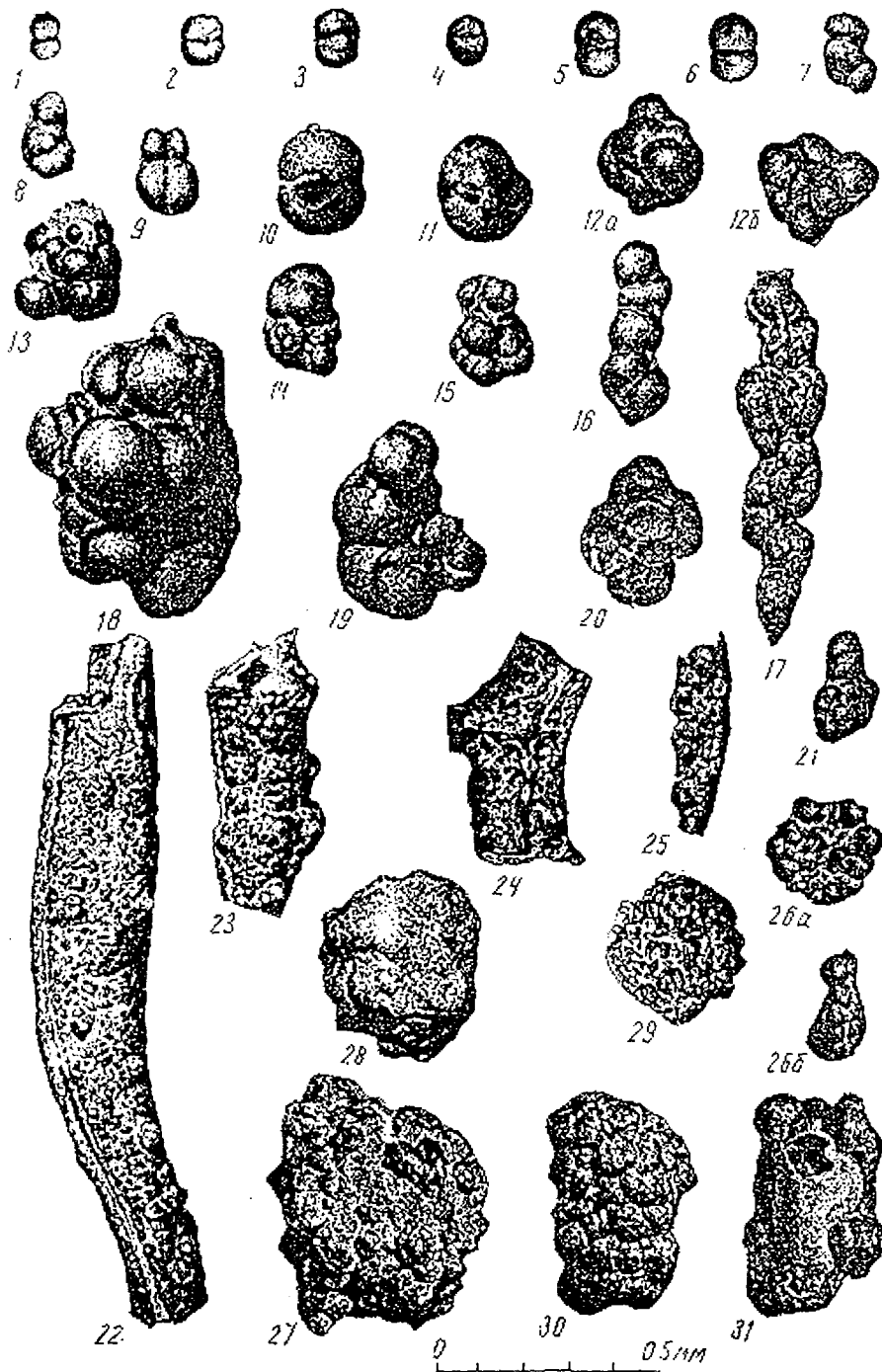


Рис. 10. Схема сопоставления кайнозойских разрезов основных скважин в Переяславском грабене [4,5].

1 - галечники; 2 - пески с галькой; 3 - пески; 4 - алевриты; 5 - глины; 6 - коричневые и темно-коричневые глины фаций застойных озер; 7 - углистые глины; 8 - бурый уголь; 9 - диатомиты; 10 - базальты; 11 - размыв.



Представители группы Semibzyozoa, определенные Н.К.Быковой [4].

- 1—6. *Embrionellina* sp. gen. n. (Южный Мангышлак). Верхний (?) олигоцен.
 7—9. Колония *Embrionellina* sp. gen. n. (Южный Мангышлак). Верхний (?) олигоцен.
 10—11. *Kiina* sp. (Переяславский грабен, скв. 51-ОК, глубина 816—821 м). Верхний олигоцен — нижний миоцен.
 12a, 12b. *Caspirella drusa* N. Вук., колония *Embrionellina* sp. gen. n. (Мангышлак). Средний (?) олигоцен.
 13—15. *Caspirella drusa* N. Вук., колонии *Embrionellina* sp. gen. n. (Южный Мангышлак). Верхний (?) олигоцен.
 16. *Caspirellina mangischlakensis* (N. Вук.) gen. n., колония *Embrionellina* sp. gen. n. (Южный Мангышлак). Верхний (?) олигоцен.
 17. *Caspirellina* (?) sp. gen. n. (Южный Мангышлак). Верхний олигоцен.
 18—20. *Pseudocaspirella* sp. gen. n., друзовидные колонии *Kiina* sp. (Переяславский грабен, скв. 51-ОК, глубина 816—821 м). Верхний палеоген — нижний неоген.
 21. *Caspirella drusa* N. Вук. (Южный Мангышлак). Верхний (?) олигоцен.
 22—24. *Globigerisiphon* sp. gen. n. (Переяславский грабен, скв. 51-ОК, глубина 748—764 м). Верхний палеоген — нижний неоген. Увел. 33.
 25. Палочковидная колония *Kiina* sp. (?) gen. n. (без полости) (северная часть Эмбенской области). Плиоцен (?). Увел. 33.
 26a, 26b. Корковидная колония *Kiina* sp. (?) gen. n. (северная часть Эмбенской области). Плиоцен (?). Увел. 33.
 27—28. *Pseudotrochosodon* sp. gen. n. Округлая колония *Kiina* sp. (?) gen. n. (Переяславский грабен, скв. 51-ОК, глубина 685—690 м). Верхний палеоген — нижний неоген. Увел. 47.
 29. Колония *Detritella* sp. gen. n., округлая (Переяславский грабен, скв. 51-ОК, глубина 685—690 м). Верхний палеоген — нижний неоген (?). Увел. 47.
 30—31. Корковидная колония *Kiina* sp. (?) gen. n. *Ostracoda* (северная часть Эмбенской области). Увел. 47.

скоррелировать время проявления главных фаз вулканизма, угленакопления, и в то же время, вскрыть проблемы, требующие дальнейшего, более углубленного изучения на территории как России, так и Китая. Наиболее важные из них следующие:

1. Добиться сопоставимого расчленения для всех структур СОБ поярусного для мела и до уровня подотделов для кайнозоя.

2. Точнее увязать юрско-меловую границу в российских и китайских разрезах.

3. Провести дополнительные исследования по уточнению возраста матрикса олистостромовых толщ.

4. Уточнить стратиграфический диапазон распространения ауцеллин в китайских и российских разрезах.

5. Уточнить объем, номенклатуру и палеонтологическое обоснование готерив-сеноманских отложений в Горинской и Западно-Сихотэ-Алинской зонах.

6. Выяснить экологические особенности группы *Semibryozoa*.

Результаты стратиграфической корреляции послужат фундаментом палеогеографических и палеогеодинамических реконструкций на данном этапе изученности Среднеамурского осадочного бассейна, и в конечном итоге, на их основе будут пересмотрены перспективы нефтегазоносности этого бассейна.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить палеонтологов Е.П.Брудницкую, Е.А.Калинина, В.В.Кирьянову, В.С.Маркевич, Л.И.Мигрофанову, Л.И.Попеко за консультации, которые помогли авторам при написании этой статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскакова Л.А. Обзор стратиграфической изученности и некоторые проблемы палеогена и неогена материковой части Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневост. регион. межвед. стратигр. совещ. Хабаровск, 1990. С.256-260.
2. Беляев С.Ю. Олистостромы в хабаровской свите Сихотэ-Алиния// Геология и геофизика. 1978. N 3. С.156-160.
3. Болотникова Т.Н. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений участка Правобережный Бикинского бурогольного месторождения//Тихоокеан. геология. 1992. N 5. С.94-102.
4. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
5. Варнавский В.Г., Седых А.К., Рыбалко В.И. Палеоген и неоген Приамурья и Приморья. Владивосток, 1988. 183с.
6. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2 500 000 /Г.л. ред. Л.И.Красный; ВСЕГЕИ. Л.,1991.
7. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.8. Восток СССР /

- Под ред. Л.И.Красного и В.К.Путинцева). Л.:Недра. 1984. 560 с.
8. Геология провинции Хэйлунцзян: Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:1 000 000. 1993.(На кит.яз. с англ. реф.).
 9. Калинин Е.А. Слои с *Vuchia* валанжина бассейна р.Хор (Северный Сихотэ-Алинь)// Тихоокеан. геология. 1990. N 6. С.78-85.
 - 10.Калинин Е.А. Фаунистические слои нижнего мела на севере Сихотэ-Алиния как основа унификации местных и вспомогательных стратиграфических подразделений: Тез. докл. IV Дальневост. регион. межвед.стратигр. совещ. Хабаровск, 1990. С.166-169.
 - 11.Кириллова Г.Л., Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Корреляция геологических и биологических событий в меловых бассейнах юго-восточной России// Тихоокеан. геология. 1996. N 3. С.38-49.
 - 12.Коновалов В.П. Новые нижнемеловые стратонамы в Западно-Сихотэ-Алинском прогибе: Тез. докл.IV Дальневост.регион.межвед.стратигр.совещ. Хабаровск, 1990. С.240-241.
 - 13.Красилов В.А., Шорохова О.А. Фитостратиграфия алчанской свиты Северного Приморья. Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С.43-49.
 - 14.Кузьменко С.П. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Среднеамурской депрессии: Тез. докл.IV Дальневост. регион. межвед. стратигр. совещ.Хабаровск, 1990.С.265-268.
 - 15.Микситы Сихотэ-Алинской складчатой системы/ Врублевский А.А., Мельников Н.,Голозубов В.Г. и др.;Отв.ред.Ю.А.Косыгин.Владивосток:ДВО АН СССР. 1988. 111 с.
 - 16.Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполаживания и фундамента Среднеамурской впадины//Тихоокеан.геология. 1992 N 6. С.43-61.
 - 17.Неволина С.И. Этапы развития позднемеловой флоры Алчанской зоны: Тез.докл.IV Дальневост. регион. межвед. стратиграф. совещ. Хабаровск, 1990. С.242-244.
 - 18.Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, 1990. Хабаровск,1994.
 - 19.Сей И.И., Брудницкая Е.П. Достижения и проблемы юрской стратиграфии Дальнего Востока:Тез.докл.IV Дальневост.регион.межвед.стратиграф. совещ. Хабаровск, 1990. С.166-169.
 - 20.Чен Пей-цзи. Меловые вулканогенно-осадочные отложения Тихоокеанского побережья Восточного Китая//Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С.121-131.
 - 21.Шевелев Е.К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Среднеамурской впадины//Тихоокеан.геология. 1987.N 3. С.13-16.
 - 22.Ярославцева Н.И., Камаев Н.М., Лойтер П.П. Тектоника Оборо-Уссурийского прогиба (по геофизическим данным) // Тихоокеан. геология. 1989. N 6. С.54-60.
 - 23.Chen Pei-ji. On non-marine Jurassic-Cretaceous boundary in northern China//Abstracts of International Symposium

- on Cretaceous Environmental Change in East and South Asia. Beijing, China, 1996. P.30.
24. Futakami M., Matsukawa M., Chen P.J., Gao Z.Y. and Chen J.H. Barremian ammonites from Longzhaogou group in eastern Heilongjiang, northeast China // *J. Soc. Japan*. 1995. V.101, N 1. P.79-85.
 25. Gao Ruiqi, Cai Xiyuan, Xu Hong, Ren Yanguang. Sequence stratigraphy and distribution of oil and gas, Songliao Basin, China. Paper for the 30-th IGC, Daqing Petroleum Administr. Bureau, 1996. 27 p.
 26. Gu Zhiwei. Revision on my Juro-Cretaceous boundary before 1992 in the eastern and northern regions of China // Abstracts of International Symposium on Cretaceous Environmental Change in East and South Asia. Beijing, China, 1996. P.29.
 27. Huang Guan-jun. The Jurassic-Cretaceous boundary strata of the Suibin and Jixian areas in Heilongjiang // *Journal of Stratigraphy*. 1989. V.13, N 2. P.126-132 (in Chinese).
 28. Li Wen-ben. Early Cretaceous spore-pollen assemblages from Eastern Heilongjiang // *Acta palaeontologica sinica*. 1992. V.40. P.27-43.
 29. Liu Muling. Upper Cretaceous and Tertiary palino-assemblage sequences in Northeast China // *Journal of stratigraphy*. 1990. V.14, N 4. P.277-285 (in Chinese with English abstract).
 30. Ma J.J. and Fang D.H. A preliminary study of the Mesozoic volcanic rocks in Heilongjiang Province, China // *Heilongjiang Geology*. 1991.(2). P.1-16 (in Chinese with English abstract).
 31. Matsukawa M., Kalinin J.A., Futakami M., Chen P. Paleogeography and paleocurrents of the Barremian strata in Japan, NE China and Sikhote-Alin (Russia). // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1993. N 105. P.71-81.
 32. Mizutani S. Mesozoic terranes in the Japanese islands and neighbouring East Asia. Terrane Accretion and Orogenic Belts (ed. E.C.Leitch and E.Scheibner). Geodynamics ser., 1993. V.19. P.263-273.
 33. Sha Jing-geng. Buchia and Aucellina beds of eastern Heilongjiang // *Journal of Stratigraphy*. 1992. V.16. P.41-48 (in Chinese with English abstract).
 34. Sha Jing-geng. Discovery of Aucellina (bivalve) in eastern Heilongjiang // *Journal of Stratigraphy*, 1990. V. 14, N 3. P.226-230 (in Chinese with English abstract).
 35. Sun Ge, Zheng Shao-lin, Sun Xue Kun, He Cheng-guan et al. Recent advance in the research of the strata near the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern Heilongjiang // *Journal of Stratigraphy*. 1992. V.16, N 1. P.49-54 (in Chinese with English abstract).
 36. Wang Gong-su. Jurassic and Cretaceous of the Fuxin basin // *Journal of Stratigraphy*. 1989. V. 13, N 2. P.98-107 (in Chinese).
 37. Wang Wuli, Zheng Shaolin, Zhang Lijun et al. Тектоника и стратиграфия Циркумпаифики на северо-востоке Китая. 1995. Пекинский дом печати. 280 с.
 38. Yang Q., Mizutani S. and Nagai H. Biostratigraphic correlation between the Nadanhada Terrane of NE China and Mino Terrane of Central Japan // *J. Earth Planet. Sci.* 1993. V.40. P.27-43.
 39. Ye H., Shedlock K.M., Hellinger S.J., Selater J.G. The North China basin: an example of a Cenozoic rifted intraplate basin // *Tectonophys.* 1995. V.4, N 2. P.153-169.
 40. Yu Jingshan, Li Zishun, Wang Sien, Liu Guifang et al. The Late Jurassic-Early Cretaceous stratigraphic framework and geological correlation in Northern China // Abstracts of International Symposium on Cretaceous Environmental Change in East and South Asia. Beijing, China. 1996. P.29.
 41. Zhang Hong. Evolution of the Northern segment of the Tan-Lu fault system in Mesozoic // Extended Abstracts of Workshop "Origin and evolution of the Tan-Lu fault system. Eastern China" in the 30-th IGC. Ed. by Xu Jiawei and Zhu Guang. Beijing. 1996. P.28-31.

Поступила в редакцию 1 октября 1996 г.

Kirillova G.L., Liu Zhaojun, Wang Simin, Varnavsky V.G., Krapiventseva V.V.

Stratigraphic correlation of the Upper Mesozoic-Cenozoic sections, the Middle Amur (Sanjiang) sedimentary basin

The Middle Amur (Sanjiang) sedimentary basin Upper Mesozoic-Cenozoic sections have been correlated stratigraphically as one structure, the north-eastern part of which is located in Russia and south-western part in China. It has been marked that Upper Mesozoic complexes composition and structure depend upon the basement: they are Jiamusi-Bureya block in the west and Nadanhada-Sikhote-Alin accretion-folded system in the east. Different detailed subdivisions of the stratigraphic units have been revealed in different parts of the basin. It became possible to correlate major phases of volcanism and coal accumulation. Issues requiring further profound study both in Russia and China have been outlined. The results of the stratigraphic correlation will serve as foundation for new paleogeographic and paleogeodynamic reconstructions on the ground of which prospects for oil and gas in the Middle Amur basin will be revised.

ПЕРВАЯ НАХОДКА РАННЕЮРСКИХ РАДИОЛЯРИЙ В КРЕМНЕВЫХ АЛЛОХТОНАХ САМАРКИНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

И.В. Кемкин, В.В. Голозубов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Приводятся новые данные о находке раннеюрских радиолярий в кремневых аллохтонах Самаркинской аккреционной призмы и среднеюрских (начиная с аалена) - в турбидитовом матриксе. Полученные данные позволяют расширить возрастной диапазон кремневых аллохтонов (вплоть по нижнюю юру включительно) и уточнить время начала формирования Самаркинской аккреционной призмы. Приведены фотографии ранне- и среднеюрских радиолярий.

Самаркинский террейн аккреционной призмы Сихотэ-Алиня представляет собой сложную ассоциацию пород окраинно-континентального и океанического происхождения [4, 6]. Окраинно-континентальные породы представлены преимущественно дистальными аркозовыми турбидитами и олистостромами, а океанические - рифовыми известняками и базальтами, образующими разновеликие глыбы и блоки в олистостроме (фрагменты подводных возвышенностей и гайотов), а также ленточными кремнями, часто в ассоциации с толеитовыми базальтами, слагающими как глыбы в олистостроме, так и самостоятельные пластины до нескольких десятков километров протяженностью (фрагменты абиссальных равнин). Имеющиеся до настоящего времени возрастные датировки кремней указывали на их позднепермский и триасовый возраст [1, 4, 5]. Терригенные породы содержат радиолярии более молодого, преимущественно средне-позднеюрского возраста [3, 5, 6]. Взаимоотношения же кремневых и терригенных разрезов Самаркинской призмы, различающихся составом, возрастом и условиями образования, изучены были недостаточно. Между тем, решение этого вопроса имеет большое значение как для расшифровки строения аккреционной призмы и истории ее формирования, так и для установления времени субдукции и начала процесса аккреции. На наш взгляд, смена кремне-накопления терригенной седиментацией свидетельствует о приближении фрагмента океанической плиты к зоне субдукции. Таким образом, возраст последних кремней или первых слоев терригенных пород может служить индикатором начала субдукции данного фрагмента океанической плиты и, соответственно, процесса аккреции.

Непосредственные контакты кремнистых и терригенных пачек, как правило, сильно нарушены: обычна картина многократного "переслаивания" этих

пачек, которое является результатом как аккреционной, так и более поздней коллизивной тектоники. Однако в некоторых обнажениях удалось наблюдать постепенный переход от кремней к вышележащим терригенным породам. На рис. 1 приведен пример такой сохранившейся последовательности, который был выявлен и детально изучен нами на левом борту р. Уссури в 3.6 км выше устья р. Журавлевки. Данный разрез представляет собой фрагмент наиболее низкого структурного уровня Самаркинской призмы, объединяемого ранее в тудовакскую свиту [2]. На этом уровне значительно преобладают слоистые алевролиты, меньший объем занимают пластины кремней, а олистостромовые горизонты составляют до 5% объема ассоциации.

В разрезе участвуют кремни (см. рис. 1), сменяющие их выше кремнистые аргиллиты и далее алевроаргиллиты и алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками. Следует отметить, что переход от кремней к терригенным породам осуществляется постепенно (за счет уменьшения доли кремневого материала) в пределах пачки кремнистых аргиллитов мощностью 3 метра. Нами были опробованы все литологические разности пород на предмет поиска микрофаунистических остатков. В результате были получены следующие данные: впервые из кремнистой части разреза выделены радиолярии конца ранней юры, а из терригенной части - радиолярии средней юры (см. рис. 1, 2). В образце Ус-23, отобранном в самой нижней части видимого кремнисто-терригенного разреза, встречен относительно богатый комплекс радиолярий (табл.1), характеризующий широкий возрастной диапазон. Однако возраст его определен нами как плинсбахский, поскольку первое появление таких видов как *Hsuum medium*, *Parahsuum levicostatum*, *Mesosaturnalis* sp., *Parvicingula nanoconica* и *Parares* sp. отмечено с конца ранней юры, вероятнее всего с плинсбах-тоарского времени [7,11]. Верхняя

Первая находка раннеюрских радиоларий

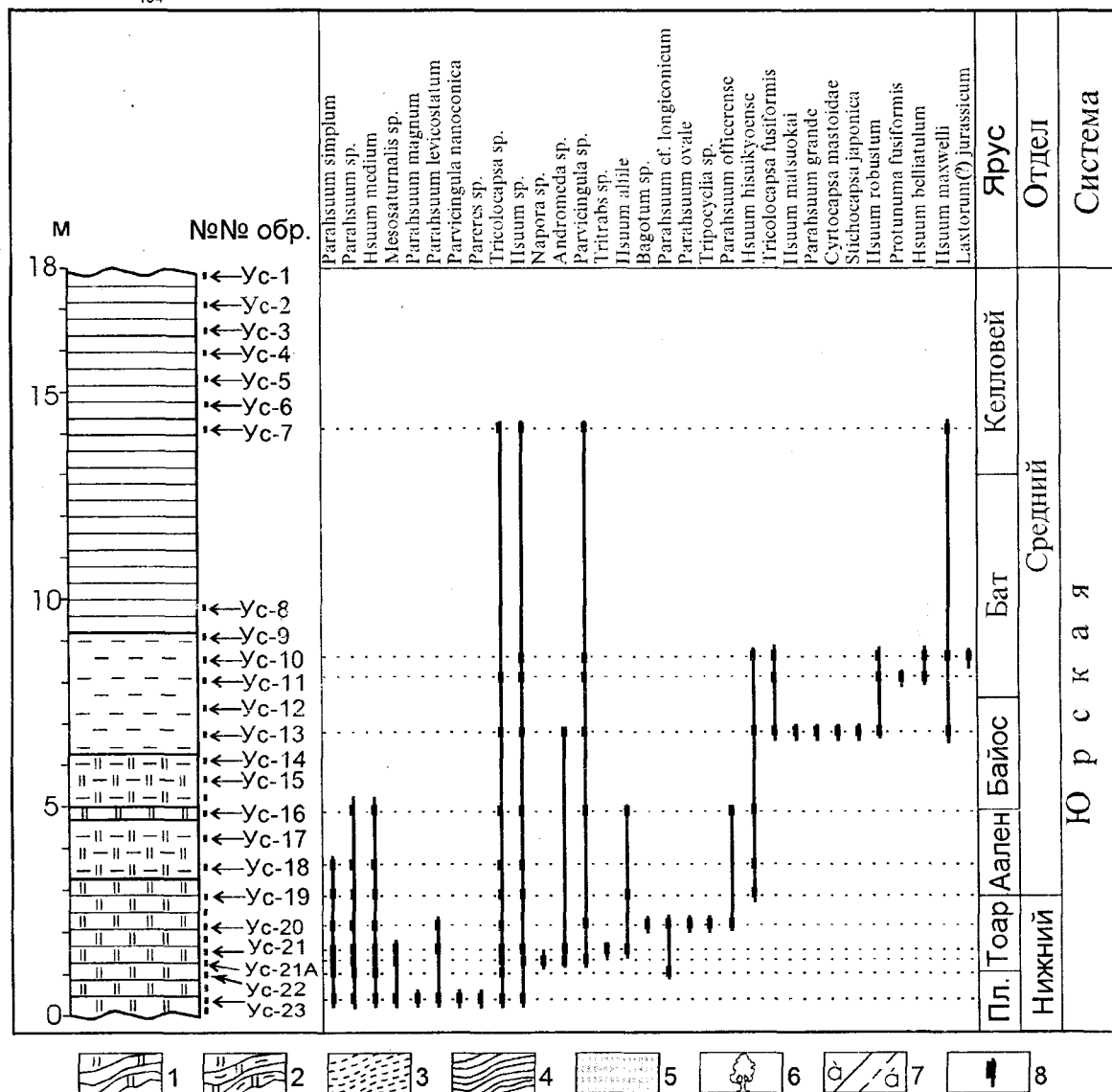
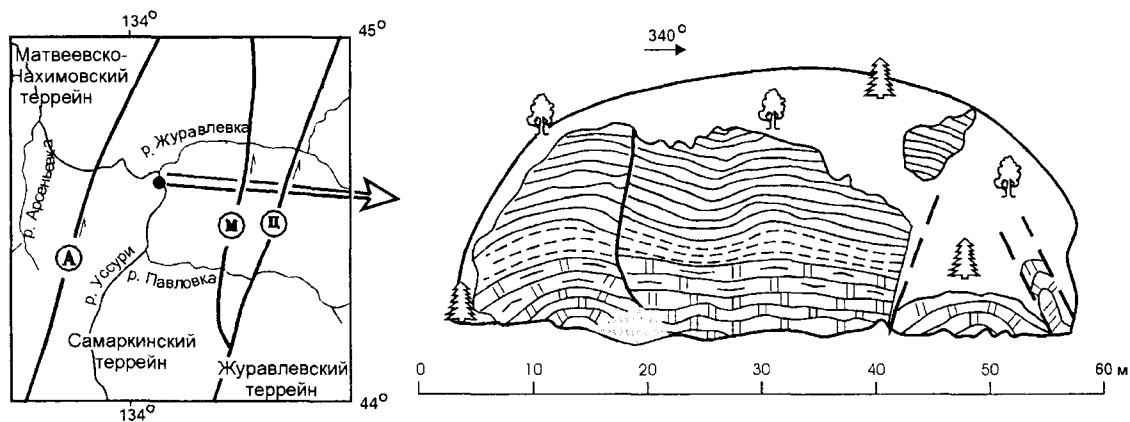
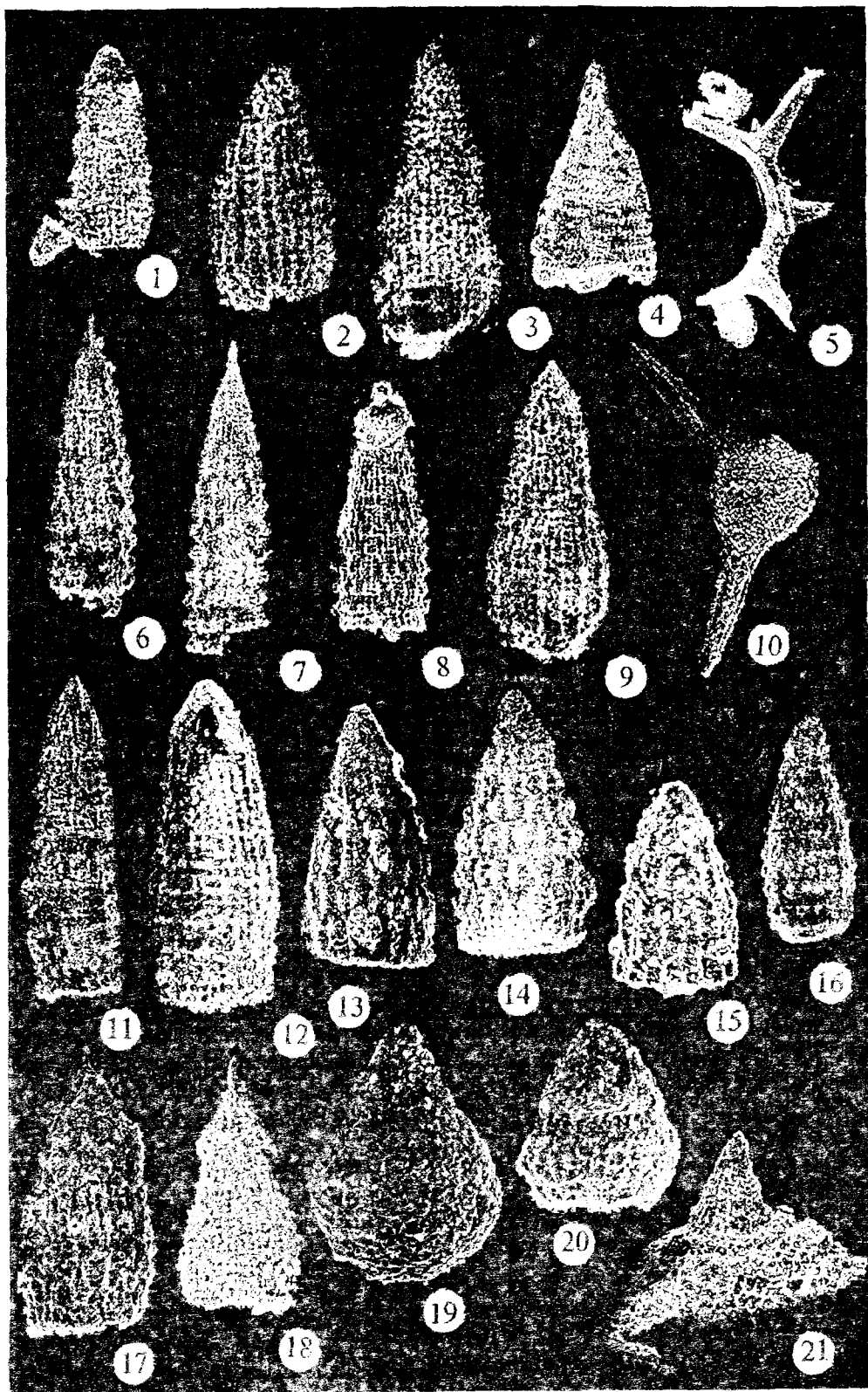


Рис. 1. Схема расположения, зарисовка разрезов и составленная по нему литолого-стратиграфическая колонка переходной (от кремней к терригенным породам) части Самаркинской аккреционной призмы, включающая распределение видов радиоларий по разрезу.

1 - кремни, 2 - кремнистые аргиллиты, 3 - алевроаргиллиты, 4 - турбидиты, 5 - делювиальная осыпь, 6 - почвенно-растительный покров, 7 - разломы: а - наблюдаемые, б - предполагаемые, 8 - местонахождение того или иного вида радиоларий в образцах.

Буквами в кружках обозначены разломы: Арсеньевский, Меридиональный и Центральный Сихотэ-Алинский.



Раннеюрские радиолярии:

Фиг. 1, 2 - *Parahsuum simplicum* Yao, 1 - Ус-21А, x-110; 2 - Ус-21, x-160.

Фиг. 3 - *Parahsuum cf. simplicum* Yao, Ус-21, x-160.

Фиг. 4 - *Parahsuum cf. magnum* Takemura, Ус-23, x-80.

Фиг. 5 - *Mesosaturialis* sp., Ус-21А, x-110.

Фиг. 6, 7 - *Hsuum medium* (Takemura), Ус-21А, x-110.

Фиг. 8 - *Hsuum cf. medium* (Takemura), Ус-23, x-110.

Фиг. 9 - *Parahsuum levicostatum* Takemura, Ус-21, x-160.

Фиг. 10 - *Tripocyclia* sp., Ус-20, x-110.

Среднеюрские радиолярии:

Фиг. 11, 12 - *Hsuum hisuikyuzense* Isozaki et Matsuda, Ус-15, 11 - x-110; 12 - x-160.

Фиг. 13, 14 - *Hsuum robustum* Pessagno et Whalen, Ус-13, x-160.

Фиг. 15 - *Hsuum cf. belliatulum* Pessagno et Whalen, Ус-11, x-160.

Фиг. 16 - *Lactorum* (?) *juzassicum* Isozaki et Matsuda, Ус-10, x-110.

Фиг. 17 - *Parahsuum cf. grande* Hori et Yao, Ус-13, x-160.

Фиг. 18 - *Parahsuum officerenye* Pessagno et Whalen, Ус-16, x-160.

Фиг. 19 - *Typhlocapsa* sp., Ус-13, x-240.

Фиг. 20 - *Stichocapsa japonica* Yao, Ус-15, x-160.

Фиг. 21 - *Andromela* sp., Ус-13, x-90.

Рис. 2. Ранне- и среднеюрские радиолярии кремнисто-терригенной части разреза Самаркинской аккреционной призмы.

Таблица 2

Кремнистые аргиллиты

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст								
		J ₁				J ₂				J ₃
		het	sin	plb	toa	aal	baj	bth	clv	
Ус-18	<i>Parahsuum simplum</i> Yao									
	<i>Tricolocapsa</i> sp.									
	<i>Parahsuum</i> sp.									
	<i>Hsuum medium</i> (Takemura)									
	<i>Hsuum</i> sp.									
Ус-16	<i>Hsuum hisuikyoense</i> Isozaki et Matsuda									
	<i>Hsuum medium</i> (Takemura)									
	<i>Parvicingula</i> sp.									
	<i>Parahsuum</i> sp.									
	<i>Tricolocapsa</i> sp.									
	<i>Hsuum altile</i> Hori et Otsuka									
	<i>Parahsuum officerence</i> (Pessagno et Whalen)									
	<i>Hsuum</i> sp.									
	<i>Hsuum hisuikyoense</i> Isozaki et Matsuda									

возрастная граница принята на том основании, что радиолярии из вышележащей пробы Ус-22 имеют возраст конец плинсбах-тоар. Образец Ус-22 содержит немногочисленный комплекс радиолярий (табл.1), большинство из которых также имеют широкий возрастной диапазон. Но присутствие вида *Parahsuum longiconicum* позволяет ограничить его интервалом конец плинсбах – начале тоара [10]. Таким образом, граница плинсбах-тоар находится в непосредственной близости от образца Ус-22. В образцах Ус-21А, Ус-21 и Ус-20 выделены относительно богатые комплексы радиолярий (табл.1), большинство из которых появляются в конце ранней юры и наиболее широко развиты в средней юре. Однако присутствие вида *Parahsuum longiconicum* ограничивает верхнюю возрастную границу концом тоара. Учитывая, что образцы Ус-21А, Ус-21 и Ус-20 отобраны выше по разрезу образца Ус-22, возраст их может быть определен как тоарский. Комплекс радиолярий, встреченный в образце Ус-19, имеет относительно узкий возрастной диапазон - тоар-байос, так как содержит вид *Hsuum altile* [7]. Вместе с тем, присутствие *Parahsuum simplum*, более характерного для ранней юры, позволяет сузить возрастной интервал этого комплекса и принять его в пределах конца тоара-начала аалена. Таким образом, граница нижней и средней юры располагается вблизи образца Ус-19 и совпадает со сменой кремней терригенными образованиями.

В образцах Ус-18 и Ус-16, отобранных из кремнистых аргиллитов переходной пачки между

кремнями и собственно терригенными породами, выделены относительно многочисленные комплексы радиолярий (Табл.2), характерные, главным образом, для конца ранней - конца средней юры. Верхняя возрастная граница этих комплексов приходится на середину байоса, так как вышележащая проба Ус-13 содержит вид *Hsuum robustum*, имеющий интервал распространения с середины по конец байоса [9]. Нижняя граница проводится по началу аалена, так как образец Ус-18 еще содержит вид *Parahsuum simplum* а возраст нижележащей пробы охарактеризован как конец тоара-начало аалена. В образце Ус-13, отобранном уже из собственно терригенной части разреза, выявлен многочисленный комплекс радиолярий (Табл.3) среднеюрского возраста. Однако, присутствие вида *Hsuum robustum* позволяет ограничить возрастной интервал серединой-концом байоса [9]. Образцы Ус-11 и Ус-10 также содержат богатые комплексы среднеюрских радиолярий. С учетом того, что нижележащая проба датирована серединой - концом байоса, нижняя граница этих комплексов принимается как конец байоса - начало батского века. Верхняя граница ограничивается концом бата, так как эти образцы содержат вид *Protunuma fusiformis*, характерный для байос-батского времени [8]. Возраст последнего образца Ус-7 с некоторой долей условности принимается как келлевейский, поскольку нижележащие образцы имеют батский возраст, а малочисленные радиолярии, встреченные в этой пробе, характеризуют интервал от средней до поздней юры (*Hsuum maxwelli*).

Алевроаргиллиты и алевролиты

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст								
		J ₁				J ₂				J ₃
		het	sin	plb	toa	aal	baj	bth	ely	
№-13	<i>Hsuum robustum</i> Pessagno et Whalen									
	<i>Parvicingula</i> sp.									
	<i>Hsuum</i> sp.									
	<i>Tricolocapsa</i> sp.									
	<i>Tricolocapsa fusiformis</i> Yao									
	<i>Hsuum hisuikyoense</i> Isozaki et Matsuda									
	<i>Hsuum matsukai</i> Isozaki et Matsuda									
	<i>Parahsuum grande</i> Hori et Yao									
	<i>Hsuum maxwelli</i> Pessagno									
	<i>Andromeda</i> sp.									
№-11	<i>Cyrtocapsa mastoidea</i> Yao									
	<i>Stichocapsa japonica</i> Yao									
	<i>Hsuum</i> sp.									
	<i>Parahsuum</i> sp.									
	<i>Parvicingula</i> sp.									
	<i>Hsuum robustum</i> Pessagno et Whalen									
	<i>Tricolocapsa</i> sp.									
	<i>Tricolocapsa fusiformis</i> Yao									
	<i>Hsuum belliatulum</i> Pessagno et Whalen									
	<i>Protiumma fusiformis</i> Ishikawa et Yao									
№-10	<i>Hsuum</i> sp.									
	<i>Hsuum robustum</i> Pessagno et Whalen									
	<i>Hsuum maxwelli</i> Pessagno									
	<i>Parvicingula</i> sp.									
	<i>Hsuum hisuikyoense</i> Isozaki et Matsuda									
	<i>Laxiorium (?) jurassicum</i> Isozaki et Matsuda									
	<i>Hsuum belliatulum</i> Pessagno et Whalen									
	<i>Tricolocapsa fusiformis</i> Yao									
	<i>Protiumma fusiformis</i> Ishikawa et Yao									
	<i>Tricolocapsa</i> sp.									
№-7	<i>Tricolocapsa</i> sp.									
	<i>Hsuum</i> sp.									
	<i>Parvicingula</i> sp.									
№-7	<i>Hsuum maxwelli</i> Pessagno									

Таким образом, в пределах 18 метров непрерывного кремнисто-терригенного разреза выделено 10 радиоляриевых ассоциаций, характеризующих, соответственно, следующие возрастные интервалы: плинсбах, конец плинсбаха - начало тоара, тоар, конец тоара - начало аалена, аален, конец аалена - начало байоса, середина байоса - конец байоса, конец байоса - начало бата, бат и келловей.

Граница нижней и средней терры совпадает с переходом кремней в терригенную часть разреза.

Таким образом, полученные новые данные позволяют заключить, что:

1. Кремневые аллохтоны, входящие в состав Самаркинской призмы, имеют возраст по нижней юре включительно.

2. Время начала субдукции и, соответственно, формирования аккреционной призмы приходится на начало средней юры.

The research described in this publication was made possible in part by Grant N RJI 300 from the International Science Foundation and Russian Government.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. С. 45-57.
2. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1986. 126 с.
3. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Первые данные о возрасте параавтохтона самаркинского аккреционного комплекса (Южный Сихотэ-Алинь) // Доклады РАН. 1992. Т. 324. N 4. С. 847-851.
4. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня. // Тихоокеанская геология. 1993. N 5. С. 31-42.
5. Смирнова О.Л., Лепешко В.В. Биостратиграфия и геологическое строение вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений Центральной зоны Сихотэ-Алиня (Приморский край, бассейн реки Горной). // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР. 1991. С. 30-53.
6. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое - раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука. 1989. С. 218-255.
7. Hori R., Otsuka T. Early Jurassic Radiolarians from the Mt. Norikuradake Area, Mino Terrane, Central Japan // Journ. of Geosci. Osaka City Univ. 1889. Vol. 32. P 175-199.
8. Ichikawa K., Yao A. Two new genera of Mesozoic cyrtoid radiolarians from Japan // In Takayanagi Y., (eds), Progress in Micro paleontology. 1976. P.110-117.
9. Pessagno E., Whalen P. Lower and Middle Jurassic Radiolaria (multicyrtid Nasselariina) from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Island // Micropaleontology. 1982. Vol. 28. N 2. P. 111-169.
10. Sashida K., Igo H., Igo H. et al. On the Jurassic radiolarians assemblages in the Kanto district // News of Osaka Micropaleontologists Spec. Vol. N 5. P. 51-66.
11. Takemura A. Classification of Jurassic Nassellarians (Radiolaria) // Palaeontographica Abt. A. 195. P. 29-74.

Поступила в редакцию 2 апреля 1996г

Kemkin I.V., Golozubov V.V.

The first finding of Early Jurassic Radiolaria from the cherty allochthons of the Samarka accretionary prism (South Sikhote-Alin)

New data at Early Jurassic Radiolarians findings in the cherty allochthons of the Samarka accretionary prism and Middle Jurassic (since Aalenian) - in a turbidite matrix are resulted. The received data permit us to expand the age range of the cherty allochthons (up to Low Jurassic inclusive) and to specify the starting time of the Samarka accretionary prism formation. The photos of Early- and Middle Jurassic Radiolaria are presented.

РУДОГЕНЕЗ

УДК 553.411+553.089 (571.61)

ЗОЛОТОЕ И РТУТНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПРИАМУРЬЯ

Степанов В.А.

АмурКНИИ АмурНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск

Приамурская рудоносная территория структурно приурочена к области сочленения жестких глыб Становой складчато-блоковой системы и Бурейского срединного массива. Ярко выражена ее золотая специализация при преобладании россыпных месторождений над рудными. В Приамурье расположены десятки золотороссыпных узлов, ряд месторождений золота, а также месторождения и рудопроявления ртути, широко развиты шлиховые ореолы киновари. Выявлена латеральная зональность размещения золотого и ртутного оруденения. Показано, что эти типы оруденения сформированы в близкие по возрасту этапы позднемезозойской-раннекайнозойской тектоно-магматической активизации, обладают геохимической общностью и единым структурным планом размещения оруденения.

Под Приамурьем здесь понимается рудоносная структура площадью около 250 тыс. км², протягивающаяся в субширотном направлении вдоль хребтов Тукурингра и Джагды на левобережье среднего течения р. Амур. Она приурочена к зоне коллизии жестких глыб Становой складчато-блоковой системы и Бурейского срединного массива, совпадающей с Амуро-Охотской геосинклинальной складчатой системой.

Среди исследователей металлогении Приамурья нет единства мнений. Так, если С.С. Смирнов и Е.А. Радкевич относились к Приамурью как к самостоятельной металлогенической области, то другие делили ее на несколько субпровинций (И.А. Плотников, Л.В. Денисова) или провинций (М.З. Глуховский, А.П. Сорокин, Л.В. Эйриш). Нередко Приамурье или его части присоединялись к Дальневосточной провинции (Ю.Г. Морозов, В.Д. Мельников, Н.М. Корешкова).

Ярко выражена золотая специализация Приамурья при преобладании россыпных месторождений над рудными (рис. 1). Золотое оруденение нередко ассоциирует с широко развитой по площади ртутной минерализацией. Ртуть встречается в рудах золота в виде киновари, но чаще входит в состав самородного золота в качестве изоморфной примеси. Промышленные концентрации других металлов (олова, титана, железа, вольфрама, молибдена, сурьмы и полиметаллов) встречаются спорадически. Несмотря на то, что золото в небольших концентрациях отмечается в месторождениях меди, молибдена, железа и сурьмы, для Приамурья это явление не характерно.

Наибольший интерес исследователей и промышленников, начиная с 60-х годов прошлого века, привлекает золото, россыпные месторождения кото-

рого в настоящее время составляют главную ценность рассматриваемой территории. Из россыпей за сто с четвертью лет добыто, по данным В.Г. Моисеенко, около 700 т благородного металла, что сравнимо с добычей золота некоторых широко известных золотоносных провинций мира [17,18]. Пики золотодобычи приходились на 1885-95, 1900-1903, 1908-1910 и 1941 гг., но максимальная годовая добыча, превышающая 10 т/год, началась с 1988 года. Поискам и разведке золоторудных месторождений уделялось гораздо меньше внимания, поэтому количество эксплуатировавшихся месторождений невелико. Из них, начиная с 1924 г., добыто около 55 т золота. Пик добычи приходится на 1946-55 гг., а в последние годы добыча рудного золота упала до минимума.

В отличие от золота, на ртуть обращали гораздо меньше внимания. В 70-е годы нашего века разведано Ланское ртутное месторождение с запасами металла около 500 т, выявлен ряд рудопроявлений и точек минерализации. Добыча ртути не производилась. Как и в других регионах России, в Приамурье исследовательские работы на золото и ртуть велись раздельно. Поэтому сравнительная характеристика закономерностей размещения золотого и ртутного оруденения ранее не обсуждалась, что объясняется долгое время существовавшим мнением о запрещенном парагенезисе золота и ртути.

По интенсивности россыпеобразования выделено четыре типа узлов, в состав которых входят россыпи со следующей суммой разведанного и добытого золота: а) 0.1-0.9 т; б) 1-9 т; в) 10-90 т; г) более 100 т. Большинство россыпных узлов содержат россыпи с невысокой суммой разведанного и добытого золота (22 узла - менее 1 т и 24 узла - до 9 т). В 5 узлах выявлены россыпи, содержащие более 10 т золота

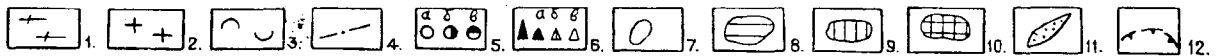
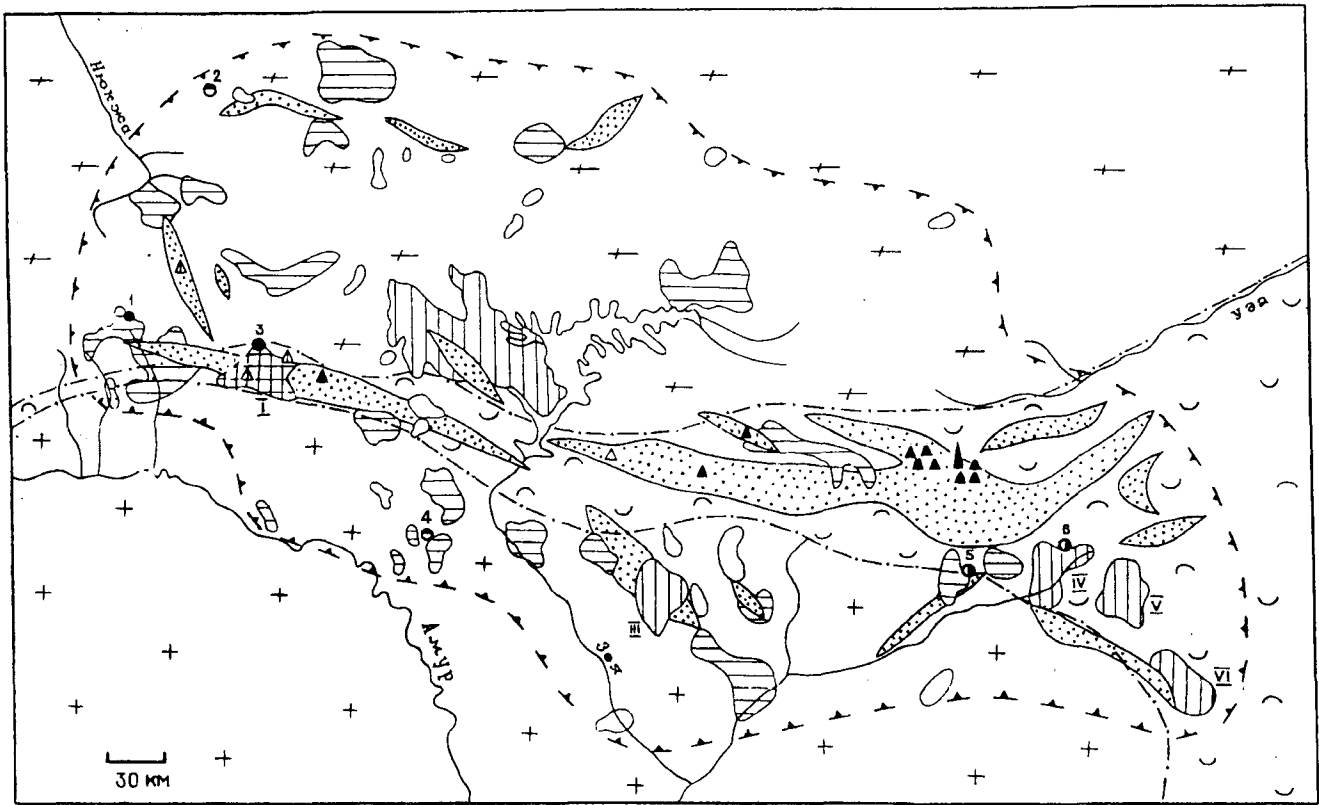


Рис. 1. Золотое и ртутное оруденение Приамурья

1 - Становая складчато-блоковая система; 2 - Буреинский срединный массив; 3 - Амуро-Охотская геосинклинально-складчатая система; 4 - границы геоблоков; 5 - месторождения золота: а - (полиметаллическо)-золото-рудной, б - золото-углеродистой, в - золото-серебряной формаций (1 - Березитовое, 2 - Бамское, 3 - Кировское, 4 - Покровское, 5 - Маломырское, 6 - Токурское); 6 - месторождения и рудопроявления ртути, кварц-дикитового (а), лиственитового (б) и карбонатного (в) типов; 7-10 - золотороссыпные узлы, содержащие россыпи с запасами золота (т): 7 - 0,1-0,9; 8 - 1-9; 9 - 10-99, 10 - более 100; 11 - ртутьносные зоны; 12 - границы Приамурья.

(Дамбукинский, Октябрьский, Токурско-Сагурский, Харгинский и Ниманский) и только в одном, Соловьевском узле находится россыпь, содержащая более 100 т золота.

В размещении золотороссыпных узлов наблюдаются следующие закономерности. В отличие от ртутьносных зон, большая часть золотороссыпных узлов находится за пределами Амуро-Охотской ГСС: 22 узла - в Становой СБС и 16 узлов - на Буреинском массиве. Но большая часть узлов с крупными россыпями находится внутри геосинклинальной складчатой системы (Соловьевский, Токурско-Сагурский, Харгинский и Ниманский), остальные - в непосредственной близости от ее границ (Дамбукинский и Октябрьский).

В целом площадь распространения золоторудных узлов Приамурья напоминает эллипс, вытянутый в широтном направлении. Длинная ось

симметрии эллипса пространственно совпадает с осевой зоной Амуро-Охотской ГСС. В поперечном направлении, по мере удаления от границ Амуро-Охотской ГСС как к северу, так и к югу, количество россыпных узлов и их размеры уменьшаются, одновременно сокращается количество входящих в их состав крупных россыпей.

Латеральная зональность выражена в том, что на восточном фланге рассматриваемой территории, где Амуро-Охотская ГСС расширяется, золотороссыпные узлы тяготеют к окраинам складчатой системы, практически не выходя за ее пределы. На западном фланге ввиду практически полного выклинивания Амуро-Охотской системы россыпные узлы приурочены к жестким блокам Становой СБС и Буреинского СМ.

Несмотря на экстенсивность золотого оруденения, промышленно значимых золоторудных место-

рождений немного. К ним относятся (с запада на восток): Березитовое, Бамское, Кировское, Покровское, Маломырское и Токурское. Большинство из них расположено на краю золотоносных узлов вне зависимости от интенсивности последних, редко за их пределами (Бамское). Четыре месторождения тяготеют к границам Амура-Охотской ГСС, два - Бамское и Покровское расположены на значительном удалении от нее. Согласно классификации золоторудных месторождений гидротермальной группы, составленной группой исследователей ЦНИГРИ - [2], месторождения золота Приамурья можно отнести к трем формациям: (полиметаллическо)-золоторудной (Березитовое и Кировское), золото-углеродистой (Маломыр, Токур) и золото-серебряной (Покровское, Бамское). Месторождений четвертой золото-ртутной формации не отмечается.

Березитовое золоторудное месторождение расположено в западной части Приамурья на левом борту р. Хайкта, правого притока р. Ольдоя [1,4,5]. Оно приурочено к южной окраине Становой СБС. Вмещающими породами служат раннепротерозойские диориты и гранодиориты, прорванные штоками габброидов среднего палеозоя, а также многочисленными дайками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и лампрофиров раннего мела. Четко представлен магматический контроль оруденения, выраженный в его приуроченности к метасоматически измененным эксплозивным брекчиям гранит-порфирового состава. Рудными телами являются зоны метасоматитов гранат-серицит-кварц-калишпатового, гранат-серицит-кварцевого состава иногда хлоритсодержащие с вкрапленностью и гнездами рудных минералов. Основное рудное тело состоит из двух сближенных рудных столбов, имеющих форму перевернутого конуса, выклинивающихся с глубиной. Протяженность их меняется от 120 до 210 м при ширине от 40 до 100 м. Они прослежены на глубину 180 и 360 м.

Руды вкрапленные и гнездово-вкрапленные. Основными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, пирротин и золото. Реже встречаются халькопирит, магнетит, марказит, арсенопирит и мельниковит. Кроме того, отмечаются гематит, патронит, шеелит, халькозин, блеклые руды, аргентит, сульфосоли свинца, самородные висмут и медь, висмутин, станнын, молибденит, касситерит, алгаит, калаверит и киноварь. Золото свободное, мелкое, проба его меняется в широких пределах от 686 до 999, в среднем 861 промилле [1]. Наиболее типичными примесями являются медь (0,001-0,04%), сурьма (0,007-0,1%), железо (0,03 -0,6%), олово (0,001-0,3%) и ртуть (0,001-0,08%). Основную ценность руд составляют золото, серебро, свинец и цинк. Средние их содержания в рудах месторождения составляют, соответственно: 3,0 г/т; 14,3 г/т; 0,57% и 0,93%.

Кировское золоторудное месторождение расположено в 90 км восточнее Березитового месторождения в верховьях р. Джалинда [3]. Оно приурочено к зоне влияния Монголо-Охотского глубинного разлома, разделяющего Становую СБС и Амура-Охотскую ГСС. Вмещающими породами служат, главным образом, граниты и гранодиориты позднеархейского возраста, а также прорывающие их кварцевые монзониты и диориты верхнего мела. Широким распространением пользуются дайки "пестрого состава" от гранодиорит-порфиров до лампрофиров, возраст которых оценивается как ранне меловой. Рудные тела представлены сульфидно-кварцевыми жилами, реже зонами сетчатого окварцевания и минерализованными зонами дробления, имеющими преимущественно северо-восточную ориентировку. Всего установлено около 500 рудных тел, из которых 31 отработывалось на золото с 1934 по 1961 гг. Рудоносные жилы имеют мощность от 0,1-0,3 до 3-4 м. По простиранию некоторые из них прослежены на 400-675 м, а по падению на 350 м. Околорудные изменения вмещающих пород представлены березитизацией.

Из жильных минералов преобладает кварц, менее развиты карбонаты, полевой шпат и серицит. Среди рудных минералов, количество которых меняется в широких пределах, преобладают пирит, арсенопирит, висмутин, халькопирит и золото. Реже встречаются сфалерит, галенит, блеклые руды, магнетит, буланжерит, молибденит, шеелит и самородный висмут. Золото свободное, крупных размеров, нередко встречаются самородки весом до 10-15 г. Проба его высокая (844-977‰).

Основную ценность руд составляет золото, в качестве попутных компонентов могут добываться серебро, висмут, медь, селен и теллур. С 1934 по 1961 гг. на Кировском месторождении добыто 9411 кг золота при среднем его содержании в рудах 8,5 г/т, попутно извлекались серебро и медь.

Общими свойствами рассмотренных месторождений (полиметаллическо)-золоторудной формации является близость к Монголо-Охотскому глубинному разлому, магматический контроль оруденения, высокая сульфидность руд, из которых, кроме золота, возможно извлечение полиметаллов и висмута, своеобразный геохимический спектр руд (золото-серебро-свинец-цинк-медь-висмут-сурьма), грейзенизация и березитизация вмещающих оруденение пород, свободное золото средней и высокой пробы.

Месторождение **Токур** расположено в восточной части Приамурья в верховьях р. Селемджи [7,19]. Оно приурочено к Амура-Охотской ГСС. Вмещающими породами служат так называемые "черносланцевые толщи", представленные переслаиванием

филлитизированных аргиллитов, алевролитов и песчаников токурской и экимчанской свит каменноугольного возраста. Терригенные породы прорваны небольшими редкими штоками кварцевых диоритов и диоритов позднемелового возраста, а также многочисленными дайками кварцевых диоритов, плагиогранит-порфиоров, диоритовых порфириров, возраст которых трактуется от среднеюрского до мелового. На месторождении известно около 1200 золотоносных кварцевых жил, зон прожилкового окварцевания и окварцеванных зон дробления, из них с промышленным содержанием золота более 70%. Большинство рудных тел залегает согласно со слоистостью вмещающих пород и наклонено на юго-запад под углами 20-30°, но некоторые являются косо-секущими с углом наклона до 60° в тех же румбах. Протяженность рудоносных жил меняется от 60 до 430 м при мощности от 0,1 до 1 м, в раздувах до 2 м, средняя мощность жил по месторождению составляет 0,4-0,5 м. По падению они прослежены на глубину до 450 м, отдельные жилы до 750 м. Околорудные метасоматиты, по данным И.П.Щербаня, представлены гумбейтами и листовенитами.

В состав рудных тел кроме преобладающего кварца входят адуляр, серицит, хлорит и кальцит. Руды малосульфидные, так как количество рудных минералов не превышает 3%. К ним относятся арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит и золото, реже встречаются пирротин, шеелит, халькопирит, марказит, блеклые руды и антимонит. Золото находится в свободном состоянии, крупное (0,25-3,0 мм). Проба его меняется от 600 до 800‰, в среднем по месторождению - 710‰. Среди примесей в золоте, кроме преобладающего серебра отмечаются ртуть и медь. На Токурском месторождении начиная с 1940 г. добыто около 32,5 т золота.

Месторождение Маломыр находится в 100 км западнее Токурского месторождения, на левом берегу р.Н.Стойба [11]. Оно приурочено к краевой части Амуро-Охотской ГСС и находится в зоне влияния Южно-Тукурингского глубинного разлома. Вмещающими служат породы златоустовской свиты условно протерозойского возраста, представленные углеродсодержащими филлитовидными глинистыми сланцами, филлитами, метапесчаниками и микрокварцитами с редкими прослоями метавулканитов основного состава. Они смяты в серию асимметричных и брахиформных складок и разбиты на блоки серией разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направления. Метаосадочные породы прорваны немногочисленными интрузиями катаклазированных гранитоидов позднего палеозоя, а также дайками основного и среднего состава мелового возраста.

Месторождение приурочено к полого наклоненной на северо-запад под углом 20-30° зоне тектонического нарушения северо-восточного простирания. Ширина зоны катаклаза, брекчирования и дробления пород составляет 50-250 м. Она прослежена горными выработками по простиранию на 4,5 км. В ее пределах, по данным опробования, выделяются рудные тела, представляющие собой полого наклонные зоны брекчий с сульфидно-кварцевым цементом. Мощность рудных тел в среднем по месторождению составляет 3-7,5 м при колебаниях от 1 до 38 м. Протяженность тел составляет по простиранию 300-1500 м и по падению 200-800 м. Околорудные изменения представлены окварцеванием и сульфидизацией.

Среди жильных минералов преобладает кварц, менее развиты адуляр, серицит и карбонаты. Содержание сульфидов в рудах, по данным А.Е.Пересторонина не превышает 1-5%. Среди них преобладают пирит и арсенопирит. Золото тонкое и дисперсное, образует вкрапленность в сульфидах и кварце. Проба его меняется от 781 до 880‰, среди примесей отмечаются железо, марганец, медь, мышьяк и ртуть.

Месторождения золото-углеродистой формации объединяет приуроченность к углеродсодержащим терригенным слабо метаморфизованным толщам Амуро-Охотской ГСС, отсутствие отчетливой связи с интрузивными и дайковыми образованиями, слабо выраженный метасоматоз вмещающих оруденение пород, перемешное содержание в рудах сульфидов при преобладании пирита и арсенопирита, золото-мышьяковый геохимический спектр руд, низкая и средняя проба золота, которое является единственным полезным компонентом руд.

Месторождение Покровское расположено в 6 км к северу от ст.Тыгда Забайкальской ж.д. [16]. Оно приурочено к Умлекано-Огоджинскому вулканическому поясу мелового возраста, располагающемуся вдоль северного фланга Бурейского СМ. Месторождение локализовано в краевой части палеовулканической постройки ранне-позднемелового возраста. Вмещающими оруденение породами служат слагающие фундамент палеовулкана граниты и гранодиориты раннего мела. Рудные тела представлены полого залегающими зонами прожилково-жильного окварцевания, контролируемые параллельными им силами дацитового - риодацитового состава. Мощность рудных тел меняется от 0,5 до 70 м, в среднем составляя первые десятки метров. Гидротермально измененные вмещающие породы представлены кварц-адуляр-гидрослюдистыми метасоматитами и аргиллизитами.

Руды состоят, главным образом, из кварца, адуляра, кальцита, хлорита и гидрослюды. Количество рудных минералов не превышает 1-3%. Среди

них преобладают пирит, арсенопирит и золото. Нередко встречаются халькопирит, сфалерит, гематит, аргентит, марказит, галенит, пирротин, полибазит, пираргирит, молибденит, блеклая руда, магнетит, антимонит и киноварь. Золото свободное, тонкое. Проба его низкая (670-735‰), в среднем по месторождению - 685‰. Среди примесей в золоте отмечаются железо (0,051%), сурьма (0,003%), марганец (0,0003%), медь (0,0006%) и ртуть (0,001%) [13]. Основную ценность руд представляют золото и серебро при золото-серебряном отношении 1:2.

Бамское месторождение расположено в северо-западной части Приамурья, на правом берегу р.Чульбангро в пределах Становой СБС [6,8]. Оно приурочено к окраине вулканоплутонической структуры, входящей в состав Северо-Станового вулканогенного пояса. Вмещающими породами служат гранитоиды раннего протерозоя с ксенолитами гнейсов и кристаллосланцев архея, прорванные субвулканическими телами и дайками граносиенит-порфиоров, диоритовых порфиритов и диабазов. Рудные тела представлены кулисообразно расположенными зонами прожилкового окварцевания и сульфидной вкрапленности. Околорудные изменения – березитизация, калишпатизация и аргиллизация.

Среди нерудных компонентов отмечаются кварц, кальцит, анкерит и серицит, ограниченно развиты флюорит и барит. Из рудных минералов, количество которых достигает 5-10%, широко развиты пирит, халькопирит, галенит, золото, реже встречаются шеелит, блеклые руды, сульфосоли, теллуриды и киноварь. Золото тонкое, содержится главным образом в свободной форме. Проба его меняется в широких пределах от 550 до 950‰. Главную ценность руд представляют золото и серебро, отношение их в рудах меняется от 1:3 до 1:5. Среднее содержание золота и серебра в рудах составляет, соответственно 6,1 и 18,4г/т. Возраст месторождения, оцениваемый по геологическим данным как раннемеловой, подтверждается определениями абсолютного возраста К-Ag способом по мусковиту из рудных тел в пределах 109-129 млн лет.

Для золото-серебряных месторождений Приамурья характерны парагенетическая связь с палеовулканическими и вулканоплутоническими структурами, а также субвулканическими интрузиями кислого состава, адуляр-карбонатно-кварцевый состав рудных тел, низкотемпературные гидротермальные изменения вмещающих оруденение пород, тонкое свободное золото преимущественно низкой пробы, ассоциация его с сульфидами, теллуридами и селенидами серебра, сурьмы и ртути.

Формирование золотого оруденения Приамурья большинство исследователей связывает с

позднемезозойским этапом тектоно-магматической активизации региона (Г.П.Воларович, Н.В.Котов, В.Г.Моисеенко, В.А.Степанов, Л.В.Эйриш и др.). Но, если для месторождений вулканогенной, отчасти плутоногенной формаций позднемезозойский возраст оруденения не вызывает сомнений, то по поводу возраста оруденения золото-углеродистой формации (Маломыр, Токур, Харга и др.) идут дискуссии. Не исключен более древний, в том числе палеозойский и докембрийский возраст рудопроявлений золота Дамбукинского, Верхнеамурского, Маломырского, Токурского и других рудных узлов.

Поступая в россыпи, самородное золото мало меняет свой облик. Так, по данным Г.И.Неронского, россыпное золото Приамурья характеризуется слабой степенью окатанности, частым присутствием сростков его с кварцем, а также первичных морфологических форм. Это свидетельствует о близости формы, размеров и состава рудного и россыпного золота. Средний размер золота в россыпях колеблется от 0,59 до 1,52 мм, проба его меняется от 630 до 980‰. В качестве примесей, кроме преобладающего серебра, отмечаются в первую очередь ртуть, в меньших количествах медь, свинец, сурьма и теллур [9]. В некоторых россыпных узлах, например, Унья-Бомском содержание ртути в золоте стабильно удерживается на уровне первых процентов [14].

Выявляется определенная зональность изменения свойств самородного золота Приамурья. В осевой части, совпадающей с Амуру-Охотской ГСС, развито наиболее крупное и высокопробное (890-900‰) золото, отличающееся высоким содержанием примеси ртути (до 1-3%). По мере удаления от осевой части к северу и югу убывает проба золота (рис. 2), одновременно уменьшается его крупность, а также сокращается содержание в нем примеси ртути.

В отличие от золотоносных узлов ртутоносные кулисы, окоптуренные по ореолам киноварь в аллювиальных отложениях и наличию ртутных рудопроявлений и месторождений, имеют линейно-вытянутую или линзовидную в плане форму. Наиболее крупные из них приурочены к осевой части Амуру-Охотской ГСС, более мелкие, оперяющие зоны проникают в пределы жестких блоков Становой СБС и Бурейского СМ (см.рис.1).

Основная или стволовая ртутоносная кулиса названа нами Верхнеамурской. Она протягивается в субширотном направлении на 720 км при ширине до 60 км. Конфигурация ее асимметрична по латерали. На западном фланге она выклинивается в бассейне р.Ольдой, пересекая под косым углом южную окраину Становой СБС. На восточном фланге ртутоносная кулиса расщепляется на серию второстепенных, мелких. В целом ее форма напоминает оперенную стрелу, направленную острием на запад.

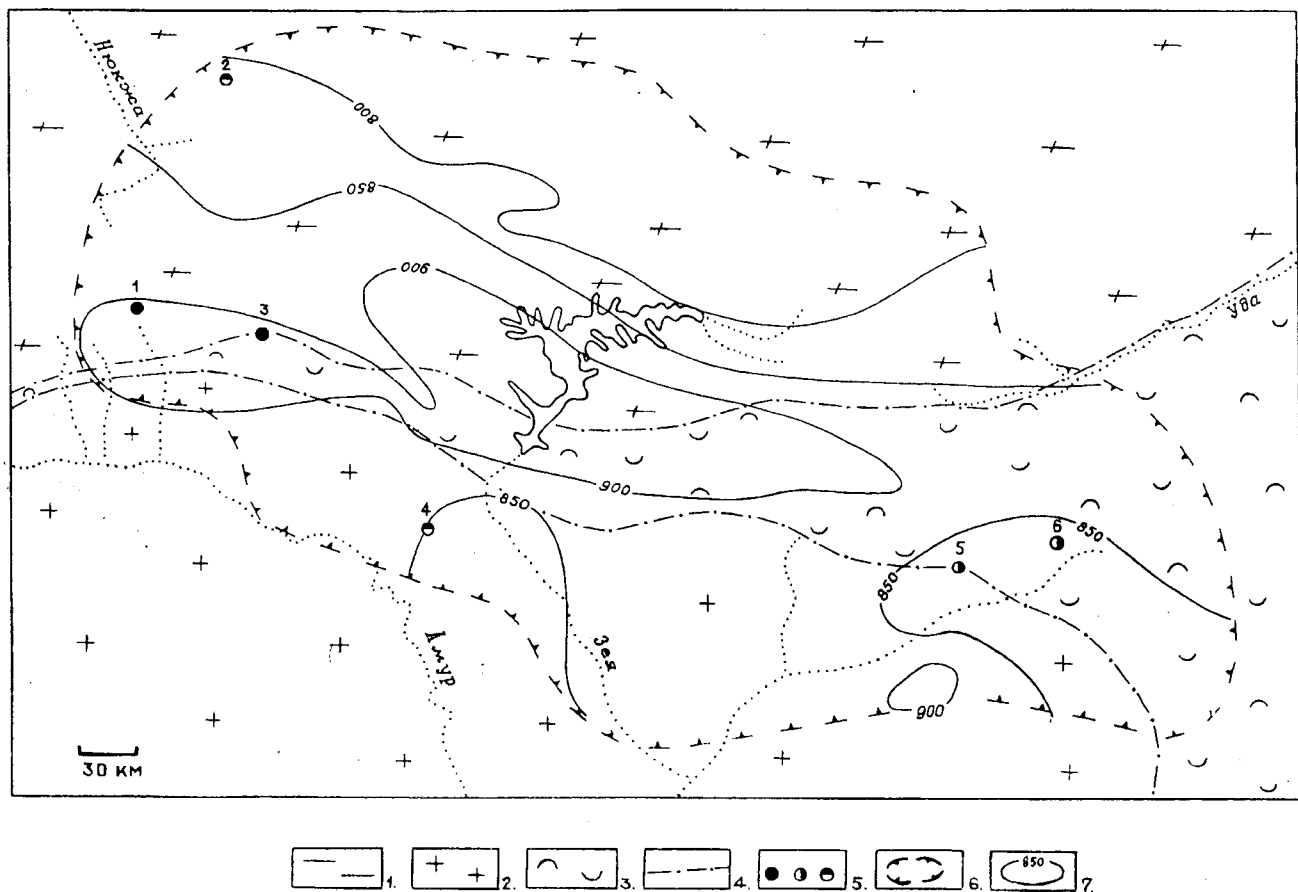


Рис.2 Изолинии пробы золота

1 - Становая складчато-блоковая система; 2 - Бурейский срединный массив; 3 - Амуро-Охотская геосинклинальная складчатая система; 4 - границы геоблоков; 5 - золоторудные месторождения: а - (полиметаллическо)-золоторудной, б - золото-углеродистой, в - золото-серебряной формаций (1 - Березитовое, 2 - Бамское, 3 - Кировское, 4 - Покровское, 5 - Маломырское, 6 - Токурское); 6 - границы Приамурья; 7 - изолинии пробы золота

Верхнеамурская кулиса распадается на две ветви: более крупную восточную, названную Джагдинской и западную - Южно-Тукурингскую. Они смещены относительно друг друга в районе р.Зея на расстояние около 25 км.

Из оперяющих отметим две линзовидные кулисы северо-западного плана, как бы сменяющие друг друга по простиранию в районе сочленения Джагдинской и Южно-Тукурингской ветвей Верхнеамурской зоны. Из них северо-западная, названная Нижнегиллойской, расположена в пределах Становой СБС, а юго-восточная - Желтулакская пересекает Бурейский СМ. Параллельна им Верхнеольдойская ртутносная кулиса, примыкающая с севера к западному флангу Южно-Тукурингской ветви. Она пересекает Становую СБС и находится в створе Амуро-Нюкжинского линеамента. В 180-200 км севернее Верхнеамурской кулисы и параллельно ей располагается цепочка из трех небольших линейно-вытянутых ртутносных кулис. Вероятнее всего, они

являются оперяющими по отношению в Верхнеамурской, соединяясь с нею на глубине.

Стволовая и оперяющие кулисы, как правило, не совпадают с конкретными разрывными нарушениями или их сериями. Вероятнее всего, в связи с известной высокой подвижностью и проницаемостью ртутносных флюидов и их подкоровым происхождением [10,12,13], ртутносные структуры являются проекцией для ртути глубинных разломов на дневную поверхность.

Ртутное оруденение Приамурья относится к телестермальному классу гидротермальной группы. По классификации В.П.Федорчука [15], в регионе можно выделить три геолого-промышленных типа ртутного оруденения: кварц-диккитовый, лиственитовый и карбонатный. Наиболее широко представлены объекты кварц-диккитового типа, преобладающие в Джагдинской ветви Верхнеамурской кулисы. К ним относятся месторождение ртути Ланское, рудопроявления Юбилейное, Желтое, Красное, Туманное,

Лагернос, Огджено, Грохотун и др. Значительно реже кварц-диккиговые проявления встречаются в Южно-Тукурингрской ветви (рудопоявление Двойное).

Ланское ртутное месторождение расположено на восточном фланге Верхнеамурской ртутной кулисы, в бассейне р.Шевли. По данным В.С.Сушенцова, М.Т.Турбина и других исследователей, оно представлено линейно вытянутыми минерализованными зонами дробления северо-западного простирания, наклоненными на юго-запад под углами 35-55°. Вмещающими служат терригенные осадки пермского возраста. Мощность рудных тел меняется от 2-3 до 15-20 м при протяженности до 180 м. Среднее содержание ртути достаточно высокое (0.44%). Руды представлены тектонической брекчией с видимой вкрапленностью киновари, иногда самородной ртути, сменяемой к периферии рудных тел катаклазированными и затем трещиноватыми вмещающими породами. В состав рудных минералов, кроме упомянутых, входят в незначительных количествах метациннабарит, реальгар, аурипигмент, антимонит и пирит. Из жильных и новообразованных минералов в цементе брекчий отмечаются гидрослюды, кальцит, железистые карбонаты, диккиг и кварц. Обломки брекчий частично замещены диккиг-гидрослюди-кварцевым агрегатом. Рудопоявления кварц-диккигового типа по геолого-структурной позиции, составу руд и околорудно измененным породам аналогичны Ланскому месторождению, отличаясь параметрами оруденения и меньшей изученностью.

Оруденение листовитового типа выявлено в Южно-Тукурингрской ветви (рудопоявления Глебовское и Старый Янкан) и, предположительно, в Верхнеольдойской кулисе (рудопоявления г.Лукин-

ды). Рудные тела представлены зонами листовитизации, приуроченными к краевым частям массивов гипербазитового состава. Мощность рудных тел меняется от 1-2 до 20 м при протяженности до 200 м. Содержание ртути достигает 0.1-0.5%, в ряде рудопоявлений отмечается золото от 0.4-1 г/т (Старый Янкан) до 25-40 г/т (Цапконджой). Руды сложены кварц-карбонатным материалом с вкрапленностью киновари, наряду с ней в протоочках часто отмечаются знаки золота.

Рудопоявления карбонатного типа редки. Алтинское рудопоявление расположено на западном фланге Джагдинской ветви Верхнеамурской кулисы. Оно представлено зоной дробления северо-восточного направления среди мраморизованных известняков рифейского возраста. Из рудных минералов отмечаются киноварь и лимонит. Содержание ртути низкое (0.01-0.02%).

О возрасте ртутного оруденения Приамурья известно немного. Оруденение накладывается на осадочные, метаморфические и интрузивные породы, наиболее молодые из которых имеют позднемезозойский возраст. Так, в бассейне кл.Желтого Ланского рудного узла ртутная минерализация отмечается в каолинизированных и диккитизированных дайках порфиристов позднемелового возраста. Верхней возрастной границей служат находки киновари в плиоценовых осадках. Поэтому возраст ртутного оруденения оценивается В.И.Арефьевой как послепозднемеловой-доплиоценовый.

Нами исследовалась золотоносность и наличие других элементов-примесей в киновари, отобранной

Таблица 1

Содержание элементов примесей в киновари из россыпных месторождений Приамурья (по данным В.Г.Моиссенко и В.А.Степанова)

NN nn	Привязка проб	Атомно-абс. анализ(г/т)		Полуколичественный спектральный анализ г/т, %							
		Au	Ag	Sb	Pb	Cu	Bi	Cd	Fe	Sn	W
1	Р.Уркима	88.4	27.3	-	5	10	-	500	300	2	-
2	Верховья р. Б.Джелтулак	140.0	185.7	-	1	3	-	3	-	30	-
3	Низовья р. Б.Джелтулак	6.0	33.0	300	7	50	3	1000	500	300	20
4	" "	5.0	42.1	300	10	30	1	1000	300	70	10
5	Молчановская коса р.Зеп	2.5	50	-	-	-	6	-	-	-	-
6	Руч.Ясный, Октя. брьского золото, носного р-на	17.5	50	-	1	7	1	-	-	2	-
7	р.Коболдо	80.0	50	-	3	20	-	150	150	1	-
8	р.Маломыр	16.9	5.0	-	5	10	-	-	1000	5	-

как из рудопроявлений и месторождений, так и из аллювиальных отложений рассматриваемого региона. Поскольку ранее нами было доказано, что по степени золотоносности киноварь из ртутных и золото-ртутных объектов резко отличается [13], то эти исследования имеют не только теоретическое, но и практическое значение, позволяя выделить площади развития как монометалльной ртутной, так и комплексной золото-ртутной минерализации. Мономинеральные пробы киновари, отобранные под бинокулярном из искусственных или аллювиальных шпихов, анализировались на золото и серебро атомно-абсорбционным методом (аналитик С.М.Радомский, АмурКНИИ). Содержание других элементов-примесей определялось полуколичественным спектральным анализом (аналитик Н.С.Ворошилова, АмурКНИИ).

Установлено, что киноварь из аллювиальных отложений ряда рек и ручьев содержит аномально высокие концентрации золота, колеблющиеся от 2.5 до 140 г/т, в среднем для 8 проб - 44.5 г/т, а также се-

ребра, меняющиеся от 5 до 185.7 г/т, в среднем 55 г/т (табл.1). Золото-серебряное отношение примерно равно 1:1. Содержание золота в киновари из россыпных месторождений гораздо выше, чем в монометалльных ртутных месторождениях других регионов мира. Исключение составляет киноварь золото-ртутного месторождения Киргизии Артык-Булак, содержащая 17 г/т золота (табл.2).

Из остальных элементов-примесей в киновари Приамурья отмечаются аномально высокие содержания цинка (до 1%), кадмия (до 0.1%) и железа (до 0.1%), в меньших концентрациях отмечаются олово, медь, свинец, висмут, спорадически встречаются сурьма и вольфрам.

Выше было показано, что золотое и ртутное оруденение Приамурья сформировано в близкие по возрасту, но разные этапы тектоно-магматической деятельности региона. Золотое оруденение (полиметаллическо)-золоторудной, золото-углеродистой и золото-серебряной формации имеет, главным образом, позднемезозойский, преимущественно

Таблица 2

Содержание золота в киновари месторождений Средней Азии (по данным Великого А.С., Иванова В.С., Финкельштейна Ю.В., Тимофеевой Т.С., Мустафина К.С.), Амурской области, Северо-Востока России и Испании (по данным В.Г.Моисеенко и В.А.Степанова)

Месторождения	Количество анализов	Содержание золота в г/т		
		от	до	среднее
СРЕДНЯЯ АЗИЯ				
Джалгыз	4			0.25
Алтын-Аул	1			0.30
Карасу	2			0.15
Ташбулак	1			0.25
Хайдаркан	6	0.09	0.42	0.29
Сымап	1			0.16
Чонкой	1			0.05
Алыш	1			4.0
Черекты	1			1.1
Джизикрут	2	0.46	0.82	0.64
Кончоч	1			0.8
Кавнок	1			0.2
Терек	1			2.0
Артык-Булак	7	7.0	50.0	17.0
Кара-Тюбе	3	1.7	4.0	2.7
АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ				
Ланское	4	1.27	13.0	9.0
Двойное	2	0.33	3.48	1.9
СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ				
11 месторождений	18	0.01	1.34	0.6
ИСПАНИЯ				
Альмаден	6	0.01	0.14	0.07

раннемеловой возраст. Более молодое ртутное оруденение сформировано в постпозднемеловое-доплиоценовое время. Несмотря на это, наблюдается четко выраженная структурная и геохимическая связь этих типов оруденения.

Структурная общность заключается в том, что ртутное оруденение сосредоточено, главным образом, в линейно-вытянутой Верхнеамурской ртутоносной кулисе, внутри или вблизи которой сосредоточены золотороссыпные узлы с наиболее крупными россыпями. По мере удаления к северу и югу от ртутоносной кулисы количество россыпных узлов, площадь и интенсивность расположенных в них россыпей убывают. В том же направлении меняется и формационная принадлежность золоторудных месторождений: вблизи ртутоносной кулисы фиксируются месторождения (полиметаллическо)-золоторудной и золото-углеродистой формации, а на удалении от них - золото-серебряной.

О геохимической общности золотого и ртутного оруденения Приамурья свидетельствует, с одной стороны, высокое содержание золота в киновари и самородной ртути Ланского ртутного месторождения, рудопроявлениях ртути и в киновари из россыпей (см. табл. 1, 2), с другой стороны - высокая ртутистость самородного золота как из золоторудных месторождений и рудопроявлений, так и из россыпей Приамурья. Высокопробное золото с наибольшей концентрацией ртути фиксируется вблизи ртутоносных зон. В качестве примера отметим золото в россыпях и рудопроявлениях Унья-Бомского узла [14]. По мере удаления от Верхнеамурской кулисы к югу и северу проба золота в месторождениях и россыпях уменьшается с одновременным сокращением в нем примеси ртути.

Объяснение структурной и геохимической близости золотого и ртутного оруденения Приамурья, на наш взгляд, заключается в следующем. Ввиду исключительной подвижности и высокой проницаемости ртутных флюидов ртутоносные кулисы и ветви, по-видимому, фиксируют проекцию на дневную поверхность зон глубинных разломов, дренирующих подкоровые глубины. Эти структуры служили каналами для транспортировки в верхние горизонты земной коры не только ртути, но и других, близких ей по геохимическому родству и мантийному происхождению элементов: золота, серебра, мышьяка, сурьмы, таллия и многих других [13]. Ввиду телетермального происхождения ртутного оруденения Приамурья процесс его формирования, очевидно, был однократным.

В отличие от ртутного, процесс формирования золотого оруденения был более сложным. По-видимому, он начинался с проникновения в мезозойское время по зонам глубинных разломов

существенно ртутно-золотых флюидов мантийного происхождения. При дальнейших процессах тектономагматической активизации с участием метаморфизма, вулканизма и магматизма пути золота и ртути сходились. Золото концентрировалось с формированием оруденения золото-углеродистой, (полиметаллическо)-золоторудной и золото-серебряной формации в пределах локальных рудных узлов. При этом легкоподвижная ртуть рассеивалась, не образуя промышленных концентраций.

Проведенное исследование позволяет сделать вывод о том, что золотое и ртутное оруденение Приамурья приурочено к зоне коллизии Становой складчато-блоковой системы и Бурейского срединного массива, сформировано в близкие по возрасту этапы позднемезозойско-раннекайнозойской тектономагматической активизации, обладает геохимической общностью и единым структурным планом размещения месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Вах А.С. О соотношении полиметаллической и золотой минерализации на одном из месторождений Верхнего Приамурья // Минеральные типы рудных месторождений в вулканических поясах и зонах активизации Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ, 1983. С.162-169.
- Геологическое строение и минерагеня СССР // Под ред. Г.А. Габриэлянца, А.И. Кривцова, М.В. Терентьева. Л.: Недра, 1989. Т.10. кн.2. 620 с.
- Гуров Л.П. Золотоносные минеральные ассоциации Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С.74-92.
- Калишкин Н.Я. Березитовое золото-полиметаллическое месторождение // Вопросы золотоносности Дальнего Востока. Благовещенск, 1974. С.11-118.
- Курник Л.П. Некоторые геологические особенности нового золоторудного месторождения Бамское // Труды ассоциации Дальнедра. Хабаровск. Вып.2. 1992. С.93-99.
- Моисеев В.Г., Фатьянов И.И. Золоторудные столбы и зональность минерализации Токурского месторождения (Приамурье) // Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Владивосток, 1971. С. 59-62.
- Моисеев В.Г., Полеванов В.П., Степанов В.А. Геологическая позиция и вещественный состав руд Бамского золото-серебряного месторождения // Геологические и минералогические критерии крупных и уникальных месторождений: Тез. докл. СПб., 1994. С.41-42.
- Неронский Г.И. Типы россыпей золота Верхнего Приамурья // Проблемы континентального россыпеобразования. Владивосток: ДВНЦ, 1984. С.130-134.
- Озерова Н.А. О дегазации ртути из глубин Земли // Геохимия процессов миграции рудных элементов. М., 1977. С.15-35.
- Особенности эндогенной минерализации Хайтинской очаговой структуры (Верхнее Приамурье) // Залицак В.А., Беда В.Д., Петраченко Р.Н., Моисеев В.Г., Пахомова

- В.А., Калинин Н.Я., Вах А.С. //Геология окраин континентов. Владивосток: ДВНЦ, 1978. С.192-195.
11. Парада С.Г., Парада Л.Ф. Проявление вкрапленного золото-сульфидного оруденения в черносланцевой толще //Геология руд. месторождений. 1988. Т.XXX, N 4. С.110-115.
 12. Сауков А.А. Геохимия. М.: Наука. 1977. - 176 с.
 13. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути. Владивосток: Дальнаука, 1993. 228 с.
 14. Степанов В.А., Романенко И.М., Чубаров В.М. Самородное золото западного фланга хр.Джагды // Золотая минерализация Верхнего и Среднего Приамурья. Владивосток: ДВНЦ, 1978. С.147-150.
 15. Федорчук В.П. Геология ртути. М.: Недра, 1983. 240 с.
 16. Хомич В.Г. Геологическое строение и особенности размещения оруденения в одной из локальных вулканотектонических структур Верхнего Приамурья //Структуры рудных полей и месторождений вулканических поясов. Владивосток: ДВНЦ, 1986. С.118-136.
 17. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972. - 294 с.
 18. Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 256 с.
 19. Эйриш Л.В. Токурское золоторудное месторождение и проблема поисков слепых рудных тел //Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. С.43-45.

Поступила в редакцию 12 ноября 1995 г.

V.A.Stepanov

Gold and mercury ore manifestations in Priamuriye

The Priamuriye ore district is structurally confined to junction zone of rigid blocks of the Stanovaya fold-block system and the Bureya median massif. Gold specialization of the district with prevalence of placer deposits is obvious have been determined. A number of gold placer clusters and gold deposits, a mercury deposits and manifestations, and widespread concentrate aureoles of cinnabar are located there. It was revealed that gold and mercury mineralization has lateral zoning of location. These mineralization types have been formed at nearly coeval stages of Late Mesozoic and Early Cenozoic tectono-magmatic activation. Their common geochemical composition and structural peculiarities of the location are presented.

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА – МАСШТАБЫ ФОСФАТОГЕНЕЗА И КОБАЛЬТ-МАРГАНЦЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Э.А.Школьник*, И.Н.Говоров*, Л.Б.Хершберг**, М.М.Загорнов**,
М.Е.Мельников **, Ю. Г.Волохин*

* Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток;

** АО "Дальморгеология", г.Находка

Разработана металлогеническая схема западной и центральной частей Тихого океана с выделением рудоносных провинций и рудных полей, перспективных в отношении фосфоритов и платиноносных кобальт-марганцевых корок. Подсчитаны ресурсы рудных полей, находящихся в международных водах и обследованных морскими экспедициями АО "Дальморгеология" и ДВО РАН, которые составляют: 7.1 млрд т фосфоритов с содержанием 24 мас.% P_2O_5 и 4.1 млрд т кобальт-марганцевой руды, содержащей около 800 млн т марганца, 23 млн т кобальта, 19 млн т никеля 1900 т платины. Общая оценка потенциальной продуктивности фосфатогенеза в карбонатных отложениях гайотов западной и центральной частей Тихого океана выражается цифрой в 550 млрд т, что сопоставимо с ресурсами крупнейших фосфоритоносных провинций континентальных сегментов, таких как формация Фосфория (запад США) и регион Янцзы (КНР).

Систематическое изучение рудоносности ложа Тихого океана началось с открытия фосфоритов американскими и советскими экспедициями на гайотах Западной Пацифики в 50-х-60-х годах. С тех пор были сделаны их многочисленные находки, но оценка общих ресурсов фосфатной минерализации Тихого океана до сего времени не проводилась. Причиной этого явилось бурное развитие работ по изучению полезных ископаемых с более высокой экономической конъюнктурой - сначала глубоководных полей железомарганцевых конкреций, затем массивных сульфидных залежей и металлоносных осадков на Восточно-Тихоокеанском поднятии и его флангах, наконец, платиноносных кобальт-марганцевых корок на подводных горах.

Ресурсы железомарганцевых конкреций (ЖМК) на дне главных котловин Тихого океана весьма значительны и оцениваются разными исследователями в пределах 100-150 млрд т. [1,2,5,16]. Ресурсы кобальт-марганцевых корок (КМК), вероятно, меньше. Насколько известно нам, общая оценка потенциального рудогенеза КМК не проводилась, оценивались лишь ресурсы отдельных гайотов и их систем [12,13,15]. Однако, если в случае абиссальных конкреций ресурсы, доступные для отработки, достаточно соизмеримы с общими ресурсами отдельных полей, то, как показали работы американских [12,13] и российских [3,4,9] исследователей, реальные ресурсы КМК ограничиваются небольшим числом хорошо образованных плосковершинных гор-гайотов с относительно неглубоко погруженной вершиной и достаточно высокой плотностью залегания корок при их повышенной толщине и

кобальтоносности. Именно такие гайоты, как правило, несут и богатую фосфоритную минерализацию, т.е. представляют собой перспективные комплексные месторождения.

Широкомасштабные, а на ряде гайотов беспрецедентно детальные исследования, выполненные в последнее десятилетие в западной части Тихого океана АО "Дальморгеология" и институтами ДВО РАН, позволили получить уникальную информацию, в значительной степени представленную в только что изданной монографии "Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность" [3]. Однако по ряду причин затрагиваемая проблема не получила в ней достаточного рассмотрения. Настоящей статьей предполагается заполнить этот пробел.

Опыт работы морских экспедиций АО "Дальморгеология" институтами ДВО РАН показал, что в основу прогнозной оценки рудных ресурсов Западной Пацифики должны быть положены данные по особенностям геологического строения и истории развития отдельных площадей, которые определяют условия, благоприятные для формирования рудоносных гайотов, и, в конечном счете, реальные рудные ресурсы. Эти площади, в общем неравноценные по своим рудным концентрациям, рассматриваются как рудоносные провинции. В пределах западной и центральной частей Пацифики выделяются 6 главных провинций: Срединно-Тихоокеанская (мид-Пацифик), Восточно-Марианская, Огасавара-Гейш, Гавайско-Императорская, Лайн, Полинезийская. Четыре из них (кроме провинций Огасавара-Гейш и Гавайско-Императорской) находятся в пределах поднятия Дарвина - древней, юрско-меловой

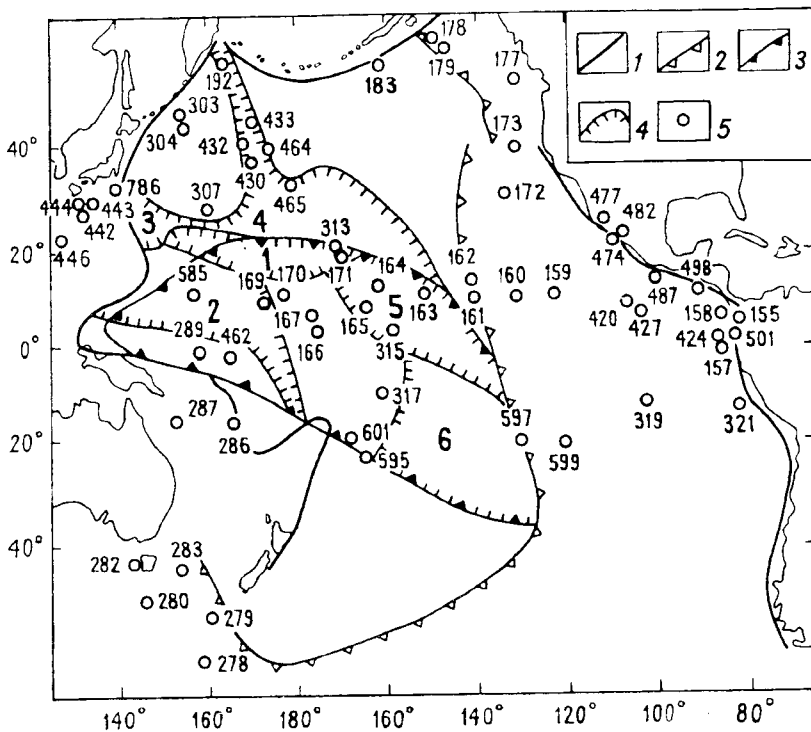


Рис. 1. Схема расположения рудных провинций в западной и центральной частях Тихого океана

1 - глубоководные желоба; 2 - граница кайнозойских структур Восточно-Тихоокеанского поднятия; 3 - границы поднятия Дарвина по изобате 4000 м; 4 - границы рудоносных провинций (цифры на схеме: 1 - Срединно-Тихоокеанская 2 - Восточно-Марьянская, 3 - Огасавара-Гейш, 4 - Гавайско-Императорская, 5 - Лайн, 6 - Полинезийская); 5 - скважины глубоководного бурения.

мегаструктуры, концентрирующей наибольшее число подводных гор и гайотов [8].

На юго-востоке поднятие Дарвина срезано кайнозойскими вулканическими структурами Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 1). Но и в сохранившейся юго-восточной окраине поднятия Дарвина гайотонесущие вулканоструктуры в основной своей части подвергались деструкции в процессе образования молодых островных архипелагов Полинезийского свода и примыкающих зон (острова Маркизские, Самоа). На северо-востоке площадь распространения рудоносных гайотонесущих структур ограничивается Северо-Восточной котловиной, на юге - Южной котловиной. С западной стороны распространение рудоносных провинций ограничивается двумя обширными площадями с ингенсивным проявлением структур тектонического сучивания, препятствовавших формированию гайотов, - северо-западной с поднятиями Шатского и Хесса и юго-западной с валом Капингамаранги (рис. 1, 2). Северо-западная область разделена на две части Императорским хребтом, образовавшимся в палеогеновое время после формирования структур тектонического сучивания в режиме стабильных вулканоструктур, благоприятных для возникновения рудоносных гайотов.

Из числа выделенных провинций наиболее значительными рудными ресурсами обладают Срединно-Тихоокеанская и Восточно-Марьянская. Для первой известно не менее 110, для второй - 75 гайотов с глубинами погружения вершин не более 2000 м. Срединно-Тихоокеанская провинция

представляет собой как бы широтную ось Палео-Пацифики, сложенную древней, юрско-раннемеловой ассоциацией автономных анкарамитов и трахи-базальтов, несвойственной для других структур более молодого возраста. Все породы ассоциации характеризуются повышенным кларковым содержанием платиноидов, чем, вероятно, обусловлена и наиболее высокая концентрация платины в кобальт-марганцевых корках именно этой провинции по сравнению со всеми другими [3,4,11]. Другой специфической особенностью провинции является наличие внутренней субширотной, относительно узкой зоны, где чехол гайотов практически не содержит известняков и фосфатное вещество распределено либо в кристаллизационных пустотах базальтоидов (т.н. фосфатные базальты), либо в цементе туфогенных и туфогенно-карбонатных осадков. В орографическом отношении Срединно-Тихоокеанская провинция разделяется на две части - западную (горы Маркус-Уэйк) и восточную (горы Мид-Пацифик и хребет Неккер). Нашими работами достаточно хорошо обследована центральная часть гор Маркус-Уэйк (гайоты Батиса, Южный, Ламонт, Дженнингс, Скриппс и др.) вне 200-мильных эконормзон Японии (вокруг о-ва Минамитори-Маркус) и США (вокруг о-ва Уэйк).

Восточно-Марьянская провинция включает субпровинции Магеллановых гор (не менее 30 гайотов с глубиной погружения вершин не более 2000 м) и системы островов Маршалловых-Гильберта (не менее 50 гайотов). Обе характеризуются широким распространением вулканической ассоциации гавайского типа (титанистые толенты и субщелочные

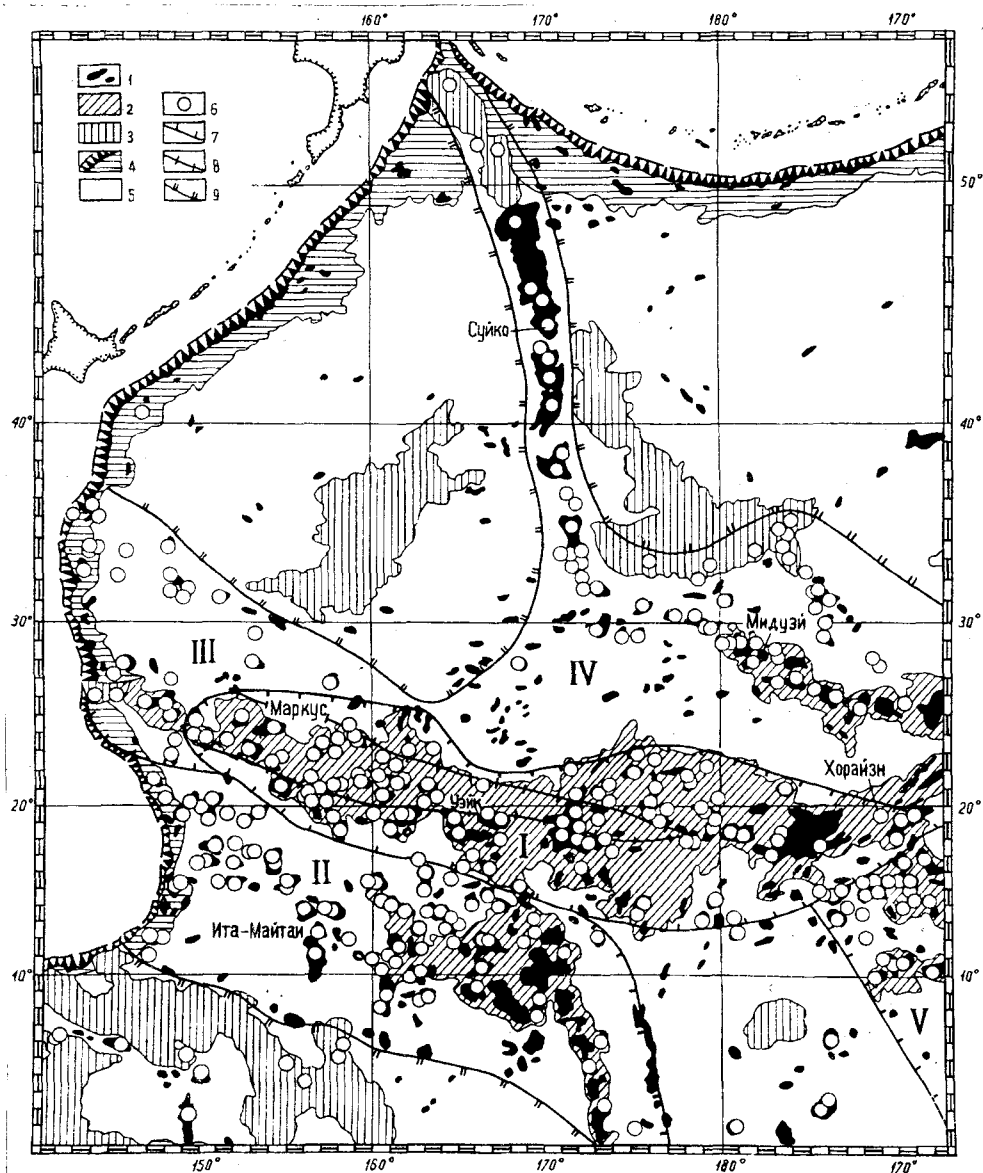


Рис. 2. Схема размещения подводных гор и рудоносных гайотов в Западной Пацифике

1 - подводные горы и вулканические хребты; 2 - валообразные поднятия в основании вулканических гор; 3 - сводово-глыбовые поднятия; 4 - краевые валы и океанические склоны глубоководных желобов; 5 - океанические котловины; 6 - подводные горы и гайоты с батиметрическим положением вершин не более 2000 м; 7 - границы рудоносных провинций: I - Срединно-Тихоокеанской (Мид-Пацифик), II - Восточно-Марпанской, III - Огасавара-Гейш, IV - Императорско-Гавайской, V - Лайн; 8 - контур распространения фосфатизированных базальтов внутри ареала карбонатных и брекчневых фосфоритов Срединно-Тихоокеанской провинции; 9 - области тектонического сжигивания и практического отсутствия рудоносных гайотов.

базальты) и карбонатных пород в "шапке" гайотов, несущих фосфатную и кобальт-марганцевую минерализацию. Специалисты Геологической службы США оценивают Маршалловы острова как один из самых крупных и перспективных районов кобальт-марганцевой минерализации, входящий в сферу особых экономических интересов США [12,13,15]. Субпровинция Магеллановых гор, находящаяся вне каких-либо указанных экономзон, специально изучалась советскими экспедициями (АО "Дальмор-

геология, ИОАН и институты ДВО РАН). В результате их работ определены наиболее перспективные объекты (гайоты Дальморгео, ИОАН, Ита-Мантан, ДВГИ и др.).

Провинция Огасавара-Гейш является непосредственным продолжением субпровинции Магеллановых гор на север. Она близка к последней как по геологическому строению, так по характеру и масштабам рудоносности. Однако преобладающая часть площади здесь находится в пределах

экономзоны Японии, и постановка поисковых работ российскими экспедициями возможна на нескольких гайотах восточной части (гайоты Смуг, Поллукс, Кастор хребта Михельсона). Провинции Гавайско-Императорская, Лайн, Полинезийская отличаются от указанных меньшим распространением карбонатных пород. Заметное преобладание последних в "шапке" гайотов установлено в горах Милоуки (область сопряжения Гавайского и Императорского хребтов), в северной части провинции Лайн, где она примыкает к горам Мид-Пацифик, в некоторых морфоструктурах Полинезийского свода. Соответственно, только гайоты этих площадей будут нести богатую фосфоритовую минерализацию карбонатного типа. Фосфатные проявления сидкатного типа, локализованные в базальтах и туфогенных осадках, могут иметь значительно более широкое распространение, но специальное исследование их, как и большинства проявлений карбонатного типа, насколько нам известно, не проводилось. Вместе с тем, гайоты провинций Гавайско-Императорской, Лайн и Полинезийской в отдельных их частях (горы Милоуки, атоллы Джонстон, Пальмира-Кингман) имеют достаточно высокие перспективы в отношении кобальт-марганцевой минерализации [12].

Переходя к оценке рудных ресурсов собственно Западной Пацифики (западный сектор северной приэкваториальной зоны Тихого океана - ЗС СПЗ ТО), прежде всего надо отметить, что она основывается на результатах детальных геологических и предварительных поисковых работ, проведенных в период 1986-1993 г.г. ПО "Дальморгеология" на научно-исследовательских судах "Морской геолог", "Геолог Петр Андропов", "Профессор Федьинский", "Севморгеология" (всего 23 рейса). В процессе этих экспедиций были выделены и изучены 5 рудных полей - Магеллановы горы, горы Маркус-Уэйк и Уэйк-Неккер, Маршалловы острова, плато Огасавара,

горы Милоуки (рис. 3), для которых дана оценка общих ресурсов фосфоритов (табл. 1) и кобальт-марганцевых корок (табл. 2). При обследовании многочисленных гайотов названных рудных полей были выявлены в пределах Магеллановых гор два наиболее перспективных - гайот Дальморгео (МА-15) и гайот ИОАН (МЖ-35), рекомендованных на основании выполненных Технико-экономических соображений для постановки специальных поисково-разведочных работ. В пределах поля Маркус-Уэйк наиболее детально изучен гайот Батиса. Эти три гайота исследованы с отбором до двухсот станций драгирования на каждом по строгой сети, десятка трубок, большим объемом подводного фотографирования и геофизических измерений [3,6,7]. Многие гайоты опробованы с постановкой до нескольких десятков станций драгирования [10].

Как установлено [3], фосфатонакопление на гайотах ассоциируется с различными комплексами пород, слагающих гайоты. Главное значение имеет фосфатизация, связанная с нанофораминиферовыми планктонными отложениями стадии первых этапов формирования плосковершинной подводной горы, когда образуется соответствующий комплекс отложений привершинной "шапки" гайота.

В заметно меньших масштабах (и частоте) фосфатизация присуща комплексу отложений этапа острова-атолла подводной горы. Эти отложения, очевидно, аналогичны комплексу осадков современных островов-атоллов, несущих, как известно, т.н. островные фосфориты [14], довольно широко распространенные в приэкваториальных широтах. Запасы таких фосфоритов на отдельном гайоте обычно ничтожны, но на некоторых, т.н. поднятых атоллах-островах Науру, Макатеа, Ошен, Рождества, значительны и суммарно составляли, вероятно, десятки миллионов тонн, отличаясь часто исключительно высоким качеством (до 38-39% P_2O_5) и

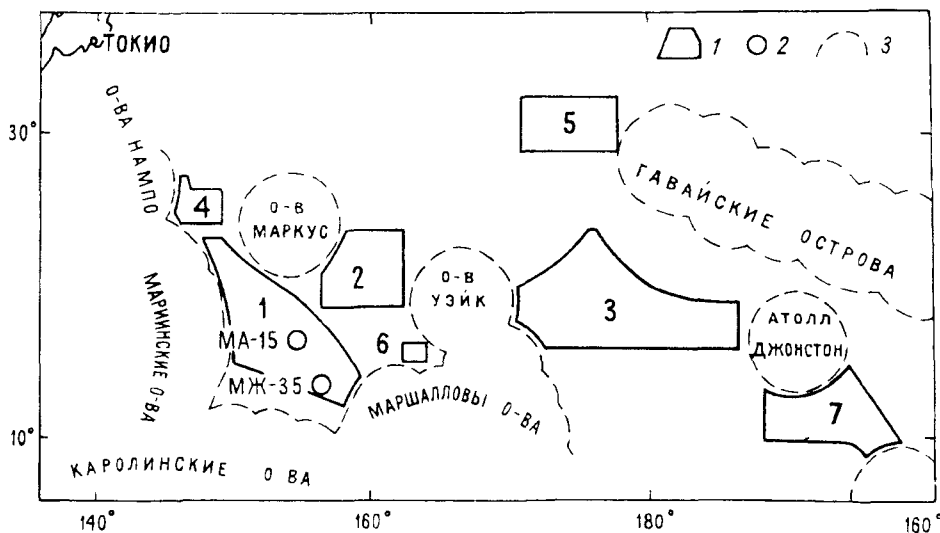


Рис. 3. Рудные поля западного сектора северной приэкваториальной зоны Тихого океана (ЗС СПЗ ТО)

1 - рудные поля КМК и фосфоритов в международных районах морского дна (цифры на карте: 1 - Магеллановы горы, 2 - горы Маркус-Уэйк, 3 - горы Мид-Пацифик и хребет Неккер, 4 - плато Огасавара, 5 - горы Милоуки, 6 - Маршалловы острова, 7 - острова Лайн); 2 - гайоты и их номера (МА-15 - Дальморгео, МЖ-35 - ИОАН); 3 - границы 200-мильных экономических зон государств.

Таблица

Прогнозные ресурсы фосфоритов рудных полей западного сектора северной приэкваториальной зоны Тихого океана

Наименование района	Площадь продуктивного горизонта тыс.км ²	Мощность продуктивного опробованного слоя, м	Объемный вес, т/м ³	Прогнозные ресурсы руды, млрд.т	Среднее содержание P ₂ O ₅ , мас.% (кол-во определений)
Горы					
Милуоки	1.7	0.2	2.2	0.37	24.33(18)
Плато Огасавара (восточная часть)	0.9	0.2	2.0	0.18	25.1(79)
Магеллановы горы	3.8	0.2	2.0	0.8	23.9(62)
Горы					
Маркус-Уэйк (центральная часть)	8.4	0.2	2.2	1.85	24.33(45)
Горы					
Мид-Пацифик	13.7	0.2	2.2	3.0	24.33(22)
Хребет Неккер	3.9	0.2	2.0	0.9	24.33(37)
Всего	32.4			7.1	

Примечание. Прогнозные ресурсы руды посчитаны с учетом поправочного коэффициента на достоверность покрытия площади 0.5.

Таблица

Прогнозные ресурсы КМК рудных полей западного сектора северной приэкваториальной зоны Тихого океана

Кол-во гайотов/островвершин, гор	Площадь распространения оруденения, км ²	Средняя толщина КМК, см	Плотность залегания КМК, кг/м ²		Ресурсы руды млн т	
			влажных	сухих	влажной	сухой
Поле Магеллановы горы						
13/7	9708	5.4	105.2	68.6	1021.4	665.6
	695.8	6.2	118.1	76.4	62.18	53.18
	920.0	7.6	143.3	87.9	137.87	80.84
Поле Маршалловы острова						
3/9	867	4.8	91.8	58.0	79.6	50.3
Поле горы Маркус-Уэйк						
14/30	(21000)	3.5	67.2	45.1	(1411.2)	(947.1)
Поле горы Уэйк-Неккер						
23/88	(44000)	3.8	74.0	47.9	(3256.0)	(2107.6)
Поле плато Огасавара						
3/	(2250)	(5)	(105)	(68)	(236)	(153)
Поле горы Милуоки						
3/10	(4250)	(4)	(67)	(45)	(285)	(191)
64/154	62075				6289.2	4114.6

Продолжение таблицы 2

Содержание элементов (мас. %): Pt (г/т)				Ресурсы металлов, тыс. т: Pt, т			
Co	Pt	Ni	Mn	Co	Pt	Ni	Mn
0.56	0.25	0.41	19.9	3727.4	166.4	2729.0	132454.4
			в том числе гайот Дальморгео (МА-15)				
0.58	0.29	0.45	21.3	306.1	15.4	237.4	11330.0
			гайот ИОАН (МДК-35)				
0.54		0.45	21.3	434.8		364.5	17245.0
			Поле Маршалловы острова				
0.60	0.35	0.46	22.3	301.8	17.61	231.4	112169
			Поле горы Маркус-Уэйк				
0.60	0.60	0.47	22.4	(5632.6)	(568.3)	((4151.4)	(212150.4)
			Поле горы Уэйк-Неккер				
0.56	(0.5)	0.50	20.7	(11802.6)	(1053.8)	(105380.0)	(436173.2)
			Поле плато Огасавара				
0.56	0.51	0.48	20.4	(856.8)	(78.03)	(734.4)	(3121.4)
			Поле горы Милуоки				
0.39	0.10	0.31	19.5	(744.9)	(19.10)	(592.1)	(3724.5)
				23116.1	1909.14	18976.3	798840.8

Примечание. В скобках экстраполированные величины

благодаря этому сыгравших исторически исключительно важную роль в становлении фосфатно-угольной промышленности мира. В отдельных, пока крайне редких случаях подводным бурением установлены [3] подобные по характеру и параметрам скопления фосфоритов в рифовых отложениях гайотов, но обычно встречаются крайне бедные по содержанию фосфорного ангидрида (до 10-15% P_2O_5) рифогенные породы, распространенные, к тому же, хаотически и не широко. Поэтому можно полагать, что относительно значительные концентрации фосфатов кальция с этим комплексом отложений исключительно локальны, что, конечно, не позволяет делать конкретные оценки.

Еще один тип фосфатизации достаточно распространен на подводных горах Пацифики - т.н. фосфатные базальтоиды верхних частей вулканических серий подводных гор [3]. Фосфатизация проявлена заполнением пор, каверн, трещин тем же фосфатизированным нанофораминиферовым материалом. Большие количества фосфата определяются относительным объемом пор и каверн, составляющим 70-80% вулканита. Поэтому анализ таких образцов обычно показывает 22-25% P_2O_5 . Этот тип наиболее обычен в верхних частях подводных гор, лишенных карбонатной "шапки", но пока остается слабо изученным.

Иная ситуация сложилась в оценке фосфатности нанофораминиферовых отложений "шапки" гайотов. Имеются детальные наблюдения, статистически достаточно подкрепленные прежде

всего многочисленными (многие сотни) драгоценными пробами с многих десятков гайотов, включая и обширные данные зарубежных исследователей. Наибольшая информация касается шлейфов обломков различных размеров, покрытых КМК, располагающихся на выположенных площадках склонов в привершинной части гайота [6, 7]. Именно достаточно детальные исследования КМК и позволили одновременно получить информацию по фосфоритам, которые постоянно являются субстратом КМК. Данные о строении, мощностях стратифицированных полигонов привершинной части гайотов получены с использованием геофизических методов и учетом данных глубоководного бурения на некоторых гайотах.

Специальное изучение драгированного материала в областях концентрированного присутствия КМК показало, что в 40-60% результативных драг в строение субстрата КМК принимают участие фосфатные породы со средним содержанием в пределах 23-26% P_2O_5 (существенно силикатные разновидности) и 23-30% P_2O_5 (существенно карбонатный тип), что базируется на результатах нескольких сотен анализов отдельных проб, в том числе и драгоценных, весом до нескольких сот килограммов. Соотношение мощностей корок и субстрата колеблется, но не очень широко, и скорее близко к соотношению 1:1. В поднятом драгами материале относительное количество обломков с фосфатным субстратом колеблется от 3-5% до 80-95% общей массы поднятого материала.

Изложенное позволяет считать, что в случае разработки месторождений КМК на гайотах автоматически на борт добычного судна вместе с корками будет подниматься и их субстрат, т.е. фосфатная порода. Подсчитанные для гайотов Дальморгео и ИОАН ресурсы "сухих" КМК в размере 134 млн т (табл. 2), таким образом, содержат некоторое количество фосфатной породы. С учетом сказанного выше, в среднем около 20% этой массы и будет составлять фосфатный субстрат, т.е. около 27 млн т сухой фосфатной породы. При годовой производительности эксплуатационного предприятия в 1 млн т на нем ежегодно может производиться около 200 тыс т фосфатной породы, вполне соответствующей требованиям для производства фосфатной муки. Благоприятные агрохимические свойства этого продукта подтверждены НИУИФ, они также опираются на относительно высокие содержания растворимого в 2-х процентной лимонной кислоте фосфата [6,10].

Таким образом, вовлечение в освоение месторождений КМК западной части Тихого океана одновременно повлечет производство по крайней мере нескольких сот тысяч тонн фосфатной муки, столь необходимой для кислых почв Приморского края и других районов Дальнего Востока России.

Для значительно более далекой перспективы представляется полезным оценить потенциальные ресурсы фосфоритов в рамках изученных провинций Тихого океана (см.рис. 2). При этом рассматриваются только территории вне экономических зон иностранных государств, обследованные экспедициями АО "Дальморгеология" и ДВО РАН (см.рис. 3). Подсчеты проведены на основе составленных геологических схем, одна из которых по северной части рудного поля Магеллановых гор приводится на рис.4.

В основу оценки положен принцип определения основного типа дольных образований, несущих в своем составе фосфат, на опонскованных полигонах и распространения полученных данных на всю площадь. Выделялись перспективные площади по результатам драгирования, они измерялись с помощью разномасштабных палеток в три приема, в подсчет принималось среднее значение, но с поправочным коэффициентом на достоверность 0.5. При этом исходили из условия незначительного развития рыхлых образований (менее 10 см), исключив из подсчета участки их повышенной мощности, выявленные по результатам драгирования и фотопрофилирования. В связи с естественным отсутствием данных о вертикальном диапазоне фосфатизации, оценка произведена на мощность условного продуктивного слоя 0.2 м. Объемный вес определялся как среднеарифметический из имеющихся определений, причем оценка велась по влажной породе. Средние содержания P_2O_5 определялись как среднеарифметические из всех имеющихся по полигонам результатов определения как отечественных, так и зарубежных данных. Затем с учетом полученных данных и соответствующих наблюдений были произведены оценки рудных полей гор Милуоки, плато Огасавара (восточная часть), Магеллановых гор, горы Маркус-Уэйк (центральная часть), горы Мид-Пасифик, хребта Неккер. Все полученные результаты расчетов приведены в табл. 1.

Как видно из таблицы, прогнозные ресурсы фосфоритов Западной Пасифики по площадям, находящимся вне экономзон каких-либо государств и обследованных нашими экспедициями, составляют свыше 7.1 млрд т с содержанием фосфорного ангидрида в среднем 24%.

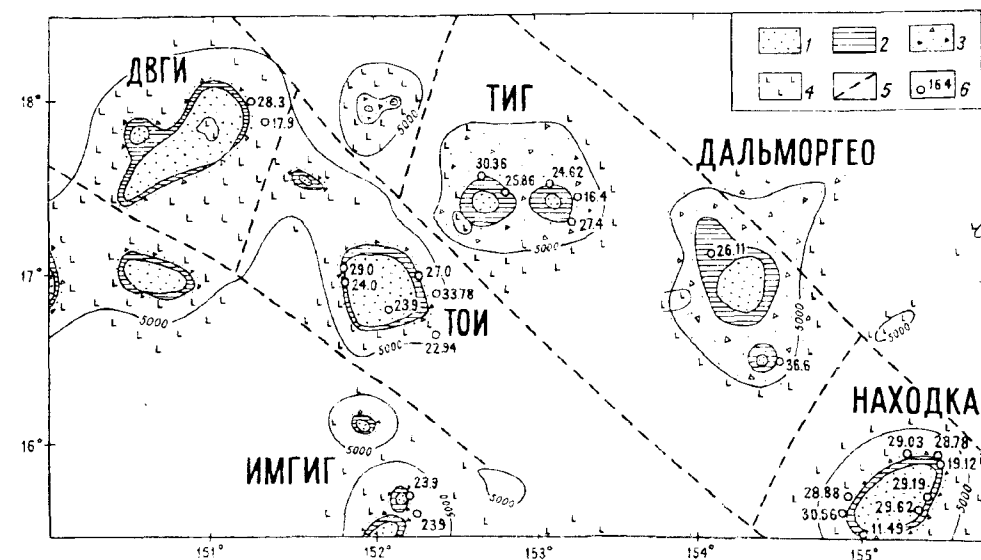


Рис. 4. Схематическая геологическая карта (масштаб 1:1000000) северной части рудного поля Магеллановых гор

1 - форамниферовые пески; 2 - фосфориты и фосфатизированные известняки (продуктивный горизонт); 3 - конгломераты, гравелиты, песчанки; 4 - базальты; 5 - тектонические нарушения; 6 - станции драгирования и содержания P_2O_5 (мас.%) в фосфоритах и фосфатизированных породах.

По аналогичной методике проводились подсчеты прогнозных ресурсов кобальт-марганцевых корок по изученным рудным полям Западной Пацифики (рис. 3). Кроме площади распространения оруденения здесь, в отличие от подсчетов для фосфоритов, вместо мощности продуктивного опробованного слоя главным параметром являлась плотность залегания КМК (влажных и сухих), а содержания и ресурсы металлов рассчитывались для сухой рудной массы. Трудность оценки потенциальных ресурсов кобальт-марганцевой минерализации обуславливается дефектами определения площади распространения оруденения. Достаточно точно она определена только для рудного поля Магеллановых гор. Здесь, как видно из сравнения табл. 1, 2, площадь распространения КМК примерно в 2.5 раза превышает площадь распространения фосфоритов. Это вполне понятно, т.к. КМК покрывают поверхности обломков и блоков не только фосфоритов и фосфатизированных известняков, но и всех других пород - базальтов, туфов, песчаников, глин. Для других рудных полей, кроме Магеллановых гор, замеры площадей распространения КМК были сделаны с гораздо меньшей точностью, чем для фосфоритов, и, как правило, дали значительно заниженные величины по сравнению с величинами для фосфоритов. Исходя из этого, при оценке ресурсов КМК для всех рудных полей (кроме полей Магеллановых гор и Маршалловых островов), принимаются экстраполированные величины площадей распространения, полученные увеличением в 2.5 раза площадей распространения фосфоритов. Как видно из табл. 2, вычисленная таким путем общая площадь распространения КМК в изученных нами рудных полях (рис. 3) составляет несколько более 82 тыс км². Общие ресурсы исчисляются примерно 6.3 млрд т влажной или 4.1 млрд т сухой рудной массы, в том числе около 800 млн т марганца, 23 млн т кобальта, 19 млн т никеля, 1900 т платины.

Более общей задачей научного плана являются оценки общих масштабов фосфатного концентрирования в мезокайнозойское время в пределах Пацифики, без учета которой, как становится ясным, невозможны балансовые оценки общего распределения фосфора, захороненного в осадках за геологическую историю Земли. Для таких оценок следует уже исходить из общих объемных параметров хотя бы сохранившихся площадей развития продуктивных нанофораминиферовых карбонатных отложений. Если подсчитанная для Западной Пацифики площадь поверхностных выходов таких карбонатных пород составляет 32.4 тыс км² (табл. 1), то общая площадь такой карбонатной "шапки" гайотов будет не менее чем в 4 раза больше, т.е. составит 130 тыс км². Кроме того, значительная часть гайотов рассматриваемых провинций (субпровинции Маршалловых островов,

западная часть плато Огасавара, западная и восточная части гор Маркус-Уэйк), а также в целом провинции островов Лайн и Полинезийского свода остались не учтенными. Мы полагаем, что это примерно в 2 раза больше подсчитанной величины, т.е. общая площадь фосфатизированных нанофораминиферовых карбонатных пород Западной и Центральной Пацифики может составлять около 250 тыс км².

По имеющимся данным мощность карбонатных нанофораминиферовых горизонтов "шапки" гайотов колеблется в пределах 30-80 м, в среднем составляя 50 м. Данные глубоководного бурения по мощности фосфатизированных прослоев в разрезах гайотов отсутствуют. Поэтому, исходя из соотношения обломков фосфоритов и нефосфатизированных известняков в дражных пробах (1:10-1:2), мы условно оцениваем суммарную среднюю мощность фосфатной части разрезов в 10 м. Отсюда общая оценка потенциальной продуктивности фосфатогенеза по сохранившимся концентрациям фосфата в нанофораминиферовых отложениях "шапок" гайотов (при объемном весе 2.2 т/м³) может быть представлена цифрой в 550 млрд тонн фосфатной породы с содержанием фосфатов до 80-90% объема. Эти значения вполне сопоставимы с потенциальными фосфатными концентрациями, захороненными в отложениях крупнейших фосфоритоносных провинций, таких как формация Фосфория (запад США) и региона Янцзы (КНР). К примеру, общая продуктивность формации Фосфория не менее 500 млрд тонн фосфатной породы, но площадь ее распространения 350 тыс км², при средней мощности продуктивных отложений порядка 200 м [17]. При этом следует учитывать неизмеримо более высокую степень концентрирования фосфата в формации Фосфория, поскольку там мы имеем дело с зернистыми фосфоритами, прошедшими стадии фрагментирования инситу осадков, транспортировки и последующего отложения. Напротив, в рассматриваемом случае мы в основном имеем дело преимущественно с первичными концентрациями. Общие же масштабы фосфатогенеза в целом на подводных горах Пацифики, естественно, выше, учитывая многие тысячи подводных гор, вмещающих и иные типы фосфатов, учесть которые пока очень сложно.

Таким образом, масштабы начального фосфатогенеза в мел-эоценовое время на подводных горах Пацифики, да и Мирового океана вообще, таковы, что они сравнимы с тем, что известно на континентальном сегменте не только для каждой из отдельных его систем, но и, возможно, для всего фанерозоя. Поэтому не учитывать эту ситуацию в общих балансовых подсчетах просто нельзя. Приведенные соображения указывают, что мел-эоценовая эпоха, и без того исключительно высоко фосфатопро-

дуктивная, фактически представляет в истории Земли самую крупную, наиболее масштабную стадию, к которой не могут даже относительно приблизиться какие-либо другие фосфатогенические эпохи. Обусловлена она, однако, не какими-то особыми причинами, а лишь благоприятными сочетаниями ряда управляющих факторов (применительно к условиям Мирового океана): завершением формирования к концу мела множества подводных гор (поднятия Дарвина) в низкоширотных зонах, на вершинах которых могли отлагаться апвеллинговые осадки в обстановках относительного мелководья; интенсивным развитием к тому времени нанофораминиферового планктона. Последующая же раннедиагенетическая фосфатизация этих накапливающихся осадков - это общее перманентное свойство, которое действует инвариантно, когда для этого создаются соответствующие вышеотмеченные условия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г.И. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
2. Батурин Г.И. Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.
3. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность /Отв. редакторы И.Н.Говоров, Г.И.Батурин. М.: Наука, 1995. 368 с.
4. Говоров И.Н., Школьник Э.Л., Мельников М.Е. и др. Комплексные месторождения марганцевых корок Западной Пацифики: условия залегания вещественный состав, закономерности размещения // Тихоокеан. геология. 1994. N 5. С.17-38.
5. Горная энциклопедия. Т.2 М.: Сов. энциклопедия. 1986. 575 с.
6. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Семенова Т.В., Попова Г.В. Геологическое строение и полезные ископаемые гайота Банкса (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1995. N 1. С.23-40.
7. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения океанидной железомарганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ЮОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. N 5. С. 4-20.

8. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана /Пер. с англ. А.В.Живаго. М.: Мир, 1966. 175 с.
9. Технико-экономические соображения (ТЭС) о целесообразности постановки поисково-разведочных работ на кобальто-марганцевые корки в пределах поля Магеллановы горы (с проектом оценочных кондиций) //Руководители И.Ф.Глумов, И.М.Мирчиник; Камчатский филиал АО "Дальморгеология". Петропавловск-Камчатский, 1994. 89 с.
10. Школьник Э.Л., Мельников М.Е., Семенова Т.В., Герасимова Г.Н. Особенности комплексной минерализации на подводных горах центральной части системы Маркус-Уэйк. Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1993. N 2. С.28-37.
11. Aoki H. Co-rich manganese crusts. Tokyo: Tokai Univ. press. 1990. 124 p. (на япон. яз.) .
12. Hein J.R., J.R. Morgenson L.A., Clague D.A., Koski R.A. Cobalt-rich ferromanganese crusts from the exclusive economic zone of the United states and nodules from the Oceanic Pacific //Geology and resources potential of the continental margin of Western North America and adjacent ocean basins - Baurfort Seato Baja California . Houston (Tex): Circum Pacific Council for Energy and Miner. Res.1987. (Earth Sci. Ser. Vol. 6). P. 753-771.
13. Hein J.R., Schwab W.C., Davis A.S. Cobalt - and platinum-rich ferromanganese crust and associated substrate rocks from the Marshall islands // Mar.Geol. 1988. Vol.78. P.255-283.
14. Hutchinson G.E. The biogeochemistry of vertebrate excretion. N.Y. 1950. 554 p. (Bull. Amer. Mus. Natur. Hist. Vol. 96).
15. Manheim F.T. Marine cobalt resources //Science. 1986. Vol. 232, № 4750. P. 600-608.
16. Mero J.L. The mineral resources of the Sea Amsterdam etc. Elsevier, 1965. 312 P .
17. Sheldon R'P. Phosphorite deposits of the Phosphoria Formation, Western United States //Phosphate Deposits of the World. Cambridge University Press. 1989. Vol. 2. P. 53-61 .
18. Rein J.R., Schwab W.C., Davis A.S. Cobalt and platinum-rich ferromanganese crust and associated substrate rocks from the Marshall islands // Mar. Geol., 1988. Vol. 78. P. 255-283.

Поступила в редакцию 2 апреля 1996г.

E.L.Shkolnik, I.N.Govorov, L.B.Khershberg, M.M.Zadornov, M.E.Melnikov, Yu.G.Volokhin

Mineral provinces of the Western and Central Pacific: the scale of Phosphatogenesis and cobalt-manganese mineralization

The metallogenic scheme (model) of the western and central Pacific is developed. Mineral provinces and fields perspective for phosphorite deposits and platinum-cobalt rich ferromanganese crusts on guyots are outlined. Potential mineral resources located in the international zones and investigated by "Dalmorgeologiya" C.L. expedition as well as Pacific Oceanological Institute and Far East Geological Institute joint expeditions, are 7.1 billion tons of phosphorite with 24% P₂O₅ (on the average), and 4.1 billion tons of cobalt-rich ferromanganese ore. The latter contains about 800 milliom tons of Mn, 23 million tons of Co, 19 million tons of Ni, and 1900 tons of Pt. The potential phosphorite resources on tops and slopes of the central and western Pacific guyots are about 550 billion tons. This is comparable to the largest continental phosphorite basins like Phosphoria formation and the Yangtze phosphorite deposits (China).

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 548.4

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНУЛИТАХ МАШАНЬСКОЙ СЕРИИ БЛОКА ЦЗЯМУСЫ (СЕВЕРО-ВОСТОК КНР)

Н.В. Бердников, А.П. Карсаков

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН г. Хабаровск

Проведены криометрические исследования метаморфических пород блока Цзямусы на северо-востоке КНР. Включения изучены в кварце, гранате и силлиманите из типичных гранулитов ($T=800-850^{\circ}\text{C}$, P до 4,3 кбар) и прорывающих их гранитов. Получены предварительные данные по $T-P$ условиям диафореза этих пород. По ряду признаков (геологические и петрологические особенности, сходство параметров образования, наличие во включениях примеси низкокипящих газов) малоглубинные гранулиты Цзямусы сходны с гранулитами Ханкайского блока. Выявленные различия, вероятнее всего, объясняются разницей в глубине эрозивного среза.

На востоке Центрально-Азиатского складчатого пояса, между Сибирской и Северо-Китайской платформами, среди палеозойско-мезозойских складчатых сооружений известны многочисленные выходы докембрийских пород. Одни исследователи трактуют их как северо-восточное продолжение Китайской платформы [7,8], другие как элемент Буреинского массива [6]. Материалы геологического картирования последних лет показывают, что эти выходы можно сгруппировать в мегаблоки - Аргуно-Мамынский на западе и Буреинско-Ханкайский на востоке [5]. Эти мегаблоки в палеотектоническом отношении играли роль самостоятельных микроконтинентов, прошли сложный путь развития и по своей природе являются сложными террейнами.

Цзямусинский блок Буреинско-Ханкайского мегаблока [4] отделен от северо-западного Малохинганского блока Ичунь-Итунским разломом, а от Ханкайского - разломом Дунми. По результатам среднемасштабного картирования среди докембрийских образований блока Цзямусы китайскими геологами выделены разновозрастные группы. С известной долей условности к ним относятся нижнеархейская машаньская серия, верхнеархейская серия Синдун и нижневерхнепротерозойская хэйлуцзянская серия.

Машаньская серия, выделенная Г.Асано в 1941 г., в низах сложена гранат-биотитовыми, гранат-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами, мраморами с прослоями и линзами двупроксеновых кристаллических сланцев. В верхней части серии преобладают гранат-биотитовые, диопсидовые гнейсы и железистые

кварциты с пачками кварц- слюдяных сланцев с силлиманитом и графитом, графитовых мраморов. Породы серии мигматизированы чарнокитами, гранатовыми гранитами и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Условия метаморфизма по минеральным термобарометрам определяются как $T=800-850^{\circ}\text{C}$, $P=7,4$ кбар [14]. $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ возраст их составляет 2539 млн лет. Возраст реликтового циркона из гранитов, мигматизирующих породы машаньской серии, достигает 2871 ± 8 млн лет [13].

Серия Синдун представлена ассоциацией биотитовых лептинитов и железистых кварцитов, мраморов, гранатовых сланцев, метаморфизованных в амфиболитовой фации. С формированием серии связаны мелкие тела метабазитов, ультрабазитов, разнообразных гранитоиды, в том числе анатектические.

Образования хэйлуцзянской серии, слагающие блоки в районе Муданцзяна, Илани, как показывают исследования последних лет, представляют собой тектонический меланж, состоящий из разновозрастных стратифицирующихся и интрузивных пород с обломками кремнистых (с радиоляриями), кремнисто-глинистых и Mn-содержащих пород [14,15]. Комплекс рассланцован и метаморфизован в зеленосланцевой фации, в нем присутствуют винцит, кроссит, фенгит, стильпноелан, указывающие на метаморфизм при высоких давлениях фации голубых сланцев [12]. Возраст метаморфических образований сингурийский [15].

Цель настоящей работы - изучить флюидные включения в гранулитах машаньской серии. Образцы

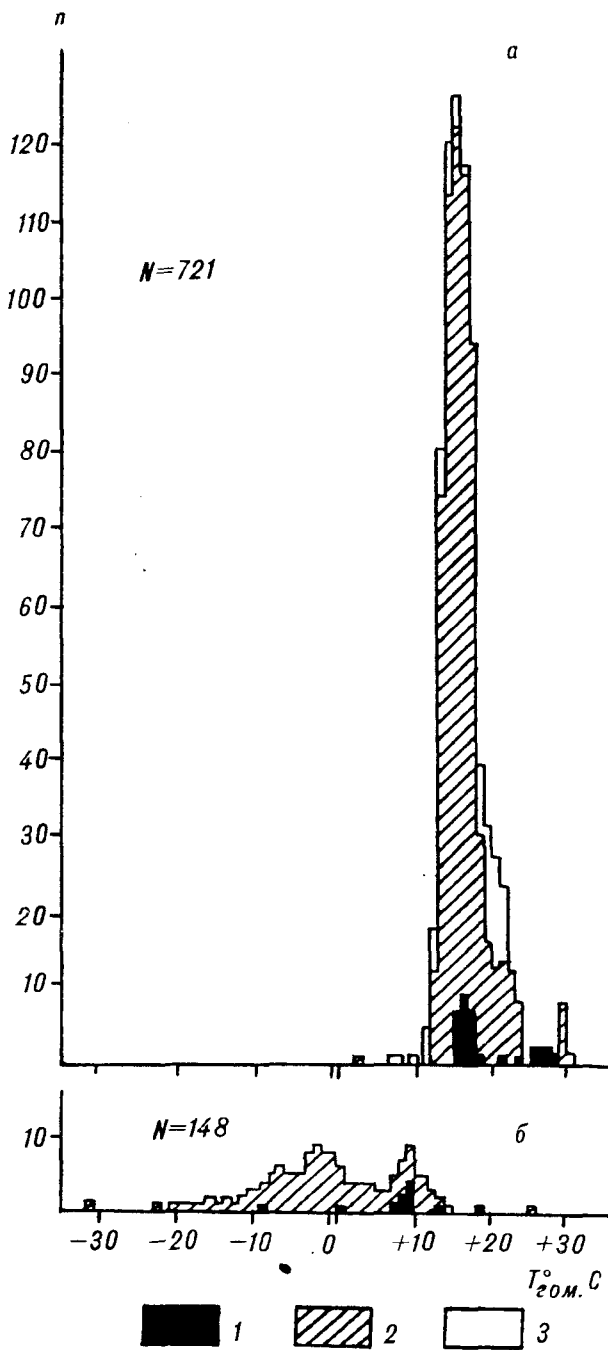


Рис. 1. Гистограмма $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$ во включениях из гранулитов (а) и прорывающих их гранитов (б) машаньской серии блока Цзямусы.

1 - первичные, 2 - ранние вторичные, 3 - поздние вторичные включения. N - общее количество замеров.

для исследования были взяты из обнажений в окрестностях города Машань, то есть в районе развития стратотипических образований машаньской серии. Они представлены гранат-биотит-силлманитовыми гнейсами (обр. 4-92, Гр-Би-Сил-Пл-КПШ-Кв±Корд), биотит-двупироксеновыми гранулитами (обр. 3-92, Би-Рп-Мп-Пл-Кв), графит-силлманитовыми гнейсами (обр. 10а-92, Би-Гр-Сил-Граф-Пл-Кв), метаморфизован-

ными в гранулитовой фаши, а также мигматизирующими высокоглинозистыми гранитами (обр. 4а-92, Гр-Би-Пл-КПШ-Кв-Рудн-Корд). Эти породы прорваны трещинными телами гранитов (обр. 10в-92, Би-Пл-КПШ-Кв), испытавшими незначительные наложенные изменения. В изученном материале преобладают включения сжиженной углекислоты, при этом температура плавления (тройной точки) CO_2 во включениях из разных образцов варьирует. Так, в наименее измененном гранулите 4-92 она составляет $-56,6 \pm -57^\circ\text{C}$, в совместно с ним метаморфизованном гранитоиде 4а-92 - -57°C , в прорывающих их гранитах 10в-92 - от -57 до -58°C . Плавление при -58°C происходит замедленно. И, наконец, в графит-силлманитовом гнейсе 10а-92 включения CO_2 оттаивают при -60°C . Существенное понижение $T_{\text{пл}} \text{CO}_2$ свидетельствует о значительном количестве примеси низкокипящих газов (вероятнее всего CH_4 и/или N_2). Для расчетов давления по плотности включений с сильно заниженной $T_{\text{пл}} \text{CO}_2$ диаграмма состояния чистой CO_2 неприменима, поэтому в дальнейшем данные по обр. 10а-92 не используются.

Результаты криометрических исследований представлены на рис. 1. При этом на рис. 1а нанесены замеры $T_{\text{гом}}$ включений из метаморфических пород и метаморфизованного совместно с ними гранитоида, а на рис. 1б - прорывающего их слабоизмененного гранита. Замеры по первичным включениям (единичные, хорошо ограненные) проведены в кварце, силлманите и гранате. Их $T_{\text{гом}}$ на рис. 1а варьируют от $+16$ до $+29^\circ\text{C}$ ($\rho \text{CO}_2 = 0.89 - 0.61 \text{ г/см}^3$), что при $T = 800 - 850^\circ\text{C}$ соответствует давлению 2.2-4 кбар [3, 10]. Ранние и поздние вторичные включения (частично огранены или совершенно бесформенные, уплощенные, образуют зоны по залеченным микротрещинам), обнаруженные лишь в кварце, дают замеры $T_{\text{гом}}$, "достраивающие" пик первичных, расширяя его температурный интервал до $+12 - +30^\circ\text{C}$ ($\rho \text{CO}_2 = 0.84 - 0.60 \text{ г/см}^3$). При этом интервал давлений при тех же температурах метаморфизма составит 2.2-4.3 кбар. Принимая во внимание то, что условия образования первичных и ранних вторичных (первично-вторичных по [9]) флюидных включений при метаморфизме близки, можно считать давление 4.3 кбар максимальным для метаморфизма рассматриваемых гранулитов. Единичные вторичные включения с $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$ от $+3$ до $+10^\circ\text{C}$ ($\rho \text{CO}_2 = 0.91 - 0.86 \text{ г/см}^3$), вероятнее всего, не несут информацию о высокотемпературном этапе метаморфизма. Их высокие плотности обусловлены процессами, описанными ниже.

На рис. 1б по сравнению с рис. 1а замеры $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$ во включениях всех генетических групп смещены в низкотемпературную область, то есть в область более высоких плотностей. Хорошо видно, что величина этого смещения зависит от относительного времени

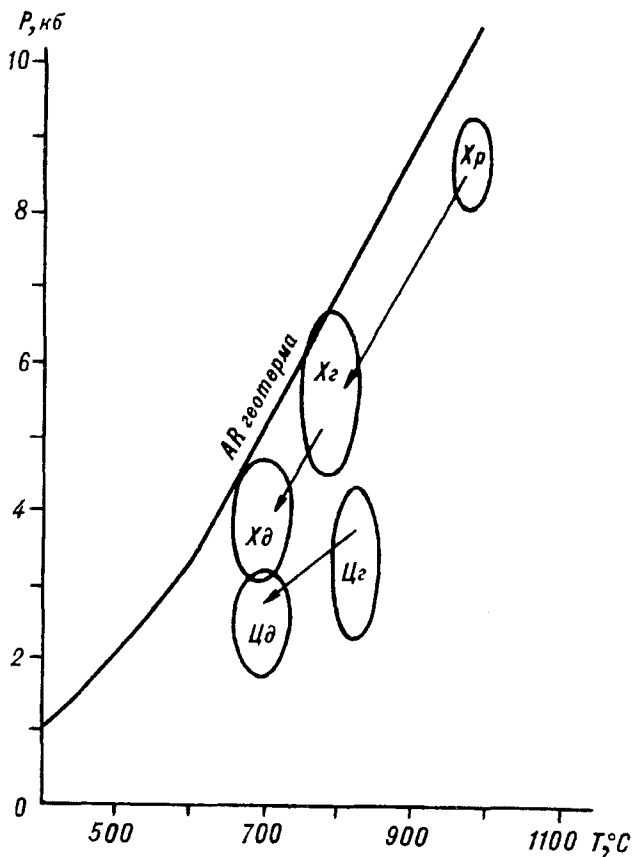


Рис. 2. Сравнительная Т-Р характеристика эволюции метаморфизма гранулитов Ханкайского (X) и Цзямусинского (Ц) блоков. Овалами обозначены Т-Р области реликтового (р), главного (г) метаморфизма и диафтореза (д).

образования генераций включений. Такая картина говорит о том, что по мере кристаллизации и остывания внедрившихся гранитоидов плотность равновесного с ними флюида возрастала, что, вероятнее всего, связано со стабильной барической обстановкой.

Таким образом, породы машаньской серии, по нашим данным, метаморфизованы в условиях, переходных от амфиболитовой до гранулитовой фации метаморфизма умеренных давлений ($T=800-850^{\circ}\text{C}$, P до 4,3 кбар). Они имеют существенно углекислотную специализацию флюида во включениях и наиболее тесно коррелируются с малоглубинными гранулитами Ханкайского массива ($T=750-830^{\circ}\text{C}$, $P=4.5-6.7$ кбар). Однако в ханкайских гранулитах обнаружены также признаки реликтового метаморфизма сутамского уровня ($T=950-1000^{\circ}\text{C}$, $P=8-9.3$ кбар) и более позднего диафтореза амфиболитовой фации ($T=650-750^{\circ}\text{C}$, $P=3-4.7$ кбар) [1,2]. В гранулитах Цзямусы реликтовых высокоплотных включений не обнаружено. Что же касается наложенных процессов, то в кварце гранулитов отмечена генерация низкоплотных включений ($T_{\text{гом}} \text{ от } +19 \text{ до } +30^{\circ}\text{C}$). Их зоны представлены довольно

хорошо ограниченными включениями, что свидетельствует о частичной перекристаллизации минерала-хозяина. В гранате эти зоны продолжают плоскими бесформенными включениями с неясным содержанием, переходящими в плохо залеченную микротрещину. Вероятно, эти включения несут информацию о наложенном процессе, проявившемся позже гранулитового метаморфизма. Если, по аналогии с Ханкайским массивом, принять температуры диафтореза $650-750^{\circ}\text{C}$, то давления, развивающиеся при этом во включениях из наложенных генераций, составят 1.7-3.2 кбар. Сравнительная Т-Р характеристика ханкайских и цзямусинских гранулитов представлена на рис. 2. Из рисунка видно, что метаморфическая эволюция обоих блоков осуществлялась вдоль трендов, располагающихся субпараллельно архейской геотерме, построенной по данным [11]. Различия, в соответствии с рисунком, состоят в отсутствии в гранулитах Цзямусы реликтового метаморфизма сутамского уровня и в меньшей глубинности как главного метаморфизма, так и диафтореза. Последнее обстоятельство, вероятнее всего, объясняется различиями в глубине эрозийного среза.

Сходство гранулитов Цзямусы и Ханкайя проявляется и в наличии примесей низкокипящих газов, которые понижают $T_{\text{пл}} \text{ CO}_2$ во включениях. Если во включениях из минералов гранулитов количество этих примесей минимально ($T_{\text{пл}} \text{ CO}_2 = -56.6 \div -57^{\circ}\text{C}$), то в более поздних интрузивных образованиях оно повышается ($T_{\text{пл}} \text{ CO}_2 = -57 \div -58^{\circ}\text{C}$ в граните). Обр. 10а-92 здесь не рассматривается, поскольку большое количество низкокипящих примесей в углекислоте из его включений ($T_{\text{пл}} \text{ CO}_2 = -60^{\circ}\text{C}$) обусловлено, по-видимому, наличием в его составе графита, в присутствии которого в равновесном флюиде повышается доля CH_4 . В случае Ханкайского массива такая "зараженность" углекислотных включений низкокипящими примесями связывалась нами с привнесом их из глубины в процессе редукции земной коры [1]. Этот процесс обусловлен глубокой эрозией земной коры с поверхности, уменьшением ее мощности за счет разрушения и преобразования при внедрении глубинного магматического материала, с которым был привнесен и глубинный флюид, богатый низкокипящими газами. Вполне вероятно, что Цзямусинский блок также относится к типу редуцированных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Метаморфогенные включения в минералах пород гранулитовой фации Ханкайского массива // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, N 5. С. 1172-1175.
2. Биотит-гранат-корднеритовые равновесия и эволюция метаморфизма / Л.Л. Перчук, И.В. Лаврентьева, Л.Я. Аранович и др. М.: Наука, 1983. 197 с.
3. Варгафтинг Н.Б. Справочник по физическим свойствам газов и жидкостей. М.: Наука, 1972. 720 с.

4. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Дис. в виде науч. докл. Хабаровск. ИГиГ, 1995. 88с.
5. Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф. Докембрийские блоки Амурского региона//Общие проблемы геологии и металлогении юга Дальнего Востока СССР. Благовещенск, 1991. С.71-77.
6. Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М., Попеко В.А. Сравнительный анализ вулканизма Бурейского массива и смежных областей Монголо-Охотского пояса // Тектоника срединных массивов// Тез.докл. Весоюз. тектон. совещ. М., 1974. С. 71-77
7. Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 159с.
8. Смирнов А.М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 224с.
9. Томиленко А.А., Чупин В.П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1983. 200с.
10. Шмулович К.И., Терещенко Е.Н., Калинин А.Г. Уравнение состояния и изохоры неполярных газов до 2000К и 10Гпа.//Геохимия. 1982. N 11. С.1598-1614.
11. Шульдинер В.И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов//Геология и геофизика. 1976. N 2. С.67-76.
12. Sklarov E.V., Zhang Xingzhou. Evolution of metamorphism of Hellongjiang suture zone, northeastern China//Report N2 on the IGCP project 283.Beijing, 1991. PP.59-62.
13. Song Biao, Niu Baogui, Li Jinyiant, Xu Wenxi. Isotope geochronology of single zircon of granitoids on Mudanjiang - Jixi area, Northeast China//Report N4 of the IGCP project 283. Novosibirsk, 1993. PP. 283-284.
14. Tsao Xi, Dan Zhentsin, Chan Xinchow. Jiamussi massif. Changchun, 1992. 224p.
15. Zhang Xingzhou, Cao Xi. The character of Longjiang complex In Jiamusi massif, Heilongjiang province, China //Report N2 of the IGCP project 283. Beijing, 1991, PP.111-114.

Поступила в редакцию 21 марта 1996 г.

N.V.Berdnikov, L.P.Karsakov

Fluid inclusions in the Mashan series granulites, Jiamusi block (northeast China)

Cryometric studies of metamorphic rocks of the Jiamusi block in northeast China were made. Inclusions were examined in quartz, garnet and sillimanite from typical granulites ($T=800-850^{\circ}\text{C}$, $P = \text{up to } 4.3 \text{ kbar}$) and granites intruding the granulites. Preliminary data were obtained on diaphoresis T-P conditions of these rocks. By a number of features (geological and petrological properties, similarity between their formation parameters, the presence of an admixture of low-boiling gases), Jiamusi low-depth granulites are similar to the granulites of the Khankaisky block. The revealed distinctions are most likely explained by the difference in the depth of the erosion cut.

МОДЕЛИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ ОТНОШЕНИЙ В ЗОНАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД ПО АЭРОГАММАСПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ.

Т.В. Володькова.

Государственное горно-геологическое геофизическое предприятие, г.Хабаровск

Рассматриваются статистические модели и законы распределения содержаний и отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) рудных полей и рудных узлов золоторудных и оловорудных объектов Сихотэ-Алинской складчатой системы. Дается алгоритм интерпретации аэрогеофизических данных при выделении гидротермально-метасоматических изменений.

Вопрос о статистических закономерностях, которым подчиняются характеристики аэрогаммаспектрометрических (АГС) полей рудных объектов, в настоящее время разработан слабо. Возможны два уровня обобщения аэрогеофизических материалов, описывающие, соответственно, региональные и локальные рудоносные системы. Статистические закономерности АГС данных региональных рудных систем практически не изучены как в Приамурье, так и в целом по стране. Вопрос о распределениях АГС данных в пределах рудных узлов и рудных полей месторождений изучен гораздо более полно, ему и посвящена данная статья.

В связи со слабой изученностью проблемы отсутствует и официально принятая терминология для подобных понятий и описаний. Эти вопросы частично рассматривались М.И. Альтшулером и Б.И.Бурдэ [1,3]. Каждым из них введены свои понятия, между которыми можно провести параллели. М.И.Альтшулер, базируясь на описаниях Б.И.Бурдэ, отмечает, что естественные радиоактивные элементы (ЕРЭ) в рудоносных системах распределяются периодически-зонально. Такие системы он назвал эпипородными структурами и сделал попытку объяснения факта зональности, вводя понятие эпитектоногенеза [1].

Эти построения подкреплены большим количеством примеров зональности конкретных рудных полей и рудных узлов золоторудных месторождений, рассматривается несколько случаев зональности золоторудных районов, высказывается предположение о существовании подобных систем на более региональном уровне (рудных провинций), дается принципиальная схема радиогеохимической зональности золоторудных объектов различной формационной принадлежности.

Дальнейшее развитие подобных исследований возможно при замене чисто качественных характеристик рудных объектов количественными и в первую очередь, статистическими. Эпизодически различными авторами статистические характеристики, например, медианные значения отношений ЕРЭ для различных рудных объектов Дальнего Востока, приводились и раньше, но все они могут быть использованы только при эвристическом подходе к интерпретации [1]. По нашему мнению, перспективно и сравнительно легко осуществимо использование для описания рудных полей месторождений среднестатистических характеристик и законов распределения ЕРЭ.

Ранее нами была рассмотрена закономерность постоянства радиогеохимических отношений в пределах крупных блоков неизмененных пород, образовавшихся в течение одного геологического периода [4]. Указывалось, что речь идет о блоках III-IV порядка, соответствующих структурно-формационным зонам (СФЗ), а в метадогении – рудным районам. Протяженность таких блоков обычно достигает 500-700 километров. Отмечалось, что такие структуры характеризуются логнормальным распределением отношений ЕРЭ, а все аномальные отношения ЕРЭ соответствуют гидротермально-метасоматическим образованиям. Кроме того, в пределах блоков должна существовать функциональная связь вида:

$$\Delta y = b_1 \ln z + b_0 \quad (1)$$

Здесь $\Delta y = y - y(x) = \Delta \Delta U / \Delta Th, \Delta \Delta K / \Delta Th, \Delta \Delta U / \Delta K$ - отклонения переменной y относительно теоретической линии регрессии; $z = \Delta U / \Delta Th, \Delta K / \Delta Th, \Delta U / \Delta K$ - значения соотношений ЕРЭ; $b_0, b_1 = \text{const}$

Строго говоря, закономерность такого типа характеризует влияние не только гидротермально-

метасоматически измененных пород, но и “прочих факторов”. Даже при отсутствии в блоке измененных образований на любой карте распределения ЕРЭ всегда отмечаются значения ЕРЭ, близкие к нулю. Такими содержаниями ЕРЭ часто характеризуются чисто ландшафтные особенности местности (например, долины рек) и неизбежно попадают в выборку. Поэтому на картах отношений ЕРЭ столь же неизбежно появляются весьма низкие либо высокие (стремящиеся к нулю либо к бесконечности) значения. Отсюда вполне логично, что “влияние прочих факторов” подчиняется логнормальному закону. Подчеркнем, что закон распределения содержаний ЕРЭ на основе вышеописанного не выводится и теоретически может быть любым. Опытным путем получено, что содержания ЕРЭ в блоках III-IV порядка можно охарактеризовать корреляционной связью со значимым коэффициентом корреляции r

$$y = a_1 x + a_0 \quad (2)$$

Здесь x - значение независимой варианты U, Th, K; y - значение зависимой варианты U, Th, K; a_0, a_1 - const

Теоретически корреляционное отношение (коэффициент корреляции) зависит, в основном, от показателя тесноты связи σ_y^2 (3), который можно представить как:

$$\sigma_y^2 = M [y - y(x)]^2 + M [y(x) - \mu_y]^2 = \sigma_{yx}^2 + \delta_{yx}^2 \quad (3)$$

Здесь σ_{yx}^2 - дисперсия y относительно линии регрессии; δ_{yx}^2 - дисперсия линии регрессии относительно условной генеральной средней; μ_y - математическое ожидание.

Величина $M [y - y(x)]$ характеризует степень влияния “прочих факторов”. Из уравнения (1) можно сделать вывод только о законе распределения величины $\Delta y = y - y(x)$; закон распределения величины $y(x) - \mu_y$ не определен. В связи с тем, что величина $\ln z$ подчиняется нормальному закону распределения [4], Δy - величина отклонения переменной y относительно теоретической линии регрессии распределена тоже нормально. Все вышеперечисленное может служить логико-математическим обоснованием правомочности выводов, сделанных ранее для блоков III - IV порядка (рудных районов) [4]. Но довольно часто экспериментальные распределения отношений характеризуются кривой вида (1), коэффициент корреляции которой $r \ll 1$. Другими словами, в пределах блоков III - IV порядка могут выделяться участки, которые с учетом погрешностей измерений характеризуются значениями Δy (отношениями ЕРЭ), не подчиняющимися нормальному (логнормальному) законам распределения. Эти участки обычно довольно локальны и практически не связаны с ландшафтными особенностями.

В таких случаях можно считать, что рудному району соответствует региональная эпипородная система, образующаяся благодаря региональным процессам. Этот процесс закономерен и характеризуется логнормальным законом распределения. Локальные участки рудного района могут характеризоваться аномальными, не подчиняющимися логнормальному закону, отношениями ЕРЭ. Следовательно, на этих участках определяющую роль играет локальный наложенный процесс другого типа. Вероятнее всего, эти участки отвечают рудным полям и рудным узлам. Соответствующие им локальные эпипородные системы могут быть сформированы за счет специфических локальных процессов (в том числе предрудных и рудных). Для полного доказательства этих рассуждений данных пока недостаточно. Нет также данных и о законах распределений содержаний ЕРЭ крупных блоков, имеющиеся факты позволяют предположить, что эти кривые обычно многомодальны. Полностью отсутствуют сведения о законах распределения как содержаний, так и соотношений ЕРЭ в пределах крупных блоков I- II порядка (рудных провинций). По видимому, большинство образований таких структур хотя бы качественно, в первом приближении, будут характеризоваться близкими отношениями ЕРЭ [4]. Иначе говоря, закономерности распределения отношений ЕРЭ, описывающие рудные провинции близки аналогичным, полученным для рудных районов. Тогда региональные эпипородные системы, соответствующие рудным провинциям, статистически также должны описываться отношениями ЕРЭ, подчиняющимися логнормальному закону распределения. С учетом работы [1], аномалии отношений ЕРЭ, характеризующие региональные эпипородные системы, должны обладать закономерной зональностью. Отсюда можно сделать вывод о наличии в пределах региональной эпипородной системы только одной зоны аномалий отношений любого типа (например, уран - ториевых). В противном случае закон нормального распределения величины $\ln z$ будет, по-видимому, нарушен (кривая приобретет многомодальный характер).

Это положение можно проиллюстрировать экспериментальными данными по золоторудному Кировскому району. В центральной части этого района, в пределах рудных узлов и рудных полей, широко развиты уран-калиевые и калиевые аномалии, а на периферии района преобладают аномалии калий-ториевой природы. Во вмещающих образованиях, за пределами рудного района, отмечаются положительные уран-ториевые аномалии. Оруденение района относится к мезотермальному типу преимущественно золото-кварцевой формации. Нами собраны данные по некоторым золоторудным и оловорудным объектам Сихотэ-Алинской

геосинклинально-складчатой системы (ГСС), в меньшей степени отражены другие районы. Рудные поля известных месторождений чаще всего описываются многомодальными, реже - одномодальными кривыми распределения содержаний ЕРЭ. В последнем случае вариационные кривые распределения содержаний ЕРЭ весьма близки по форме к функции распределения Гаусса; отдельные моды многомодальных кривых в идеале описываются биномиальным законом распределения. Кривые содержаний ЕРЭ часто имеют "хвосты", что в идеале отвечает распределению Пуассона. Соответственно и закономерно меняются кривые распределения отношений ЕРЭ. Совместный анализ экспериментальных кривых распределения содержаний и отношений ЕРЭ, характеризующих рудное поле, позволяет сделать достоверные выводы о составе и, отчасти, структуре рудных полей. Для вышеупомянутых рудных объектов Сихотэ-Алинской ГСС установлено, что все они могут быть проинтерпретированы с использованием четырех теоретических моделей (рис).

Модель 1. Пусть содержания U, Th, K описывают распределение ЕРЭ в пределах рудного поля и подчинены нормальному закону распределения. Пары распределений ЕРЭ к тому же определяются линейным уравнением регрессии (2), коэффициент корреляции которого близок к единице. Такое распределение концентраций ЕРЭ возможно только при двумерном нормальном распределении пары случайных величин [5]. Так как любое рудное поле находится в региональной зоне измененных пород, оно слагается одним слабоизмененным комплексом пород. Вариационные кривые содержаний ЕРЭ (плотности распределения) в таком случае описываются уравнением

$$f(x) = 1/\sigma\sqrt{2\pi} \cdot e^{-(x-a)^2/2\sigma^2} \quad (4)$$

Здесь x - варианты содержаний U, Th, K; a - абсцисса модального значения x ; σ - среднеквадратическое отклонение

Применяя формулу t -распределения Стьюдента (2), получим закон распределения соответствующих значений $t = z = U/Th, K/Th, U/K$

$$P(t) + \Gamma(n+1)/2\sqrt{\pi}\Gamma(n/2)[1+t^2/n]^{-(n+1)/2} \quad (5)$$

Здесь Γ - гамма-функция; n - число степеней

свободы; $t = \frac{x}{y/2}$, где x, y - независимые случайные величины, причем x подчиняется нормальному закону распределения, y - распределению χ^2

$$\text{В самом деле, } y = a_1x + a_0 + \Delta y \quad (6)$$

Здесь x, y - варианты U, Th, K, a_1, a_0 - Δy - отклонение y от уравнения регрессии, подчиняю-

щиеся распределению χ^2 . При большом объеме выборки, что соответствует практике, распределение χ^2 близко к нормальному распределению [5]. Здесь n - число степеней свободы или независимых связей в выборке. Но по условию связь между x и y близка к функциональной, т. е. в большинстве случаев эти величины зависимы; тогда, в идеале, $n = 1$, $\Gamma(n+1)/2 = 1$, $\Gamma(n/2) = 1/\sqrt{\pi}$ и $t = z$.

Следовательно, отношения ЕРЭ подчиняются t -распределению Стьюдента

$$P(t) = 1/\pi[1+t^2]^{-2} = 1/\pi * 1/1+t^2 \quad (7)$$

Модель 2. Практически более распространен случай, когда рудное поле объекта сложено несколькими комплексами слабоизмененных пород. Рассмотрим вариант, когда эти несколько комплексов образовались в течение одного геологического периода и довольно слабо преобразованы под влиянием единого регионального процесса изменения. Тогда вариационные кривые распределения ЕРЭ приобретают многомодальный характер. Каждая отдельно взятая мода подчиняется биномиальному закону распределения [5]

$$P(x=m) = C_n^m p^m q^{n-m} \quad (8)$$

Здесь $C_n^m = n! / m!(n-m)!$; $m = 0, 1, 2, \dots, R$ - число событий; p - вероятность появления каждого события; $q = 1-p$; n - объем выборки

При преобладании одной основной моды со значением $p > 0.8$, выборка характеризует рудное поле, представленное одним комплексом слабоизмененных пород. Допускается, что до 10-20% площади рудного поля покрыто другим комплексом пород, образовавшимся в течение того же геологического периода, но отличающимся по характеристикам содержаний ЕРЭ. При большом объеме выборки n биномиальное распределение весьма близко к нормальному [2].

Для вывода закона распределения отношений ЕРЭ отметим, что если плотность распределения основной моды $x = U, Th, K$ близка к гауссовской кривой, кривая распределения $z = U/Th, Th/K, U/K$ стремится к t -распределению Стьюдента.

Модель 3. Рудное поле слагается несколькими комплексами слабоизмененных пород, каждый из которых характеризуется близкой вероятностью появления. вариационная кривая содержаний ЕРЭ является 2-3 и более модальной и заметного преобладания какой-либо одной моды нет. Каждый из отдельно взятых комплексов характеризуется биномиальным законом распределения содержаний ЕРЭ, $p = 0.2-0.8$. В таком случае значения отношений ЕРЭ $z = U/Th, K/Th, U/K$ с небольшими вариациями стремятся к одной постоянной величине. Тогда в формуле (8) резко возрастает число связей n . При

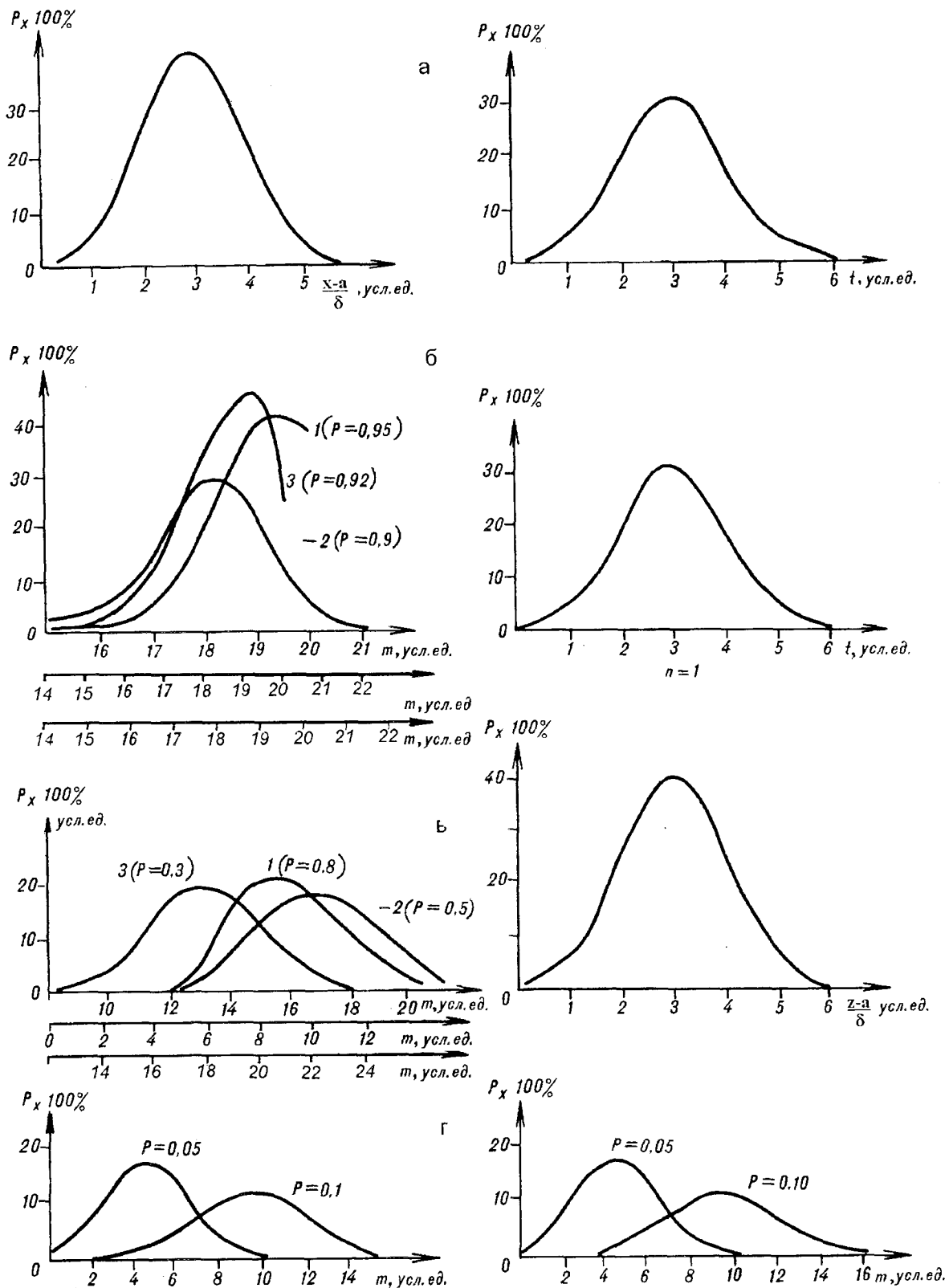


Рис. Теоретические модели плотности распределения содержаний и отношений ЕРЭ.

Модели плотности распределения: а-модель 1, б-модель 2, в-модель 3, г- модель 4. Кривые слева характеризуют распределения содержаний ЕРЭ, справа- отношений ЕРЭ. x -нормированные значения содержаний ЕРЭ, z -нормированные значения отношений ЕРЭ, t - параметр Стьюдента, m - число событий. На рис. б,в,- шкалы m даны отдельно для каждой соответствующей кривой.

большом n связь типа (8) стремится к нормальному закону распределения [2].

Модель 4. Большое значение при интерпретации вариационных кривых содержаний ЕРЭ имеют “хвосты”, т.е. отдельные моды кривой с вероятностью появления $p \leq 0.1$. Это комплексы пород, занимающие не более 10 % площади рудного поля. В частном случае, так могут характеризоваться на кривых содержаний ЕРЭ и слабоизмененные малораспространенные породы общего геологического комплекса. Такой случай описывается моделью 3. Но эпипородные преобразования в пределах рудного поля могут быть развиты очень широко. Наличие такого “хвоста” одновременно и на кривых содержаний и на кривых соотношений ЕРЭ свидетельствует о заметном присутствии в пределах рудного поля гидротермально-метасоматически измененных пород, характерных только для данной локальной системы рудного поля.

Во всех вышеперечисленных случаях величина Δu подчиняется, в принципе, нормальному закону распределения, что вполне соответствует уравнению (1). В рассматриваемом случае имеет место резкое нарушение функциональности связи (1), соответственно, кривая распределения отношений ЕРЭ приобретает “хвост”. Плотность распределения содержаний ЕРЭ для таких пород подчиняется (или близка) закону редких явлений (Пуассона)

$$P = a_n \cdot e^{-a} / m! \quad (9)$$

Здесь $m = 0, 1, \dots, k$ - число событий; $a = np$

Этот закон следует из биномиального (8), если величина p мала и в идеале стремится к нулю, что соответствует экспериментальным данным. В таком случае, для вывода закона плотности распределения отношений $z = U / Th, K / Th, U / K$ уже нельзя воспользоваться формулой (5).

С учетом эмпирических данных, можно предположить, что плотность распределения z таких пород подчиняется закону распределения χ^2 [2]

$$\chi_n^2 = z_1^2 + z_2^2 + \dots + z_n^2$$

Здесь $z = U / Th, K / Th, U / K$, где n = число степеней свободы.

Весьма редким на практике является случай, когда изменения развиты так широко, что занимают большую часть площади рудного поля. Тогда в формуле (9) число степеней свободы n резко возрастает, а при большом n распределение χ^2 стремится к нормальному. Но комплекс слабоизмененных (неизмененных практически) пород в пределах рудного поля чаще всего развит значительно и вероятность его появления $p \gg 0.1$. Последнее объясняется тем, что рудный объект чаще всего расположен в пределах региональной слабоинтенсивной зоны наложенного процесса. На

практике в таком случае вариационные кривые содержаний и отношений ЕРЭ обе приобретают многомодальный характер (подчиняются биномиальному закону распределения). Изложенные выше теоретические предпосылки были апробированы на более чем 40 золоторудных и оловорудных проявлениях северного Сихотэ -Алиня. При этом вариационные кривые содержаний и отношений ЕРЭ были представлены в виде, нормированном по величине среднеквадратической погрешности σ . Все вышеупомянутые объекты с достаточной точностью проинтерпретированы с помощью вышеописанных четырех теоретических моделей, что подтверждает верность теоретических выкладок. Для всех эталонных рудных объектов имелась вполне достоверная информация о геологических комплексах, слагающих их рудные поля, и о характере их изменения. Таким образом была получена возможность геологической интерпретации экспериментальных кривых распределения содержаний и отношений ЕРЭ.

На основании вышеизложенного предлагается следующий алгоритм прогнозирования:

1. С использованием карт отношений ЕРЭ в пределах рудных районов качественно, по аномальному полю отношений ЕРЭ выделяется региональная зона изменения.

2. Выделяются области неизмененных пород, которые характеризуются одной, постоянной величиной $z = U/Th, K/Th, U/K$.

3. С учетом пределов изменения ЕРЭ в регионе строятся теоретические кривые вида (2), описывающие поведение слабоизмененных пород. Величина a для таких кривых определяется как среднестатистическая характеристика $z = U/Th, K/Th, U/K$ слабоизмененных пород, не вошедших в вышеупомянутую региональную зону изменения, $a = 0$.

4. На основании такого рода кривых определяются значения отклонений от уравнения регрессии Δu для любой точки площади, составляет равномерная выборка значений Δu и соответствующих им значений $z = U/Th, K/Th, U/K$. Образования любого блока характеризуются статистической зависимостью вида (1).

5. Значения, сосредоточенные в региональной зоне изменения и резко отклоняющиеся от этой кривой, будут характеризовать, очевидно, рудные поля, преобразованные под влиянием локальных процессов.

6. Все локальные участки будут характеризоваться, безусловно, и аномальными содержаниями ЕРЭ.

7. Для выделенных таким образом рудных полей строятся вариационные кривые содержаний и

соотношений ЕРЭ, которые интерпретируются описанным выше способом.

8. В пределах выделенных рудных полей определяются зоны гидротермально-метасоматически измененных пород, дается их геологическая интерпретация.

При интерпретации следует учитывать, что гипотетическая региональная зона гидротермально-метасоматически измененных пород может быть проявлена достаточно слабо, либо напротив, чрезвычайно интенсивно. Поэтому все вышесказанное нуждается, конечно, в практическом подтверждении на большом статистическом материале. Реальная интерпретация статистических данных может быть значительно более сложной и не ограничиваться изложенными выше теоретическими моделями.

Тем не менее, ясны и достоинства предложенного подхода: теоретическая обоснованность и возможность избежать основного недостатка совре-

менного прогнозирования по данным АГС - большого количества выделяемых перспективных площадей. Ясно, что при таком подходе большая их часть будет отбракована, кроме того, возможно локализовать прогнозируемые площади.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. И. Альтшулер, Г.И.Кузьмин. Крупномасштабный прогноз золоторудных объектов по комплексным аэрогеофизическим данным. СПб.: Роскомнедра, ВИРГ Рудгеофизика, 1993
2. Дж. Бендат., А.Пирсол. Измерение и анализ случайных процессов. М.: Мир, 1974. 464с.
3. Б. И. Бурдэ Дифференциальный транспорт вещества и структура геологического пространства//Тихоокеан. геология. 1986. №.2. С. 97-105
4. Т. В. Володькова. Использование АГСМ- съемки при региональных исследованиях в Приамурье// Тихоокеан. геология. 1996. №2. С.116-125.
5. В. М. Иванова. Математическая статистика, М.: Высш. шк., 1975.

Поступила в редакцию 12 апреля 1996г.

T. V. Volodkova

Models of distribution of radioactive elements and their ratios in the zones of hydrothermally and metasomatically altered rocks (from aerogammaspectrometric data)

Under consideration are statistical models and laws of distribution of contents and ratios of natural radioactive elements of ore and ore knots fields district clusters fields from gold and tin targets in the Sikhote-Alin fold system. An algorithm of interpretation of aerogeophysical data is given when distinguishing hydrothermal-metasomatic alterations.

РАВНОВЕСНЫЙ СОСТАВ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ СИСТЕМЫ Н-С-О, БЕДНОЙ УГЛЕРОДОМ

Н.С.Никольский

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

С помощью термодинамических расчетов определено содержание газов во флюиде системы Н-С-О, бедном углеродом, в зависимости от температуры, летучести кислорода и давления. Было установлено, что образование углеводородов может происходить неорганическим путем даже во флюидах, бедных углеродом.

Прежде чем перейти к описанию предлагаемого материала, остановимся на уточнении, что нами понимается под составом флюидов. Дело в том, что он является упрощенным, т.к. содержание CH_4 представляет собой сумму углеводородов, где доминирует метан, а с увеличением удельного веса углеводородов содержание их постепенно уменьшается, как это было показано нами ранее (Никольский, 1987, с. 67-71).

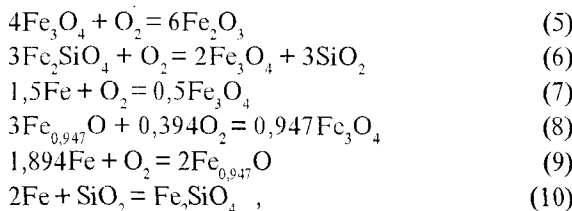
Вычисление равновесного состава флюида осуществляется для пяти газов: H_2O , H_2 , CO_2 , CO , CH_4 по системе, предложенной нами [2]. В области устойчивости графита использовались следующие реакции:



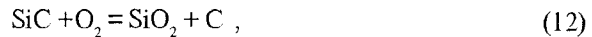
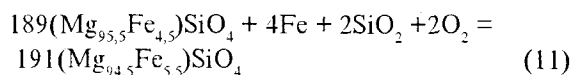
В бесграфитовой области пользовались теми же реакциями, только вместо реакции (1) применялась реакция:



Принимаемые для расчета значения летучести кислорода брались соответствующие традиционным буферным смесям:



которые соответствуют кривым равновесий гематит-магнетит (HM), кварц-магнетит-фаялит (QMF), магнетит-железо (MI), магнетит-вюстит (MW), вюстит-железо (WI), кварц-железо-фаялит (QIF). В расчетах использовались также нетрадиционные буферные смеси:



которым соответствуют кривые равновесий ольвина, с железистостью 5 в поле железа (Ol_5) и муассанит-кварц (MuQ).

Вычисления производились для идеальных смесей реальных газов, термодинамические константы брались из справочника Роби, Вальдбаума [3],

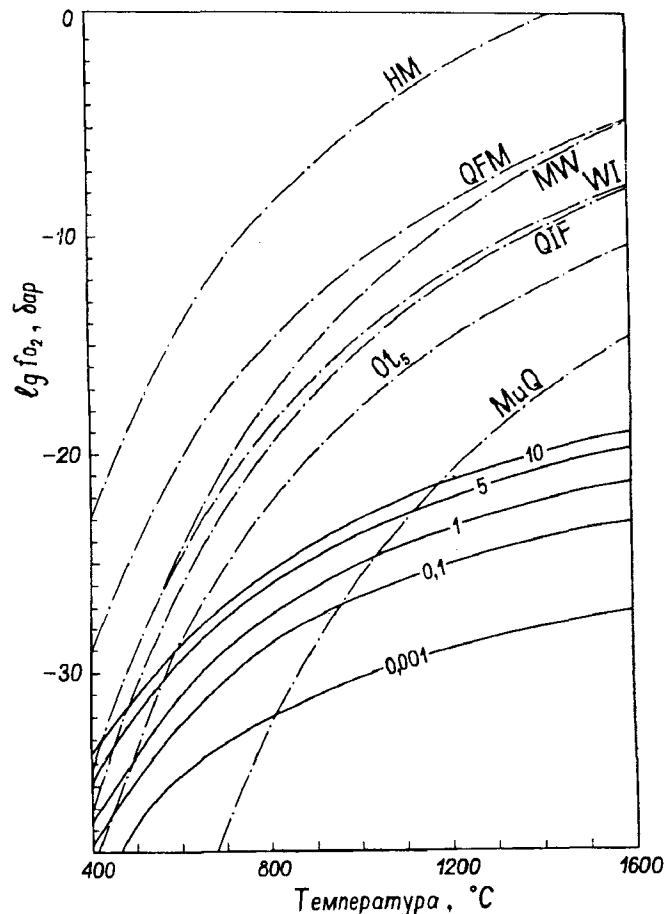


Рис. 1. Зависимость устойчивости графита в системе Н-С-О по равновесию (1) от температуры, давления и логарифма летучести кислорода (здесь и далее положение буферных смесей дано при $P=1$ бар).

коэффициенты летучести газов до температуры 1000°C заимствовались из [1], а выше 1000°C находились экстраполяцией.

По равновесию (1) определяем границы устойчивости графита в зависимости от t , $\lg f\text{O}_2$ и P . На основании полученных данных построен график (рис. 1), на котором видно, что с увеличением давления устойчивость графита достигается при более высоком окислительном потенциале.

По результатам вычислений состава флюида при условии $(X_{\text{H}_2\text{O}} + X_{\text{H}_2})/(X_{\text{CO}_2} + X_{\text{CO}}) = 10^6$ построены графики зависимости изменения содержания газовых компонентов от температуры, летучести кислорода и давления для разных уровней окислительного потенциала. При наиболее низком окислительном потенциале, соответствующем уровню равновесия муассанит-кварц (12), газы располагаются следующим образом (рис. 2, а). Преобладающее содержание углеводородов во флюиде характерно для невысоких температур менее 400°C при низких давлениях, а для повышенных давлений этот температурный интервал расширяется и достигает 1000°C (рис. 2, а). В области высоких температур (порядка 1600°C) количество углеводородов практически становится минимальным. Содержание водорода начинает преобладать при температурах выше $1200-1400^{\circ}\text{C}$. Таким образом, соотношение углеводородов и водорода имеет достаточно хорошо выраженную тенденцию: в низкотемпературной области преобладают углеводороды, а в высокотемпературной - водород. При температурах $1000-1200^{\circ}\text{C}$ флюид имеет углеводородно-

водородный состав, причем содержание компонентов примерно одинаковое. Содержание воды во флюиде сильно зависит от температуры и давления. При невысоких температурах ее количество составляет $1 \cdot 10^{-5} - 5,2 \cdot 10^{-12}$ об.%. С повышением температуры содержание воды увеличивается, чему способствует и давление. Так, при 1600°C и возрастании давления от 0,001 кбар до 10 кбар ее содержание изменяется от 3,73 до 12,17 об.%. Количество CO_2 и CO во флюиде ничтожно мало и не превышает для первого $1,2 \cdot 10^{-8}$, а для второго - $1 \cdot 10^{-4}$ объемных процентов.

Та же тенденция сохраняется и на более высоком уровне окислительного потенциала, соответствующего равновесию O_1 , но температуры преобладания газов заметно снижаются. Так, при невысоких давлениях углеводороды преобладают при температурах значительно ниже 400°C , а с повышением последних - при $400-500^{\circ}\text{C}$ (рис. 2, б). Водород при низких давлениях начинает преобладать при 800°C и выше, а при повышенных, выше 1000°C (рис. 2, б) он становится преобладающим компонентом при высоком давлении. Кроме того, во флюиде появляется заметное количество воды, содержание которой при высоких давлениях достигает 22,5 об.%. Количество CO_2 и CO несколько повышается, но все же остается небольшим. Содержание CO_2 не превышает $1,2 \cdot 10^{-6}$ об., CO находится в количестве менее $1 \cdot 10^{-4}$ об.%.
На уровне окислительного потенциала, поддерживаемого кварц-железо-фаялитовым буфером, соотношения газовых компонентов имеют следую-

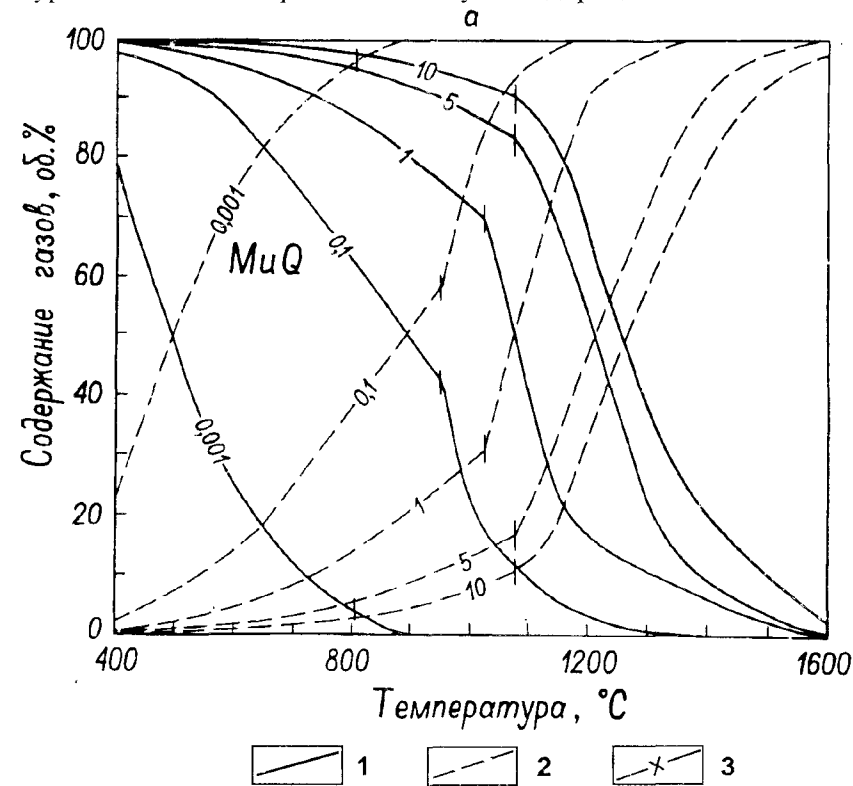
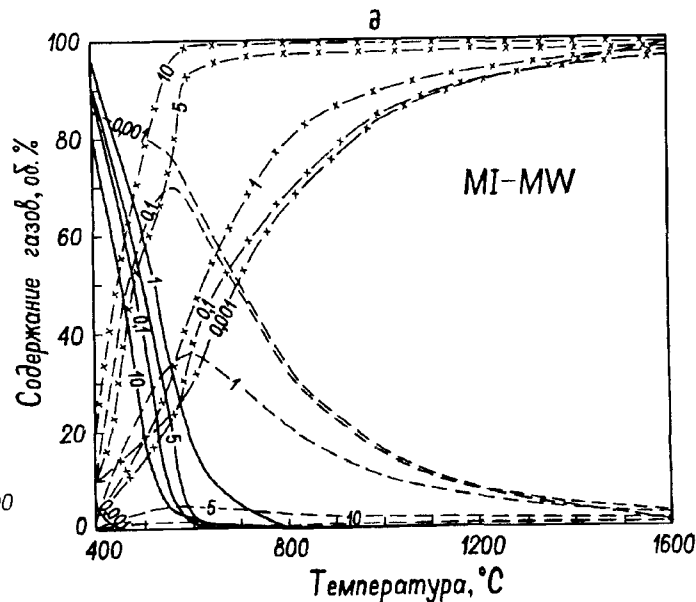
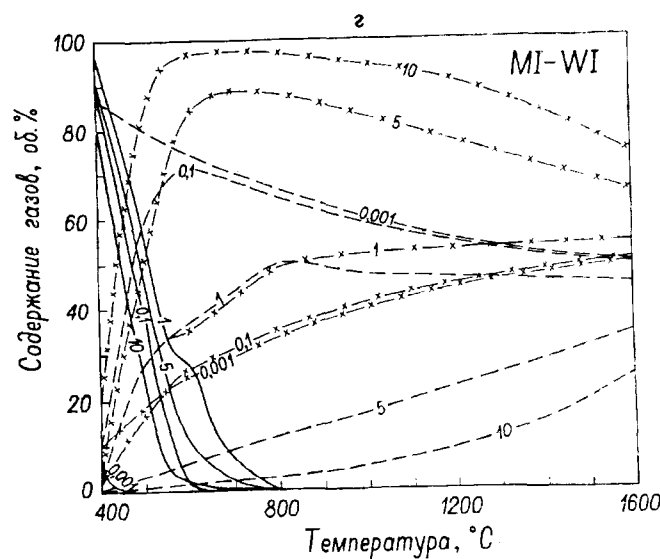
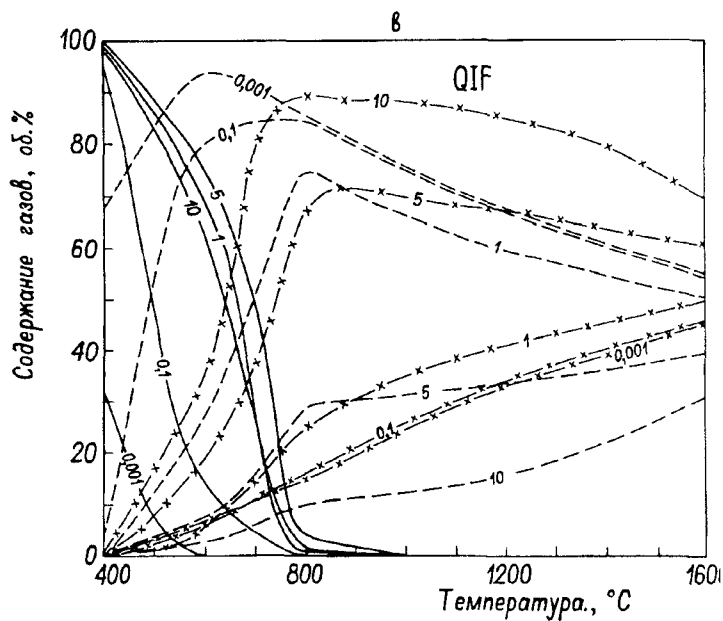
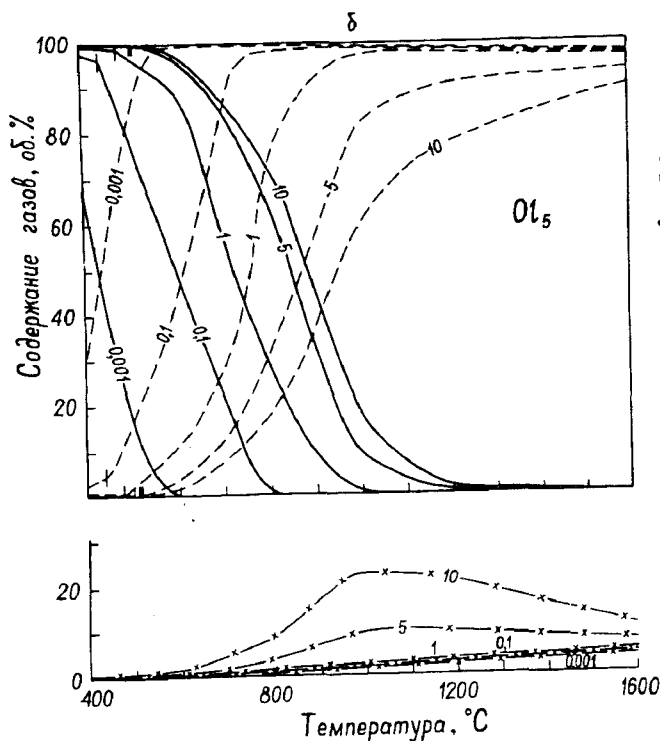


Рис. 2. Содержание газовых компонентов в системе Н-С-О при разных температурах и давлениях, поддерживаемых равновесиями: MuQ (а), O_1 (б), QIF (в), MI-WI (г), MI-MW (д).

Линии 1 - CH_4 ; 2 - H_2 ; 3 - H_2O



шую тенденцию. Количество углеводородов при невысоких температурах довольно существенное и с повышением давления увеличивается до 99 об.% (рис. 2, в). Правда, оно снижается до $1 \cdot 10^{-4}$ об.% при высоких температурах. Водород преобладает при 600-1000 $^{\circ}\text{C}$, иногда достигая 93,7 об.%, но с повышением температуры его содержание уменьшается до 50-30 об.% (рис. 2, в). Концентрация воды повышается с увеличением температуры и давления до 50 об.% и более. CO_2 и CO содержатся в количестве менее $1,1 \cdot 10^{-5}$ об.% каждого.

При более высоких значениях окислительного потенциала, соответствующих буферу магнетит-железо до 565 $^{\circ}\text{C}$ и выше – буферу вюстит-железо, преимущественное содержание углеводородов характерно при температурах 400 $^{\circ}\text{C}$ и ниже, особенно для небольших и средних давлений. А в интервале температур 600-800 $^{\circ}\text{C}$ их количество во флюиде сходит на нет (рис. 2, г). Таким образом, интервал от преобладания до исчезновения углеводородов укладывается в промежуток от 400-500 $^{\circ}\text{C}$ до 600-800 $^{\circ}\text{C}$ (рис. 2, г). Количество водорода во флюидных фазах колеблется

от 71 до 86 об.% при низких давлениях ниже 600°C до 50 об.% и менее; при умеренных и высоких давлениях последнее характерно для 800°C (рис. 2, г). С повышением температуры до 1600°C содержание водорода составляет 50 об.% и менее – при высоких давлениях. Количество воды во флюиде становится значительным при 800°C достигая при этом 33-50 об.% при невысоких давлениях, а при высоких – до 88-97 об.%. Вода слагает немногим больше половины флюидной фазы при высокой температуре и небольшом давлении и до 65-75 об.% при высоких давлениях и температуре (рис. 2, г). CO₂ и CO присутствуют в виде следов, их количество редко достигает 8·10⁻⁵ об.%.

Дальнейшее повышение уровня окислительного потенциала дало следующие результаты (рис. 2, д). Уровень, соответствующий буферу магнетит-железо до 565°C и буферу магнетит-вюстит при более высокой температуре способствует преобладанию углеводородов (80 и более об.%) при температуре 400°C и ниже, начиная с невысоких давлений (порядка 100 бар). Водород в количестве 70 об.% и более преобладает при 550°C и его совсем немного, до 1,5-5 об.%, во флюидной фазе при той же температуре и высоком давлении (рис. 2, д). С повышением температуры водород составляет не более 3,5 об.% при температуре 1600°C. Высоким содержание воды становится при температурах 1000°C и выше, составляя более 96 об.% при температуре 1600°C (рис. 2, д). Количество CO₂ для данного окислительного уровня менее 9,5·10⁻⁵ об.%, CO – менее 4,6·10⁻⁵ об.%.

На уровне окислительного потенциала, соответствующего кварц-магнетит-фаялитовому буферу, в состав флюидной фазы входят, в основном,

два газовых компонента – вода и водород, причем первая резко преобладает (выше 96,7 об.%), слагая при высоких давлениях практически целиком флюидную фазу. Количество водорода здесь не превышает 3,3 об.%. Углеродосодержащих газов во флюиде очень мало: CH₄ в пределах 2·10⁻⁴-6·10⁻¹³ об.%, CO₂ – 1·10⁻⁴-8,7·10⁻⁵ об.%; CO – 1,3·10⁻⁵ – 4,6·10⁻⁹ об.%. И, наконец, на самом высоком уровне окислительного потенциала, соответствующем гематит-магнетитовому буферу, флюидная фаза практически целиком состоит из воды. Остальные газовые компоненты присутствуют в виде следов: CH₄ – 2,8·10⁻¹⁶ – 3,8·10⁻²⁹ об.%; CO₂ примерно 1·10⁻⁴ об.%; CO – 1,3·10⁻⁸ – 1,5·10⁻¹¹ об.%.

И, наконец, на самом высоком уровне окислительного потенциала, соответствующем гематит-магнетитовому буферу, флюидная фаза практически целиком состоит из воды. Остальные газовые компоненты присутствуют в виде следов: CH₄ – 2,8·10⁻¹⁶ – 3,8·10⁻²⁹ об.%; CO₂ примерно 1·10⁻⁴ об.%; CO – 1,3·10⁻⁸ – 1,5·10⁻¹¹ об.%.

Изложенный выше материал однозначно свидетельствует о том, что образование залежей углеводородов может происходить неорганическим путем при наличии соответствующих геологических условий для их локализации. Для этого необходимо наличие флюида системы Н-С-О и даже, в случае обеднения его углеродом, количество образующихся углеводородов будет вполне достаточно, чтобы сформировать залежи этого сырья.

ЛИТЕРАТУРА

- Волков В.П., Рузайкин Г.И. Математическое моделирование газовых равновесий в вулканическом процессе. М.: Наука, 1974. 150с.
 Никольский Н.С. Флюидный режим эндогенного минералообразования. М.: Наука, 1987. 199с.
 Robie R.A., Waldbaum D.R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298,15oK and 1 bars (105 pascals) pressure and higher temperatures // Geol. Surv. Bull. 1978. № 1452. P.456.

Поступила в редакцию 26 июня 1995 г

N.S.Nikolsky

Equilibrium composition of fluid phase in the carbon-depleted system H-C-O

Thermodynamic calculations determined gas content in the fluid of the carbon-depleted system H-C-O depending on temperature, oxygen volatility and pressure. It was reported that hydrocarbons may have inorganic origin even in carbon-depleted fluids.

ЮБИЛЕИ

ЮРИЙ МИХАЙЛОВИЧ ПУЩАРОВСКИЙ

(К 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

В канун 1997 г. геологическая научная общественность страны отмечает юбилей ведущего российского ученого-тектониста академика Юрия Михайловича Пушаровского.

Ю.М. Пушаровский родился в Ленинграде 31 декабря 1916 г. и вскоре вместе с семьей переехал в Москву. С семнадцати лет он связал свою жизнь с геологией, работал коллектором, старшим лаборантом во ВНИГРИ, МГРИ, Ломоносовском институте АН СССР.

С 1937 г. Ю.М.Пушаровский - студент почвенно-географического, а с 1939 г. - геолого-почвенного факультета МГУ. Университет в связи с началом Великой Отечественной войны был окончен досрочно по специальности "научный сотрудник в области геологических наук, преподаватель ВУЗов и ВТУЗов". С июля 1941 г. по декабрь 1945 г. Юрий Михайлович находился в действующей армии, имел тяжелое ранение.

Еще в студенческие годы проявилась у Ю.М.Пушаровского тяга к научной работе, и по итогам исследований на геологических практиках на Северном Кавказе и Южном Урале им в соавторстве со старшим товарищем и наставником Б.М.Келлером была подготовлена первая научная статья, которая увидела свет только в 1945 г. Вернувшись из армии после окончания войны, Ю.М.Пушаровский поступил на работу в Институт геологических наук АН СССР (из которого позднее выделился Геологический институт АН СССР). Здесь Юрий Михайлович прошел путь от младшего научного сотрудника до заведующего лабораторией и действительного члена Академии наук СССР. Ему "везло" на научных наставников. Самостоятельную научную работу он начал в отделе, руководимом Н.С.Шатским, а непосредственным наставником его был А.А.Богданов. В 1946-1950 гг. Ю.М.Пушаровский принимает участие в государственной геологической съемке м-ба 1:200000 и тематических работах в Восточных Карпатах и Донбассе. Геологии Донбасса посвящена вторая публикация Ю.М.Пушаровского, а по итогам работ в Карпатах им была подготовлена и защищена в 1950 г. кандидатская диссертация на тему "Стратиграфия и тектоника внешней зоны Восточных Карпат".

С 1950 г. в сферу научных интересов Юрия Михайловича вошли Восточная Сибирь, Дальний Восток, а позже и Тихоокеанский регион в целом. Ю.М.Пушаровский совместно с В.А.Вахрамеевым внес существенный вклад в уточнение стратиграфии Вилюйской впадины, что позволило дать прогноз на поиски нефти и газа в Приверхоянье, который вскоре подтвердился, когда первая же пробуренная в 1956 г. на Вилюйском поднятии скважина дала газ. Вслед за этим появляются обобщающие публикации Ю.М.Пушаровского по геологии хр.Сетте-Дабан и Приколымского поднятия, а также одна из первых тектонических схем Северо-Востока СССР. В эти годы Ю.М.Пушаровский вводит понятие о категории структур, занимающих промежуточное положение между платформами и геосинклиналями, названными структурами подвижной платформы. Особенно пристальное внимание он уделяет изучению структуры и систематике краевых прогибов, по результатам которого им опубликованы две монографии, а в 1959 г. защищена докторская диссертация на тему "Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды северо-восточной Азии". В эти же годы им была составлена под редакцией Н.С.Шатского первая тектоническая карта Арктики.



ЮБИЛЕИ

ЮРИЙ МИХАЙЛОВИЧ ПУЩАРОВСКИЙ

(К 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

В канун 1997 г. геологическая научная общественность страны отмечает юбилей ведущего российского ученого-тектониста академика Юрия Михайловича Пущаровского.

Ю.М. Пущаровский родился в Ленинграде 31 декабря 1916 г. и вскоре вместе с семьей переехал в Москву. С семнадцати лет он связал свою жизнь с геологией, работал коллектором, старшим лаборантом во ВНИГРИ, МГРИ, Ломоносовском институте АН СССР.

С 1937 г. Ю.М.Пущаровский - студент почвенно-географического, а с 1939 г. - геолого-почвенного факультета МГУ. Университет в связи с началом Великой Отечественной войны был окончен досрочно по специальности "научный сотрудник в области геологических наук, преподаватель ВУЗов и ВТУЗов". С июля 1941 г. по декабрь 1945 г. Юрий Михайлович находился в действующей армии, имел тяжелое ранение.

Еще в студенческие годы проявилась у Ю.М.Пущаровского тяга к научной работе, и по итогам исследований на геологических практиках на Северном Кавказе и Южном Урале им в соавторстве со старшим товарищем и наставником Б.М.Келлером была подготовлена первая научная статья, которая увидела свет только в 1945 г. Вернувшись из армии после окончания войны, Ю.М.Пущаровский поступил на работу в Институт геологических наук АН СССР (из которого позднее выделился Геологический институт АН СССР). Здесь Юрий Михайлович прошел путь от младшего научного сотрудника до заведующего лабораторией и действительного члена Академии наук СССР. Ему "везло" на научных наставников. Самостоятельную научную работу он начал в отделе, руководимом Н.С.Шатским, а непосредственным наставником его был А.А.Богданов. В 1946-1950 гг. Ю.М.Пущаровский принимает участие в государственной геологической съемке м-ба 1:200000 и тематических работах в Восточных Карпатах и Донбассе. Геологии Донбасса посвящена вторая публикация Ю.М.Пущаровского, а по итогам работ в Карпатах им была подготовлена и защищена в 1950 г. кандидатская диссертация на тему "Стратиграфия и тектоника внешней зоны Восточных Карпат".

С 1950 г. в сферу научных интересов Юрия Михайловича вошли Восточная Сибирь, Дальний Восток, а позже и Тихоокеанский регион в целом. Ю.М.Пущаровский совместно с В.А.Вахрамеевым внес существенный вклад в уточнение стратиграфии Вилюйской впадины, что позволило дать прогноз на поиски нефти и газа в Приверхоянье, который вскоре подтвердился, когда первая же пробуренная в 1956 г. на Вилюйском поднятии скважина дала газ. Вслед за этим появляются обобщающие публикации Ю.М.Пущаровского по геологии хр.Сетте-Дабан и Приколымского поднятия, а также одна из первых тектонических схем Северо-Востока СССР. В эти годы Ю.М.Пущаровский вводит понятие о категории структур, занимающих промежуточное положение между платформами и геосинклиналями, названными структурами подвижной платформы. Особенно пристальное внимание он уделяет изучению структуры и систематике краевых прогибов, по результатам которого им опубликованы две монографии, а в 1959 г. защищена докторская диссертация на тему "Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды северо-восточной Азии". В эти же годы им была составлена под редакцией Н.С.Шатского первая тектоническая карта Арктики.



С начала 60-х гг. в творческой деятельности Ю.М.Пушаровского наступил период, по праву принесший ему признание крупнейшего тектониста тихоокеанского региона. Экспедиционные работы и геологические экскурсии на Сахалине, Сихотэ-Алине, Камчатке, Вьетнаме, Кубе, КНДР, Чили, Японии позволили ему сделать целый ряд крупных обобщений по тектонике Тихоокеанского подвижного пояса, что нашло свое отражение в монографии “Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли”, в серии статей по тектонике региона, а также в составленной им и его учениками и коллегами Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли (1970 г.). В этих работах были введены понятия и даны определения Тихоокеанского тектонического пояса и Тихоокеанского кайнозойского кольца, показана сложность развития тектонического процесса в Тихоокеанском сегменте, когда на общем фоне разрастания материковых массивов за счет вовлечения в геосинклинальный процесс окраин океана активно проявлялись и деструктивные явления. Дальнейшее развитие получили представления о древности существования впадины Тихого океана, о дисимметрии в строении Земли в целом.

С конца 60-х гг. Ю.М.Пушаровский много внимания уделяет анализу геологического строения океанического ложа. Он принимает участие в 54-м рейсе НИС “Витязь”, организует ряд морских экспедиций с участием в них сотрудников своей лаборатории. Эти исследования позволили ему обосновать наличие в структуре океана крупных латеральных неоднородностей, которые выражаются в геофизических характеристиках, вещественном составе магматических комплексов и особенностях внутренней структуры океанической земной коры. Ю.М.Пушаровский является одним из пионеров сравнительного изучения геологии планет земной группы и Луны. Он развивает идею о существовании общих особенностей в их строении и развитии, выражающихся прежде всего в дисимметрии планет и широком развитии латеральных неоднородностей.

За работы в области тектонической картографии Ю.М.Пушаровскому в составе коллектива авторов Тектонической карты Евразии и Объяснительной записки к ней была присуждена в 1969 г. Государственная премия. За цикл личных работ по тектонике океанов и приокеанических зон в 1979 г. он был удостоен премии Академии наук СССР им. А.П.Карпинского и дважды получил премии Московского общества испытателей природы.

В 80-е годы являясь научным руководителем многих морских геологических экспедиций, Юрий Михайлович выдвинул национальные проекты “Литос” и “Глубинные геосферы”, исследования по которым выявили разномасштабные латеральные вещественные и структурные неоднородности океанических геосфер, а также тектоническую расслоенность литосферы под океанами (1985 г.). На этой эмпирической основе сделал заключение о разномасштабности, разноуровненности и неупорядоченности конвективных процессов в мантии Земли, что позволило выдвинуть и развить новое весьма существенное направление в геодинамике -нелинейную геодинамику (1989 г.).

В последние годы, на основе новых данных и критического рассмотрения существующих геодинамических концепций Юрий Михайлович наметил путь создания новой, более адекватной парадигмы, охватывающей не только земную кору или литосферу, как было ранее, но всю Землю. В этих целях он сделал первую попытку расчленения на геосферы нижней мантии Земли, представлявшуюся прежде как единое целое.

Ю.М.Пушаровский - не только неумолимый генератор новых идей, но и прекрасный организатор, вокруг которого собираются ученики и единомышленники. Велика его роль воспитателя на посту председателя Междуведомственного тектонического комитета при ОГГГН. Даже в наше сложное для науки время, Юрий Михайлович не снижает темпов своей деятельности. Он является членом бюро ОГГГН РАН, председателем активно работающей Секции геологии, геофизики и геохимии Научного совета РАН по проблемам Мирового океана; главным редактором журнала “Геотектоника”, членом редколлегии журнала “Доклады РАН” и постоянным автором журнала “Тихоокеанская геология”, статьи которого своей новизной и неординарным подходом вызывает неизменный интерес читателей.

Юрий Михайлович - почетный член Российской академии естественных наук и Московского общества испытателей природы. Его труды являются весомым вкладом в отечественную и мировую науку.

Заслуги Ю.М.Пушаровского высоко оценены - он является лауреатом Государственных премий СССР и Российской Федерации; награжден Золотой медалью и премией им.А.П.Карпинского (РАН).Пятью орденами и многими медалями отмечен ратный подвиг и самоотверженный труд Ю.М.Пушаровского

В эти знаменательные дни горячо поздравляем Юрия Михайловича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, неиссякающего энтузиазма и новых творческих успехов на благо Родины и Науки.

К 70-ЛЕТИЮ А.Д.ЩЕГЛОВА

В декабре 1996 года исполняется семьдесят лет со дня рождения и пятьдесят лет научной и производственной деятельности доктора геолого-минералогических наук, профессора, академика Российской Академии наук, лауреата Государственной премии СССР, директора Всероссийского научно-исследовательского института (ВСЕГЕИ) Алексея Дмитриевича Щеглова.

А.Д.Щеглов – один из ведущих ученых страны в области металлогении и геологии рудных месторождений, автор основополагающих научных трудов по металлогении областей активизации, рифтовых зон и срединных массивов, основам металлогенического анализа, по вопросам геологии и прогноза месторождений вольфрама и флюорита. В последние годы его научные интересы сосредоточены на изучении проблем нелинейной металлогении в связи с глубинным строением Земли, а также золоторудных и других месторождений сложного (осадочно-гидротермального) генезиса. Теоретические положения, выдвинутые А.Д.Щегловым легли в основу поисков эндогенных руд в ряде регионов страны и привели к открытию новых месторождений.

А.Д.Щеглов тесно связан с журналом "Тихоокеанская геология", он постоянный автор статей по геологии рудных месторождений.

А.Д.Щеглов родился в Ленинграде, где в 1948 г. закончил Горный институт. Студентом он начал работать в Забайкалье и затем продолжал свои многолетние исследования в этом регионе. С 1953 г., после окончания аспирантуры Академии Наук, он работает во ВСЕГЕИ, где прошел путь от старшего научного сотрудника, начальника Забайкальской экспедиции до директора института.

С 1970 г. А.Д.Щеглов – заместитель министра геологии СССР. На этом посту он ведет большую работу по организации геолого-разведочных работ на твердые полезные ископаемые. Под его руководством успешно решались многие важные проблемы развития минерально-сырьевой базы страны. А.Д.Щеглова знали геологи разных регионов, он был их дорогим товарищем, с которым можно было обсуждать сложные вопросы поисков и разведки месторождений одинаково просто и в министерском кабинете и в полевых условиях экспедиции.

С 1979 по 1985 гг. А.Д.Щеглов работал в Дальневосточном научном центре АН СССР в должности заместителя председателя Президиума, директора Дальневосточного геологического института. Им были организованы комплексные исследования по изучению вулканогенных поясов и рудных месторождений Дальнего Востока, увенчавшихся написанием крупной монографии. С 1986 года он работает заведующим кафедрой в Ленинградском горном институте, а с 1987 г. – вновь директором ВСЕГЕИ.

А.Д.Щеглов автор более 500 статей и крупных монографий, широко известных в нашей стране и за рубежом, многие из них переведены на иностранные языки и выдержали несколько изданий. За свои книги он удостоен звания лауреата Государственной премии. Научные труды А.Д.Щеглова и его большая научно-организационная работа, всегда направленные на решение важнейших теоретических и практических вопросов, выдвинули его в число крупнейших ученых – геологов страны.

Международным признанием научной деятельности А.Д.Щеглова явилось его избрание в 1980 г. на XXVI сессии ИГК в Париже Президентом Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. Он награжден многими отечественными орденами и наградами геологических служб ряда зарубежных стран. А.Д.Щеглов академик Академии естественных наук Российской Федерации, Международной Академии минеральных ресурсов. Почетный разведчик недр России.

В дни юбилея А.Д.Щеглова геологические организации Дальнего Востока, редколлегия и читатели журнала шлют ему сердечные поздравления, пожелания здоровья и желают новых успехов в работе.



К 70-ЛЕТИЮ А.Д.ЩЕГЛОВА

В декабре 1996 года исполняется семьдесят лет со дня рождения и пятьдесят лет научной и производственной деятельности доктора геолого-минералогических наук, профессора, академика Российской Академии наук, лауреата Государственной премии СССР, директора Всероссийского научно-исследовательского института (ВСЕГЕИ) Алексея Дмитриевича Щеглова.

А.Д.Щеглов – один из ведущих ученых страны в области металлогении и геологии рудных месторождений, автор основополагающих научных трудов по металлогении областей активизации, рифтовых зон и срединных массивов, основам металлогенического анализа, по вопросам геологии и прогноза месторождений вольфрама и флюорита. В последние годы его научные интересы сосредоточены на изучении проблем нелинейной металлогении в связи с глубинным строением Земли, а также золоторудных и других месторождений сложного (осадочно-гидротермального) генезиса. Теоретические положения, выдвинутые А.Д.Щегловым легли в основу поисков эндогенных руд в ряде регионов страны и привели к открытию новых месторождений.

А.Д.Щеглов тесно связан с журналом “Тихоокеанская геология”, он постоянный автор статей по геологии рудных месторождений.

А.Д.Щеглов родился в Ленинграде, где в 1948 г. закончил Горный институт. Студентом он начал работать в Забайкалье и затем продолжал свои многолетние исследования в этом регионе. С 1953 г., после окончания аспирантуры Академии Наук, он работает во ВСЕГЕИ, где прошел путь от старшего научного сотрудника, начальника Забайкальской экспедиции до директора института.

С 1970 г. А.Д.Щеглов – заместитель министра геологии СССР. На этом посту он ведет большую работу по организации геолого-разведочных работ на твердые полезные ископаемые. Под его руководством успешно решались многие важные проблемы развития минерально-сырьевой базы страны. А.Д.Щеглова знали геологи разных регионов, он был их дорогим товарищем, с которым можно было обсуждать сложные вопросы поисков и разведки месторождений одинаково просто и в министерском кабинете и в полевых условиях экспедиции.

С 1979 по 1985 гг. А.Д.Щеглов работал в Дальневосточном научном центре АН СССР в должности заместителя председателя Президиума, директора Дальневосточного геологического института. Им были организованы комплексные исследования по изучению вулканогенных поясов и рудных месторождений Дальнего Востока, увенчавшихся написанием крупной монографии. С 1986 года он работает заведующим кафедрой в Ленинградском горном институте, а с 1987 г. – вновь директором ВСЕГЕИ.

А.Д.Щеглов автор более 500 статей и крупных монографий, широко известных в нашей стране и за рубежом, многие из них переведены на иностранные языки и выдержали несколько изданий. За свои книги он удостоен звания лауреата Государственной премии. Научные труды А.Д.Щеглова и его большая научно-организационная работа, всегда направленные на решение важнейших теоретических и практических вопросов, выдвинули его в число крупнейших ученых – геологов страны.

Международным признанием научной деятельности А.Д.Щеглова явилось его избрание в 1980 г. на XXVI сессии МГК в Париже Президентом Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. Он награжден многими отечественными орденами и наградами геологических служб ряда зарубежных стран. А.Д.Щеглов академик Академии естественных наук Российской Федерации, Международной Академии минеральных ресурсов. Почетный разведчик недр России.

В дни юбилея А.Д.Щеглова геологические организации Дальнего Востока, редколлегия и читатели журнала шлют ему сердечные поздравления, пожелания здоровья и желают новых успехов в работе.



УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1996 г.

Аносов Г.И., Сок Б.Ч., Аргентов В.В., Биккенина С.К., Жигулев В.В., Жильцов Э.Г., Сергеев К.Ф., Соловьев В.Н. Глубинное строение земной коры впадины Цусима по данным преломленных волн (Японское море)	5
Антонов А.Ю., Кононов М.В., Голионко Б.Г. Геохимическая типизация мел-палеогеновых магматических образований о.Шикотан	6
Астахова Н.В. Баритовая минерализация в осадках окраинных морей западной части Тихого океана	5
Баскакова Л.А. Стратиграфическое значение пылицы липовых в разрезе дочетвертичного кайнозоя Западного Приморья	1
Белый В.Ф. К тектонике северного сектора Тихоокеанского пояса	5
Беляева Г.В., Тащи С.М. Органогенные постройки верхней перми Приморья	3
Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Термобарогеохимические исследования докембрийских комплексов Дальнего Востока	4
Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Флюидные включения в гранулитах машаньской серии блока Цзямусы (северо-восток КНР)	6
Бирюков В.М., Абрамов В.А. Особенности щелочно-ультраосновных концентрических магматических комплексов кондерского и инаглинского типов (Алданский щит)	4
Боднар З.Я. О прогнозировании погребенных россыпей золота в Амуро-Зейской впадине (Приамурье)З	2
Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д. Сдвиги в структуре юго-западной части полуострова Тайгонос	2
Бретштейн Ю.С., Климова А.В., Коваленко С.В. Петромагнитные характеристики базит-ультрабазитовых комплексов террейнов центрального и южного Сихотэ-Алиня	4
Ван-Ван-Е А.П. Типы уранового оруденения Дальнего Востока	2
Ван Дунпо, Лю Ли, Ли Цзе. Изучение стратиграфической последовательности континентального рифтового бассейна (на примере бассейна Сунляо, Китай)	6
Варнаровский В.Г. Меловые нефтегазоносные комплексы на Востоке России	2
Варнаровский В.Г. Нефтегазогеологическое районирование Приамурья и сопредельного шельфа	1
Вишневская В.С., Филатова Н.И. Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России	1
Володькова Т.В. Региональные закономерности распределения гамма-спектрометрических полей на юге Дальнего Востока	2
Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на Северо-Востоке России. Статья 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах	1
Горкуша С.В. Изучение сейсмичности и глубинного строения Восточного Приамурья на основе кластерного анализа	4
Горкуша С.В. Факторный анализ сейсмичности Приамурья	3
Жирнов А.М. Хингано-Туранский золотоносный пояс (Приамурье)	5
Захаров Ю.Д., Игнатьев А.В., Котляр Г.В., Уханева Н.Г., Чербаджи А.К. Стабильные изотопы углерода и Са-Mg отношения карбонатов пермо-триаса и массовое вымирание организмов	1
Землянухин В.Н., Приходько В.С. Петроструктура и строение ультраосновных ядер концентрически-зональных массивов Дальнего Востока России	4
Ивашов П.В. Биогеохимическая индикация загрязнения окружающей среды химическими элементами	1
Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез верхней мантии западного Сихотэ-Алиня	4
Каплун В.Б. Результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в зоне сочленения Бурейнского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы	5
Кемкин И.В., Паладжян С.А., Чехов А.Д. Обоснование возраста кремнисто-вулканогенных комплексов мыса Поворотного Пенжинско-Пекульнейского офиолитового пояса (Северо-Восток Азии)	5
Кемкин И.В., Голозубов В.В. Первая находка раннеюрских радиолярий в кремневых аллохтонах Самаркинской аккреционной системы (Южный Сихотэ-Алинь)	6
Кириллов В.Е., Горошко М.В. Металлогения урана Ульяновской и Куйдусунской вулканогенных впадин (Западное Приохотье)	3
Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, Варнаровский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских-кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна	6
Кириллова Г.Л., Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Корреляция геологических и биологических событий в меловых бассейнах юго-восточной России	3

Козлов В.Д., Ефремов С.В. Геолого-геохимическая зональность Певекской (Валькумейской) рудно-магматической системы Чукотки	2
Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Недашковский А.П. Арсеньевское месторождение - уникальный пример комплексных руд Приморья	5
Короткий А.М., Разжигасва Н.Г., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Базарова В.Б. Береговые дюны - индикатор глобальных похолоданий (о Кунашир, Курильские острова)	1
Косыгин В.Ю., Пятаков Ю.В., Красиков В.Н. Прямая задача гравиметрии для сферического многогранника	5
Манилов Ф.И., Иволга Е.Г. К методике построения прогнозных объемных физико-геологических моделей (на примере Вознесенского рудного района, Приморье)	5
Маракушев А.А. Петрология океанов	6
Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь)	2
Мишин В.В. Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки	1
Неволин П.Л. Сдвиговая геодинамическая обстановка и структуры штокверковых месторождений Сихотэ-Алиня	2
Недашковский П.Г., Назаров М.Н., Пахомова В.А., Залишак Б.Л. Рудоносные щелочногранитные дайки Северо-Учурского плутона (Хабаровский край)	3
Нечаев В.П., Маркевич П.В., Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Высоцкий С.В. Геодинамические обстановки накопления меловых отложений Нижнего Приамурья по ассоциациям тяжелых минералов	3
Николаев В.В., Семенов Р.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сильное землетрясение на юге Якутии 20(21).04.1989 г.	1
Никольский Н.С. Равновесный состав флюидной фазы системы Н-С-О, бедной углеродом	6
Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья	4
Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Покровная структура курильского фронта деформации Охотоморской плиты Евразии	1
Пискунов Б.Н. Об еще одной попытке установления связи вещества с тектоническим положением (по поводу статьи Б.М.Тишкина "Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества")	1
Попеко Л.И. Биогеография позднепермских мшанок юга Дальнего Востока России	4
Попов В.К., Гребенников А.В. Геолого-геохимическая корреляция риолитов Якутской и Августовской вулканоструктур (Приморье)	3
Пушкарь В.С., Черепанова М.В., Иванов В.Ф., Хопкинс Д.М., Руф С. Пелукская трансгрессия (Западная Аляска)	5
Романовский Н.П., Данченко В.Я., Сато К. Петрохимия и металлогения гранитоидов о.Сахалин	6
Ромашкин А.И., Кухтина Л.М., Лобов А.И. Щелочные базальтоиды с включениями шпинельных перцолитов на Буренском массиве	2
Салин Ю.С. Теоретическая стратиграфия: четверть века спустя	4
Селиванова Т.В., Шкабарня Н.Г. Геоэлектрические модели гидрогеологических объектов Приморского края	3
Симаков К.В., Похналайнен Размышления на тему о принципах стратиграфической классификации	3
Степанов В.А. Золотое и ртутное оруденение Приамурья	6
Сушкин Л.Б. К характеристике рудоносности центральной части хребта Кет-Кап (Хабаровский край)	3
Тарарин И.А., Пушин И.К., Балланс П.Ф., Коновалов Ю.И., Злобин С.К. Магматические породы островодужной системы Кермадек: данные о необычном типе магм преддуговой области	2
Тишкин Б.М. Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества	1
Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России: Статья 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены	6
Федоров П.И., Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Кайнозойский вулканизм востока Корякского нагорья и геодинамические обстановки его проявления (Северо-Восток России)	3
Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Рязанцева М.Д., Говоров И.Н. Некоторые особенности генезиса гродсковских гранитов (Приморье)	1
Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Пахомова В.А., Герасимов Н.С., Гвоздев В.И. Особенности генезиса гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня по данным изотопных и термобарогеохимических исследований	2
Худоложкин В.О., Зимин С.С. Устойчивость твердых растворов шпинелидов системы Fe ₂ (Fe,Al,Cr) ₂ O ₄ - Fe ₂ TiO ₄ в зависимости от температуры	2
Чиков Б.М., Вей Жоулин, Ли Чжичунь Тектоника и нефтегазаносность активизированной платформы Янцзы (Юго-Восток Азии)	5
Шевченко В.М. Докембрийские комплексы Омолонского массива	2
Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Сюэ Яосун, Юй Цунлю, Жегалло Е.А. Природа фосфоритов бассейна Джорджина, Северная Австралия	3

Школьник Э.Л., Пайпер Д.З., Жегалло Е.А., Медрано М. Результаты изучения природы фосфатных пеллет формации Фосфория (США)	2
Школьник Э.Л., Говоров М.Н., Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Мельников М.Е., Волохин Ю.Г. Рудные провинции западной и центральной частей Тихого океана масштаба фосфатогенеза и кобальт-марганцевой минерализации	6
Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Суэ Яосон, Ю.Цонлю Электронно-микроскопическое изучение фосфоритов гайота ИОАН (Тихий океан)	1

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Авченко О.В. Компьютерная программа QUILF для петрологов	2
Андреев А.А., Сваричевский А.С. Намагничность подводных гор вала Хоккайдо (Тихий океан)	3
Володькова Т.В. Модели распределения радиоактивных элементов и их отношений в зонах гидротермально-метасоматически измененных пород (по аэрогаммаспектротметрическим данным)	6
Кудымов А.В. Складчатые дислокации северной части Восточно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны	3
Приходько В.С., Чеснер К.Е., Этлингер Е.Д., Дейно А., Кифи М. Лейцитовые базальты Болонского вулкана (Приамурье)	3
Сорокин А.П. Типы древних золотоносных россыпей Приамурья (с позиции морфотектонического анализа)	1
Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока	3

ХРОНИКА

Буряк В.А., Салин Ю.С. Совещание по нефтегазоносности Среднеамурской впадины	5
Шило Н.А., Камшилина Е.М. Научному совету по проблемам рудообразования и металлогении 40 лет	2

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Власов Г.М. Проблема террейнов и общая оценка крайнего мобилизма	4
Герасименко М.Д. Проблемы расширения Земли в свете данных космической геодезии	3
Ивашов П.В. Письмо в редакцию	2
Моисеенко В.Г. Новая сводка по рудоносности подводных гор Западной Пацифики	3
Черкасов Р.Ф. Проблемы "живой" тектоники	4
Школьник Э.Л., Залищак Б.Л., Голозубов В.В., Саматова Л.А., Старожилков В.Т. Письмо в редакцию	1
Щеглов А.Д. О некоторых особенностях золоторудных месторождений Витватерсранда и их эквивалентах в восточных районах России	2

ЮБИЛЕИ

Ю.И.Бакулин (к 60-летию со дня рождения)	1
85-летие Льва Исааковича Красного	2
Ю.М.Пушаровский (к 80-летию)	6
А.Д.Щеглов (к 70-летию)	6

Правила оформления рукописей	1
------------------------------------	---

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой под руководством И.Е.Авдеевой
Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г.Хабаровск, ул.Ким-Ю-Чена, 65
Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.91г. Подписано к печати 20.12.95г.

Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л. 18. Уч.-изд.л. 16,9
Тираж 200 экз. Заказ 410

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г.Владивосток, ул.Радио, 7

Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1996. Т. 15, № 6