Том 15, номер 4
ISSN 0207-4028

Июль - Август 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО

Российская академия наук

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 15 № 4 1996 Июль - Август

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, Р.Г.Кулинич, Ю.Ф.Малышев, В.Г.Моисеенко Л.И.Попеко, К.Ф.Сергеев, В.И.Сухов, А.И.Ханчук, М.Хэлбути (США),Чень Года(КНР)

Редакционный совет
Е.Н.Бедокуров, В.А.Буряк, Ю.А.Ващилов, 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), В.П.Пан, 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 № 4 1996 July - August

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.N.Goncharov, A.I.Khanchuk, M.Halbouty (USA), 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 Counsil
Ye.N.Bedokurov, 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.Krasson (USA), Liu Guangding (PRC), T.Nozava (Japan),H.Okada (Japan), V.P.Pan, 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 Brach RAS, 1996 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Тектоника и стратиграфия

Л.М.Парфенов, А.Н.Булгатов, И.В.Гордиенко. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья 3

Л.И.Попеко. Биогеография позднепермских мшанок юга Дальнего Востока России 16

Ю.С.Салин. Теоретическая стратиграфия: четверть века спустя 30

Магматизм и метаморфизм

Н.В.Бердников, Л.П.Карсаков. Термобарогеохимические исследования докембрийских комплексов Дальнего Востока 34

В.Н.Землянухин, В.С.Приходько. Петроструктура и строение ультраосновных ядер концентрически-зональных массивов Дальнего Востока России 43

В.М.Бирюков, В.А.Абрамов . Особенности щелочно-ультраосновных концентрических магматических комплексов кондерского и инаглинского типов (Алданский щит) 51

Геофизика

С.В.Горкуша. Изучение сейсмичности и глубинного строения Восточного Приамурья на основе кластерного анализа 67

В. Б. Каплун. Геоэлектрический разрез верхней мантии западного Сихотэ-Алиня 77

Ю.С.Бретштейн, А.В.Климова, С.В.Коваленко. Петромагнитные характеристики базит-ультрабазитовых комплексов террейнов центрального и южного Сихотэ-Алиня 88

Нефтегазоносность

В.Г.Варнавский . Меловые нефтегазоносные комплексы на Востоке России 102

Критика и дискуссии

Г.М.Власов. Проблема террейнов и общая оценка крайнего мобилизма 109

Р.Ф.Черкасов. Проблемы "живой" тектоники 117

Volume 15, № 4, 1996

CONTENTS

Tectonics and Stratigraphy

L.M.Parfenov, A.N.Bulgatov, I.V.Gordienko Terranes and formation of the orogenic belts, Trans-Baikal region 3

L.I.Popeko Biogeography of Late Permian Bryozoa from the Russian South Far East 16

Yu.S.Salin Theoretical stratigraphy after 25 years 30

Magmatism and Metamorphism

N.V.Berdnikov, L.P.Karsakov Thermobarogeochemical study of Russia's Far Eastern Precambrian complexes 34

V.N.Zemlyanukhin, V.S.Prikhod'ko Petrostructure and inner structure of ultramafic cores in concentrically zoned massifs of the Russian Far East 43

V.M.Biryukov, V.A.Abramov Specific features of alkaline-ultrabasic concentric magmatic complexes of Kondyorsky and Inaglinsky types (Aldan Shield) 51

Geophysics

S.V.Gorkusha Study of seismicity and deep structure of Priamurie on the basis of cluster analysis 67

V.B.Kaplun Geoelectrical upper mantle section of the Western Sikhote-Alin 77

Yu.S.Bretshtein, A.V.Klimova, S.V. Kovalenko Petromagnetic characteristics of basite-ultrabasite complexes of the Central and South Sikhote-Alin terranes 88

Oil and gas presence

V.G.Varnavsky Cretaceous oil and gas complexes in East Russia 102

Criticism and Discussions

G.M.Vlasov Problem of terrains and a general estimate of extreme mobilism 109

R.F.Cherkasov Problems of "live "tectonics 117

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1996, том 15, № 4, с. 3-15

ТЕКТОНИКА И СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.26(571.54/55)

ТЕРРЕЙНЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Л.М.Парфенов, А.Н.Булгатов**, И.В.Гордиенко***

**Якутский институт геологических наук СО РАН, Академия наук Республики Саха (Якутия), г.Якутск,*
***Бурятский геологический институт СО РАН, г.Улан-Удэ*

Орогенные пояса Забайкалья, располагающиеся на юге Сибири в районе озера Байкал, включают Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс, образующий вместе с Сибирской платформой Северо-Азиатский кратон, и расположенный южнее коллаж террейнов, аккретированных к кратону в конце рифея, в раннем и позднем палеозое. Выделены и охарактеризованы террейны, представляющие собой фрагменты рифейских и палеозойских островных дуг, океанической коры, турбидитовых бассейнов континентального склона и его подножия, шельфов, а также фрагменты кратонов, сложенные архейскими и раннепротерозойскими кристаллическими породами. Результатом аккреции являлось последовательное наращивание Сибирского континента в направлении с севера на юг. Аккреция сопровождалась крупными сдвиговыми перемещениями, обусловленными клинообразной формой южного выступа Северо-Азиатского кратона, а также повторными деформациями и высокотемпературным метаморфизмом в пределах ранее аккретированных террейнов и смежной окраины кратона.

ВВЕДЕНИЕ

Забайкальем называют обширную горную страну на юге Сибири, которая расположена к востоку от озера Байкал (рис.1). Орогенные пояса Забайкалья были сформированы в позднем докембрии и палеозое. Они образуют выпуклую к северу дугу, которая далеко вдается в пределы находящейся севернее Сибирской платформы. Исследованиями последних 10-15 лет показано существование здесь фрагментов океанической коры, комплексов активных и пассивных континентальных окраин, островодужных и рифтовых образований позднедокембрийского и палеозойского возраста, установлено широкое развитие надвигов, тектонических покровов и крупных сдвигов [5, 13, 18, 19, 20, 21, 51]. Предложены плитнотектонические модели формирования орогенных поясов [13, 16, 23, 50а, 52], которые существенно отличаются друг от друга.

Характерной особенностью Забайкалья является широкое распространение метаморфических пород гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, которые долгое время считались докембрийскими и даже архейскими, а сейчас

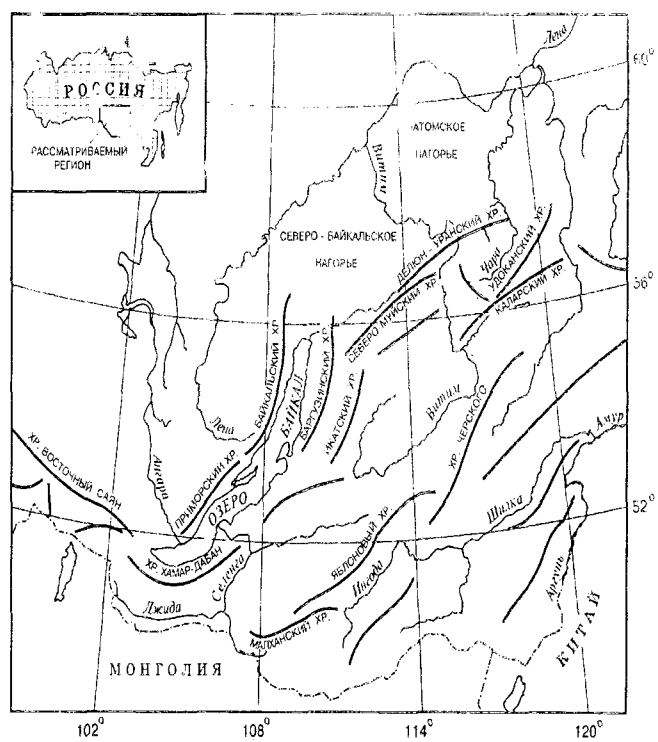


Рис.1. Физико-географические элементы Забайкалья и смежных районов.

многие из них, согласно изотопным данным, датируются как ранне- или среднепалеозойские. Другая особенность Забайкалья - широкое развитие гранитоидов различного типа преимущественно палеозойского возраста, которые слагают не менее 70-80% площади орогенных поясов, что до сих пор не находит удовлетворительного тектонического объяснения.

В данной статье излагаются результаты террейнового анализа орогенных поясов Забайкалья, выполненного авторами на основе опыта подобных исследований на смежной к востоку территории российского Дальнего Востока [39, 55, 57, 58].

Главными задачами нашего анализа были:

1) выделение террейнов, как ограниченных разломами блоков земной коры, характеризующихся своей отличной от смежных блоков историей геологического развития [53, 54];

2) классификация террейнов на основе принципа актуализма, отнесение их к фрагментам островных дуг, океанических образований, пассивных и активных континентальных окраин, кратонов и других образований, которые известны в современной геодинамической обстановке;

3) определение времени аккреции террейнов к Северо-Азиатскому кратону, главным образом, на основе анализа соотношений террейнов с перекрывающими их постаккреционными супракрустальными образованиями и прорывающими плутоническими породами.

4) построение структурной модели формирования орогенных поясов Забайкалья.

Представленную в статье модель следует рассматривать как попытку наметить общую тенденцию в кинематике смещений террейнов при их аккреции к Сибирскому континенту. Мы не ставили своей целью установить происхождение террейнов, откуда и какой путь они прошли до их аккреции к кратону. Решение этих вопросов является задачей последующих исследований, для которых требуется привлечение палеомагнитных и палеобиогеографических данных, которыми мы, к сожалению, не располагаем. При выделении террейнов мы использовали геодинамическую карту Забайкалья масштаба 1:1000000, которая составлена в Бурятском геологическом институте СО РАН на основе новейших геологических материалов, в том числе данных по глубинному строению территории.

БАЙКАЛО-ПАТОМСКИЙ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫЙ ПОЯС

Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс располагается вдоль границы орогенных поясов Забайкалья с Сибирской платформой (рис.2). В северной своей части он включает Патомскую дугу, которая к юго-западу переходит в Прибайкальский прогиб, расположенный вдоль западного побережья озера Байкал. Пояс образован складчатыми терригенными и карбонатными шельфовыми прибрежно-морскими и дельтовыми отложениями рифея мощностью до 12-15 км [48], которые представляют собой накопления пассивной окраины Сибирского континента. По направлению к платформе эти отложения выклиниваются, трансгрессивно перекрываясь терригенными отложениями венда и карбонатными соленосными отложениями кембрия. К югу от Патомской дуги, по удалению от платформы, они проградируют в глубоководные отложения континентального склона и его подножия [15, 16].

Байкало-Патомский пояс сформирован на опущенной окраине раннедокембрийского фунда-

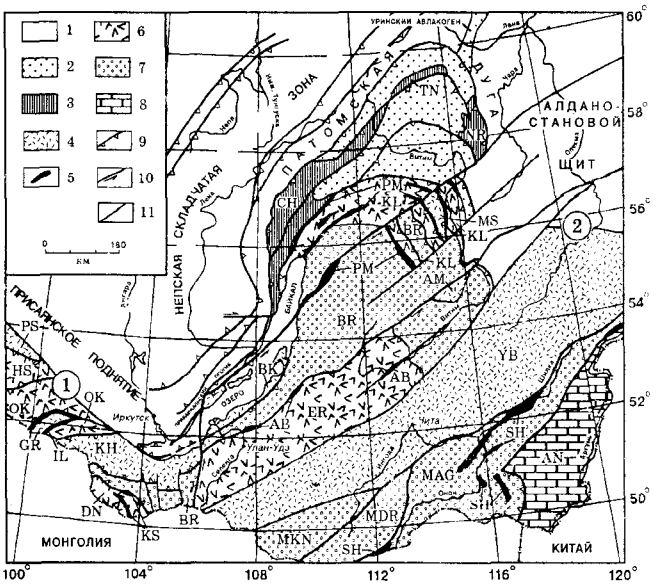


Рис.2. Главные террейны Забайкалья

Северо-Азиатский кратон: 1 - Сибирская платформа; 2-3 - Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс: 2 - рифейские отложения, 3 - раннедокембрийские образования (CH - Чуйский, TN - Тонодский , NR - Нечерский антиклинории).

Аккретированные террейны: 4 - кратонные (MS - Муйский, BK - Байкальский, AM - Амалатский, KH - Хамардабанский, GR - Гарганский, PS - Протеросаянский, YB - Яблоновый); 5 - океанические (PM - Парамский, SH - Шилкинский, KS - Хасуртинский, AB - Абагинский, IL - Ильчирский); 6 - островодужные (KL - Килянский, OK - Окинский, HS - Хамсаринский, DN - Джидинский, ER - Еравнинский); 7 - турбидитовые (BR - Баргузинский, Монголо-Охотский террейн: MKN - Куналейский, MDR - Даурский, MAG - Агинский субтеррейны); 8 - шельфовые (AN - Аргунский).

Разломы: 9 - надвиги, 10 - сдвиги, 11 - разломы.

Цифры в кружках: 1 - Главный разлом Восточного Саяна, 2 - Джелтулакский разлом.

мента, едином с Сибирской платформой, и вместе с ней составляет Северо-Азиатский кратон [27]. Рифейские отложения Патомской дуги продолжаются на платформу в пределах Уринского авлакогена, который отходит от дуги в северо-восточном направлении и выклинивается в основании Вилюйской синеклизы. Форма дуги, близкая к треугольной, и наличие авлакогена свидетельствуют о том, что заложение пассивной континентальной окраины здесь обусловлено 3-х лучевым рифтом. Две южные ветви рифта определили форму юго-восточной окраины кратона, которая была, по-видимому, лишь немного изменена в процессе палеозойских деформаций и приобрела дугообразность. Время проявления рифтогенеза возможно надо датировать ранним рифеем [7,16]. В отложениях этого возраста широко распространены грубообломочные породы, отмечаются вулканиты основного состава.

По периферии Байкало-Патомского пояса установлены системы пологих надвигов, которые смещают рифейские, вендские и кембрийские отложения и перекрыты недеформированными континентальными отложениями юры [1, 9, 24, 41]. В пределах Патомской дуги в надвиги вовлечены и породы раннедокембрийского фундамента, которые слагают ряд протяженных линейных полос, традиционно выделявшихся под названием Чуйского, Тонодского и Нечерского антиклинориев. В настоящее время установлено, что эти антиклинории представляют собой аллохтонные тектонические пластины относительно небольшой толщины. В их пределах обнаружены тектонические окна, в которых выступают рифейские отложения [12]. Надвиги и сопровождающие их складки продолжаются в широкой полосе северо-восточного простирания в пределах Сибирской платформы до 250 км к северо-западу от фронта Байкало-Патомского пояса. Это так называемая Непская зона деформаций, характеризующаяся субгоризонтальными срывами по соленосным горизонтам кембрия. Её можно сравнить с зоной деформаций гор Юра, расположенной перед фронтом Французских Альп. В пределах Непской зоны в деформациях участвуют нижне- и среднепалеозойские отложения, вплоть до нижнего карбона включительно. Возраст деформаций позднепалеозойский. Они перекрыты недеформированными нижнетриасовыми образованиями.

В районе Восточного Саяна граница Северо-Азиатского кратона проходит вдоль Главного разлома Восточного Саяна с признаками крупных правосторонних сдвиговых смещений [2]. Характерная клинообразная форма южной окраины Северо-Азиатского кратона между Восточным Саяном и озером Байкал, по-видимому, обусловлена раннерифейским рифтогенезом. В отличие от Байкало-Патомского пояса, представляющего опущенную окраину кратона, в районе Восточного Саяна фундамент кратона выступает на дневную поверхность. Главный разлом Восточного Саяна, возможно, следует рассматривать в качестве трансформного разлома, по которому происходили смещения параллельно границе кратона, и этим определяется отсутствие здесь краевого (перикратонного) опускания. К этому же типу поднятых окраин кратона относится ограничение Северо-Азиатского кратона к востоку от Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса в районе Алдано-Станового щита. Здесь граница кратона проходит по Джелтулакскому разлому, который к востоку (за пределами рассматриваемого района) сменяется Северо-Тукурингрским разломом также с признаками крупных сдвиговых смещений. Такого типа поднятые ограничения кратонов мы предлагаем назвать трансформными по аналогии с трансформными пассивными окраинами континентов [46]. Современным аналогом таких трансформных ограничений континентов является северное побережье Бискайского залива.

АККРЕТИРОВАННЫЕ ТЕРРЕЙНЫ

К югу от Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса и Главного разлома Восточного Саяна единое раннедокембрийское кристаллическое основание отсутствует. Эти районы представляют собой коллаж террейнов, которые были аккретированы к Северо-Азиатскому кратону в конце докембрия и палеозое. Наряду с островодужными, океаническими и глубоководными турбидитовыми террейнами рифейского и палеозойского возраста, здесь устанавливаются кратонные террейны, сложенные раннедокембрийскими метаморфическими породами. Кратонные террейны представляют собой фрагменты кратонов, отчлененные от них и вовлеченные в общий орогенический коллаж.

Ниже кратко охарактеризованы главные террейны Забайкалья.

Килянский островодужный террейн, расположенный южнее Байкало-Патомского пояса, образован туфами, туффитами и лавами риолитов, андезитов и базальтов, а также габбро и плагиогранитами рифейского возраста [8, 15, 26].

Парамский океанический террейн объединяет тектонические пластины и клинья шириной до 60 км и протяженностью до 300 км, которые представлены офиолитами предположительно раннерифейского возраста, располагающимися среди островодужных образований Килянского террейна.

Офиолиты включают гипербазиты, габбро, базальты и глубоководные кремнисто-глинистые породы [8, 15, 26]. Базитовые образования офиолитов представлены базальтами N-типа СОХ, а также бонинитами и базальтами островодужного типа. Офиолиты рассматриваются в качестве фундамента островной дуги, которую, возможно, следует датировать средним- поздним рифеем [16].

Баргузинский турбидитовый террейн, расположенный южнее, большей частью уничтожен гранитами палеозойского возраста. Стратифицированные породы сохранились лишь в виде ксенолитов и провесов кровли этих гранитов. Широко распространены метаморфические породы, которые многие исследователи считают раннедокембрийскими и на этом основании выделяют здесь континентальный массив или микроконтинент [16, 23]. Однако наиболее древние датировки унаследованных цирконов из палеозойских гранитов не превышают 1 200 млн лет Sm-Nd методом возраст корового вещества, из которого выплавлялась гранитная магма в палеозое, оценивается в 1,7-2,1 млрд лет [37, 38]. Среди относительно слабо измененных стратифицированных образований здесь установлены фаунистически охарактеризованные мощные сложно дислоцированные терригенно-карбонатные отложения кембрия и флишевые ордовикско-силурийские отложения [3, 10]. На основе палинологических данных предполагаются морские отложения девона [32]. Стратиграфически ниже фаунистически охарактеризованных отложений выделяются зеленосланцевые толщи с базальтами вендского или вендско-позднерифейского возраста.

Еравнинский островодужный террейн, примыкающий с юга к Баргузинскому террейну, образован лавами и пирокластами преимущественно среднего и кислого состава раннекембрийского возраста, которые заключают линзы и прослои рифогенных археоциатовых известняков, андезито-базальтов, базальтов и вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Характерны штоки и дайки основного, среднего, реже кислого состава. В состав террейна включены также отложения задуговых и междуговых бассейнов, представленные терригенными и карбонатными отложениями, местами покровами основных вулканитов [13].

Абагинский океанический террейн включает небольшие линзовидные тела гипербазитов и ортосланцев предположительно позднерифейского возраста, известные вдоль северной окраины и в центральной части Еравнинского террейна [13].

Джидинский островодужный террейн, большая часть которого расположена на смежной территории Монголии, образован низкохромистыми толеитовыми базальтами и андезито-базальтами, туфотурбидитами, сланцево-кремнисто-карбонатными и карбонатно-терригенными толщами раннекембрийского возраста, а также гранитоидами андезитового ряда среднего - позднего кембрия [29].

Хасуртинский океанический террейн представлен тектоническими пластинами офиолитов среди образований Джидинского террейна. Они сложены гипербазитами, габбро, габбро-пироксенитами, высокохромистыми толеитовыми базальтами и высокотитанистыми субщелочными базальтами венда - раннего кембрия [29].

Яблоновый кратонный террейн, примыкающий с юга к Еравнинскому террейну, на востоке Джелтулакским разломом отделяется от Северо-Азиатского кратона, а на западе уходит в пределы Монголии. Террейн сложен архейскими и раннепротерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами и обычно рассматривался как западное продолжение Становой зоны Алдано-Станового щита Северо-Азиатского кратона. В структурах орогенных поясов Забайкалья широкая полоса раннедокембрийских образований, разделяющая палеозойские островодужный и турбидитовый террейны, выглядит экзотической и выделяется в качестве самостоятельного террейна [16]. Появление Яблонового террейна в структурах Забайкалья логичнее, как нам представляется, связывать с крупными перемещениями по ограничивающим его сдвигам, которые имели место в позднепалеозойское время.

В южной части Восточного Саяна выделяются Гарганский, Окинский и Ильчирский террейны, которые протягиваются в широтном направлении и под острым углом сопрягаются с Главным разломом Восточного Саяна.

Гарганский кратонный террейн образован гнейсами и кристаллическими сланцами архейско-раннепротерозойского возраста [4].

Окинский островодужный террейн сложен рифейскими андезит-базальт-песчано-сланцевым, сланцево-риолит-андезит-базальтовым и андезит-базальт-карбонатным комплексами [22]. Возраст пород сархойской серии, которая входит в состав слагающих террейн образований [47], определен Rb-Sr изохронным методом в 718 ± 30 млн лет [30]. Характерны глаукофановые сланцы, которые тем же методом датированы в 825 ± 25 млн лет и 624 ± 52 млн лет. Принимается, что первая датировка соответствует времени высокобарического метаморфизма, а вторая - времени наложенного зеленосланцевого метаморфизма [26].

Ильчирский океанический террейн представлен офиолитами, которые включают гипербазиты, верлит-пироксенит-габбровый и сланцево-бонинит-андезит-базальтовый комплексы позднерифейского возраста [4, 22, 26]. Офиолиты несогласно перекрыты отложениями венда и присутствуют в гальке вендских конгломератов. Примечательно, что, как и офиолиты Парамского террейна, они относятся к островодужному типу и их следует рассматривать в качестве образований океанического фундамента и примитивной островной дуги.

Хамсаринский островодужный террейн, выделяющийся к северу от Окинского террейна, сложен кембрийскими андезитами, дацитами и риолитами, их туфами, вулканокластическими породами с линзами рифогенных известняков, прослоями карбонатных сланцев и песчанистых известняков [5а, 13].

Монголо-Охотский турбидитовый террейн располагается к югу от Яблонового кратонного террейна. Он продолжается на запад в центральные районы Монголии, а к востоку - вплоть до побережья Охотского моря. Общая его протяженность составляет 3 000 км при ширине 30-300 км. В составе террейна в пределах Забайкалья выделяются 3 субтеррейна, отличающиеся по полноте стратиграфического разреза, степени метаморфизма горных пород и другим признакам.

Кунадейский субтеррейн сложен песчано-сланцевыми турбидитами вендского возраста, метаморфизованными зонально от фации зеленых сланцев до амфиболитовой [45].

Даурский субтеррейн образован песчано-сланцевыми турбидитами девона - нижней перми с прослоями андезито-базальтов, яшм, кремнистых сланцев, конгломератов и гравелитов. Характерны коллизионные гранитоиды позднего карбона. Отмечаются небольшие блоки метаморфических пород и гранитов нижнего докембрия [45].

Агинский субтеррейн сложен песчано-сланцевыми турбидитами венда - нижней юры, заключающими прослои и линзы гравелитов, конгломератов, рифогенных известняков, яшм, кремнистых сланцев, базальтов, дацитов и риолитов. Подводная вулканическая деятельность проявилась на трех возрастных уровнях: в венде, на рубеже раннего и среднего девона и в раннем карбоне. Вулканиты ассоциируются с яшмами, кремнистыми сланцами и граувакками [13].

Шилкинский океанический террейн объединяет фрагменты офиолитов, распространенные в виде тектонических пластин и клиньев среди пород Монголо-Охотского террейна. Они сложены серпентинитами, метагаббро, метабазальтами, зелеными ортосланцами, серицит-альбит-кремнистыми и карбонатно-хлорит-серицит-альбит-кремнистыми сланцами, микрокварцитами, яшмоидами с прослоями песчаников и алевролитов. Базальты, ортосланцы и метагаббро умеренно-титанистые и субщелочные высокотитанистые. По геохимическим параметрам они сходны с базальтами N-типа и T-типа СОХ [14]. Возраст пород предположительно рифейский.

Аргунский шельфовый террейн, являющийся южным ограничением Монголо-Охотского террейна на территории Забайкалья, образован песчано-сланцевыми отложениями верхнего протерозоя, которые несогласно залегают на раннедокембрийских гранитах [45]. Отмечаются прослои базальтов и риолитов. Песчано-сланцевые отложения фациально замещаются карбонатными и алевролито-песчаными отложениями с конгломератами и гравелитами. Характерны небольшие массивы, пластовые тела и дайки габбро-диоритов и диабазов позднепротерозойского возраста. Верхнепротерозойские образования террейна несогласно с конгломератами в основании перекрыты шельфовыми мелководными терригенными и карбонатными отложениями венда и кембрия [43].

АККРЕЦИЯ ТЕРРЕЙНОВ В РИФЕЕ И ВЕНДСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПАССИВНАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА

Террейны северных районов Забайкалья: Парамский, Килянский и Муйский, примыкающие с юга к Байкало-Патомскому складчато-надвиговому поясу, с угловым несогласием перекрыты вендскими терригенными и кембрийскими преимущественно карбонатными слабоизмененными отложениями [7] (рис.3). Эти вендско-кембрийские отложения в целом сходны с синхронными отложениями Сибирской платформы, отличаясь от них на порядок большей мощностью, большей мористостью и отсутствием эвапоритов. Они слагают отдельные изолированные поля, описываемые как самостоятельные прогибы (Мамаканский прогиб и др.), но в действительности, видимо, представляют сохранившиеся от эрозии останцы единого с чехлом платформы осадочного покрова. В пользу этого вывода свидетельствуют также сходство кембрийской фауны с фауной Сибирской платформы [17]. Таким образом, аккреция Парамского, Килянского и Муйского террейнов к кратону произошла в конце рифейского времени, до начала венда. Большие мощности вендско-кембрийских отложений, отсутствие в разрезе вулканических пород и сходство с синхронными отложениями Сибирской платформы свидетельствуют о том, что эти отложения формировались в пределах пассивной окраины Сибирского континента [23, 25, 50а]. Вендско-нижнепалеозойские отложения Баргузин-

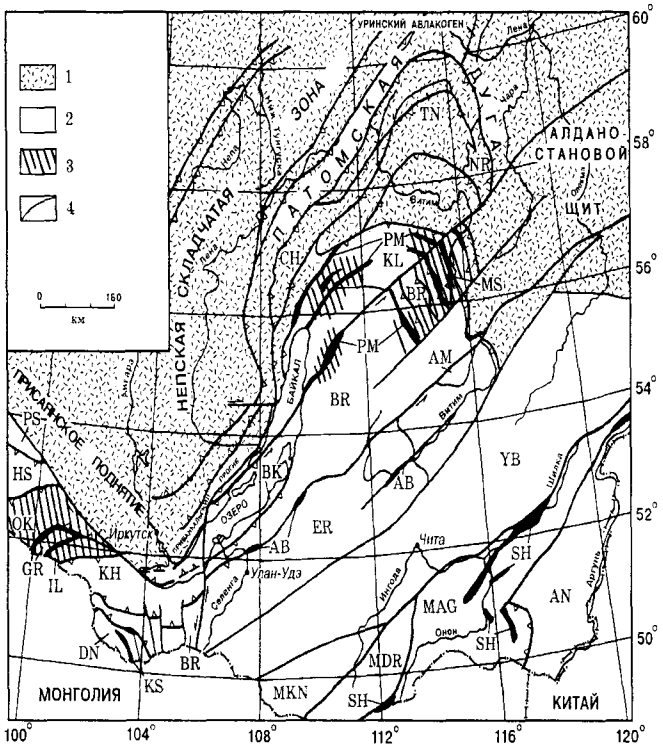


Рис. 3. Распространение вендско-кембрийских отложений пассивной окраины Сибирского континента.

1 - Северо-Азиатский кратон, 2 - аккретированные террейны, 3 - распространение вендско-кембрийских отложений. Остальные обозначения те же, что к рис. 2.

ского террейна, отличающиеся большей глубоководностью и присутствием мощных флишевых толщ, могут рассматриваться как отложения континентального склона и подножия данной пассивной континентальной окраины.

Сходные по составу терригенно-карбонатные вендско-кембрийские отложения широко распространены в южной части Восточного Саяна, где они несогласно с конгломератами в основании перекрывают Гарганский, Окинский и Ильчирский террейны и совместно с образованиями, слагающими террейны, вовлечены в надвигово-покровные структуры [4, 19, 22, 47]. Вендско-кембрийские отложения юга Восточного Саяна продолжаются на смежные территории Монголии и Тувы, где они несогласно перекрывают докембрийские метаморфические породы так называемого Тувино-Монгольского массива, образуя его деформированный чехол [25]. Не вызывает сомнения, что к началу венда различные по происхождению террейны юга Восточного Саяна и Тувино-Монгольского массива были амальгамированы в единый крупный блок, который некоторые авторы выделяют как микроконтинент [22, 23]. Сходство разрезов вендско-кембрийских отложений и кембрийской фауны этого микроконтинента и Сибирской платформы не позволяет согласиться с построениями, согласно которым микроконтинент находился в кембрии на расстоянии около 1 000 км от Северо-Азиатского кратона [23]. Более логичными выглядят палеотектонические реконструкции А.В.Ильина [25], который сравнивает Тувино-Монгольский массив совместно с южной частью Восточного Саяна в венде и кембрии с современным Флорида-Багамским выступом Североамериканского континента. Флорида-Багамский выступ далеко вдается в пределы Атлантического океана и характеризуется мощными шельфовыми накоплениями того же

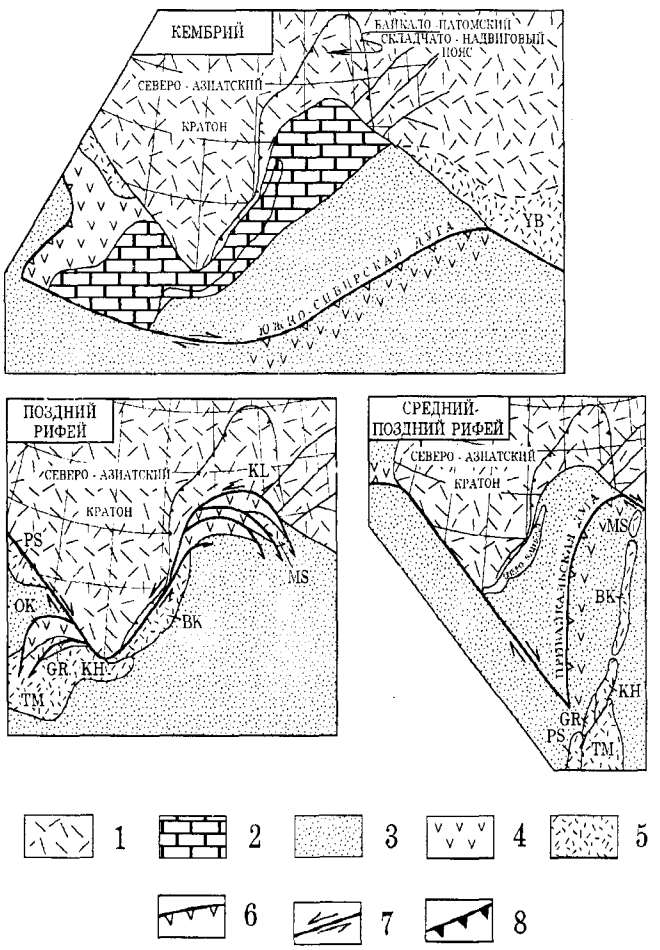


Рис.4. Палеотектонические реконструкции среднего рифея-кембрия.

1 - кратон, 2 - вендско-раннепалеозойская пассивная континентальная окраина, 3- океанический бассейн, 4- островная дуга, окраинно-континентальный магматический пояс и их фрагменты (террейны) (OK - Окинский, KL - Килянский), 5 - кратонный террейн (MS - Муйский, BK - Байкальский, KH - Хамардабанский, TM - Тувино-Монгольский, PS - Протеросаянский, YB - Яблоновый), супертеррейн - (AN - Аргунский террейн), 6 - зона субдукции, 6 - трансформный разлом и сдвиг, 8 - надвиг.

типа, что и на остальной части пассивной континентальной окраины. В отличие от Флорида-Багамского выступа, образованного в процессе рифтогенеза, южно-сибирский выступ возник как результат амальгамации ряда террейнов в более крупную тектоническую единицу в процессе аккреции их к кратону.

При обсуждении вопроса о характере предвендской аккреции террейнов к Северо-Азиатскому кратону обращает на себя внимание сходство террейнов южной части Восточного Саяна и Северного Забайкалья. Для обоих районов характерны небольшие кратонные террейны (Гарганский и Муйский), окруженные рифейскими офиолитами и островодужными образованиями, и сходные золоторудные месторождения [26]. Окинский и Килянский островодужные террейны, возможно, представляют фрагменты ранее единой Прибайкальской средне-позднерифейской дуги. Эта дуга и располагавшаяся в её тылу цепь кратонных террейнов были разрушены при их столкновении с южным остроугольным выступом Северо-Азиатского кратона. Обсуждаемая модель предвендской аккрециии террейнов с последующим формированием вендско-раннепалеозойской пассивной континентальной окраины показана на рис.4.

К югу и западу от террейнов, аккретированных к Северо-Азиатскому кратону в конце рифея и на которых сохранились остатки отложений венд-раннепалеозойской пассивной континентальной окраины, располагаются террейны, сложенные островодужными образованиями раннекембрийского или вендско-раннекембрийского возраста: Еравинский, Джидинский, Хамсаринский, а также Восточно-Таннуольский, расположенный за пределами рассматриваего района. Логично предположить, что эти террейны являются фрагментами единой Южно-Сибирской цепи островных дуг. Согласно нашей модели эта цепь дуг в районе Забайкалья отделялась от Сибирского континента бассейном с океанической корой, которая представлена офиолитами Абагинского и Хасуртинского террейнов, а на востоке Тувы и на севере Монголии сменяется окраинно-континентальными вулкано-плутоническими поясами.

КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТЫ И ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Гранитоиды, занимающие большую площадь северных и центральных районов Забайкалья, являются внутрикоровыми образованиями и формирование их следует связывать с процессами коллизии и аккреции террейнов к Северо-Азиатскому кратону (рис.5). Однако характер этой связи во многом остается загадочным. Несмотря на многие десятилетия интенсивного геологического изучения Забайкалья несколькими поколениями геологов, до сих пор не представляется возможным подразделить широко распространенные здесь гранитоиды на комплексы определенного состава и возраста. Проведенные в последние годы специальные геохронологические исследования по датированию цирконов U-Pb и Sm-Nd методами, а также датирование пород Rb-Sr изохронным методом выявили присутствие гранитов позднерифейского, кембрийско-ордовикского и позднепалеозойского возрастов. Так, граниты запада Баргузинского террейна имеют Rb-Sr изохронный возраст 1014 ± 80 млн лет, а гранитные жильные породы - 326 ± 27 млн лет [49]. Возраст этих же гранитов определен U-Pb изохронным методом по циркону в 301-314 млн лет с унаследованным цирконом, датированным в 1190 млн лет, и 3876 млн лет с унаследованным цирконом 50310 млн лет [37, 38]. Граниты востока Баргузинского террейна Rb-Sr изохронным методом датированы в 339 ± 23 млн лет [35]. Двуслюдяные граниты и пегматиты юго-западного окончания Патомской дуги изохронным методом по циркону датированы в 354 ± 12 и 322 ± 5 млн лет [36]. Возраст корового вещества, из которого выплавилась гранитная магма, определен Sm-Nd изотопным

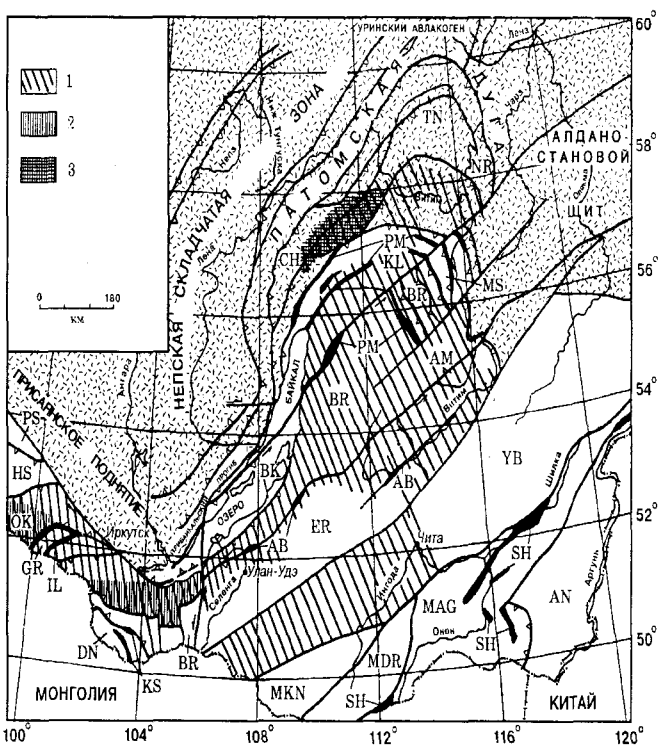


Рис.5. Распространение палеозойских коллизионных гранитов (1) и высокотемпературных зональных метаморфических образований раннепалеозойского (2) и позднепалеозойского (3) возрастов. Остальные обозначения те же, что к рис.3.

методом в 1,9 млрд лет. На западном берегу оз.Байкал U-Pb методом цирконы гранито-гнейсовых куполов Байкальского террейна, считавшиеся раннепротерозойскими, датированы в 1890 ± 25 и 465 ± 70 млн лет, что указывает на присутствие переработанного в раннем палеозое раннепротерозойского субстрата [6].

В пределах Килянского террейна граниты датированы U-Pb методом по циркону в 470, 537, 556 и 340-270 млн лет, протолит - в 1560 и 1375 млн лет [11, 42], граниты, пегматиты и мигматиты Хамардабанского террейна - Rb-Sr изохронным методом в 460, 519, 543, 710 и 905 млн лет [31].

Формирование позднерифейских гранитов может быть связано с аккрецией к кратону Прибайкальской островной дуги, а кембрийско-ордовикских гранитов с аккрецией Южно-Сибирской дуги. Ордовикско-силурийские флишевые отложения Баргузинского террейна и в составе постамальгационного комплекса юга Восточного Саяна, возможно, следует рассматривать в качестве синколлизионных образований.

В последние годы появились данные о раннепалеозойском возрасте высокотемпературного зонального метаморфизма по периферии Северо-Азиатского кратона. Так, гранулитовые комплексы Байкальского террейна в Приольхонье датированы в 485 млн лет [6]. Метаморфизм сопровождался крупноамплитудными сдвиговыми смещениями в северо-восточном направлении [44]. U-Pb изотопные исследования цирконов из гранулитов и эндербитов слюдянской и хангарульской серий Хамардабанского террейна, которые как и гранулиты Приольхонья, в прошлом относились к архею, выявили среди них образования с возрастом 2630 и 556 млн лет [40]. Термальное событие, датируемое в 556 млн лет, по глубине преобразования изотопных систем в цирконах сопоставляется с параметрами метаморфизма гранулитовой фации. На основе этих геохронологических данных следует допускать, что аккреция Южно-Сибирской островной дуги к кратону сопровождалось не только формированием больших объемов гранитов, но также высокотемпературным (до гранулитовой фации) зональным метаморфизмом.

Большое количество датировок гранитов в интервале 350-320 млн лет свидетельствует о широком распространении в Забайкалье деформационных процессов ранне- среднекаменноугольного возраста. Эти процессы могут быть связаны аккрецией к Сибирскому континенту Яблонового, Монголо-Охотского и Аргунского террейнов.

САЯНО-ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ И СЕЛЕНГИНО-ВИТИМСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И АККРЕЦИЯ ТЕРРЕЙНОВ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Девонско-раннекаменноугольный Саяно-Забайкальский вулкано-плутонический пояс протягивается на 2000 км в широтном направлении от Алтае-Саянской области и Северной Монголии в центральные и северные районы Забайкалья [13, 50] (рис.6). Пояс образован субщелочными и щелочными вулканитами, гранитами и габброидами. Времени формирования вулкано-плутонических образований пояса соответствует накопление глубоководных турбидитовых толщ Монголо-Охотского террейна, которые совместно с офиолитами Шилкинского террейна могут рассматриваться в качестве аккреционного клина этой магматической дуги (рис.7). Завершение формирования Саяно-Забайкальского пояса обусловлено аккрецией к Сибирскому континенту Аргунского шельфового террейна, точнее Амурского супертеррейна или микроконтинента [23], который включает Аргунский террейн и ряд других террейнов преимущественно континентальной природы за пределами рассматриваемого региона, амальгированных в единый блок во второй половине палеозоя. Эта аккреция, имела место в среднем-позднем карбоне и сопровождалась

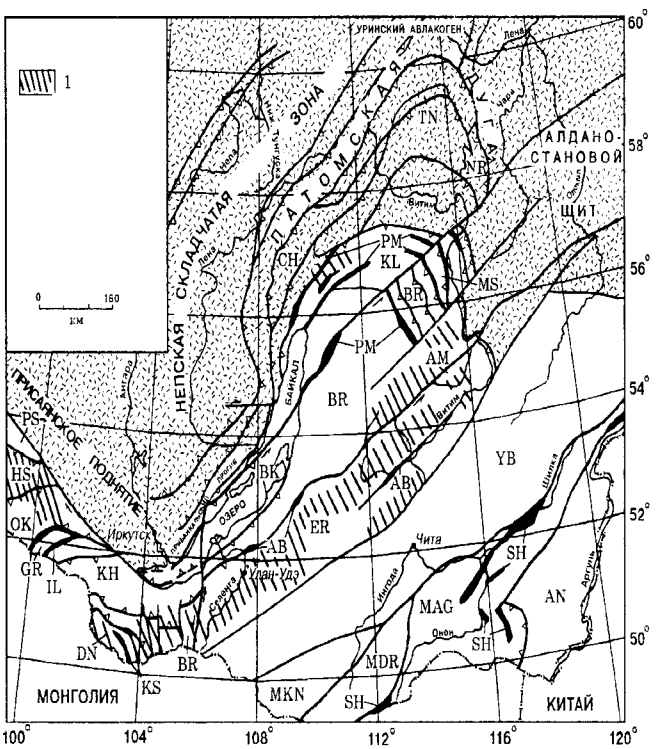
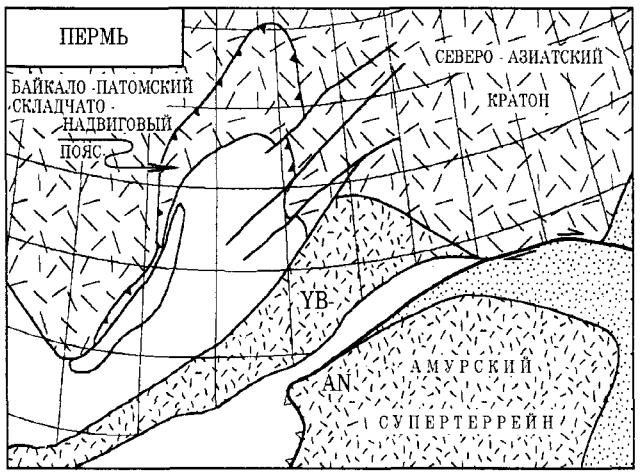
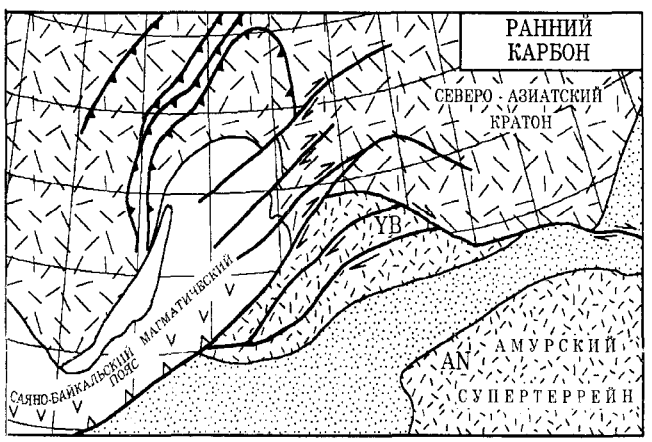


Рис. 6. Распространение вулкано-плутонических образований Саяно-Забайкальского пояса (1). Обозначения те же, что к рис. 3.





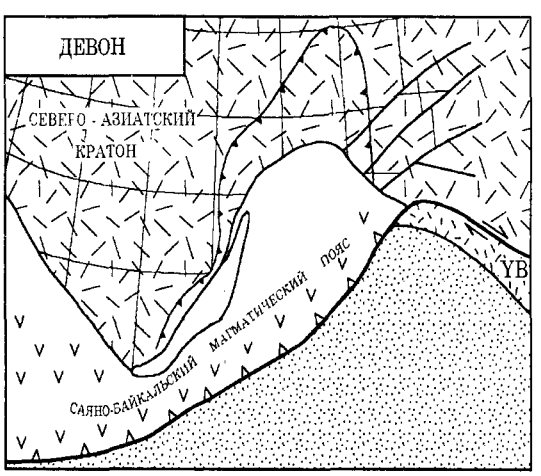


Рис.7. Палеотектонические реконструкции девона-перми. Обозначения те же, что к рис.4.

образованием коллизионных гранитов в пределах Монголо-Охотского террейна.

Важно обратить внимание на отсутствие девонско-раннекаменноугольных вулкано-плутонических образований в пределах Яблонового террейна на всем его протяжении, а к северу от него восточнее меридиана 116°. Этот факт может служить указанием на то, что Яблоновый кратонный террейн занял свое положение между Монголо-Охотским и Еравнинским террейнами лишь в среднем- позднем карбоне. Наличие раннепалеозойских коллизионных гранитов в юго-западной части Яблонового террейна с возрастом 438 млн лет [33] не противоречит такому представлению, поскольку они могли быть перемещены вместе с террейном после своего образования. До конца раннего карбона Саяно-Забайкальский пояс непосредственно сопрягался с Монголо-Охотским террейном. При этом зона субдукции, ответственная за формирование Саяно-Забайкальского пояса существовала лишь к западу от современного 116° меридиана, а восточнее по простиранию сменялась сдвиговым смещением вдоль южной окраины Северо-Азиатского кратона. Косая субдукция и связанное с ней косое сближение Амурского супертеррейна с Сибирским континентом объясняет последовательное закрытие глубоководного бассейна, существовавшего на месте Монголо-Охотского террейна, в направлении с запада на восток. Коллизионные граниты Даурского субтеррейна датируются поздним карбоном, а в пределах Агинского субтеррейна морское осадконакопление продолжалось вплоть до начала средней юры.

В среднем- позднем карбоне, перми и раннем триасе в Забайкалье в континентальных условиях формируется Селенгино-Витимский вулкано-

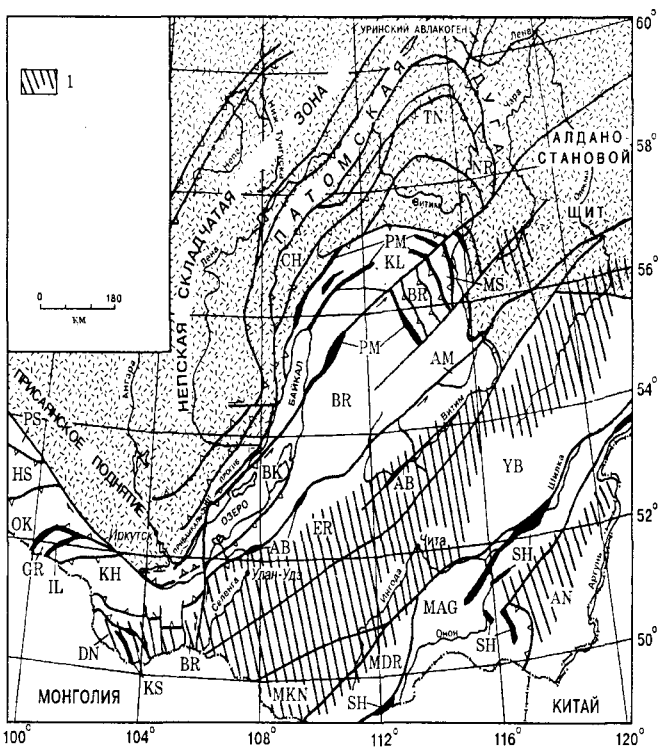


Рис.8. Распространение вулкано-плутонических образований Селенгино-Витимского пояса (1).

плутонический пояс, который протягивается из Северных районов Центральной Монголии до бассейнов рек Витим и Олекма на расстояние около 2 000 км при ширине 250-300 км (рис.8). Пояс представлен щелочными гранитами, комендитами, габбро-сиенитами и трахириолит-трахибазальтовыми контрастными вулканическими сериями. Селенгино-Витимский вулкано-плутонический пояс формировался на значительном (600-700 км) удалении от северной (в современных координатах) окраины Палеотетиса и не был обусловлен зоной субдукции. Образование Селенгино-Витимского пояса связывается с процессами внутриконтинентального рифтогенеза [13] или деятельностью горячих точек [23].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди террейнов, слагающих орогенные пояса Забайкалья, различаются фрагменты островных дуг рифейского и кембрийского возраста, коры рифейских и палеозойских океанических бассейнов, рифейских и палеозойских турбидитовых бассейнов континентального склона и его подножия, шельфов, а также фрагменты кратонов, образованные гнейсами и кристаллическими сланцами раннедокембрийского возраста. Аккреция террейнов к кратону началась в конце рифея и завершилась в конце палеозоя.

В конце рифея происходит столкновение Прибайкальской островной дуги с южным выступом Северо-Азиатского кратона и разделение единой дуги на Килянский и Окинский террейны. После последующей аккреции этих террейнов к кратону формируется венд-раннепалеозойская пассивная окраина Сибирского континента, которая была существенно разрушена в результате столкновения в конце кембрия - начале ордовика с Южно-Сибирской островной дугой кембрийского возраста. В процессе столкновения эта дуга также была расчленена на фрагменты, представленные Еравнинским, Джидинским и Хамсаринским террейнами.

Раннепалеозойская коллизия сопровождалась крупно-масштабными перемещениями по сдвигам северо-западного и северо-восточного простираний, складчатыми и надвиговыми деформациями в пределах пассивной континентальной окраины и формированием больших объемов гранитов и высокотемпературным зональным метаморфизмом. Кинематика перемещений террейнов в процессе их аккреции, как и в конце рифея, в значительной мере, видимо, определялась неровностями в очертании южного края Сибирского континента, в частности, его южно-сибирским выступом.

В девоне-начале карбона формируется Саяно-Забайкальский вулкано-плутонический пояс. Пояс перекрывает ранее аккретированные террейны и был сопряжен с располагавшимся южнее (в современных координатах) глубоководным бассейном, в котором были накоплены турбидиты Монголо-Охотского террейна, представляющие аккреционный клин этой активной континентальной окраины. Саяно-Забайкальский вулкано-плутонический пояс не продолжается восточнее 116° меридиана, что объясняется косой субдукцией со стороны Монголо-Охотского террейна, переходящий к востоку от 116° меридиана в правосторонний сдвиг вдоль его простирания.

Аккреция Монголо-Охотского террейна и расположенного южнее Амурского супертеррейна произошла в конце палеозоя. Позднепалеозойско-раннемезозойский внутриконтинентальный Селенгино-Витимский вулкано-плутонический пояс перекрывает все террейны южных районов Забайкалья и, таким образом, к началу его формирования все рассматриваемые террейны были аккретированы к Северо-Азиатскому кратону.

Заключительные и, по-видимому, наиболее сильные деформации в пределах Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса, а также в пределах Непской складчатой зоны Сибирской платформы по времени совпадают с аккрецией к кратону Яблонового и Монголо-Охотского террейнов и Амурского супертеррейна. Этот процесс сопровождался образованием коллизионных гранитов в центральных и северных районах Забайкалья на удалении в сотни километров от мест столкновения террейнов и высокотемпературным зональным метаморфизмом вдоль южной окраины Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. Устанавливаемые соотношения между аккрецией террейнов на юге Забайкалья и деформациями во фронтальных районах орогенных поясов, возможно, следует объяснять механизмом поперечного сжатия орогенных поясов при косой субдукции и косом причленении террейнов к окраине континента. Этот механизм разработан на примере Кордильер Северной Америки и объясняет деформации в складчато-надвиговом поясе Кордильер аккрецией террейнов на тихоокеанской их окраине [56]. Данная модель предполагает существование региональных субгоризонтальных срывов в основании и внутри земной коры, которые во фронтальной зоне орогенных поясов проявляются в виде листрических надвигов. В этой связи следует обратить внимание на пологие зоны пониженных скоростей сейсмических волн или, как

их называют, волноводы, которые давно известны в Забайкалье [28, 34]. Происхождение волноводов традиционно связывается с формированием в конце кайнозоя Байкальского рифта. Представляет интерес проанализировать их с позиций высказанных здесь соображений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Н.А.Берзину и Л.И.Попеко за критические замечания, которые были по возможности учтены при окончательной редакции статьи.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 95-05-15365с и 93-05-8299) и Международного научного фонда (грант R02300).

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 103 с.
2. Александров В.К., Таскин А.П. Региональные сдвиги Восточной Сибири и динамика их формирования// Геотектоника. 1990. № 3. С.50-58.
3. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 133 с.
4. Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Боос Р.Г. и др. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988, 192 с.
5.Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент//Геология и геофизика. 1994 Т.35, № 7-8. С.29-40.
5а.Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтая-Саянской области//Геология и геофизика. 1996. N 1. С.63-81.
6. Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье)// Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и её обрамления. Л.: Наука, 1990, с.170-183.
7. Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.
8. Булгатов А.Н. Рифейские осадочно-вулканогенные комплексы Среднего Привитимья (Забайкалье), геодинамические и фациальные условия их образования//Геология и геофизика. 1995 Т.36, № 7. С.34-41.
9. Булгатов А.Н., Зайцев П.Ф. Акитканская покровно-складчатая дуга (Прибайкалье) и перспективы её нефтегазоносности//Докл. РАН. 1994. Т.336, № 5. С.639-642.
10. Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области: Дисс. ... д-ра геол.-минер. наук в форме науч. докл. М.: Геол. ин-т РАН, 1993. 42 с.
11. Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным уран-свинцового датирования акцессорного циркона//Геология и геофизика. 1992. № 2. С. 29-40.
12. Быков А.Ф., Биджиев Р.А. Новые данные о покровном строении Патомского нагорья//Докл. АН СССР. 1990. Т.312, № 2. С.423-428.
13. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.
14. Гусев Г.С., Песков А.И. Новые данные о рифейских офиолитах Пришилкинского сегмента Монголо-Охотского шва//Докл. РАН. 1993. Т.333, № 2. С.220-223.
15.Гусев Г.С., Песков А.И., Соколов С.К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса// Геотектоника. 1992. № 2. С.72-86.
16.Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири)// Геотектоника. 1995. № 5. С.68-82.
17. Далматов Б.А. Биостратиграфия среднего кембрия Бурятии. Автореф. ... дисс. канд. геол.-минер. наук Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. 17 с.
18.Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолтового пояса//Магматизм и матаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Т.1. Новосибирск, 1983. С.11-19.
19.Добрецов Н.Л. Модель покровной тектоники Восточного Саяна//Геотектоника. 1985. № 1. С.39-50.
20. Добрецов Н.Л. Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое//Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М., 1986. С.26-36.
21. Добрецов Н.Л. Проблемы тектоники и офиолитовых поясов Центральной Азии, Южной Сибири и Северного Китая//Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. Новосибирск, 1990. С.7-25.
22.Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
23.Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн.1. М.: Недра, 1990. 327 с.
24.Иванов А.И., Рязанов Г.В. Структурно-кинематический анализ Патомского прогиба. Новосибирск: Наука, 1992. 88с.
25. Ильин А.В. О южном шельфе Сибирского континента в позднем докембрии и кембрии//Геология и геофизика. 1979. №8. С.10-19.
26. Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Скляров Е.В., Хаин Е.В. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: Новые радиологические, геологические и геохимические данные// Геология и геофизика. 1994. Т.35, № 7-8. С.152-168.

27. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А., Вотах О.А., Красильников Б.Н., Парфенов Л.М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН СССР, 1964. 74 с.

28. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев З.Р. Недра Байкала (по сейсмологическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105с.

29. Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И., Антипин В.С., Баянов В.Д., Филимонов А.В. Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье)//Геология и геофизика. 1995. Т.36. № 1. С.3-18.

30. Кузьмичев А.Б. Сархойская серия стратотипической местности (стратиграфия, структурное положение, возраст)//Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск, 1990. С.104-123.

31. Макрыгина В.А., Сандимирова Г.П., Николаев В.М., Плюснин Г.С. Возраст метаморфических пород Хамардабанского комплекса (Юго-Западное Прибайкалье)//Изотопное датирование метаморфизма и метасоматоза. М., 1987. С.186-195.

32. Минина О.Р., Гусаревич Г.А. Новые палеонтологические материалы по разрезу палеозоя р.Бамбуйки// Ежегодник- 94, вып.1. Улан-Удэ, 1994. С.16-18.

33. Миркина С.Л., Чухонин А.П., Козубова Л.А. Время формирования и последующего преобразования Малханского комплекса гранитов Забайкалья по данным свинцового метода//Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М., 1980. С.51-58.

34. Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф. Детальное изучение земной коры в Байкальской рифтовой зоне по данным рефрагированных волн// Геология и геофизика. 1983. № 12. С.82-91.

35. Мурина Г.А., Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Козубова Л.А. Возраст гранитов витимканского комплекса в Забайкалье по радиологическим данным//Докл. АН СССР. 1978. Т.238, № 3. С.666-668.

36. Неймарк Л.А., Соколов Ю.М., Друбецкая Е.Р. и другие. Возраст регионального метаморфизма и мусковитового пегматитообразования в Мамско-Бодайбинском прогибе//Изотопная датировка эндогенных рудных месторождений. Киев, 1990. С.130-132.

37. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства//Докл. РАН. 1993. Т.331, № 6. С.726-729.

38. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Гороховский Б.М. О полихронности Ангаро-Витимского батолита по данным U-Pb метода по циркону и сфену//Докл. РАН. 1993. Т.333, № 5. С.634-637.

39. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии//Геотектоника. 1993. № 1. С.68-78.

40. Резницкий Л.З., Халилов В.А., Васильев Е.П., Булина В.А. Первые результаты U-Pb изотопного исследования акцессорных цирконов из гранулитов слюдянского комплекса (Южное Прибайкалье)//Докл. АН СССР. 1991. Т.320, № 4. С.957-962.

41. Сизых В.И., Лобанов М.П. Шарьяжно-надвиговый контроль нефтегазоносности юга Сибирской платформы//Докл. РАН. 1994. Т.335, №5. С.621-625.

42. Срывцев Н.А., Халилов В.А., Булдыгеров В.В., Переляев В.И. Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса//Геология и геофизика. 1992. № 9. С.72-78.

43. Стецюк М.И. Верхний докембрий и кембрий Аргунь-Газимурского междуречья//Протерозойские комплексы восточной части Забайкалья. Владивосток, 1977. С.76-82.

44. Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион)//Геотектоника. 1993. № 4. С.30-45.

45. Фомин И.Н., Сизых В.И., Чередниченко В.П., Фалькин Е.М. Тектонические комплексы Забайкалья и их аналоги в сопредельных регионах//Тектоника Сибири, т.XII. Новосибирск, 1985. С.42-52.

46. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.

47. Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна// Геотектоника. 1992. № 6. С.18-36.

48. Шенфиль В.Ю. Поздний докемрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991.185 с.

49. Шергина Ю.П., Мурина Г.А., Козубова Л.А. О возрасте гранитов баргузинского комплекса по данным Rb-Sr метода//Докл. АН СССР. 1981. Т.261, № 4. С.946-949.

50. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

50a. Berzin N.A., Dobretzov N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic times//Proc. 29th JGC. Part B. 1994. P.53-70.

51. Bulgatov A.N., Mitrophanov G.L., TaskinA.P. The role of horisontal movements in the structure formation of transitional zone from the Siberian platform to Sayan-Baikal fold belt//4-th Intern. Symp. On Geodinamic Evolution of Paleoasian Ocean.Novosibirsk, 1993, P.36-38.

52. Gordienko I.V. Paleozoic geodynamic evolution of the Mongol-Okhotsk fold beld//Journal of Southeast Asian Earth Sciences. 1994. V.9, No 4. P.429-433.

53. Howell D.G., Jones D.L., Schermer E.R. Tectonostratigraphic terranes of the Circum- Pacific region: principles of terrane analysis//D.G.Howell (Editor), Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, 1985. P.3-31.

54. Jones D.G., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America// M.Hashimoto and S.Uyeda (Editors), Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions: Terrapub, Tokyo, 1983. P.21-35.

55. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Bundzen T.K., Feeney T.D., Fujita K. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map.U.S. Geological Survey, Open-File Report 94-714, 1994. 221 p.
56. Oldow J.S., Bally A.W., Lallemant H.G.A., Leeman W.P. Phanerozoic evolution on the North American Cordillera: United States and Canada//The Geology of North America, vol. A. An Overview. Ed. A.W.Bally and A.R. Palmer. Boulder, Colorado, Geological Society of America, 1989. P.139-232.
57. Parfenov L.M. Accretionary history of northeast Asia/ /1992 Proceedings of the International Conference on Arctic Margins. Ancorage, Alaska, USA, 1994. P.183-188.
58.Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V. Terrane analysis and accretion in northeast Asia. The Island Arc., 2, 1993. P.35-54.

Поступила в редацию 6 февраля 1996 г.

L.M.Parfenov, A.N.Bulgatov, I.V.Gordienko

Terranes and formation of the orogenic belts, Trans-Baikal region

Orogenic belts of the Trans-Baikal region are located in the south of Siberia within the Baikal-Patomsky fold-thrust belt which forms the North-Asia craton together with the Siberian platform and is situated southward the terrane collage accreted to the craton in the late Riphean, Early and Late Paleozoic.There were distinguished and characterized terranes represented fragments of the Riphean and Paleozoic island arcs, oceanic crust, turbidite basins of the continental slope and its bottom, shelfs and craton fragments composed of Archean and Early Proterozoic cristalline rocks as well. Accretion resulted in successive accretion of the Siberian continent trending from the north to the south. The accretion was followed by large strike-slip displacements conditioned by the North Asia craton's wedged southern nose and by the repeated deformations and high -temperatured metamorphism within previously accreted terranes and adjacent craton margin.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1996, том 15, № 4, с. 16-29

УДК 551.8.07:564.7:551.736.3(571.61/.64)

БИОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕПЕРМСКИХ МШАНОК ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Л.И.Попеко

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Установлены сообщества позднепермских мшанок, характеризующие бореальные, тетические и смешанные бореально-тетические биохории. Бореальные комплексы отличаются от тетических малым таксономическим разнообразием, доминированием фенестеллид, редкостью криптостомид, однообразием рабдомезид и трепостомид, невысоким рангом эндемиков. В смешанных комплексах преобладает тетическая составляющая. Аномальное расположение районов, охарактеризованных фауной разной палеобиогеографической принадлежности, в современной структуре обусловлено процессами мезозойской аккреции и более поздними сдвиговыми перемещениями.

1. ВВЕДЕНИЕ

В последние два десятилетия внимание многих исследователей привлекают вопросы формирования восточной окраины Азиатского континента [6, 7, 28, 41]. Особый интерес вызывает юг Дальнего Востока России [20, 22, 42], поскольку на этой территории происходит сочленение структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. В то же время, здесь установлены практически для всех периодов и эпох палеозоя фаунистические ассоциации, характеризующие разные палеобиогеографические подразделения высокого ранга - области и провинции [32] . Изучение хорологической структуры дает неоценимый материал для палеогеодинамических реконструкций.

Наиболее контрастно палеобиогеографическая дифференциация проявлена в отложениях позднепермского возраста. Мшанки являются одной из наиболее распространенных групп позднепермской фауны. Зачастую они присутствуют в разрезах, где нет других органических остатков. В статье будут рассмотрены особенности позднепермской хорологической структуры юга Дальнего Востока и Забайкалья на примере мшанок владивостокского и нижней части чандалазского горизонта в Южном Приморье, осахтинской свиты Приамурья, а также возрастных аналогов этой части разреза в Западном и Центральном Сихотэ-Алине, в Монголо-Охотии, в частности, сосучейского и тоготуйского горизонтов Забайкалья. По мере необходимости будут привлекаться данные по другим группам фауны и флоре. Этот стратиграфический уровень отвечает казанскому и татарскому ярусам общей шкалы или мургабскому и мидийскому ярусам стратиграфической шкалы области Тетис [11, 23, 30, 33] . Он выбран неслучайно. Из всех пермских образований отложения этого возраста наиболее широко распространены на рассматриваемой территории, а фауна их наиболее хорошо изучена. На этом отрезке геологической истории биота обладала значительным числом признаков, позволяющих со значительной степенью достоверности судить об изначальном положении обособленных ареалов организмов в тех или иных широтах, что в первую очередь влияло на палеобиогеографическую дифференциацию. Наличие на этом этапе смешанных бореально-тетических фаун дает возможность сравнивать одновозрастные комплексы разной палеобиогеографической принадлежности. Присутствие в тоготуйском, чандалазском горизонтах и осахтинской свите аммоноидей рода *Timorites* делают корреляцию достаточно надежной.

2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ МШАНОК

Рассматриваемая территория расположена в полосе между 42 и 54° с.ш. Она включает Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алинскую складчатые системы, Буреинский и Ханкайский массивы (рис. 1). Эти крупные тектонические единицы неоднородны по своему строению. В их структуре присутствуют различающиеся по стратиграфическим последовательностям, магматическим и метаморфическим событиям, характеру дислокаций террейны, ограниченные крупномасштабными тектоническими нарушениями [3, 54]. Те из них, в которых присутствуют образования казанского и татарского (мургабского и мидийского) ярусов, обозначены на рис. 2. Среди них различаются два типа: 1) аккреционные, состоящие из хаотической смеси палеозойских и мезозойских пород океанического происхож-

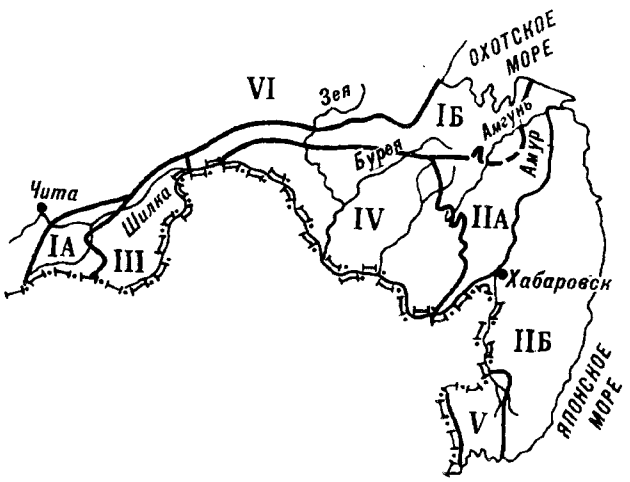


Рис. 1. Основные тектонические единицы юго-востока России.

I - Монголо-Охотская складчатая система: IА - Забайкальское звено, IБ - Амуро-Охотское звено; II - Сихотэ-Алинская складчатая система: IIА - Западный Сихотэ-Алинь, IIБ - Центральный и Восточный Сихотэ-Алинь; III - V- срединные массивы: III - Аргунский, IV - Буреинский, V - Ханкайский; VI - Сибирская платформа.

дения и терригенных пород и 2) с допалеозойской континентальной корой и регулярной последовательностью пермских морских и прибрежно-морских образований. Особенности систематического состава пермской биоты позволяют выделить в пределах этой территории районы с типично бореальной фауной и ангарской флорой, районы, в которых присутствует тетическая фауна, и, наконец, районы со смешанной бореально- тетической фауной и ангаро-катазиатской флорой [1, 2, 26, 27, 32].

Тетические морские фауны отличаются от бореальных присутствием фузулинид, рифостроящих кораллов, большим разнообразием систематического состава, наличием значительного количества эндемиков. Ранг эндемичных таксонов, характеризующих Тетическую и Бореальную области, для разных групп фауны различен. Если для Тетической области можно назвать эндемичные отряды, то в Бореальной эндемизм проявлен на уровне родов и видов. Для мшанок свойственна большая степень космополитизма, в том числе и на родовом уровне. Космополитные роды составляют большую часть бореальных комплексов, но комбинации их, количественные соотношения и видовой состав в Тетической и Бореальной областях различны. Видовое разообразие их в Бореальной области во много раз уступает тем же родам в Тетической. Эндемичных бореальных родов с большой долей условности можно назвать лишь считанные единицы. Однако зачастую они являются доминантами и присутствуют в большом количестве экземпляров.

Мшанки являются прикрепленными бентонными организмами. К свободному перемещению они способны в кратковременный период личиночной стадии. Если судить по современным морским мшанкам, местом их обитания является шельф с глубинами от уровня отлива до 200-300 м, преимущественно до 40 м. В тех случаях, когда ископаемые мшанки захоронены *in situ*, седиментологические особенности содержащих их осадков этому не противоречат. Обширные океанические пространства являются, таким образом, барьерами для их расселения. Поэтому информация о распространении сходных комплексов этих организмов может быть использована как индикатор территорий, связанных ранее общими шельфами.

А. МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Забайкальское звено. Содержащие мшанок верхнепермские отложения приурочены к Агинскому террейну [3]. Мшанки характеризуют ритмично построенную, преимущественно терригенную борзинскую серию, распространенную в бассейне среднего течения р. Борзи. В строении серии принимают участие 9 ритмов, состоящих из песчаников, туфопесчаников, алевролитов с прослоями аргиллитов, гравелитов, конгломератов, туфов кислого состава. Грубозернистые разности слагают нижние части ритмов, к верхам их размерность кластического материала постепенно уменьшается.

Нижняя часть разреза (сосучейский горизонт) содержит бореальных брахиопод *Magadania baikurii* (Ustr.), *M. modotonensis* Kotl., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Neospirifer* sp., двустворок *Kolymia* cf. *inoceramiformis* Lich., *Streblopteria* cf. *englehardti* (Ether. et Dun.), *Vorcutopecten subclathratus* (Keys.) и кордаитовую флору ангарского облика. На основании этих данных сосучейский горизонт сопоставляется со средней и верхней частями омолонского горизонта Северо-Востока России и датируется казанским веком [25, 33]. Остатки мшанок весьма многочисленны. Таксономическим разнообразием они не отличаются, в то время как каждый из таксонов представлен большим количеством экземпляров. Доминантами являются фенестеллиды *Permofenestella, Spinofenestella, Polyporella, Polypora*, а среди них - род *Permofenestella*. Трепостомиды представлены родами *Dyscritella, Stenopora*, рабдомезиды - родами *Maychellina, Maychella, Streblascopora*, криптостомиды и цистопориды отсутствуют. Большинство родов имело в поздней перми всесветное распространение. Исключение составляет род *Permofenestella* - эндемик

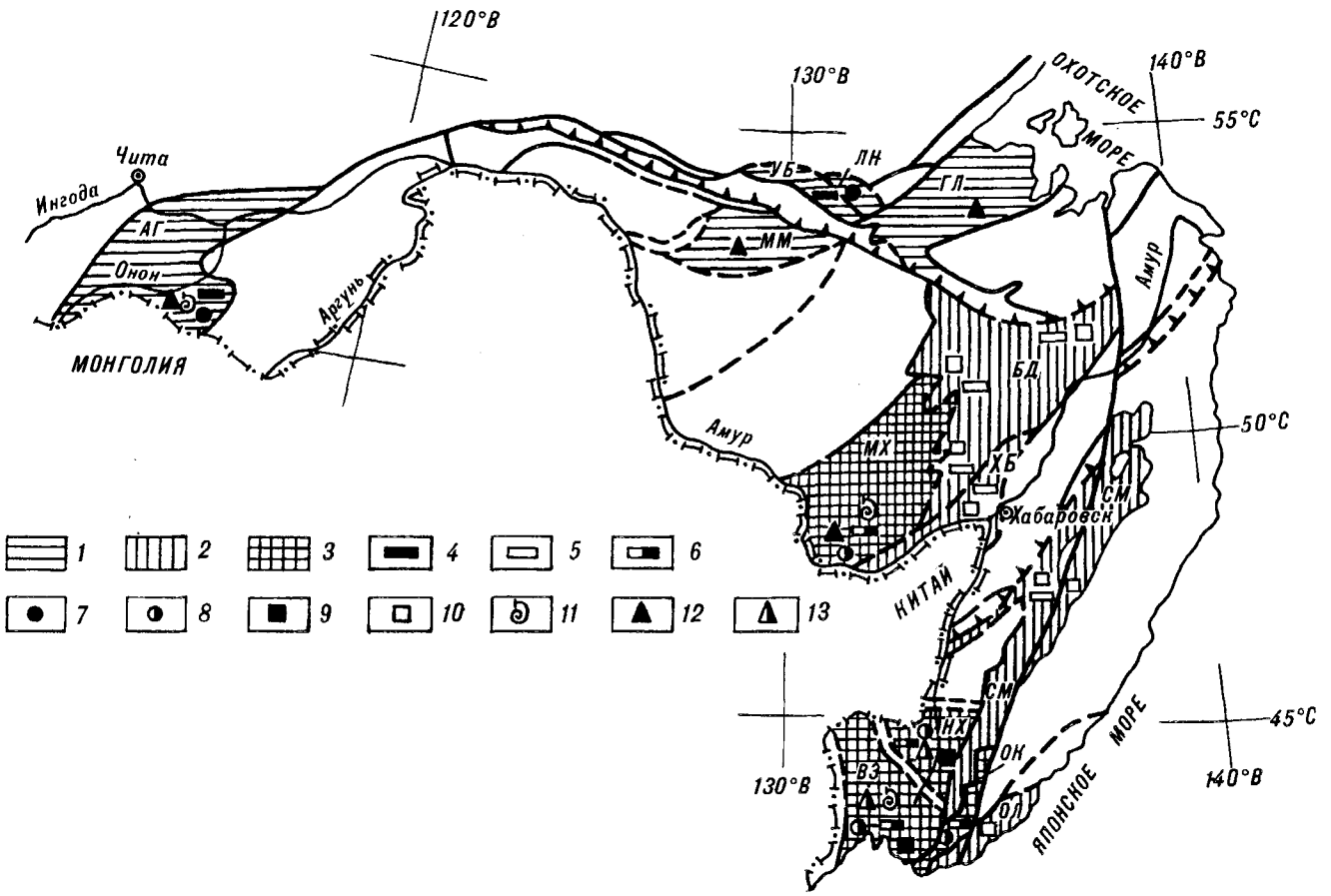


Рис. 2. Пермская биогеографическая зональность юго-востока России.

1-3 - районы распространения фауны и флоры: 1 - бореальной и ангарской, 2 - тетической, 3 - смешанных бореально-тетической и ангарско-катазиатской; 4- 13 - фауна и флора: 4-6 - мшанки (4 - бореальные, 5 - тетические, 6 - бореально-тетические), 7-8 - брахиоподы (7 - бореальные, 8 - бореально-тетические); 9-10 - фузулиниды (9 - северной части Восточного Тетиса, 10 - центральной части Восточного Тетиса); 11 - Timorites; 12-13 - флора (12 - ангарская, 13 - ангарско-катазиатская).

Буквами обозначены террейны: АГ - Агинский, УБ - Унья-Бомский, ЛН - Ланский, ГЛ - Галамский, ММ - Мамынский, МХ - Малохинганский, ВЗ - Вознесенский, НХ - Нахимовский, ОК - Окраинский, ХБ - Хабаровский, БД - Баджальский, СМ - Самаркинский, ОЛ - Ольгинский.

Бореальной области. Перечисленные роды в большинстве своем представлены новыми видами [31]. Среди известных в других регионах можно отметить виды *Permofenestella colymaensis* (Nekh.), *P. labuensis* (Moroz.), *Maychellina nervosa* Moroz., описанные в верхах омолонского горизонта на Северо-Востоке России [19], *Dyscritella spinosa* Rom., *Streblascopora biserialis* Bassler, *Maychella tuberculata* Moroz., присутствующие в осахтинской свите Приамурья, владивостокском и чандалазском горизонтах Южного Приморья [9,18].

Мшанки залегающего согласно на сосучейском тоготуйского горизонта обнаруживают большую преемственность с предыдущим комплексом. Родовой состав их практически не меняется. Кроме того, их связывает ряд общих видов. Сопутствующие им типично бореальные брахиоподы родов *Cancrinelloides, Tumarinia, Neospirifer, Permospirifer* и двустворки *Maitaia* ex gr. *bella* Biak. позволяют надежно сопоставлять вмещающие отложения с гижигинским горизонтом Северо-Востока России [25]. Корреляция тоготуйского горизонта с гижигинским по мшанкам в значительной мере условна. Родовой состав тоготуйских мшанок имеет большее сходство с таковым позднеомолонского комплекса. Их связывают и два общих вида - *Permofenestella labuensis* (Moroz.) и *Dyscritella turbini* Rom. [19]. Однако, учитывая слабую изученность гижигинских мшанок и большой возрастной диапазон как указанных видов, так и всего родового комплекса, такую корреляцию можно допустить. Сходство родового состава мшанок, а также три общих вида *Dyscritella turbini* Rom., *Streblascopora gracilis* Rom. и *Maychella metaporata* Rom. дают

возможность сопоставить тоготуйский комплекс с одновозрастными мшанками хр. Джагды [37] (Унья-Бомский террейн Амуро-Охотского звена Монголо-Охотской системы [54]).

Пятью общими видами (*Dyscritella spinosa* Rom., *D.praespingera* Rom., *Maychella tuberculata* Moroz., *Streblascopora biserialis* Bassler, *S. confusa* Moroz.) мшанки тоготуйского горизонта связаны с комплексом осахтинской свиты на юге Буреинского массива (Малохинганский террейн) [28,34]. Три последних вида, а также Stenopora buragoi Kiseleva [9] являются общими для тоготуйского и чандалазского горизонтов (Ханкайский массив). Одновозрастность этих трех комплексов мшанок подтверждается находками совместно с ними рода *Timorites* - руководящей формы кэптенского подъяруса гваделупского яруса региональной американской шкалы.

Следует заметить, что как нижнепермские, так и каменноугольные отложения Агинского террейна характеризуются фауной бореального типа. Вся известная в этом и в смежных террейнах пермская флора имеет ангарский облик.

Амуро-Охотское звено. Единственное местонахождение позднепермских мшанок известно в бассейне р. Шевли в центральной части хр. Джагды [8, 37] (Унья-Бомский террейн по [54]). Остатки мшанок здесь присутствуют не в первичном залегании. Они обнаружены в известняковом олистолите в олистостромовом горизонте, входящем наряду с горизонтами песчаников, туфопесчаников, алевролитов, глинистых сланцев, диабазов в состав муяканской свиты. Возраст свиты считается позднетриасовым на основании согласного залегания на ней нелской свиты, содержащей позднетриасовую фауну [8]. Среди мшанок, по данным Т.В.Романчук [37], присутствуют трепостомиды, рабдомезиды и криптостомиды, представленные космополитными родами. Доминируют *Dyscritella* и *Maychella*. Комплекс включает следующие виды: *Tabulipora exilaporata* Rom., *Dyscritella turbini* Rom., *D. magna* Rom., *D. shevliensis* Rom., *D. spinigera* (Bassler), *Paralioclema vagum* Rom., *Streblascopora gracilis* Rom., *Maychella metaporata* Rom., *Timanodictya lucida* Rom. Большинство видов за исключением одного оказались новыми, но, как выяснилось впоследствии, некоторые из них имеют широкое площадное распространение. В частности, *Dyscritella turbini* и *D. magna* характерны для верхов омолонского горизонта [19]. *Dyscritella turbini, Streblascopora gracilis* и *Maychella metaporata*, как уже отмечалось, установлены в Забайкальском звене Монголо-Охотской системы. Описанный в Индонезии вид *Dyscritella spinigera* распространен в осахтинской свите на юге Буреинского массива и в чандалазском горизонте Ханкайского массива. Позднепермской бореальной фауной охарактеризован смежный с Унья-Бомским Ланский террейн. Здесь она представлена брахиоподами, присутствующими в терригенных флишоидных образованиях. Среди брахиопод, наряду с видом-индексом зоны *Cancrinelloides curvatus*, выделенной в гижигинском горизонте на Омолонском массиве [25], установлены *Licharewia stuckenbergi* (Netch.), *Neospirifer* cf. *invisus* (Zav.), *Cleiothyridina* sp. Верхнепермские терригенные отложения, принимающие участие в строении аккреционного комплекса Галамского террейна, также входящего в состав Амуро-Охотского звена, охарактеризованы скудным комплексом растительных остатков ангарского облика, датированных уфимским веком.

Б. ЮГ БУРЕИНСКОГО МАССИВА

Весьма разнообразный комплекс мшанок установлен в средней подсвите осахтинской свиты, распространенной на юге Буреинского массива (Малохинганский террейн). Свита сложена нормально наслоенными морскими мелководными разнозернистыми песчаниками, содержащими прослои конгломератов, гравелитов, алевролитов и органогенно-обломочных известняков. Такая породная ассоциация может рассматриваться как образовавшаяся на пассивной континентальной окраине. Комплекс насчитывает 60 видов 34 родов. Здесь присутствуют представители пяти отрядов палеозойских мшанок - Cystoporida (*Fistulipora, Hexagonella, Prismopora, Fistulamina, Coscinotrypa, Goniocladia*), Trepostomida (*Permopora, Hinganella, Ulrichotrypella, Parastenodiscus, Tabulipora, Dyscritella, Lioclema, Paralioclema, Arcticopora, Permolioclema*), Rhabdomesida (*Rhabdomeson, Primorella, Streblascopora, Maychella, Clausotrypa*), *Fenestellida* (*Exfenestella, Fabifenestella, Rectifenestella, Spinofenestella, Hinganotrypa, Septopora, Synocladia, Polypora, Reteporidra*), Cryptostomida (*Hayasakapora, Girtyporina, Girtypora, Tavayzopora*) [18, 34, 35, 39]. Подстилающие отложения фауной не охарактеризованы.

Совместно с мшанками в среднеосахтинской подсвите присутствуют остатки брахиопод как бореальных родов (*Waagenoconcha, Spiriferella, Yakovlevia, Neospirifer*), так и тетических (*Leptodus, Richthofenia* и др.), двустворчатые моллюски, среди которых особо следует отметить бореальный вид *Maitaia bella* Biak., аммоноидеи рода *Timorites*, несколько выше по разрезу - растительные остатки (*Taeniopteris* sp., *Callipteris congermana* Zal., *Psygmophyllum* sp.), среди которых преобладают роды, характерные для фитохорий, приуроченных к южной периферии Ангариды (Дальневосточная

провинция Транссибирской подобласти по [4,15]), и отсутствующие в центральных ее частях. Фузулиниды в среднеосахтинской подсвите не обнаружены.

В составе комплекса среднеосахтинских мшанок, как уже отмечалось, присутствуют 5 общих видов с мшанками тоготуйского горизонта Забайкалья. Более половины видов известны в чандалазской и барабашской свитах Южного Приморья [9]. Роды *Girtypora* и *Girtyporina* характерны для кэптенского подъяруса гваделупского яруса Северной Америки [48]. *Dyscritella florida* Yang et Loo, *Paralioclema neospirigerum* (Yang et Loo), *Exfenestella sinopermiana* (Yang et Loo), *Spinofenestella subconstans* (Yang et Loo), *S. tribifurcata* (Yang et Loo), *Polypora sinoconinkiana* Yang et Loo, *Polypora irregularis* (Yang et Loo) описаны из известняков маокоу Китая. Виды *Fistulipora timorensis* Bassler, *Streblascopora marmionensis* (Ether.), *S. germana* Bassler, *Septopora orientalis* Bassler, *Polypora macrops* Bassler, кроме того ряд близких видов родов *Fistulipora, Rhabdomeson* и *Clausotrypa* делают возможной корреляцию со слоями баслео и амарасси Тимора [46]. Такая корреляция подкрепляется присутствием во всех названных подразделениях рода *Timorites*, зональной формы кэптенского подъяруса гваделупского яруса [33, 49, 53]. Два вида (*Maychella tuberculata* Moroz. и *Streblascopora confusa* Moroz.), а также сходный родовой состав связывают среднеосахтинских мшанок с солонкерским комплексом Юго-Восточной Монголии [29]. Виды *Fistulipora timorensis* Bassler, *Hayasakapora erectoradiata* Bassler и ряд близких видов родов *Prismopora, Coscinotrypa, Sulcoretepora* присутствуют в серии акасака Японии.

В родовом комплексе среднеосахтинских мшанок играют существенную роль роды, имевшие в поздней перми исключительное или преимущественное распространение в Тетической области. Они представляют практически все известные в это время отряды. Среди цистопорид это *Hexagonella, Prismopora, Coscinotrypa,* среди трепостомид - *Hinganella, Permolioclema*, среди рабдомезид - *Clausotrypa,* среди фенестеллид - *Hinganotrypa, Septopora, Fabifenestella, Exfenestella.* Ряд родов (*Permopora, Ulrichotrypella, Parastenodiscus, Tavayzopora* и др.) известны только в Уссурийской провинции. Наряду с ними присутствует значительное число космополитных родов, в составе которых преобладают виды, эндемичные для этой провинции. Упомянутые выше виды этих родов, общие с мшанками из известняков маокоу Южного Китая, представляют тропическую биоту. Виды *Dyscritella spinosa, D. praespinigera, Maychella tuberculata, Streblascopora confusa,* описанные в разрезах Северо-Востока и Забайкалья, можно считать бореальными. Таким образом, мшанковая фауна, как и брахиоподы, имеет смешанный бореально-тетический характер, однако тетическая составляющая преобладает.

В северной части Буреинского массива (Мамынский террейн) позднепермские образования адамихинской свиты, состоящей из алевролитов, песчаников, углистых аргиллитов, конгломератов и гравелитов, содержит флору ангарского типа [33].

В. ХАНКАЙСКИЙ МАССИВ

Ханкайский массив неоднороден. В его строении принимают участие Вознесенский, Нахимовский, Матвеевский кратонные террейны [54]. В дальнейшем мы будем называть их Ханкайскими террейнами. Несмотря на некоторые различия в вещественном составе пермских образований, они характеризуются большим сходством позднепермских комплексов фауны и флоры, так же как смежный Окраинский террейн. Это позволяет прослеживать в их пределах региональные стратиграфические подразделения - горизонты [33]. Поэтому для них будет дан общий анализ комплексов органических остатков.

Верхнепермские владивостокский и чандалазский горизонты сложены морскими и прибрежно-морскими нормально слоистыми терригенными, терригенно-карбонатными, рифогенными карбонатными отложениями и вулканитами среднего и кислого состава. Эта породная ассоциация может рассматриваться как островодужная.

Во владивостокском горизонте, датируемом мургабским веком, родовая ассоциация мшанок (слои со *Stenopora clara*) несет признаки смешения бореальных и тетических форм. На фоне значительного числа родов, имеющих всесветное распространение, следует отметить бореальные роды *Wjatkella* и *Maychellina*, с одной стороны, и тетические *Eridopora* и *Prismopora* - с другой. Доминантами во владивостокском комплексе являются фенестеллиды и трепостомиды, а среди последних – космополитные роды *Dyscritella, Stenopora, Tabulipora*. Присутствуют виды, близкие к известным в верхах омолонского горизонта Северо-Востока России. Вместе с тем, здесь отмечены не характерные для Бореальной области и достигшие максимального распространения в чандалазское время роды *Fistulipora* и *Girtyporina* [9].

Сопутствующие мшанкам брахиоподы (слои с *Muirwoodia mammata*) содержат только бореальные роды *Muirwoodia, Rhynchopora, Timaniella, Spiriferella*, среди которых есть виды, общие с видами из омолонского горизонта Колымо-Омолонской провинции Бореальной области [25].

Исключительно разнообразная ассоциация мшанок характеризует чандалазский горизонт,

объединяющий чандалазскую, барабашскую и угодинзинскую свиты. Мшанкам сопутствуют богатейшие комплексы фузулинид, мелких фораминифер, брахиопод, кораллов, реже - аммоноидеи, двустворчатые моллюски, гастроподы, сфинктозои, единичные конодонты. Синхронные лагунные и прибрежно-морские образования содержат сицинский комплекс растительных остатков.

Зонам *sutschanica - dutkevitschi* и *stricta*, слагающим нижнюю половину чандалазского горизонта, соответствуют комплексы мшанок с *Dyscritella bogatensis* и с *Ogbinopora perforata* [9]. В их составе установлено 55 родов, представляющих 5 отрядов палеозойских мшанок. При количественном преобладании фенестеллид и трепостомид своеобразие этому комплексу придает разнообразие цистопорид и криптостомид, большая, чем во всех других регионах, роль рабдомезид.

В составе цистопорид наблюдается 4 группы родов: 1) космополитные, 2) имеющие распространение преимущественно в Бореальной области, 3) присутствующие в разных райнах Тетиса, 4) эндемичные для Уссурийской провинции. Среди имеющих всесветное распространение родов, но представленных в Бореальной области единичными видами, следует отметить *Fistulipora, Cyclotrypa, Goniocladia*, причем род *Fistulipora* для чандалазского горизонта наиболее характерен и отличается видовым разнообразием. Бореальной составляющей комплекса цистопорид являются роды *Meekopora* и *Coscinotrypa*, представленные эндемичными видами, тетической - *Eridopora, Hexagonella, Fistulamina, Prismopora*. Наконец, распространение родов *Etherella, Evactinostella, Epiactinotrypa* в рассматриваемый промежуток времени ограничено Уссурийской провинцией [9, 56, 57]. Среди видов некоторых из перечисленных родов присутствуют общие с мшанками слоев баслео и амарасси Индонезии, зоны *Yabeina* Японии, серии Лопин Южного Китая, гнишикского горизонта Закавказья, солонкерского комплекса Юго-Восточной Монголии. Наибольшее число общих видов, в том числе эндемичных, связывает рассматриваемый комплекс с таковым среднеосахтинской подсвиты юга Буреинского массива.

Из 12 родов трепостомид 6 (*Stenopora, Tabulipora, Ulrichotrypella, Dyscritella, Pseudobatostomella, Paralioclema*) обнаружены как в Бореальной, так и в Тетической областях [9, 56, 57]. Обращает на себя внимание видовое разнообразие рода *Dyscritella* на рассматриваемом уровне. Тетическими родами являются *Hinganella*, и *Stenodiscus. Neoeridocampilus, Parastenodiscus* и *Ruzhencevia* - эндемики Уссурийской провинции. В составе рода *Dyscritella* имеются формы, близкие к обнаруженным в гваделупских отложениях Северной Америки. Присутствуют южнокитайские виды.

Из 5 родов рабдомезид единственный род *Ogbinopora* характерен только для Тетической области. Четыре рода (*Rhabdomeson, Primorella, Streblascopora, Maychella*) распространены как в Тетической, так и в Бореальной областях. Наибольшим числом видов представлены *Streblascopora и Maychella*, причем виды *Streblascopora biserialis* (Bassler), *S. confusa* Moroz., *Maychella tuberculata* Moroz. известны в тоготуйском горизонте Забайкалья. *Maychella tuberculata* входит также в состав солонкерского комплекса Юго-Восточной Монголии. *Streblascopora fasciculata* (Bassler) имеет широкий диапазон распространения на Северо-Востоке России (омолонский и хивачский горизонты). Виды остальных родов эндемичны для Уссурийской провинции.

Мшанки отряда Fenestrida, будучи наиболее многочисленными в Бореальной области, широко представлены и в рассматриваемом районе. Большая часть родов имеет всесветное распространение (*Fenestella, Rectifenestella, Spinofenestella, Polypora, Polyporella, Penniretepora* и др.). В их составе наряду с видами, эндемичными для Уссурийской провинции, составляющими большую часть комплекса, присутствуют виды, общие и сходные как с тетическими южнокитайскими, так и с известными на Русской платформе, т.е. в Западно-Арктической провинции Бореальной области (последних меньше). В виде единичных экземпляров присутствуют роды, пользующиеся в поздней перми преимущественным распространением в Бореальной области (*Kingopora, Wjatkella*), наряду с преимущественно тетическими *Acanthocladia, Septopora, Synocladia, Hinganotrypa*.

Существенную роль в ранне-среднечандалазском комплексе мшанок играют криптостомиды, представленные эндемичными видами двух космополитных родов *Girtypora* и *Girtyporina* и двумя родами, распространенными в поздней перми только в Уссурийской провинции - *Tavayzopora* и *Hayasakapora*.

Таким образом, для мшанок нижней и средней частей чандалазского горизонта характерно смешение тетических и бореальных элементов. В конце чандалазского времени (слои с *Girtypora regula*, соответствующие зоне *Metadoliolina lepida*) происходит существенное обеднение систематического состава мшанок. Здесь преобладают эндемичные для Уссурийской провинции виды космополитных родов. Присутствуют также виды, общие с комплексом лопин Южного Китая [9].

Смешанный состав имеют и сопутствующие мшанкам брахиоподы зон *Substrianifera vladivostokensis* и *Leptodus nobile - Spiriferella rajah*,

примерно соответствующие по объему зонам *sutschanica - dutkevitschi* и *stricta*. Среди них присутствуют как бореальные роды *Yakovlevia, Muirwoodia, Waagenoconcha, Anidanthus Cancrinella, Neospirifer, Spiriferella*, так и тетические *Enteletes, Transennatia, Tyloplecta, Haydenella, Spinomarginifera, Leptodus* и другие. В низах чандалазского горизонта (зона *Substriatifera vladivostokensis*) преобладают бореальные роды, среди которых отмечены виды, указанные в селандерской свите Шпицбергена [12], в формации Фолдвик Восточной Гренландии, возраст которых оценивается как татарский. Характерно значительное уменьшение количества бореальных и увеличение числа тетических элементов снизу вверх по разрезу. Зональный комплекс *nobilis - rajah*, кроме большого числа эндемичных, содержит общие и близкие виды с брахиоподами верхней части формации Варгал Пакистана, слоев баслео Индонезии, никитского комплекса Северного Кавказа, а также с известными в Кашмире, Непале, Тибете, Японии, Кампучии [12, 30]. Следует подчеркнуть сходство систематического состава чандалазских брахиопод с таковым солонкерского комплекса Юго-Восточной Монголии и особенно верхней части разреза Усу-Хонгор Внутренней Монголии в Китае [10, 29], а также одинаковый характер смены в разрезах совокупностей родов разной палеобиогеографической принадлежности.

Комплекс фузулинид, распространенных в нижней и средней частях разреза чандалазского горизонта, весьма своеобразен. В его составе представлены *Sichotenella, Reichelina, Lantschichites, Codonofusiella, Metadoliolina, Lepidolina,* многочисленные *Monodiexodina*, единичные *Yabeina*. Особый колорит ему придает присутствие *Monodiexodina*. В целом комплекс фузулинид соответствует сообществу, характерному для провинции, названной Т.Озава [55] Angara Tethyan. Отложения с *Monodiexodina sutschanica* и *Codonofusiella* на юго-западе Китая (Тибет) относят к верхам болорского - кубергандинскому ярусу перми [60]. Коррелируя эти отложения с приморской зоной *Monodiexodina sutschanica - Metadoliolina dutkevitschi*, в которой присутствуют высокоорганизованные фузулиниды *Yabeina* и *Lepidolina*, китайские геологи, по мнению А.П.Никитиной (устное сообщение) и Э.Я.Левена [13], безосновательно удревняют и тибетские, и приморские разрезы. Это же можно сказать о зоне *Monodiexodina matsubaishi* на юге гор Китаками, которую сопоставляют с кубергандинским и мургабским ярусами верхней перми [47], хотя в ней известны кодонофузиеллы и раузереллы, и правильнее было бы считать ее мидийской.

Верхняя часть чандалазского горизонта (зона *Metadoliolina lepida - Lepidolina kumaensis)* отличается массовым развитием метадолиолин и особенно лепидолин, которые в подстилающих отложениях немногочисленны, ябеин, реже - неошвагерин. Увеличивается видовое разнообразие сихотенелл, рейхелин, парарейхелин, кодонофузиелл и др. [12].

Кораллы начинают играть заметную роль только с середины чандалазского времени (зона stricta), причем на этом этапе преобладают одиночные ругозы. Позднее (зональный момент *lepida - kumaensis*) в обновленном коралловом комплексе в рифовых фациях доминируют ваагенофиллиды, являющиеся зачастую каркасостроителями [30,33].

Исключительно важную информацию дает анализ систематического состава растительных остатков рассматриваемого и смежных стратиграфических уровней. По [2], раннепермские флоры Ханкайского массива и прилегающих территорий имеют типично ангарский облик. Доминируют в них кордаитантовые. На рубеже ранней и поздней перми (среднеабрекский подгоризонт) появились первые единичные катазиатские мигранты. Среди них можно назвать *Sphenopteris* aff. *tenuis* Schenk., вид, близкий к известному в серии Нижняя Шихэцзы Сероката-зиатской провинции. Споры этих растений могли распространяться ветром на значительные расстояния. Вместе с ними обнаружены представители гондванской флоры - *Glossopteris*. Число катазиатских элементов, особенно среди папоротников, заметно (до 5%) увеличилось в уфимском веке (верхнеабрекский подгоризонт), хотя доминантами по-прежнему оставались кордаитантовые. В дальнейшем (владивостокский горизонт) число последних постепенно сокращается, и преобладающими становятся папоротники и птеридоспермы, отличающиеся большим таксономическим разнообразием. Эти преобразования связаны прежде всего с потеплением климата, возможно обусловленным перемещением территории к югу, а также, по-видимому, с тем, что сократившаяся акватория северо-восточной ветви Палеотетиса не представляла уже существенного барьера для их расселения. Такая тенденция в изменении растительности продолжается и позднее. Самое большое содержание термофильных еврамерийско-катазиатских элементов (до 40%) наблюдается в слоях с *Marattiopsis orientalis* (раннечандалазское время, зональный момент *sutschanica - dutkevitschi*) [2, 30]. Среди них, помимо многочисленных новых (эндемичных?) родов и видов, присутствует значительное количество форм, характерных для серии Верхняя Шихэцзы Северо-Катазиатской провинции, а также известных в Печорской провинции. Позднее, в период формирования зоны *stricta*, когда комплекс мшанок с *Ogbinopora perforata* был наиболее обогащен

тетическими формами, флористические ассоциации претерпевают существенные изменения. Этому интервалу соответствует сицинский комплекс растений, проходящий и в верхние части чандалазского горизонта (зона *lepida - kumaensis*), где присутствует сообщество брахиопод, характеризующееся наибольшим количеством тетических родов (зона *Prorichthofenia ussurica*). В сицинском комплексе отмечено падение таксономического разнообразия. Существенную роль начинают играть кордаитантовые, доминирующие в ряде местонахождений. Обновление видового состава членистостебельных, в частности аннулярий, происходит за счет появления ангарских видов, сменяющих катазиатские. Уменьшается число теплолюбивых катазиатских элементов, полностью исчезают "гондванские" формы. Катазиатские виды, за исключением двух, унаследованы от предыдущей стадии, что свидетельствует о почти полном прекращении иммиграции. Вместе с тем, усиливается проникновение печорских растений [2, 30].

Расхождение во времени начала появления на Ханкайских террейнах термофильных элементов флоры и тетической фауны, так же как несовпадение максимумов их присутствия, обусловлено, по-видимому, более скорой реакцией наземных растений на изменение климатических условий, с одной стороны, и разной способностью к миграции – с другой. Скорость расселения прикрепленного и лежачего морского бентоса ограничена весьма кратковременной подвижностью в личиночной стадии.

Г. СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В Сихотэ-Алинской складчатой системе пермские фаунистические сообщества присутствуют в составе пород, образующих разновозрастные аккреционные комплексы. Они зафиксированы в Хабаровском, Баджальском, Самаркинском и Ольгинском террейнах. Аккреционные комплексы обладают хаотической структурой. В их строении принимают участие пермские и триасовые кремни и известняки, основные вулканиты, иногда терригенные породы, юрские и меловые кремнисто-глинистые сланцы, турбидиты, олистостромы [17, 20, 23, 44]. Возраст матрикса в меланже, представленного чаще всего рассланцованными пелитовыми, пелито-псаммитовыми породами, турбидитами, мелкообломочными олистостромами, различен - раннемеловой в Хабаровском, юрский в Самаркинском и Ольгинском аккреционных комплексах. Определен он по содержащимся в матриксе радиоляриям. Наряду с меланжем в аккреционных комплексах присутствуют чешуйчато-надвиговые структуры. Отдельные пластины в них сохраняют первоначальное строение. Информацию о пермской биоте несут главным образом рифовые и мелководные известняки, слагающие пластины и тектонические линзы, включения в меланже и олистостромах.

Ранее хаотические образования в составе аккреционных комплексов описывались как подводно-оползневые и конседиментационные брекчии, возникшие в результате оползней в условиях сложнодифференцированного дна морских бассейнов. Предполагалась одновозрастность обломков пород сходного состава, крупные олистолиты известняков рассматривались как сингенетические тела. На основании содержащейся в них фауны определялся возраст вмещающих толщ [40]. Позднее в обломках кремнистых и других пород, сопутствующих известнякам, а также во вмещающих образованиях были обнаружены остатки мезозойских радиолярий и конодонтов. Оказалось, что верхнепалеозойские, и, в частности, пермские отложения имеют в аккреционных комплексах Западного, Центрального и Восточного Сихотэ-Алиня ограниченное распространение, будучи представлены в олистолитах, тектонических блоках и пластинах среди мезозойских образований.

а) Восточный Сихотэ-Алинь

Наиболее полное представление о последовательности смены пермских фаунистических комплексов дают рифогенные известняки, входящие в состав аккреционного Ольгинского террейна. Известняковые тела достигают нескольких километров в поперечнике при мощности до 1000 м. Они рассматриваются как осадочные "шапки" древних гайотов, современное положение которых обусловлено процессами аккреции у окраины континента [43]. Основанием для такого заключения служат следующие обстоятельства. Известняки отличаются химической чистотой и отсутствием терригенной примеси, что свидетельствует о формировании их в удаленной от континента области. В состав Ольгинского аккреционного комплекса входят также близкие известнякам по возрасту маломощные отложения, представленные яшмами, кремнями, кремнистыми аргиллитами с прослоями железо-марганцевых осадочных руд, т.е. характерные образования абиссальных котловин океана. Возраст их определяют содержащиеся в них конодонты и радиолярии. Структура и состав базальтов, ассоциированных с известняками, типичны для океанических островов. Вулканиты, присутствующие в основании крупных массивов известняков, имеют с последними "холодный"

контакт. Известняки в своей подошве содержат обломки базальтов.

Рифогенные известняки формировались практически непрерывно в течение длительного времени - с конца девона до середины поздней перми. На всех стадиях рифообразования в составе биоценозов преобладали водоросли и фораминиферы, в перми изредка встречались кораллы и мшанки. Последние, к сожалению, не изучены. Однако своеобразие фораминиферовых комплексов заслуживает специального рассмотрения, поскольку здесь возможно установить последовательность смены комплексов в разрезе. В отличие от Ханкайских и смежных террейнов, где фузулиниды ранее мидийского века не известны, в Ольгинском террейне они многочисленны и разнообразны с самого начала перми до конца первой половины мидийского века [24]. В самом молодом мидийском комплексе в Восточном Сихотэ-Алине не известны характерные для синхронных отложений Ханкайских террейнов монодиксодины, метадолиолины, лепидолины. Здесь присутствуют *Reichelina, Minojapanella, Codonofusiella, Yangchenia, Verbeekina, Neoschwagerina, Sumatrina* и др. Общие виды с фузулинидами чандалазского горизонта практически отсутствуют. Преобладание в позднепермских комплексах представителей семейств Verbeekinidae и Neoschwagerinidae позволяет считать их наиболее близкими к фузулинидовым сообществам центральной части Восточного Тетиса [55]. Здесь установлены и более древние сообщества фузулинид и их последовательность в разрезе - раннепермские зон *Schwagerina, Robustoschwagerina, Chalaroschwagerina, Misellina* и позднепермские зон *Cancellina - Armenina* и *Neoschwagerina* [12, 24, 33]. Фузулинидовая фауна включает такие характерные роды, как *Toriyamaia, Pseudoschwagerina, Acervoschwagerina, Pseudofusulina,* что делает возможным вывод о том, что содержащие их известняки сформировались внутри Тетической области (*s.s.*).

б) Западный Сихотэ-Алинь

Хабаровский террейн сложен меловым аккреционным комплексом. Известняки, содержащие пермскую фауну, являются включениями в меланже и в олистостромах. Они образуют тела, размеры которых колеблются от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Разновозрастная пермская фауна представлена преимущественно фораминиферами, иногда им сопутствуют мшанки. Установлены пермские комплексы фузулинид, характеризующие 6 стратиграфических уровней от сакмарского до джульфинского яруса [33, 40]. В отличие от Ольгинского террейна, где фауна приурочена к крупным телам известняков, хотя и нарушенным разломами, но где, тем не менее, возможно определить последовательность смены фауны в разрезе, распределение глыб известняков с фауной в хабаровском комплексе хаотическое: рядом находящиеся включения содержат разновозрастную фауну, и, напротив, разные уровни характеризуются одновозрастными ассоциациями. В сопутствующих известнякам включениях кремней обнаружены как конодонты пермского облика (единичная находка *Neogondolella?*), так и триасовые конодонты и радиолярии [44]. Матрикс, в который погружены эти породы, представленный рассланцованными слоистыми песчано-глинистыми породами и тонкообломочной олистостромой, содержит радиолярии конца раннего готерива - раннего баррема [21].

Наиболее представительные сообщества мшанок встречены совместно с фузулинидами яхташского и мургабского возраста. В остальных случаях они либо отсутствуют, либо представлены не определимыми до вида космополитными родами *Fistulipora, Dyscritella* и др. Раннепермские фузулиниды *Pseudofusulina kraffti* (Schellw. et Dyhranf.), *P. mengi* (Chen.), *Triticites* sp., которые могут быть отнесены к яхташскому веку, сопровождаются в ряде известняковых тел мшанками родов *Prismopora, Dyscritella, Streblascopora, Clausotrypa* и видов *Hayasakapora ambigua* Rom., *H. modificata* Rom. [33, 38, 40]. Среди них роды *Prismopora, Fistulamina* и *Clausotrypa*, представленные новыми видами, более тяготеют в своем распространении к центральной и северной частям Тетической области . Виды *Hayasakapora ambigua* и *H. modificata* присутствуют в аллохтонных известняковых телах Баджальской аккреционной системы. Мургабский комплекс фузулинид, включающий *Pseudodoliolina ozawai* Yabe et Hanzawa, *Neoschwagerina craticulifera* (Schwag.), *Verbeekina* cf. *verbeeki* (Geinitz) и др., сопровождается мшанками тетических родов *Prismopora, Permolioclema* и космополитными *Fistulipora, Dyscritella, Lioclema, Paralioclema, Streblascopora, Fenestella, Polypora, Hayasakapora, Girtypora,* причем новые виды родов *Lioclema, Paralioclema* и *Hayasakapora minuta* Rom. присутствуют также в известняковых включениях в меланже Баджальского террейна.

Баджальский террейн сложен сложен мощным вулканогенно-кремнисто-терригенным комплексом отложений. В его составе ранее был выделен ряд подразделений, возраст которых от раннего-среднего карбона до поздней перми базировался на определении фауны (фораминиферы, мшанки), присутствующей в известняковых "прослоях" и "линзах", считавшихся синхронными вмещающим отложениям [40]. Проведенные позднее исследования показали, что известняки, часто ассоциированные с

вулканитами основного состава, слагают отдельные пластины либо образуют олистолиты в олистостромовых горизонтах. Размеры их варьируют от нескольких сантиметров до первых сотен метров. При этом рядом расположенные глыбы характеризуются разновозрастной фауной. Более того, оказалось, что наряду с глыбами известняков, содержащих раннепермских фузулинид, в тех же горизонтах присутствуют глыбы кремнистых пород с конодонтами как пермского облика (*Gondolella* sp.), так и свойственными пограничным слоям нижнего и среднего триаса, среднетриасовыми и средне-позднетриасовыми. Подобная ситуция характерна для всех выделенных подразделений [45]. Тем не менее состав пермской фауны в аллохтонных телах известняков интересен с точки зрения ее палеобиогеографической принадлежности.

В изолированных известняковых олистолитах и пластинах присутствуют ассоциации фораминифер, характеризующие 6 различных стратиграфических уровней перми [33, 38, 45]. Они легко сопоставимы с комплексами, выделенными в известняках Ольгинского террейна. В отличие от последних, где мшанки редки, в Баджальском террейне фораминиферам на ряде уровней сопутствуют мшанки. Поскольку мы имеем дело с хаотическими образованиями, данные о систематическом составе мшанок могут быть использованы лишь выборочно, в тех случаях, когда они присутствуют вместе с фораминиферами в одной глыбе, пластине или тектонической линзе, либо содержат формы, стратиграфическое положение которых в других регионах известно. Родовые сообщества, состоящие из космополитных родов широкого возрастного диапазона, позволяющие говорить лишь об их пермском или даже позднепалеозойском возрасте, присутствующие в изолированных телах известняков и не сопровождаемые более точно датированной фауной, мало пригодны для анализа.

Раннепермские комплексы фузулинид, характерные для конца ассельского - сакмарского, яхташского, конца болорского веков сопровождаются мшанками. Не останавливаясь детально на рассмотрении этих комплесов, следует заметить, что несмотря на космополитизм большинства родов, ряд из них в ранней перми тяготеет к Тетической области. Соотношение родов, присутствие тетических видов, ассоциация с фузулинидами позволяют говорить о принадлежности их к тетическим биохориям.

Мургабскому уровню соответствует комплекс фузулинид с *Neoschwagerina craticulifera* (Schwag.), *Pseudodoliolina* cf. *ozawai* Yabe, *Verbeekina* cf. *verbeeki* Geinitz. Его сопровождают мшанки *Fistulipora, Fistulocladia, Hexagonella, Permopora, Paralioclema, Rhabdomeson, Streblascopora, Fenestella, Polypora, Septopora, Girtypora, Girtyporina, Hayasakapora.* Совокупность родов свидетельствует о тетической природе комплекса. Характерно, что в целом родовой состав близок таковому, характеризующему мургабский уровень на Ханкайском массиве. Однако общие виды, за исключением *Girtyporina lenociata* Rom., отсутствуют, в то время как фузулиниды обнаруживают сходство с мургабским комплексом Ольгинского террейна.

В известняковых телах Баджальского террейна присутствует и более молодая ассоциация фузулинид с *Neoschwagerina* aff. *katoi* Ozawa, *N.* ex gr. *craticulifera* (Schwag.), *Pseudokahlerina* cf. *compressa* Sosn., *Pseudofusulina* sp., *Yabeina* sp., соответствующая, по-видимому, зоне *Neoschwagerina* - основанию зоны *Yabeina - Lepidolina.* Мшанки совместно с этим комплексом не обнаружены. Характерные для основания зоны *Yabeina - Lepidolina* на Ханкайском массиве монодиксодины, метадолиолины, лепидолины в нем отсутствуют.

в) Центральный Сихотэ-Алинь

Позднепермская фауна присутствует в **Самаркинском террейне**, сложенном юрским аккреционным комплексом. Фаунистические остатки приурочены в большинстве случаев к известнякам, которые, как и в Хабаровском, и Баджальском террейнах, находятся в аллохтонном залегании. Иногда в отдельных пластинах сохраняются большие фрагменты разрезов пермских отложений. Показательна тесная связь пермских известняков с субщелочными базальтами и туфами основного состава. Такая ассоциация зафиксирована на правобережье р. Матай [17]. Известняки, по всей видимости, имеют рифовую природу. Здесь они охарактеризованы фузулинидами, среди которых отмечены формы, являющиеся видами-индексами разных биостратиграфических подразделений перми в Ольгинском террейне в диапазоне от ассельского (слои с *Pseudoschwagerina* ex gr. *beedei*.- *Pseudofusulina trefilovae*) до низов болорского (слои с *Toriyamaia laxiseptata*) яруса [33]. Мшанки в этой части разреза отсутствуют. Выше в обломках известняков в седиментационных брекчиях (олистостроме?) обнаружены фузулиниды, характерные для мургабского (*Neoschwagerina, Pseudodoliolina*) и низов мидийского яруса (*Reichelina cribroseptata* Erk.) Ольгинского террейна [33]. Вместе с последними отмечены мшанки *Sulcoretepora* sp., и *Girtyporina lenociata* Rom.

Один из блоков на левобережье р. Кафэ сложен песчано-алевролитовой толщей с прослоями известняков общей мощностью более 400 м. Известняки содержат мидийских фораминифер,

характерных для чандалазского горизонта Ханкайских террейнов (*Sichotenella* aff. *sutschanica* Toum., *Neoschwagerina* sp., *Kahlerina ordinata* Sosn., *Neoschwagerina* sp., *Yabeina lantscichensis* Toum., *Lepidolina* sp., *Pachyphloia* aff. *ovata* Lange и др.), и кораллов того же возраста (*Waagenophyllum kueichowense* Huang) [17]. Найденные вблизи этого блока в алевролитах растительные остатки содержат кунгурские формы явно ангарского облика - *Paracalamites* ex gr. *angustus* Such., *Cordaites* cf. *latifolius* (Neub.) S. Meyen, *Zamiopteris* aff. *schmalhausenii* Schwed. и др., известные в абрекском горизонте Ханкайского массива. Возможно предположить, что эти образования представляют собой перемещенные по молодым левым сдвигам фрагменты толщ, развитых на Ханкайских террейнах. По вещественному составу, возрасту, палеобиогеографической принадлежности фауны и флоры они обнаруживают сходство с нижней подсвитой угодинзинской и поспеловской свитой.

Установленные в Западном и Центральном Сихотэ-Алине зональные комплексы фузулинид и сопутствующие им мшанки не образуют непрерывной последовательности, принадлежа изолированным блокам известняков. Их состав и возраст, а также литологическая характеристика вмещающих отложений, специфика дислокаций последних позволяют сравнивать сихотэ-алинские аккреционные комплексы с таковыми террейна Наданьхода Северо-Восточного Китая и террейна Мино в Центральной Японии [23, 51, 61].

3. ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Приведенные данные свидетельствуют о том, что на территории юга Дальнего Востока России и Забайкалья присутствуют позднепермские фаунистические ассоциации (в том числе и мшанковые), принадлежащие к различным биохориям: бореальной, тетической и промежуточной (смешанной) бореально-тетической. Бореальные комплексы тяготеют к южной окраине Сибирского кратона, будучи приурочены к образованиям Монголо-Охотской системы (см. рис.2). Специфика установленных здесь мшанок состоит в однообразии таксономического состава, наличии небольшого числа эндемичных бореальных родов *(Permofenestella)* либо более характерных для Бореальной области *(Timanodictya)* и ряда эндемичных видов космополитных родов *Rectifenestella, Polyporella, Polypora, Dyscritella, Stenopora, Paralioclema, Streblascopora, Maychella,* доминировании фенестеллид, незначительной роли криптостомид и отсутствии цистопорид. Тетические комплексы зафиксированы в аккреционных комплексах Сихотэ-Алинской системы. Они содержат помимо космополитных родов *Fistulipora, Dyscritella, Lioclema, Paralioclema, Streblascopora, Polypora, Hayasakapora, Girtypora,* представленных эндемичными видами, тетические роды *Prismopora, Fistulocladia, Hexagonella, Permolioclema, Permopora, Septopora.* Принадлежность к тетическим биохориям подтверждается ассоциацией их с фузулинидами, характерными для центральной части Восточного Тетиса [55].

Смешанной бореально-тетической фауной характеризуются южная часть Буреинского массива и Ханкайский массив. Мшанки здесь отличаются высокой степенью таксономического разнообразия. Космополитные роды представлены эндемичными или тетическими видами. Многочисленны тетические роды в составе всех пяти присутствующих здесь отрядов: *Fistulamina, Prismopora, Eridopora, Hexagonella, Permopora, Hinganella, Stenodiscus, Clausotrypa, Septopora* и др. Особо следует подчеркнуть разнообразие цистопорид и существенную роль криптостомид родов *Girtyporina, Girtypora, Hayasakapora,* не характерных для бореальных комплексов. На Ханкайских террейнах тетическая составляющая еще более велика за счет присутствия *Etherella, Evactinostella, Ogbinopora* и др. Здесь же наиболее многочисленны представители эндемичных родов *Neoeridocampilus, Ruzhencevia, Tavayzopora.* Бореальная составляющая не велика. К ней можно отнести лишь немногочисленные роды, более тяготеющие к арктическим биохориям *Wjatkella, Kingopora,* и бореальные виды космополитных родов *Dyscritella, Stenopora, Streblascopora, Maychella.*

Впервые своеобразие фауны Южного Приморья было отмечено А.Д.Миклухо-Маклаем [16]. На основании особенностей фораминифер чандалазской свиты им выделена здесь Уссурийская провинция. Позднее, по мере изучения фауны из новых районов востока Азии уточнялись состав и возраст биоты этой провинции, ее границы, предлагались новые названия [14, 52, 59]. Смешанные комплексы позднепермской фауны прослежены в Северном Китае от Бейшаня до Хингана, в Юго-Восточной Монголии. Они хорошо коррелируются с одновозрастной фауной Японии (Южный Китаками, Хида) [10, 27, 29, 59]. Эта зона большинством исследователей рассматривается как провинция Тетической палеобиогеографической области [9, 18, 27]. В литературе она известна как Бейшань-Хинганская провинция [52], Внутреннемонгольско-Японская переходная зона [59] и под другими названиями. Исходя из приоритета, вслед за А.Д.Миклухо-Маклаем для этой провинции нами принято название Уссурийская.

Отложения, охарактеризованные бореальной фауной, образовались в условиях бассейна, распо-

лагавшегося вблизи южной окраины Сибирского кратона в достаточно высоких северных палеоширотах. Известняки, слагающие аллохтонные блоки в аккреционных комплексах Сихотэ-Алиня и содержащие тетическую фауну, формировались в приэкваториальной области, в районах, значительно удаленных от континента. Отложения со смешанной фауной Уссурийской провинции образовались в северных палеоширотах, переходных от низких к средним, в области, занимавшей промежуточное положение между Сибирским и Сино-Корейским кратонами. Биогеографические данные позволяют определить лишь относительное положение биохорий. Абсолютные значения палеоширот дают палеомагнитные исследования. Для рассматриваемого региона они весьма малочисленны и противоречивы. Так, в [50] для верхнепермских отложений Забайкалья определена палеоширота 21,61±5,1°. Такой величине противоречат бореальный тип фауны, присутствующей в них, и типично ангарские растительные остатки с древесиной, обладающей годичными кольцами, свидетельствующими о сезонных сменах климата, никак не характерных для таких широт. То же можно сказать о приведенных в [5] данных, касающихся Ханкайского массива, для перми которого определена северная палеоширота 7,9°. Флористические позднепермские комплексы этого региона, скорее, могут быть отнесены к субтропическим. Более соответствуют биогеографическим данным палеомагнитные реконструкции [41, 58].

Описанные биохории распределены мозаично. Границы их, совпадая с границами террейнов [54], секут иногда современные широты под прямым углом (см.рис.2). Площади, где присутствует тетическая фауна (Баджальский террейн), располагаются в северных широтах до 52°, непосредственно контактируя с районами распространения бореальной фауны и ангарской флоры (Монголо-Охотские террейны) без разделяющих их переходных зон. Положение биохорий в современной структуре объяснимо особенностями тектонической эволюции восточной окраины Азии [20, 22]. Формирование Монголо-Охотской аккреционной системы палеозойско- раннеюрского возраста было обусловлено субдукцией океанической плиты и последующей коллизией Сибирского кратона и блоков Буреинского массива. Пакет аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня формировался в результате мезозойской (меловой) субдукции у восточной окраины Азии, в районах, располагавшихся значительно южнее их современного положения, а затем был смещен к северу по крупномасштабным левым сдвигам. Поэтому положение разных биохорий в современной структуре не является первичным.

Автор благодарит А.П.Никитину за консультации по вопросам биогеографии пермских фузулинид. The research discribed in this publication was made in part by Grants RKH000 and RKH300 from the International Science Foundation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бураго В.И. Катазиатские элементы в пермской флоре Южного Приморья// Геология и геофизика. 1973. № 11. С. 56-61.
2. Бураго В.И. К вопросу о границе Ангарского и Катазиатского растительных царств// Пермо-триасовые события в развитии органического мира Северо-Восточной Азии. Владивосток, 1986. С. 6-23.
3. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири)// Геотектоника. 1995. № 6. С. 68-82.
4. Дуранте М.В., Дмитриев В.Ю., Павлова Е.Е. Палеобиогеография Монголии и сопредельных районов в позднем палеозое// Бюлл. МОИП. Отдел. геол. 1985. Т. 60, вып. 4. С. 84-94.
5. Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.
6. Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов// Геотектоника. 1977. № 3. С. 3-25.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое// Геотектоника. 1987. № 3. С. 16-17.
8. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
9. Киселева А.В. Позднепермские мшанки Южного Приморья. М.: Наука.1982. 128 с.
10. Котляр Г.В. Сопоставление верхнепермских отложений Южного Приморья с одновозрастными образованиями Тетической и Бореальной областей// Верхний палеозой Северо-Восточной Азии. Владивосток, 1978. С. 5-23.
11. Котляр Г.В. Расчленение и корреляция верхней перми Тетиса и Циркумпацифики// Тихоокеан. геология, 1993. № 4. С. 7-20.
12. Котляр Г.В., Кропачева Г.С., Соснина М.И., Пронина Г.П., Чедия И.О. Зональное расчленение морских верхнепермских отложений Южного Приморья// Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток, 1990. С. 104-116.
13. Левен Э.Я. Главные события пермской истории области Тетис и фузулиниды// Стратиграфия, геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 59-75.
14. Лихарев Б.К. О верхнепермских брахиоподах Южного Приморья и некоторых одновозрастных фаунах других районов Восточной Азии// Докл. АН СССР. 1960. Т.132, № 2. С. 428-431.

15. Мейен С.В. Пермские флоры// Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. С.111-157. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 208.).

16. Миклухо-Маклай А.Д. К вопросу о зоогеографическом районировании морских бассейнов каменноугольного и пермского периодов в СССР// Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр. 1957. 24, вып. 4. С. 177-179.

17. Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР. 1988. 111с.

18. Морозова И.П. Мшанки поздней перми. М.: Наука, 1970. 347 с.

19. Морозова И.П. Позднепалеозойские мшанки Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1981. 118 с.

20. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и колизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР// Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3-23.

21. Натальин Б.А., Зябрев С.В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур: Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1989.

22. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР// Геотектоника. 1991. № 1. С. 84-97.

23. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое// Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3-23.

24. Никитина А.П. Биостратиграфия верхнего палеозоя Приморья по фузулинидам// Вопросы биостратиграфии советского Дальнего Востока. Владивосток, 1974. С. 5-18.

25. Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 198 с.

26. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. 280 с.

27. Павлова Е.Е., Дуранте М.В., МананковИ.Н., Морозова И.П. Биогеографическое положение Монголии в позднем палеозое// Проблемы палеобиогеографии Азии. М.: Наука, 1986. С. 87-97. (Тр.ССМПЭ, вып. 29).

28. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Н.: Наука, 1984. 192с.

29. Пермские беспозвоночные Южной Монголии. М.: Наука, 1991. (Тр. ССМПЭ, вып. 40).

30. Позднепермский этап эволюции органического мира. Мидийский ярус СССР. Л.: Наука, 1989. 184 с.

31. Попеко Л .И. Позднепермские мшанки Забайкалья// Верхний палеозой Северо-Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 51-62.

32. Попеко Л.И., Натальин Б.А., Беляева Г.В., Котляр Г.В., Шишкина Г.Р. Палеобиогеографическая зональность палеозоя и геодинамика юга Дальнего Востока России/ / Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 19-30.

33. Решения 1У межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГГП, 1995.

34. Романчук Т.В. Новые пермские мшанки Хабаровского края// Палеонтол. журн. 1966. № 2. С. 42-48.

35. Романчук Т.В. Новые мшанки отряда Trepostomata из перми Хабаровского края// Палеонтол. журн. 1967. № 2. С.69-73.

36. Романчук Т.В. Пермские мшанки Среднего Приамурья и их стратиграфическое значение// Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Москва: МГУ. 1969. 24 с.

37. Романчук Т.В. Первые находки мшанок в верхней перми хребта Джагды// Новые виды палеозойских мшанок и кораллов. М.: Наука, 1970. С. 81-86.

38. Романчук Т.В. Основные направления эволюции подотряда Timanodictyina// Палеонтол. журн. 1976. № 4. С. 77-86.

39. Романчук Т.В., Киселева А.В. Новые позднепермские мшанки Дальнего Востока// Палеонтол. журн. 1968. № 4. С. 55-60.

40. Романчук Т.В., Майборода А.Ф. Некоторые новые данные по биостратиграфии пермских отложений Баджальского антиклинория// Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. С. 201-213.

41. Устрицкий В.И., Храмов А.Н. К истории формирования северной части Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса (сопоставление палеомагнитных и палеобиогеографических данных по прилегающей суше)// Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М., 1987. С. 239-276.

42. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие обрамления северо-запада Тихого океана// Автореф. дисс. ... док-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.

43. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В., Бурий Г.И., Кемкин И.В. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина// Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 1. С. 186-190.

44. Шевелев Е.К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Средне-Амурской впадины// Тихоокеан. геология, 1987. № 3. С. 13-16.

45. Шевелев Е.К., Кузьмин С.П. Новые данные по стратиграфии Баджальской зоны (Северный Сихотэ-Алинь)// Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя Дальнего Востока. Владивосток, 1990. С. 72-80.

46. Bassler R.S. The Permian Bryozoa of Timor//Paläontologie von Timor. Wash. 1929. Lief. 16. Abh. 28. S. 37-90.

47.Choi D.R. Permain fusulinids from the Setamai-Yahagi district, Southern Kitakami mountains, N.E.Japan// J.Fac.Sci.Hokkaido Unit., ser.4. 1973. 16, N 1. P.1-130.

48. Girty G.Y. The Guadalupian fauna// U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1908. 58. P. 112-156.

49. Haniel C.A. Die Cephalopoden der Dyas von Timor// Paläontol. von Timor. 1915. Lief. 3. S. 1-153.

50. Harbert W., Dril S., Kravchinsky V., Xi X. Reconnassance paleomagnetic investigation of some Paleozoic rocks from the Mongol-Okhotsk collision zone, Chita region, South-central Russia// 5-th Zonenshain conference on plate tectonics: Abstracts. Moscow, 1995. P. 70-71.

51. Kojima S. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions// Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1989. Vol. 69. P. 213-232.

52. Liu Xiaoliang. Пермские мшанки северной части Северо-Восточного Китая и их биогеография// Geol. Rev. 1982. Vol. 28, № 3. P. 193-200. (кит.).
53. Miller A.K., Furnish W.M. Permian ammonoids of the Guadalupe Mountain region and adjacent areas// Geol. Soc. Amer. Spec. papers. 1940. № 26. 242 p.
54. Natal'in B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeasten Russia// The Island Arc. 1993. № 2. P. 15-34.
55. Ozawa T. Permian Fusulinacean Biogeographic Provinces in Asia and their Tectonic Implication// Historical Biogeography and Plate Tectonic Evolution of Japan and Eastern Asia. Tokyo: TERRAPUB. 1987. P. 45-63.
56. Ross J.R.P. Biogeography of Permian ectoproct Bryozoa// Palaeontology. 1978. 21, pt. 2. P. 341-356.
57. Ross J.R.P. Permian Ectoprocts in Space and Time// Historical Biogeography, Plate Tectonics, and the Changing Environment. Oregon State University Press. 1979. P. 259-276.
58. Scotese C.R., Mc Kerrow W.S. Revised world map and introduction// Paleozoic Paleogeography and Biogeography. London. Geol. Soc. Mem. 1990. № 12. P. 1-12.
59. Tazawa J. Middle Permian Brachiopod Biogeography of Japan and adjacent Regions in East Asia// Pre-Jurassic Geology of Inner Mongolia, China. Osaka. 1991. P. 213-230.
60. Wang Y., Sheng J., Zhang L. Fusulinids from Zizang of China// Палеонтол. Тибета. Т. 3. Пекин. 1981. С. 1-80 (кит.).
61. Yang Q., Mizutani S., Nagai H. Biostratigraphic Correlation between the Nadankhada Terrane of NE China and the Mino Terrane of Central Japan// The Journ. of Earth and Planetery sciences. 1993. V. 40. P. 27-43.

Поступила в редакцию 21 декабря 1995 г.

L.I.Popeko

Biogeography of Late Permian Bryozoa in the Russian Far East south

There were established communities of Late Permian Bryozoa characterazing Boreal, Tethyan and mixed Boreal-Tethyan biochores. The Boreal assemblages are distinguished from the Tethyan ones by a small taxonomical diversity, the dominance of Fenestellida, rare occurrences of Cryptostomida, the absence of Cystoporida, the monotony of Rhabdomesida and Trepostomida, and by a low rank of endemics. The mixed assemblages show predominance of a Tethyan component. The anomalous position of the regions characterized by fauna of various palaeobiogeographical belonging is conditioned in modern structure by processes of Mesozoic accretion and strike-slip movements.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1996, том 15, № 4, с. 30-33

УДК 551.7 + 519.27

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ: ЧЕТВЕРТЬ ВЕКА СПУСТЯ

Ю.С.Салин

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г.Биробиджан

Проанализирована история зарождения и развития формализованной стратиграфии. В настоящее время она базируется на трех фундаментальных моделях: на вернеровской модели, утверждающей необратимую изменчивость некоторого свойства по заданному направлению, на модели шума, утверждающей неизменность любого свойства по любому направлению, а также на модели сверхдетального классифицирования. Приложение моделей и разработанного на их основе математического аппарата позволило успешно решать практические задачи в Усть-Камчатском районе, в Хатырском нефтегазоносном бассейне (Чукотка), в Амуро-Зейской депрессии.

На первых косыгинских чтениях в январе 1995 года я выступил с докладом "Ю.А.Косыгин и общая геология", в котором подчеркнул принципиальную новизну начинания Ю.А.Косыгина, Ю.А.Воронина и В.А.Соловьева: сделать геологию наукой столь же строгой, как сама математика [2]. Движение формализации геологии охватило в 60-80 годы широкие массы геологов самых разных специализаций: тектонистов, стратиграфов, магматистов, рудников, геоморфологов и мн.др. Замыслы были преобразовательно-наполеоновскими. А нынче...

Из зала прозвучал вопрос: "И что же дала геологии в целом вся эта формализация ?" Вопрос был с двойным дном: во-первых, ничего не дала, и во-вторых, почему же так? И я ответил на оба смысла: потому что не решались конкретные практические задачи, а только практика - окончательный критерий истинности любых абстрактных теоретических построений; но и само обвинение несправедливо, потому что результаты все же есть, в одном из многочисленных разветвлений формализации, а именно в формализованной стратиграфии.

Дело в том, что кроме формализованной геологии, общей для Ю.А.Косыгина, Ю.А.Воронина и В.А.Соловьева, была и общая геология Ю.А.Косыгина, общая геология Ю.А.Воронина, общая геология В.А.Соловьева. И различались они очень существенно. Единство у всех трех основоположников имелось, собственно, по одному пункту: геология должна быть логически строгой, а она таковой не является. Постановка следующего же вопроса - что делать? - привела к расколу триумвирата.

Ю.А.Воронин утверждал, что если геология не отвечает требованиям логики, то нужно ее заменить новой наукой, синтетической теорией поисков полезных ископаемых, которая с нуля, с самого основания должна строиться по-другому. Ю.А.Косыгин и В.А.Соловьев придерживались иной позиции: геологию надо усовершенствовать, и это вполне возможно.

Как геолог, соприкоснувшийся с мудростью рядовых полевиков, промысловиков, имеющих дело непосредственно с природой, я не мог не отнестись с уважением к возможностям науки, постоянно питаемой коллективным разумом, и потому я присоединился к Ю.А.Косыгину и В.А.Соловьеву. Кроме того, я много лет посвятил восстановлению истории возникновения геологии, я сравнивал развитие геологии с развитием физики, математики и пришел к выводу, что логика А.Г.Вернера ни в чем не уступала логике Г.Галилея и И.Ньютона [4].

Далее и согласие Ю.А.Косыгина, В.А.Соловьева разбилось на два направления. Что должно быть приводной шестеренкой в гармонии теории и практики? Главное - это теория, а практические результаты появятся как неизбежное следствие саморазвития теории. Нет ничего практичнее хорошей теории, утверждал Л.Больцман. Такова была система аргументации В.А.Соловьева.

Нет, главное - практика, а теория должна обслуживать ее потребности, доказывал Ю.А.Косыгин. Для моего склада характера более подходящей оказалась позиция Ю.А.Косыгина. В самом деле, вот перед нами возникли два варианта построения теоретической конструкции, ни один из которых не уступает другому по формальным критериям. Как выбрать один из них? Не выбирать нельзя, на следующем же шаге оба направления снова разветвятся, и так до бесконечности, все абстрактно возможные продолжения не охватишь. В такой ситуации выбора теоретик оказывается то и дело в своем движении по пути внутреннего саморазвития. И если не привлекать ориентиров практической целесообразности, очень скоро заблудишься в дебрях абстракций, вымыслов и домыслов. Специалист в области искусственного интеллекта Ш.А.Губерман [1]

развернул афоризм Л.Больцмана в противоположном направлении: "Нет ничего полезнее для развития теории, чем трудная практическая задача"(с.11) . А с другой стороны: "Постановка задачи как исследовательской, как правило, плохо стимулирует разработку принципиально новых подходов и методов" (там же, с.253).

Мой личный опыт приводил меня к тем же заключениям. Паук вытягивает свою нить из самого себя. Очень скоро начинаешь повторять самого себя, и это еще лучший вариант: чаще повторяют чужое, подражая признанным эталонам. Практика же неисчерпаемо разнообразна.

Теоретические результаты, которые приносили мне глубокое удовлетворение, я получал только после решения реальных, непридуманных практических задач. Три абстрактных модели я разработал, на три уровня сложности поднялся, на три шага к реальной действительности продвинулся, столкнувшись с геологией сначала Усть-Камчатского района, потом Хатырского нефтегазоносного бассейна и, далее, Амуро-Зейской впадины.

Конечно, это были тяжелейшие этапы. На каждом из них казалось поначалу, что все попытки решения терпят полный крах, и лишь впоследствии, как результат примерно десятилетних метаний и поисков, теоретическая конструкция становилась логически строгой и практически эффективной.

Именно в этих непомерных трудностях теоретического решения практических задач я и вижу единственную причину малой результативности формализации геологии. Абсолютное большинство теоретиков пошло по более легкому пути независимости от практики, и их построения остались невостребованными, на развитие геологии не оказали влияния.

Что же касается формализованной стратиграфии, то я не вижу принципиальных ограничений в самом широком распространении разработанного нашей группой аппарата на любые области науки о слоистой структуре. Недостаточную степень признания я отношу при этом на долю, скорее, психологии и организации науки, чем ее логики, гносеологии и прагматики.

Первая практическая задача, которая встала перед нами: разработать формальный аппарат, который строил бы схему корреляции и прослеживания слоев не хуже, чем это делает квалифицированный геолог в достаточно простой ситуации, когда результаты, полученные разными специалистами, мало отличаются один от другого. Был выбран эталонный участок в окрестностях Усть-Камчатска, выполненный спокойно залегающими толщами неогена с отчетливыми тенденциями вертикальной изменчивости по разрезу, без резких фациальных смен по горизонтали.

Разрабатывалась система понятий, логически строгих, выводимых из наблюдений, применимых во всей стратиграфии без ограничения, таких, чтобы они однозначно воплощались в вычислительную процедуру, алгоритм, реализуемый на компьютере. Эта программная реализация должна была позволять по данным описаний отдельных разрезов автоматически строить схему корреляции.

Модельные представления, принятые за основу при разработке системы понятий, сводились к двум посылкам: необратимая изменчивость по вертикали и неизменяемость по латерали. Впервые эти представления были сформулированы касательно литологических свойств А.Г.Вернером в конце XYIII в., затем, в первой половине XIX в., А.Орбиньи и Ж.Агассицем - применительно к палеонтологическим признакам, и наконец, эти представления были фактически без изменений перенесены на хроностратиграфические построения, что было осознано очень немногими историками и философами геологии.

Наши теоретические конструкции начинались с формулировки стратиграфических определений "выше-ниже" между двумя точками одного разреза, далее выводились стратиграфические отношения между признаками, из признаков строились стратифицирующие последовательности, наилучшая из них избиралась в качестве геохронологической шкалы, шкала давала возможность устанавливать возрастные отношения между признаками, точками наблюдения, областями геологического пространства, т.е. позволяла получить возрастную корреляцию разрезов, что и означало окончательное решение поставленной задачи, пока, правда, в принятой модели.

Приложение модельных построений к материалу Усть-Камчатского неогена дало решение уже полевой практической задачи, не худшее, чем оно получалось ранее при использовании традиционных, неформализованных методов [3]. Работоспособность методики была испытана и подтверждена на других массивах исходных данных, на локальной корреляции других районов Камчатки, межрегиональной корреляции третичных разрезов Сахалина и Камчатки.

Однако попытка распространить сферу применимости аппарата на комплекс задач, не поддающихся решению традиционными методами, оказалась неудачной. Корреляция разрезов Хатырского прогиба (Чукотка), обладающих незначительной изменчивостью по вертикали и заметной изменчивостью по латерали, дала результаты, трудно интерпретируемые с точки зрения геологии, да и обычного здравого смысла. Решение оказалось неустойчивым: малые изменения в исходных данных приводили к резким изменениям в окончательном результате.

Почти десять лет ушло на осмысление ситуации. Наконец, пришло понимание. Вернеровскую модель, утверждающую необратимость изменения некоторого свойства по заданному направлению (по вертикали), необходимо было пополнить моделью шума, утверждающей неизменность любого свойства по любому направлению. Если эволюция антисимметрична, то шум симметричен. Для геологии это означает, что вместо признаков, имеющих вертикальные ограничения в некотором разрезе, и потому сменяемых в этом разрезе без повторения другими, также ограниченными по своему вертикальному распространению, в модели шума существуют только признаки, не имеющие в данном разрезе вертикальных ограничений: "проходящие по разрезу".

Отличие Усть-Камчатского полигона от Хатырского состояло, конечно, не в том, что в первом из них были представлены только узколокализованные, быстро эволюционирующие признаки, а во втором - только "проходящие". Разница заключалась в неодинаковой доле тех и других в выбранных эталонных массивах исходных данных.

Была построена теоретическая конструкция на базе представлений о шуме. В основу были положены определения: шум - множество признаков-помех; признак-помеха - такой признак, для которого вероятность попадания некоторого его представителя на любой из слоев разреза равна вероятности его попадания на любой другой слой того же разреза. Были выведены формулы, описывающие поведение больших множеств признаков-помех в любом, достаточно детально описанном разрезе. Эти формулы позволяли производить отбраковки, снижающие долю шума на множестве реальных послойных описаний. Вычитание шума приводило материал к такому состоянию, в котором дальнейшие построения по упорядочению массива оказывались уже реализуемыми с помощью алгоритмов, построенных на базе вернеровской модели [5].

Дальнейшие попытки распространения аппарата на еще более сложные геологические ситуации снова привели нас на грань применимости. Амуро-Зейская депрессия оказалась объектом, где при малых мощностях толщ, свит и пачек вертикальная изменчивость свойств оказалась еще меньшей, чем на Хатырке, а латеральная - еще большей. Уже и совместное применение вернеровской модели и модели шума стало недостаточным для получения удовлетворительного результата.

Вопрос, подлежащий решению, пришлось ставить еще острее: как отличить ситуацию "эволюция не выявлена" от "эволюции не существует", и возможно ли это вообще? Сначала стало ясным, что к формулировке вопроса необходимо добавить- "на данном материале"- и потом найти угол рассмотрения характеристик материала, его достоинств и недостатков.

Неудовлетворенность вызывали способы классифицирования, разбиения на признаки минералогических, геохимических, геофизических данных, результатов палинологических, диатомологических, количественных микро- и макропалеонтологических определений. Разбиение на равные градации, например, "ильменит 10-20% от всего веса тяжелой фракции", "ильменит 20-30%", "30-40%" приводило к неравным объемам классов: одни классы оказывались переполненными, другие почти пустыми или совсем пустыми. Выравнивание классов по объему искажало вертикальные соотношения, занимаемые классами в разрезе. Короче говоря, трудности за трудностями выступали на первый план, пока не пришло предельно радикальное решение. Необходимы сверхдетальные классификации! И они оказались вовсе не такими громоздкими, более того, зачастую даже более компактными, чем любые иные.

Если у нас есть двадцать образцов, то их нельзя разложить более чем на двадцать кучек. Первый шаг - выделить столько классов, сколько насчитывается элементов в классифицируемом множестве. А далее необходимо использовать все возможности генерализации, объединения этих элементарных классов, такие, которые не приводят к потерям в качестве решения. И возможностей оказалось много. Например, не представляют никакого интереса для решения задачи стратиграфической корреляции такие классы, которые представлены только в одном из коррелируемых разрезов, ведь по наличию этого класса данный разрез не скоррелируешь ни с каким другим; не приносят никакой пользы такие классы, которые во всех разрезах распространены снизу доверху. Многие другие возможности для сокращения, генерализации классификации потребовали бы изложения технических частностей, в этом тексте неуместных. Короче говоря, удалось построить такие классификации исходных данных, что если и после их использования задача оставалась нерешенной, можно было однозначно утверждать: ничего большего из материала извлечь невозможно; значит, в данном материале не отражена эволюция, необратимая тенденция геологического развития.

Что мы имеем на данном этапе разработки формализованной стратиграфии? Имеем совокупность моделей (вернеровская модель, модель шума, модель сверхдетального классифицирования), систему однозначно определенных понятий, библиотеку алгоритмов и программ, позволяющих обнаруживать порядок, замаскированный до неузнаваемости массой шума. И формальная конструкция разработана на таком уровне общения, что она вовсе

не требует, чтобы обрабатываемые наборы объектов представляли собой множество наслоенных подразделений.

В бурных дискуссиях последних лет выяснилось, что мои методы применимы и для расслоенных интрузий, и для стратифицированных руд неустановленного или спорного, сомнительного генезиса; они должны найти приложение и при крупномасштабных съемках, и при поисках и разведке месторождений свинца, цинка, меди, урана, золота, вольфрама, марганца.

Специалисты по картографированию каких-либо пространственных изменений нашли возможным выявлять с помощью нашего программного комплекса изменчивость или неизменность любого заданного свойства по любому направлению профиля или сечения: тектоническую или метаморфическую зональность, смену фаций по латерали, экологическую зональность, распространение на местности загрязнений и нарушений среды.

Комплекс применим при решении любых задач, где требуется выявить изменчивость или неизменность произвольной характеристики вдоль заданной линии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Губерман Ш.А. Неформальный анализ данных в геологии и геофизике. М.: Недра, 1987. 261 с.
2. Косыгин Ю.А., Воронин Ю.А., Соловьев В.А. Опыт формализации некоторых тектонических понятий// Геология и геофизика. 1964. N 1. С. 23-37.
3. Салин Ю.С. Стратиграфическая корреляция. - М.: Недра, 1983. 157 с.
4. Салин Ю.С. К истокам геологии. Хабаровск: Кн. изд-во, 1989. 304 с.
5. Салин Ю.С. Стратиграфия: порядок и хаос. Владивосток: Дальнаука, 1994. 224 с.

Поступила в редакцию 10 мая 1996 г.

Yu.S.Salin

Theoretical stratigraphy after 25 years

Origin and further evolution of formalized stratigraphy are presented. At present it is based on the three main models: 1) on Werner's model which manifests variability on some property along a direction; 2) on a noise model which manifests an unchangeable nature of any property in any direction; 3) on a model of an extremely detailed classifying. Due to these models and mathematcical tools deduced from these models we could solve practical problems of ever increasing complexity,- namely, practical problems in Ust-Kamchatsk-district, in the Khatyrka oil and gas basin (Chukotka) as well as in the Amur-Zeya depression.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1996, том 15, № 4, с. 34-42

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

УДК 548.4

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Н.В.Бердников, Л.П.Карсаков

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Проведен обзор наиболее существенных результатов исследований включений в минералах древних метаморфических и магматических комплексов на Дальнем Востоке России.

На Дальнем Востоке России обнажаются многочисленные комплексы древнейших пород, сформированные в различных геодинамических обстановках. Они издавна привлекают геологов, многие из них стали эталонными для разработки общих геологических и петрологических обобщений. В последние десятилетия ими заинтересовались и исследователи включений в минералах. Метаморфические комплексы Алданского щита, магматизм и рудогенез в пределах Хабаровского края и Приморья, молодые вулканические образования Камчатки изучали термобарогеохимики Москвы (ИГЕМ, ИЭМ), Новосибирска (ИГиГ), Иркутска (ИЗК), Благовещенска (АмурКНИИ), Владивостока (ДВГИ). В ИТиГ подобные исследования начаты в 1976г. и были сосредоточены на изучении включений в минералах древних метаморфических и магматических пород из типовых, эталонных комплексов. В настоящей статье дан обзор основных из этих работ.

Как правило, исследования велись с применением термометрии и криометрии, эпизодически их дополняли волюмометрический анализ газов, хроматография, микрозондовый анализ. В методическом плане они базировались на разработках сотрудников ИГиГ СО АН [30], усовершенствованных нами в процессе исследований конкретных комплексов пород [4,8]

Поскольку в метаморфических и магматических процессах могут образовываться различные генетические типы флюидных включений (включения классического "захвата", эксколюционные, смешанного типа), была предпринята попытка разработать методику их диагностики и оценить их информативность при термобарогеохимических расчетах. Важной задачей является установление корреляций между процессами в метаморфической системе и образованием тех или иных генераций включений. Работы в этом направлении позволили поставить под сомнение принцип "наиболее плотные метаморфогенные включения соответствуют пику метаморфизма". Показано, что для разных типов Т-Р трендов метаморфизма существуют различные тенденции изменения состава и состояния (плотности) последовательных генераций флюидных включений. Разработаны методические приемы термобарогеохимической диагностики и изучения полиметаморфизма. Все это позволило уточнить расчеты Т-Р параметров метаморфизма, привнести в них элемент динамики, подойти к построению термобарогеохимических моделей метаморфизма как простого (одноактного), так и полиметаморфизма, зачастую осложненного магматической деятельностью [2].

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ КОМПЛЕКСОВ ОСНОВАНИЯ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ (НА ПРИМЕРЕ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА)

Наиболее систематично изучены метаморфические комплексы Становой складчатой области, различающиеся возрастом, степенью метаморфизма и структурным положением. В основании Становой области залегают раннеархейские гранулиты зверевско-чогарского комплекса. В настоящее время они разбиты на блоки и в различной степени переработаны последующими геологическими процессами, однако в центральных частях блоков обнаруживаются фрагменты гранулитов, практически не претерпевших изменения со времени их образования [22]. По последним оценкам их возраст составляет не менее 3,5 млрд. лет. Исследование включений в этих породах было интересно с двух позиций. Во-первых, впервые предпринималось термобарогеохимическое изучение гранулитов максимальной глубинности, характеризующихся такими "предельными" парагенезисами, как бронзит-силлиманит с сапфирином или магнезиальным гранатом, сапфирин с кварцем, шпинель с кварцем (Т=1000-1100°С, Р=10-11 кбар). Во-вторых, на примере этих неизмененных пород проверялись и

корректировались методические разработки, относящиеся к изучению флюидных включений в минералах пород, образовавшихся в результате единого акта гранулитового метаморфизма. Таким образом был получен "методический репер" для изучения более сложных образований полиметаморфического характера. По глубинным гранулитам Становика получены следующие данные: для Сивакано-Токского блока - 1000-1100°С, Р=7,2-10 кбар; для Ларбинского блока - Т=980°С, Р до 9,1 кбар; для Джугджурского блока - Т=1100°С, Р=7,2 - 9,4 кбар [1]. В минералах всех изученных гранулитов этих блоков обнаружены включения, наполненные практически чистой углекислотой с незначительными примесями инертных и кислых газов. Отмечена исключительная "сухость" законсервированного в них флюида. После изучения одноактно метаморфизованных пород появилась возможность выделять генерации включений, образовавшихся в результате повторного метаморфизма. Так были диагностированы и изучены полиметаморфиты Ларбинского и Джугджурского блоков. Их повторный метаморфизм был связан со становым этапом и проходил при Т=670° С, Р до 6,2 кбар и Т=630° С, Р до 5,6 кбар, соответственно. Данные по Ларбинскому блоку находятся в хорошем соответствии с результатами микрозондовых исследований, полученными В.И.Панченко по тем же образцам.

Ареально развитые породы станового комплекса, метаморфизованные в условиях низкоградиентного метаморфизма амфиболитовой фации, были изучены по образцам из купуринской, усть-гилюйской и иликанской серий [6]. Термобарогеохимические исследования подтвердили самостоятельный характер станового комплекса, сформированного при Т=630°С и Р=6,6 - 7,8 кбар. Как и в гранулитах, флюидные включения в минералах станового комплекса наполнены сжиженной углекислотой. Однако на общем фоне углекислотной специализации становых метаморфитов обнаружено два отклонения, свидетельствующие о сложной истории их образования. Во-первых, это находка в кварце из пород усть-гилюйской серии реликтовых генераций включений сжиженного азота. По всем признакам эти включения несут информацию о более раннем, "достановом" этапе геологической истории этих пород, имевшем азотную флюидную специализацию. И, во-вторых, в ряде образцов присутствуют поздние генерации включений, в составе которых кроме углекислоты присутствует водно-солевой раствор. По своим параметрам эти включения соответствуют условиям образования пород более молодого, чем становой, позднеархейского гилюйского комплекса. Метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации (Т=460°С, Р до 2,3 кбар), породы этого комплекса выполняют зоны шовных дислокаций между блоками, "спаивая" их в единый консолидированный фундамент Становой области. Типичными для ранних генераций включений в минералах гилюйского комплекса является состав: высококонцентрированный водно-солевой раствор + жидкая CO_2 + газ CO_2. На поздних этапах метаморфизма комплекса происходит гетерогенизация этого флюида с образованием поздних генераций включений водно-солевых растворов и включений практически чистой углекислоты. Примечательно, что крупные кристаллы кианита из пород гилюйского комплекса, в отличие от дистенов станового комплекса, не содержат высокоплотных включений CO_2. Совершенно разные условия образования этих ключевых минералов свидетельствуют о самостоятельности обоих комплексов.

Термобарогеохимические исследования в пределах Становой складчатой области явились хорошей основой для попыток применения методов изучения включений на других геологических объектах Дальнего Востока, имеющих иную, зачастую более сложную историю развития. Так, с применением данных по изучению включений была расшифрована эволюция метаморфитов Нимнырского блока на юге Алданского щита [14]. Первый (AR) метаморфизм магматического протолита проходил в условиях гранулитовой фации алданского уровня (Т=780-790°С, Р=8.1 кбар). Парагенезисы этих гранулитов в изученных нами образцах перекристаллизованы в результате раннепротерозойского малоглубинного метаморфизма гранулитовой фации (Т=850-900°С , Р=2.4-4 кбар, углекислотная специализация флюида во включениях), для которого характерен anticlockwise тип Т-Р тренда. Процессы как первого метаморфизма, так и более позднего диафтореза (Т=400-500°С) в термобарогеохимическом отношении не выражены из-за полной перекристаллизации минералов первого и недостаточной интенсивности в условиях недостатка флюида - второго. На модели эволюции метаморфизма Нимнырского блока впервые проведена корреляция между термобарогеохимическими характеристиками пород и сохранностью в них изотопно-геохимических систем.

В сравнительном плане изучена термобарогеохимия гранулитов основания Сино-Корейского щита, во многом схожих с гранулитами Алдано-Станового региона. Показано, что глубокометаморфизованные породы в пределах хр.Данциньшань (Внутренняя Монголия) образовались при Т=750-850°С, Р=7-7.7 кбар, что соответствует алданской фации глубинности [13]. Гранулиты Данциньшаня, как и древние метаморфиты Алдано-Станового региона, имеют существенно углекис-

лотную специализацию флюида во включениях. Более поздние их преобразования проходили в несколько этапов, последний из которых протекал в условиях, близких к условиям формирования гилюйского комплекса зон шовных дислокаций на Становике.

АНОРТОЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

С гранулитами Становика тесно связаны древнейшие магматические породы - анортозиты и габброиды Восточно-Азиатского (Джугджуро-Станового) анортозитового пояса. Их изучение было начато с самого крупного в пределах пояса Джугджурского массива автономного типа [15], в котором сохранились значительные объемы неизмененных первично-магматических пород. Чрезвычайно редкие флюидные включения в плагиоклазе анортозитов содержат сжиженную практически чистую углекислоту. По ним были расчитаны давления образования анортозитов, которые для наиболее глубинной лантарской части составили 5.5, а для менее глубинной геранской - 5 кбар. В плагиоклазе же обнаружены специфические твердофазные ильменит-ортопироксеновые включения, которые, вероятнее всего, имеют экссолюционную природу. Их гомогенизация в расплав происходит при 1210°С. По-видимому, эта температура маркирует условия выделения из структуры плагиоклаза примесей и коагуляции их в виде сначала сначала жидких, а впоследствии затвердевших включений. Параметры начала кристаллизации анортозитов Р=5.5 кбар и Т=1300°С (расчитана по минеральным термометрам [15]) значительно отличаются от таковых для вмещающих гранулитов (Р до 9.4 кбар, Т до 1100°С) в сторону меньшей глубинности, что говорит о внедрении анортозитов не только после кульминации метаморфизма, но и после существенного (около 15 км) воздымания Джугджурского блока.

Термобарогеохимические исследования дали прямые результаты, на основании которых можно судить о роли воды в анортозитообразовании. Основываясь на данных хроматографического анализа, некоторые исследователи полагали эту роль весьма существенной. Наши исследования показали, что на стадии кристаллизации плагиоклаза вода если и присутствовала, то лишь в растворенном в расплаве виде: - водосодержащих включений в плагиоклазе нет. Нет воды и в структуре плагиоклаза (данные ИК-спектроскопии), что говорит о почти 100-процентной концентрации ее в остаточном расплаве. Впервые вода в виде отдельной фазы появляется во время его кристаллизации с образованием титаномагнетит-апатитовых анортозит-пегматитов. Здесь она законсервирована в виде водных включений в апатите. Параметры кристаллизации пегматитов Т=900-1000°С, Р=3.2-3.7 кбар лежат на расчитанном по последовательным генерациям включений тренде остывания анортозитов.

Джугджурский анортозитовый массив - сложно построенное образование, имеющее длительную историю развития. Наряду с продуктами эволюции самих анортозитов (элементы расслоенных серий, шлиры, пироксениты, пегматиты и т.д.) здесь имеется большое количество образований, взаимоотношения которых с собственно анортозитами довольно сложные и служат предметом многолетних дискуссий. Ясность в эти вопросы помогают внести исследования индивидуальных включений в минералах. К таким "спорным" объектам относится Оломский комплекс рудоносных габбро и габбро-сиенитов, который рассматривался либо в качестве члена низов разреза анортозитового массива, либо считался отдельной фазой в формировании анортозитового комплекса. В плагиоклазе оломских габброидов обнаружены подобные анортозитовым экссолюционные включения (Т гом.=1200°С), а в апатите - включения раскристаллизованных расплавов (Т гом=1200-1210°С) и включения сжиженного метана [10]. Метан той же плотности обнаружен и во включениях из кварца прорывающих габброиды гиперстеновых гранитов. Апатит апатит-титаномагнетитовых пегматитов, связанных с габброидами, содержит однофазовые водно-солевые включения. Расчитанные по включениям параметры кристаллизации оломских габброидов составляют Т=1210°С, Р до 3.2 кбар, гранитов - Т около 1000°С, Р до2,4 кбар.

Оломские габброиды прорывают Джугджурские анортозиты и содержат их обломки. На их контакте с вмещающими гранулитами развиваются высокотемпературные осумилитовые роговики, считавшиеся ранее продуктом воздействия анортозитов на гранулиты. Эти данные в совокупности с данными термобарогеохимии (меньшая глубинность, метановая, а не углекислотная флюидная специализация) убедительно свидетельствуют об относительно самостоятельном характере Оломского комплекса. По-видимому, связь его с комплексом анортозитов в большей мере пространственная: гранулиты, анортозиты, габброиды, гиперстеновые гранитоиды связаны воедино лишь более общими закономерностями эволюции докембрийской земной коры в пределах Джугджурского блока. Путь этой эволюции впервые удалось расчитать с помощью данных термобарогеохимии [10].

Другим известным анортозитовым массивом автономного типа в пределах пояса является Каларский. Согласно данным термобарогеохимии [16] габбро-анортозиты массива кристаллизовались

при T=1210-1300°C и P до 5.5 кбар при участии углекислоты в качестве свободной флюидной фазы. Во время остывания массив претерпел автометаморфизм при температуре не менее 500°C и давлении до 5.3 кбар. Чарнокитоиды прорывающего габбро-анортозиты Альтаульского массива имеют гетерогенную (в одних образцах - углекислотную, в других - метаново-азотную) флюидную специализацию, природа которой осталась не выясненной. Спорным остается и отношение габбро-анортозитов к гранулитовому метаморфизму вмещающих пород курультинской серии архея. По данным термобарогеохимии его внедрение, как и анортозитов Джугджура, произошло на регрессивной стадии.

В западной части Становой области анортозиты также входят в состав расслоенных комплексов габброидов, где они выступают в качестве элементов дифференцированной серии пород. Термобарогеохимическим исследованиям подвергся массив Мостовой (пересечение железной дороги Тында-Беркакит с Амуро-Якутской автомагистралью), входящий в состав сэйимского комплекса расслоенных габброидов (AR_1) [11]. Показано, что внедрение массива происходило на начальных стадиях регрессивного этапа метаморфизма вмещающих гранулитов (P до 7 кбар при 1200-1300°C), вследствии чего породы массива совместно с ними испытали метаморфизм и складчатость. Как при кристаллизации габброидов, так и при последующих метаморфических преобразованиях ведущую роль в составе свободного флюида играла углекислота. Остывание габброидов до температур ниже геотермических происходило при незначительном снижении давления. На начальных этапах этого процесса породы подверглись высокотемпературному метасоматозу, в результате которого в габбро-анортозитах возникли плагиоклазиты "второго поколения". Последним преобразованием изученных пород был низкотемпературный диафторез, связанный с воздыманием.

Полученные результаты позволяют провести сравнение условий формирования анортозитов Джугджурского и Каларского массивов, габброидов Оломского массива и расслоенных габбро-анортозитов массива Мостовой. Сразу отметим, что Каларский массив по параметрам кристаллизации практически идентичен Джугджурскому.

Сходство между Джугджурским и Мостовым массивами обнаруживается во флюидной специализации - в обоих случаях содержимое сингенетических флюидных включений представлено углекислотой. Сходны, вероятнее всего , и температуры начала кристаллизации. Оба массива сформированы после пика гранулитового метаморфизма вмещающих толщ. Основные различия состоят в давлении начала кристаллизации (глубинности), близости к пиковым условиям метаморфизма и, как следствие, в типе взаимодействия с вмещающими породами. Наиболее близки к пику метаморфизма (особенно по глубинности) параметры кристаллизации расслоенных габброидов (8 и 7 кбар соответственно). Внедряясь в достаточно нагретые метаморфические толщи на значительной глубине, расслоенные габброиды наиболее тесно взаимодействуют с вмещающими породами, проходя совместно с ними длительный путь регрессивной эволюции и складчатости. Все это исключает развитие на их контактах каких-либо неравновесных промежуточных продуктов (роговиков). Анортозиты Джугджура сформировались при давлении до 5.5 кбар, на значительно меньших глубинах чем те, на которых проходил пик метаморфизма чогарских гранулитов. Здесь образование роговиков вполне вероятно, но ему препятствовали огромный объем и большая длительность кристаллизации массива, что обеспечило равновесную перекристаллизацию пород на контакте. Кроме того, картина осложнена последующими перемещениями, в результате чего в настоящее время все контакты Джугджурского массива с вмещающими гранулитами тектонические. Образование Оломского массива еще дальше отстоит от пика метаморфизма гранулитов как по времени, так и по глубинности (P=2.4-3.2 кбар). Внедрение его в "холодные" верхние этажи земной коры вызвало образование осумилитовых роговиков во вмещающих породах. Существенное различие трех рассмотренных массивов состоит также в том, что Оломский массив, самый молодой и наименее глубинный из них, имеет не углекислотную, а метановую специализацию флюида во включениях.

Таким образом, как показали термобарогеохимические исследования, природа анортозитсодержащих комплексов в основном определяется глубинностью и близостью по времени и T-P условиям к кульминации метаморфизма вмещающих пород.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Блоки древней сиалической коры различной тектонической природы испытывают преобразования в фанерозойских складчатых системах. Нами изучены термобарогеохимические признаки этих преобразований на примере Омолонского, Ханкайского и Цзямусинского срединных массивов, Чегдомынского и Анюйского выступов фундамента, а также Малохинганского блока.

Омолонский массив является тектонотипом срединных массивов в мезозоидах Дальнего Востока.

Гранулитовый комплекс его фундамента издавна сопоставляется с архейскими гранулитами Алдано-Станового блока. Петрологические и геохронологические данные свидетельствуют о его полиметаморфической природе. Из трех этапов полиметаморфизма нами изучены первый гранулитовый (T=800-850°C, P до 8 кбар) и второй амфиболитовый (T=650-700°C, P=3-6 кбар), которые проходили при участии существенно углекислотного флюида [5]. Следует отметить, что плотности CO_2 во включениях, отвечающих гранулитовому этапу (1.03-1.11 г/см^3), соответствуют таковым во включениях из минералов зверевско-чогарских гранулитов, т.е. при температурах чогарского уровня (1000-1100°C) в них развиваются давления до 10 кбар. Такая интерпретация вполне реальна, так как определения температур гранулитового метаморфизма омолонского комплекса велись с применением несовершенных методик минеральной термометрии и могут быть заниженными.

На юг от Становой области, среди палеозойско-мезозойских складчатых сооружений известны многочисленные выходы докембрийских пород, трактуемых обычно либо как фрагменты Китайской платформы, либо как элементы самостоятельного Буреинского массива. Исследования последних лет показывают, что эти выходы можно сгруппировать в два мегаблока: Аргуно-Мамынский на западе и Буреинско-Ханкайский на востоке [25]. В палеотектоническом отношении они играли роль самостоятельных микроконтинентов и по своей природе являются композитными террейнами.

В пределах Буреинско-Ханкайского мегаблока изучены древнейшие метаморфиты Ханкайского, Цзямусинского и Малохинганского блоков.

Гранулиты фундамента Ханкайского массива испытали как минимум трехэтапный полиметаморфизм, диагностировать который удалось с помощью впервые разработанного и примененного здесь графического анализа данных криометрии [3]. Параметры первого метаморфизма, определенные по реликтовым минералам и флюидным включениям, соответствуют условиям высокотемпературной гранулитовой фации (T=950-1000°C, P=8-9.3 кбар). Второй малоглубинный метаморфизм ханкайской фации (T=750-830°C, P=4.5-6.7 кбар) привел к возникновению парагенезисов современных ханкайских гранулитов. Третий метаморфизм проходил в условиях амфиболитовой фации (T=650-750°C, P=3-4.7 кбар). Все этапы полиметаморфизма характеризовались преимущественно углекислотным характером свободного флюида, особенностью ранних этапов является заметная примесь к углекислоте низкокипящих газов.

Породы машаньской серии, слагающей основание Цзямусинского массива, метаморфизованы в условиях гранулитовой фации низких давлений (T=800-850°C, P до 4.3 кбар). Флюидные включения изучены в минералах гранулитов и прорывающих их высокоглиноземистых гранитов. Как и в гранулитах Ханкая, они наполнены сжиженной углекислотой с примесью низкокипящих газов. Реликтовых высокоплотных включений, свидетельствующих о метаморфизме высоких фаций, в минералах машаньских гранулитов не обнаружено. Что же касается наложенных процессов, то в кварце гранулитов отмечена генерация низкоплотных включений, в которых при 650-750°C развиваются давления 1.7-3.2 кбар. Таким образом, по параметрам главного метаморфизма, флюидной специализации и, возможно, по условиям диафтореза гранулиты Цзямусы и Ханкая обнаруживают сходство. Меньшее давление метаморфизма машаньской серии, вероятнее всего, объясняется различием в глубине эрозионного среза.

В пределах Малохинганского блока обнажаются породы амурской серии (AR_2-PR_1), разрез которой до недавнего времени считался непрерывным. Геологическими и петрологическими исследованиями последних лет установлено, что в составе серии может быть выделено по крайней мере два самостоятельных комплекса - нижний гнейсово-мигматитовый и верхний сланцевый с зоной рассланцевания и бластомилонитизации на контакте. Термобарогеохимические исследования [12] подтвердили этот вывод. Кварц гнейсово-мигматитового комплекса имеет существенно углекислотную специализацию флюида во включениях, его образование происходило в результате регионального метаморфизма амфиболитовой фации (T около 650°C, P до 3.3 кбар). Метаморфизм пород сланцевого комплекса не превышал уровня зеленосланцевой фации при существенно водном составе флюида. Этот комплекс, являющийся по существу метаморфизованным хаотическим, включает в себя блоки разнообразных пород, в том числе и элементы офиолитовой ассоциации. В зоне рассланцевания встречены частично переработанные фрагменты гранатовых амфиболитов, в гранате которых обнаружены включения сжиженного метана (T пл =-185°C, T гом от -88 до -93°C), что подтверждает их офиолитовую природу [29].

Термобарогеохимические исследования Аргуно-Мамынского мегаблока проведены на примере Чегдомынского блока. Гнейсы и мигматиты в его пределах объединены в тастахскую серию, метаморфизованную в условиях амфиболи-

товой фации. Состав метаморфического флюида в последовательных генерациях включений из минералов гнейсов эволюционирует от практически чисто метанового к водно-углекислотному. В лейкократовом материале мигматитов присутствуют только водно-углекислотные включения. В мигматитах и гнейсовидных биотитовых гранитах обнаружены включения раскристаллизованных расплавов, гомогенизирующихся при 640-660 и 640-680°С, соответственно. Изученные породы несут признаки лишь одного этапа метаморфизма (Т=650°С, Р=3.1-5.7 кбар, [19]), хотя вполне вероятно, что они могли образоваться по более древним гранулитам, реликты которых известны в пределах Мамынского блока.

Выходящие на поверхность в ядре Анюйского выступа (Северный Сихоте-Алинь) гнейсы и сланцы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации (Т=520°С, Р1.8 кбар) и имеют водно-углекислотно-метановую специализацию флюида во включениях [7]. Такой же состав флюида имеют включения в минералах прорывающих их высокоглиноземистых гранитов хунгарийской серии, которые выносят на поверхность ксенолиты мигматизированных гранулитов. По включениям в кварце ксенолитов расчитаны условия метаморфизма фундамента Анюйского выступа - Т=760-835°С, Р=7-8 кбар при углекислотном составе флюида во включениях. Для слабометаморфизованных геосинклинальных толщ, обрамляющих выступ, характерен низкоплотный водно-метановый флюид во включениях

Данные по температурам, давлениям и флюидному режиму формирования изученных метаморфических комплексов сведены в таблице На рисунке отражена попытка представить направления эволюции Т-Р параметров их метаморфизма.

Как видно из рисунка, Т-Р области метаморфизма всех изученных комплексов группируются вблизи архейской геотермы, построенной по данным [31]. Более того, направление Т-Р эволюции метаморфических процессов многих комплексов идут субпараллельно геотерме (Омолонский, Ханкайский и Цзямусинский массивы, фундамент Анюйского выступа). Параллельные смещения трендов, как в случае Ханкая и Цзямусы, объясняются различным уровнем эрозионного среза. Направление (угол наклона) трендов определяется геодинамической обстановкой, которая включает в себя тектонический, геотермический и флюидный режимы, магматизм и ряд других факторов. По-видимому, блоки, Т-Р параметры которых эволюционировали субпараллельно геотерме, испытывали метаморфизм, близкий к метаморфизму

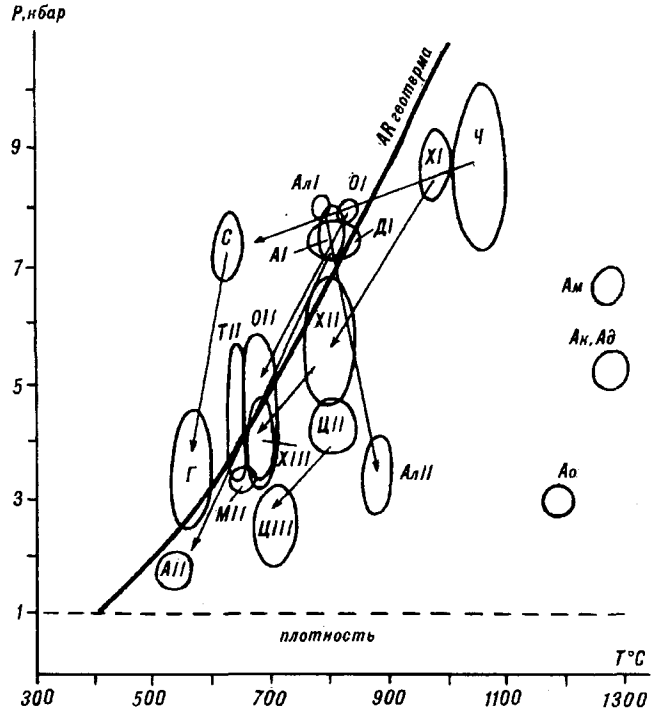


Рисунок. Т-Р области образования древних метаморфических комплексов на Дальнем Востоке:

Ч - зверевско-чогарский; С - становой; Г - гилюйский; Ал - алданский (Нимнырский блок); Д - данциньшаньский; О - омолонский; Х - ханкайский; Т - тастахская серия; М - амурская серия (Малохинганский блок); А - анюйский; Ц - машаньская серия (массив Цзямусы); Ам, Ак, Ад, Ао - Т-Р области начала кристаллизации анортозитов массивов Мостовой, Каларский, Джугджурский и Оломский, соответственно. Индексы (I-III) - номера этапов полиметаморфизма в соответствии с таблицей. Стрелками показаны общие направления эволюции их Т-Р параметров.

погружения, условия которого определялись градиентами, характерными для областей архейских кратонов. Отклонения от этого режима приводят к изменению угла наклона Т-Р тренда. Так, в пределах Становой области за метаморфизмом чогарского уровня (несколько более глубинного, чем геотермический) следует низкоградиентный становой метаморфизм, аналог которого нигде более не обнаружен на Дальнем Востоке. Следующий за ним крупный этап гилюйского метаморфизма шовных зон по своим параметрам опять же близок к геотермическому, хотя, по-видимому, на ранних его стадиях развивались высокие давления стрессового характера. Необычное направление Т-Р эволюции метаморфизма имеют гранулиты Нимнырского блока на Алдане. Если раннеархейский метаморфизм их проходил в условиях, близких к геотермическим, то раннепротерозойский диафторез по своим условиям сильно смещен в высокотемпературную область, что говорит о высоком геотермическом градиенте

Таблица

Параметры образования некоторых метаморфических комплексов на Дальнем Востоке, полученные с помощью данных термобарогеохимии

№	Структурно-вещественный комплекс	Массив (блок, выступ)	Характеристика этапов полиметаморфизма											
			I				II				III			
			t	T	P	F	t	T	P	F	t	T	P	F
1	Зверевско-чогарский	Алдано-Становой	3.5	1000-1100	7-10	CO_2								
2	Становой	___"___					3.3	600-630	7.8	$CO_2 \pm H_2O$				
3	Гилюйский	___"___									AR2	560	>2.3	$CO_2 + H_2O$ +соль
4	Алданский	Нимнырс-кий	3.5	780-790	8.1		1.9	850-900	2.4-4	CO_2				
5	Данциньшань ский	Сино-Корейский	AR ?	750-850	7-7.7	CO_2								
6	Омолонский	Омолонский	6.7	800-850	8	CO_2	2.9	650-700	3-6	CO_2				
7	Ханкайский	Ханкайский	AR	950-1000	8-9.3	$CO_2 \pm N_2$ CH_4	AR	750-830	4.5-6.7	$CO_2 \pm CH_4$, N_2		650-750	3-4.7	CO_2
8	Тастахская серия	Чегдомын-ский						650	3.1-5.7	$CO_2 + CH_4 + H_2O$				
9	Амурская серия	Мало-Хинганский						650	3.3	$CO_2 + H_2O$				H_2O
10	Анюйский	Анюйский	AR ?	760-835	7-8	CO_2	MZ	≥ 520	≥ 1.8	$H_2O \pm CO_2 \pm \pm CH_4$				$CO_2 + H_2O$
11	Машаньская серия	Цзямусы					AR	750-850	4.3	$CO_2 \pm N_2$ CH_4		650-750(?)	1.7-3.2(?)	CO_2

Примечание. t - возраст, млрд лет; T - температура, ^0C; P - давление, кбар; F - состав флюида во включениях; I-III - этапы полтметаморфизма.

(повышенном тепловом потоке) при его протекании.

Что же касается анортозитов, то из рисунка хорошо видно, что они, независимо от типа и отношения к метаморфизму вмещающих пород, начали кристаллизоваться при более высоких температурах, чем окружающие их метаморфиты.

Послеархейская геологическая история рассмотренных комплексов различна. По характеру фанерозойских преобразований на Дальнем Востоке выделяются три типа блоков древних комплексов [24]. Эти преобразования различаются и по флюидному режиму [9].

Блоки активизированного типа сформировались еще в раннем докембрии, а в дальнейшем подвергались лишь глыбовым деформациям. К ним отнесены Алдано-Становой щит, Омолонский срединный массив и, по-видимому, фрагменты Сино-Корейского щита в районе хр.Данциньшань. Жесткая структура этих блоков обеспечила сохранность в них докембрийских флюидных систем характерной для древних гранулитов углекислотной флюидной специализации. Лишь на границах глыб, в зонах шовных дислокаций раннеархейские толщи преобразованы в специфические породы с водно-углекислотно-солевой специализацией флюида. Обычно эти блоки тектонически совмещены с породами фанерозоя, образуя в них выжатые из глубины клинья (чогарский комплекс Становика), либо микроконтиненты (Омолонский массив).

Примером ремобилизованных блоков является Анюйский выступ на Северном Сихотэ-Алине. Здесь блоки древнего раздробленного фундамента подверглись повторному низкотемпературному метаморфизму совместно с породами верхнего структурного этажа. При этом структурный рисунок блоков был трансформирован и приведен в соответствие со структурой геосинклинальных толщ. Этому сопутствовала смена первоначальной водно-углекислотной флюидной специализации пород блока на углекислотно-метановую - "геосинклинальную".

Блоки редуцированного типа распространены в пределах Аргуно-Мамынского и Буреинско-Ханкайского мегаблоков. Судя по геофизическим данным, мощность земной коры здесь сокращена в результате внедрения из глубины базитового материала, подплавления снизу сиалического субстрата и глубокой денудации в процессе общего воздымания. Редукции сопутствовали гранитоидный магматизм и повторный метаморфизм, который в пределах Чегдомынского выступа не превышал условий амфиболитовой фации, а в пределах Буреинско-Ханкайского мегаблока достигал параметров малоглубинных гранулитов (Ханкайский и Цзямусинский массивы). При этом также происходила смена изначально углекислотной флюидной специализации древних толщ на другую, обогащенную метаном и азотом и имеющую, по всей видимости, глубинное происхождение.

Таким образом, сотрудниками ИТиГ проанализированы Т-Р характеристики и флюидный режим большинства древних метаморфических комплексов на Дальнем Востоке. Кроме того, в сотрудничестве с другими геологическими организациями выполнены термобарогеохимические исследования процессов золотого оруденения в слабометаморфизованных толщах [21, 27, 28], метасоматического баритового, флюоритового и чароитового оруденения [20, 26], флюидного режима формирования ряда магматических комплексов [17, 18, 23]. Все исследования проводились в основном методами термометрии и криометрии, которые являются базовыми при изучении включений. Однако современный уровень исследований требует комплексного подхода с привлечением других, более прогрессивных методик изучения минералов и содержащихся в них разнообразных включений. К ним относятся микрозондовый анализ, масс-спектрометрия, Рамановский анализ, без помощи которых невозможно получение принципиально новых результатов, способных ускорить развитие и повысить эффективность термобарогеохимических исследований на Дальнем Востоке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердников Н.В. Термобарогеохимия докембрийских метаморфических комплексов Дальнего Востока. М.: Наука, 1987.
2. Бердников Н.В. Термобарогеохимические модели метаморфизма //Тихоокеан. геология. 1989. №3. С.116-118.
3. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Метаморфогенные включения в минералах пород гранулитовой фации Ханкайского массива // Докл. АН СССР. 1981. Т.259, №5. С.1172-1175.
4. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Некоторые проблемы интерпретации данных криометрии метаморфогенных включений // Тихоокеан. геология. 1983. №4. С.69-78.
5. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Флюидные включения в минералах пород гранулитовой фации Омолонского массива // Метаморфические комплексы Дальневосточной континентальной окраины. Владивосток, 1983. С.97-101.
6. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Флюидный режим метаморфизма амфиболитовой фации станового комплекса (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 1984. №1. С.28-37.
7. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Термобарогеохимия метаморфических пород Анюйского выступа (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1986. №3. С.85-90.

8. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Контроль флюидного режима метаморфизма по включениям в минералах // Минералообразующие флюиды и рудогенез. Киев, 1988. С.97-103.
9. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Флюидный режим преобразования блоков раннедокембрийских комплексов в фанерозойских складчатых системах // Тихоокеан. геология. 1990. №2. С.115-118.
10. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Условия образования рудоносных габброидов Оломского комплекса по данным термобарогеохимии // Тихоокеан. геология. 1993. №1. С.58-68.
11. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Термобарогеохимические исследования метаморфизованных габброидов из расслоенного массива в бассейне р.Холодникан (южная Якутия) // Тихооканская геология. 1994. №3. С.102-111.
12. Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Борукаев Ч.Б. К расчленению амурской серии метаморфических пород в районе Малого Хингана (Буреинский массив) // Докл. РАН. 1992. Т.326, №3. С.502-505.
13. Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Ган Шенгфей. Флюидные включения в гранулитах северной оклаины Сино-Корейского щита (хр.Данциньшань, Внутренняя Монголия) // Тихоокеан. геология. 1993. №5. С.127-130.
14. Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Курдюков Е.Б. Термобарогеохимические признаки "омоложения" изотопного возраста метаморфических пород (Алданский щит) // Тихоокеан. геология. 1992. №4. С.65-76.
15. Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Ленников А.М. Геология и условия образования анортозитов Джугджурского массива по данным термобарогеохимии // Тихоокеан. геология. 1992. №5. С.104-118.
16. Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Михалевский А.Н. Флюидные включения в габбро-анортозитах и чарнокитоидах Каларского массива // Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, №6. С.98-102.
17. Бердников Н.В., Приходько В.С. Углекислотная дегазация щелочно-базальтоидных магм // Докл. АН СССР. 1981. Т.259, №3. С.708-710.
18. 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.
19. Бердников Н.В., Томиленко А.А., Карсаков Л.П. Эволюция флюидного режима метаморфизма и ультраметаморфизма на востоке Буреинского массива // Докл. АН СССР. 1985. Т.285, №2. С.439-441.
20. Бирюков М.В., Бердников Н.В. О метасоматической природе чароита // Тихоокеан. геология. 1992. №1. С.126-148.
21. Буряк В.А., Неменман И.С., Бердников Н.В. и др. Флюидный режим формирования и источник рудообразующих растворов золотокварцевых жил Аллах-Юньской зоны // Тихоокеан. геология. 1990. №3. С.62-70.
22. Карсаков Л.П.Глубинные гранулиты.М.: Наука. 1978.
23. Карсаков Л.П., Бердников Н.В. Флюидный режим формирования и преобразования пород Кондерского массива и связанного с ним оруденения // Тихоокеан. геология. 1989. №3. С.32-36.
24. Карсаков Л.П., Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф. Модели глубинного строения и эволюция докембрийских блоков Дальнего Востока // Докл. АН СССР. 1981. Т.256, №1. С.150-152.
25. Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф. Докембрийские блоки Амурского региона // Общие проблемы геологии и металлогении юга Дальнего ВостокаСССР. Благовещенск. 1991. С.71-77.
26. Кириллов В.Е., Бердников Н.В. Условия образования рудоносных метасоматитов Улканского прогиба // Тихоокеан. геология. 1991. №2. С.104-108.
27. Мирзеханов Г.С., Неменман И.С., Бердников Н.В. Особенности рудно-метасоматической зональности и флюидного режима формирования оруденения золото-кварцевой формации Худжах-Берелахского междуречья // Тихоокеан. геология. 1995. №1. С.62-77.
28. Неменман И.С., Парада С.А., Бердников Н.В. Термобарогеохимия зонального метаморфизма и жильного оруденения Правобуреинского сланцевого купола // Тихоокеан. геология. 1987. №5. С.53-63.
29. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А. и др. Новосибирск: Наука. 1982. 104с. (Тр.ИГиГ СО АН СССР, вып. 530).
30. Томиленко А.А., Чупин В.П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука. 1983. 201с. (Тр.ИГиГ СО АН СССР; вып. 524).
31. Шульдинер В.И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов // Геология и геофизика. 1976.№2. С.67-76.

Поступила в редакцию 10 мая 1996 г.

N.V.Berdnikov , L.P.Karsakov

Thermobarogeochemical stady of Russia's Far Eastern Precambrian complexes

Tre most significant results of inclusion study of the minerals of ancient metamorphic and magmatic complexs of Russia's Far East heve been reviewed.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1996, том 15, № 4, с.43-50

УДК 552.32

ПЕТРОСТРУКТУРА И СТРОЕНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЯДЕР КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫХ МАССИВОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

В.Н.Землянухин, В.С.Приходько

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Рассмотрены результаты петроструктурного изучения дунитов, верлитов и пироксенитов платиноносных концентрически-зональных массивов (Кондерский,Чадский,Феклистовский), в различных тектонических структурах Дальнего Востока России. Установлены предпочтительные ориентировки минералов этих пород по форме и внутреннему строению. Выделены четыре типа микроструктурных узоров оливина из дунитов и отрисована их площадная зональность. На основании геологических, петрографических и петроструктурных данных предложены модели строения этих массивов.

ВВЕДЕНИЕ

Платиноносные концентрически-зональные базит-ультрабазитовые комплексы развиты в различных тектонических структурах Дальнего Востока России. На платформах они входят в состав сложных полигенных интрузий центрального типа (массивы Кондерский, Сыбахский, Чадский и др.), а в покровно-складчатых областях образуют самостоятельные дунит-пироксенит-габбровые плутоны (Феклистовский и др.). Это небольшие изометричные или овальные в плане тела, самый крупный из которых Кондерский. В строении массивов обнаруживается концентрическая зональность, обусловленная последовательной сменой дунитов пироксенитами и далее, к периферии, габброидами. Предполагается, что в вертикальном разрезе такие массивы, как Кондерский или Чадский, представляют собой штоки, погружающиеся на глубину до несколько километров. Менее понятна форма тел, расположенных в складчатых областях.

Пристальное внимание исследователей к этим объектам обусловлено их потенциальной рудоносностью. С массивами подобного типа связаны россыпные и коренные месторождения платиноидов. Немаловажное значение при разработке критериев локального прогноза коренной платины имеет характер внутреннего строения таких плутонов, поскольку ясно, что процессы формирования массивов и первоначального накопления платиноидов тесно связаны между собой во времени и пространстве.

Применение петроструктурных методов при изучении дунитов и пироксенитов ряда массивов (Кондерский, Чадский, Феклистовский) позволило построить модели внутреннего строения тел и предложить механизмы формирования ультраосновных ядер концентрически-зональных плутонов стабильных и складчатых областей.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Рассматриваемые массивы располагаются в пределах Алданского щита (Кондерский, Чадский) и восточного фланга Монголо-Охотской покровно-складчатой системы (Феклистовский). Основные черты геологического строения, вопросы петрографии, минералогии, геохимии и рудоносности плутонов рассмотрены во многих публикациях [1-8, 10-15].

На Алданском щите массивы развиты среди нижнеархейских метаморфических пород и рифейских отложений чехла. Ультрабазиты образуют ряд изометричных в плане массивов (Кондерский, Сыбахский, Чадский и др.), локализованных в пределах меридиональной полосы шириной около 60 км, являющейся, по-видимому, зоной континентального рифтогенеза. Все массивы тяготеют к пересечению данной зоны субширотными разломами глубокого заложения.

Кондерский массив (рис. 1А) на современном эрозионном срезе представляет собой небольшое, близкое к изометричному тело, размеры которого в поперечном сечении колеблются от 6, 1 до 7. 0 км. Ядро массива диаметром 5, 5 км слагают дуниты. Они окружены кольцевым телом клинопироксенитов мощностью 100-750 метров. Далее расположены дуговые тела косьвитов и габбро протяженностью до 6 км и шириной до 0, 4 км. Массив характеризуется высокой степенью тектонической раздробленности, в нем установлено несколько групп разрывных нарушений [3]. В плане геометрический центр кольцевых (периклинальные) и конических (центриклинальные) разломов соответствует точке пересечения радиальных тектонических нарушений.

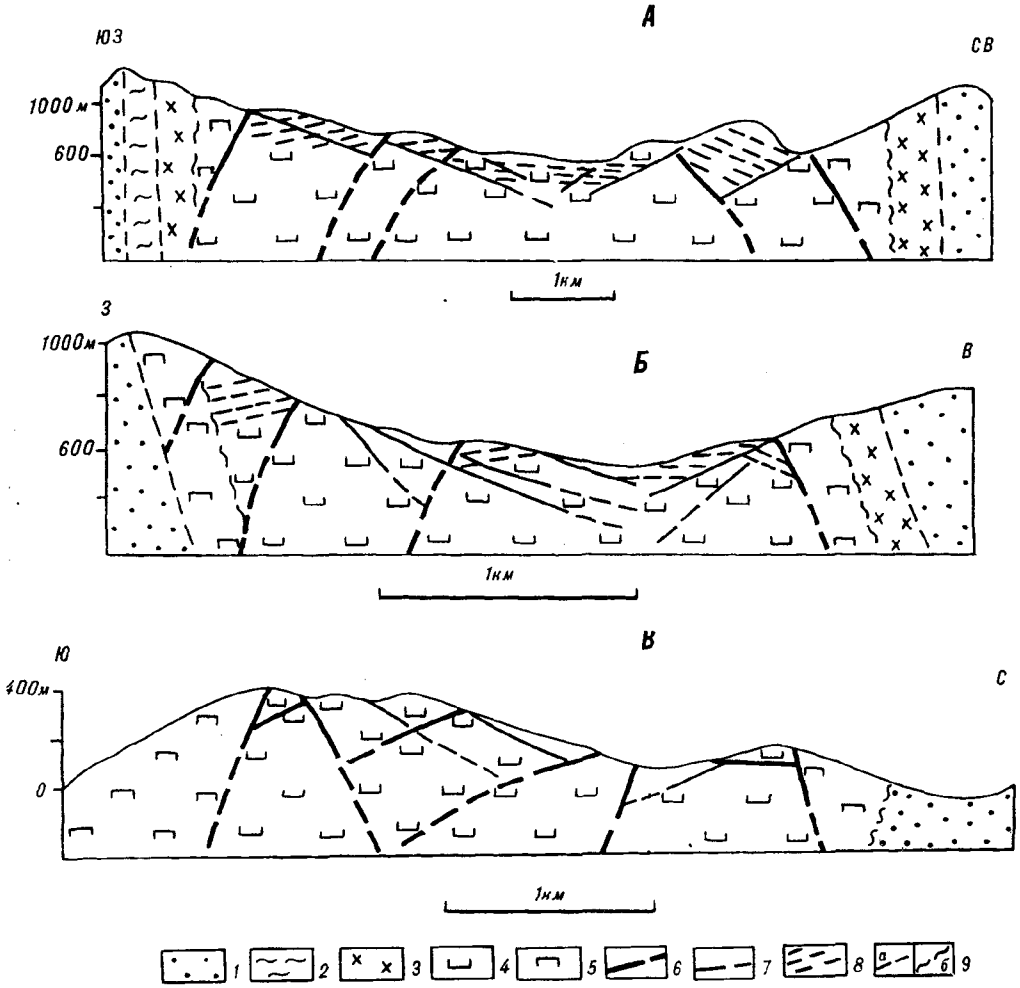


Рис. 1. Схема дизъюнктивных нарушений в породах массивов (в разрезе) :А) Кондерский; Б) Чадский; В) Феклистовский.

1-вмещающие осадочные отложения чехла Сибирской платформы и терригенные кремнистые отложения Монголо-Охотской покровно-складчатой системы; 2-метаморфические породы;3- мезозойские субщелочные интрузии Алданского щита; 4-дуниты;5-пироксениты;6-кольцевые разрывные нарушени;7-конические разрывные нарушения;8-периклинальная субгоризонтальная (плитчатая) отдельность;9-геологические границы:а-в породах Алданского щита, б- с ультраосновными породами.

Чадский массив (рис.1Б) обнажается в цирко-образной котловине размером 3, 5х3 км. Ядерная часть массива сложена дунитами, образующими изометричное в плане тело диаметром 2-2, 5 км. По периферии они последовательно окружены кольцевыми в плане телами оливиновых пироксенитов, клинопироксенитов, плагиоклазсодержащих пироксенитов. Далее от центра расположены прерывистые дуговые тела диоритов, оливиновых и щелочных габброидов [5]. По особенностям рельефа местности можно предполагать наличие радиальных, кольцевых и конических разломов, что подтверждается многочисленными замерами трещиноватости пород. Наблюдается смещение точки пересечения радиальных разломов от центра массива к востоку.

Вмещающими породами для Феклистовского массива служат среднепалеозойские терригенно-кремнистые отложения с отчетливыми признаками контактового метаморфизма. Массив имеет близкую к изометричной форму. Его центральную часть занимает овальное в плане дунитовое тело размером 1, 9х3 км, вытянутое в северо-восточном направлении. Дуниты окружены непрерывной оторочкой клинопироксенитов. Внешнюю зону образуют небольшие тела разнообразных по составу пород от пироксенитов до диоритов [10, 12]. Предполагается воронкообразная форма массива с относительно крутыми контактами [10, 12]. На приводимых в этих работах геологических схемах наблюдается смещение точки пересечения разломов в юго-западном направлении (рис. 1В).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Дуниты и пироксениты слагают ядерные зоны Кондерского, Чадского и Феклистовского массивов. Верлиты встречаются только на Феклистовском массиве, где они образуют незначительные по размерам тела в зоне контакта между дунитами и пироксенитаии.

Дуниты всех трех массивов неоднородны по строению. Макроскопически они представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые, часто порфировидные породы массивной текстуры. Особенности структур дунитов определяются разнообразием форм и размеров зерен оливина и хромшпинелидов. Многие разности дунитов обладают кумулятивными (повсеместное распространение) и гранобластовыми (эндоконтактовые зоны) структурами. Первые из них характеризуются наличием субидиоморфных кристаллов оливина, пространство между которыми заполнено ксеноморфными зернами этого же минерала. Второй разновидности свойственны равномернозернистые агрегаты изометричных зерен с тройными углами сочленения.

Общим для оливинов дунитов всех трех массивов является постоянство соотношения их линейных размеров, не выходящее за рамки 3:1, что свойственно минералам, сформировавшимся в процессе свободного роста. Результаты систематических замеров линейных размеров зерен оливина и хромшпинелида позволили обнаружить тенденцию к укрупнению их размеров по направлению к центру (Кондерский массив), к точке, расположенной на некотором расстоянии к востоку (Чадский массив) и к северо-востоку (Феклистовский массив) от геометрических центров массивов.

Клинопироксениты подразделяются на две основные группы: рудные и безрудные разности. К первым относятся богатые титаномагнетитом пироксениты с сидеронитовой структурой. Это массивные и трахитоидные породы, часто обладающие полосчатыми текстурами. Рудные пироксениты встречаются на западном и юго-западном флангах ультраосновного ядра Кондерского массива, на западном - Чадского и восточном - Феклистовского массива.

Клинопироксениты представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые темно-зеленые породы массивной текстуры с неравномернозернистой структурой. Клинопироксениты вблизи контакта с дунитами равномерно-мелкозернистые, а вдали - порфировидные. Средне- и крупнозернистые порфировидные разности встречаются в северо-восточной части Феклистовского, северной - Кондерского и Чадского массивов.

Верлиты Феклистовского массива являются мелко-, среднезернистыми породами, сложенными оливином, клинопироксеном и рудными минералами (магнетитом или хромшпинелидом). В них проявлены отчетливые кумулятивные структуры.

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПОРОД

Целью петроструктурного анализа являлось решение следующих задач: а) определение предпочтительных ориентировок оливина и пироксена по внутреннему строению, б) типизация микроструктурных узоров этих минералов, в) определение их пространственного положения, г) выделение плоскостных и линейных прототектонических элементов дунитов и пироксенитов на основе петроструктурных данных.

Микроструктурному анализу были подвергнуты более ста ориентированных образцов дунитов Кондерского массива, двадцать образцов Чадского и десять - Феклистовского массивов. Отобранные образцы пород относительно равномерно распределены по всей площади дунитовых ядер и представляют все их структурные разновидности. Подробно вопросы методики отбора и анализа рассмотрены в [3, 8].

Во всех изученных образцах дунитов оливин характеризуется предпочтительной ориентировкой кристаллографических осей, т. е. образцы имеют упорядоченное строение. По этому признаку наиболее близки между собой дуниты Кондерского и Чадского массивов, тогда как степень предпочтительной ориентировки оливина в породах Феклистовского массива несколько ниже. Выделены следующие типы микроструктурных узоров оливина из дунитов, которые типичны для всех трех массивов: 1) ортогональное расположение выходов всех трех оптических осей, образующих сильные максимумы, 2) сильный устойчивый максимум Np[010], перпендикулярный выходам двух других осей, имеющих поясное расположение) сильный устойчивый максимум Nm[001], перпендикулярный выходам двух других осей, образующих пояс; 4) выходы оптических осей оливина не образуют четких максимумов.

Первый тип, имеющий локальное распространение, и второй тип микроструктурных узоров оливина пользуются преимущественным распространением в дунитах из центра массивов. Третий тип тяготеет к эндоконтактовым зонам дунитовых тел. Породы с четвертым типом микроструктурных узоров оливина занимают промежуточное пространственное положение между вторым и третьим типами. По сути дела, можно говорить о площадной зональности микроструктурных узоров оливина, подчеркивающей концентрическое строение дунитовых ядер (рис. 2).

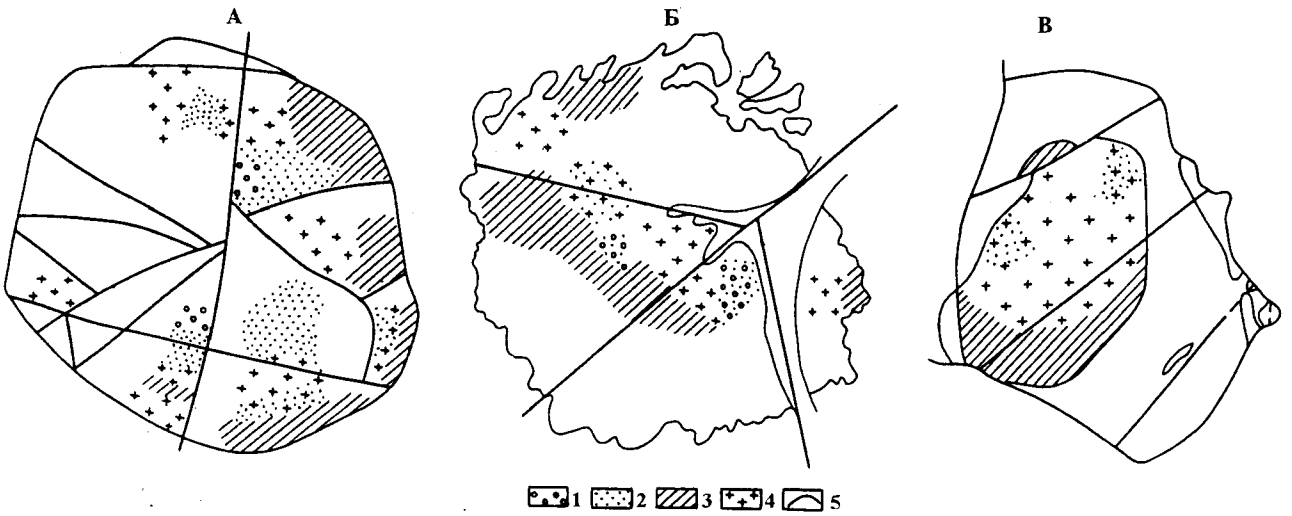


Рис 2. Зональность микроструктурных узоров оливинов в дунитовых ядрах:А-Кондерского,Б-Чадского,В-Феклистовского массивов.

1-4-типы микроструктурных узоров (см текст);5-тектонические нарушения.

Замеры линейных размеров оливиновых зерен вдоль определенных кристаллографических направлений показали, что в подавляющем большинстве случаев удлинение зерен оливина имеет направление Nm[001], а нормалью к их уплощенным граням выступает ось Np[010]. Для каждого массива показаны элементы залегания планпараллельных и линейных структур в дунитах (рис. 3).

Микроструктурный анализ клинопироксенов из небольшой группы пироксенитов, отобранных из всех трех массивов, показал, что минерал характеризуется более низкой степенью предпочтительной ориентировки по отношению к оливину дунитов. Вместе с тем, различия микроструктурных узоров клинопироксенов из трех массивов крайне незначительны. Основной тип характеризуется сильным Nm[010] максимумом и поясным расположением выходов двух других оптических осей. Он пользуется преимущественным распространением в мелкозернистых клинопироксенитах, развитых вблизи контакта с дунитами. В средне- и крупнозернистых разностях наблюдаются микроструктурные узоры с менее четкими максимумами выходов всех трех осей. В пироксенах оптическая ось Nm[010] располагается перпендикулярно к относительно уплощенным граням минерала, поэтому в породах в основном развиты плоскопараллельные структуры.

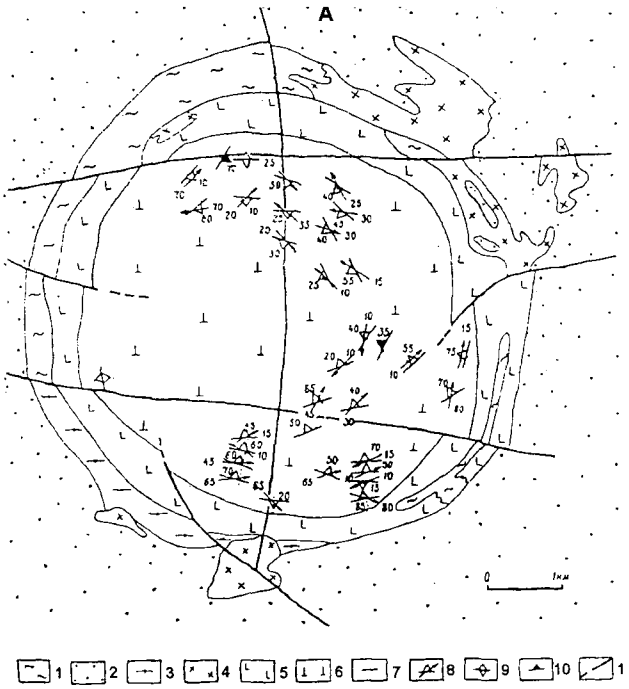
Микроструктурные узоры оливинов и пироксенов верлитов Феклистовского массива показывают достаточно высокую степень упорядоченности. Отчетливо проявляются сильные максимумы выходов оптической оси Nm этих минералов. Таким образом, в этих породах наблюдается линейный тип предпочтительной ориентировки оливина и плоскостной - клинопироксена.

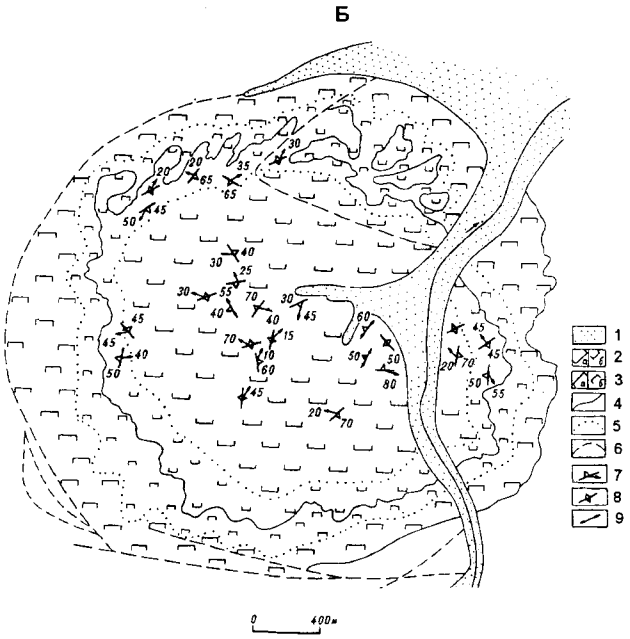
СТРОЕНИЕ МАССИВОВ

По результатам петроструктурных исследований были реконструированы магматические текстуры течения и определена структура дунит-пироксенитовых ядер массивов. Ориентировка планпараллельных структур в породах определялась по координатам на стереографической проекции максимумов выходов оптических осей Np [010] оливина и Nm[010] клинопироксена. Положение линейности устанавливалось по координатам максимумов выходов оптической оси Nm[001] оливина и Ng[001] клинопироксена. Форма тел определялась в самом общем виде по набору геологических и петрографических признаков.

Планпараллельные структуры дунитов Кондерского массива отрисовывают воронкообразную форму тела с крутыми поверхностями контакта (рис. 4А). К центру массива наблюдается их выполаживание вплоть до появления субгоризонтальных трахитоидных структур. Ориентировка планпараллельных структур дунитов в южном блоке дает основание предполагать здесь фрагмент кровли дунитового тела [3, 8]. Линейность в дунитах прочерчивает линии течения в направлении максимального растяжения магматической суспензии. Небольшие углы склонения линейности указывают на очень пологое положение линий течения.

Низкая степень упорядоченности клинопироксенитов не позволяет восстановить в полном обьеме их строение. Трахитоидные структуры клинопироксенитов восточного фланга располагаются





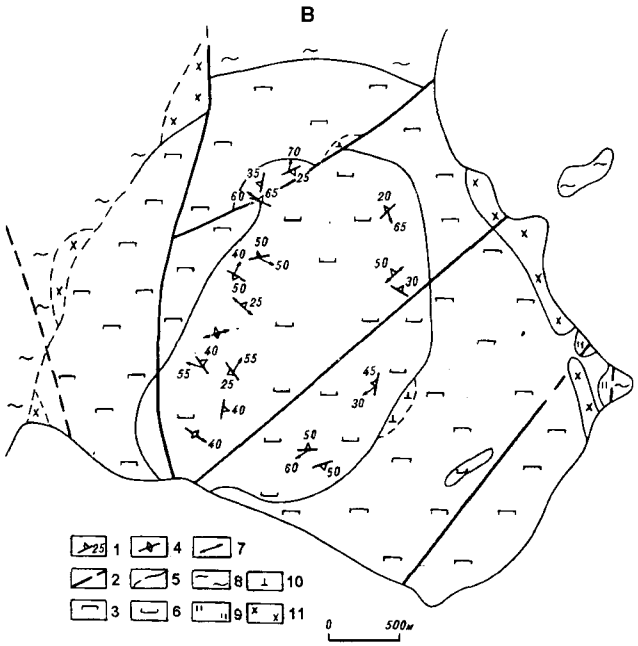


Рис. 3. Структурная схема дунитов.

А-Кондерского массива .

1-гнейсы и кристаллические сланцы;2-вмещающие осадочные отложения чехла Сибирской платформы:3-архейские гнейсовидные граниты:4-мезозойские субщелочные интрузии Алданского щита;5-пироксениты;6-дуниты;7-геологические границы:8-элементы залегания прототектонических структур (трахитоидность и линейность) дунитов:9-субвертикальное положение планпараллельных структур дунитов;10-элементы залегания хромититовых линз;11-тектонические нарушения.

Б-Чадского массива. 1-аллювиальные отложения;2-дуниты: а - неизмененные, б - измененные;3-пироксениты: а - неизмененные, б - измененные; 4-контакт дунитов с пироксенитами; 5-граница измененных пород; 6-тектонические нарушения; 7-8-см рис. 3А: 9-субгоризонтальное положение линейности.

В- Феклистовского массива. 1-3 - элементы залегания прототектонических структур дунитов; 4 - тектонические нарушения; 5 - геологические границы; 6 - терригенно-кремнистые отложения; 7 - верлиты; 8 - пироксениты; 9 - дуниты; 10 - габбро; 11- диориты.

субгоризонтально с небольшим наклоном в сторону массива, а линейность не имеет четко выраженного направления.

Форма и размеры Кондерского массива в вертикальном разрезе определены по комплексу геологических и геофизических данных. Установлено, что наиболее вероятная форма массива до глубины 10 км - вертикальный шток [3]. Симметричный характер конических поверхностей, очерченных прототектоническими элементами пород (рис. 3А) и некоторые петрографические данные могут служить дополнительными аргументами в пользу вертикальности стенок магматической камеры.

Несмотря на близость степени упорядоченности петроструктур дунитов Кондерского и Чадского массивов, в последнем вырисовывается значительно более сложная картина внутреннего строения тела. В эндоконтактовых зонах отсутствует единый план плоскостных структурных

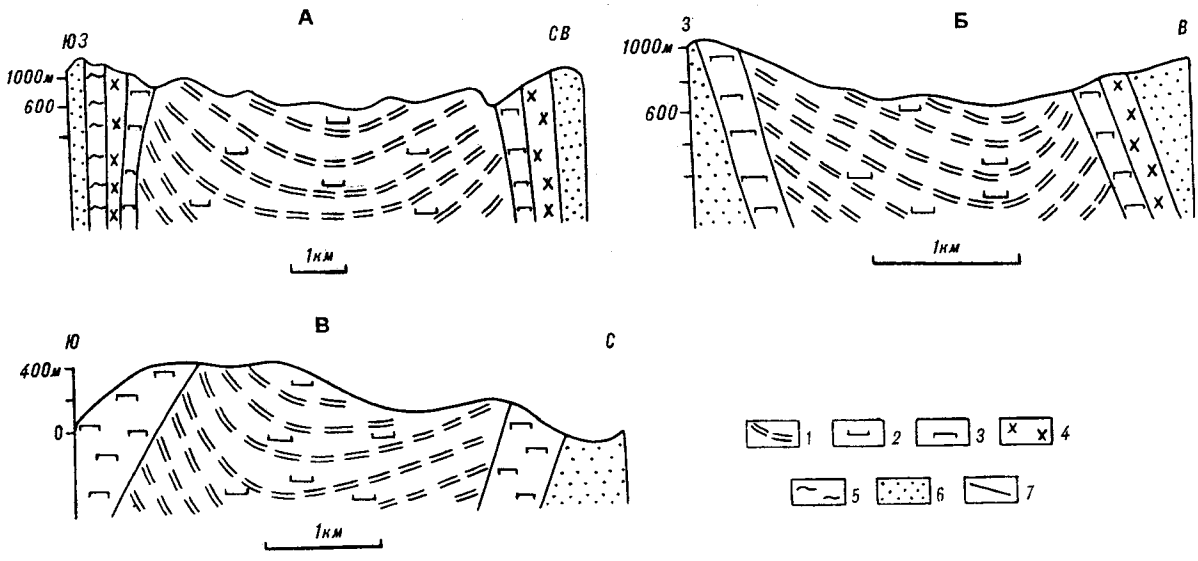


Рис. 4. Модель внутреннего строения массивов (в разрезе):А-Кондерского;Б-Чадского;В-Феклистовского.

1-морфология магматической камеры;2-6-см рис. 1; 7-геологические границы.

элементов дунитов (рис. 4Б). Вместе с тем линейность большинства образцов имеет близвертикальное склонение. В направлении к центру слабо возрастает структурная упорядоченность дунитового тела, отмечаются образцы с субгоризонтальной линейностью. Такой разноплановый характер положения петроструктур обусловлен, по нашему мнению, как тектоническими причинами, так и ксеногенным характером крупных глыб дунитов в пироксенитах. Трахитоидные структуры пироксенитов располагаются близгоризонтально или очень полого падают внутрь массива.

Вопрос о морфологии Чадского массива разработан значительно слабее, тем не менее существующие геологические и петрографические данные позволяют построить достаточно непротиворечивую модель. Выше было обращено внимание на смещение точки пересечения радиальных разломов от геометрического центра к востоку, подобное наблюдается и в отношении тенденции укрупнения размеров зерен. В дунитах массива развита тонкоплитчатая отдельность, падающая на восток, что, по мнению [2], свидетельствует о наклонном залегании дунитового штока с падением на восток под углом 60°. На рисунке 4б показан принципиальный разрез через этот массив.

Планпараллельные структуры дунитов Феклистовского массива отрисовывают фрагменты концентрической структуры тела. На северо-восточном фланге их падение достаточно пологое, а на северо-западном и юго-восточном участках тела становится крутым. Линейность дунитов вблизи контакта очерчивает контуры тела. В северо-восточной части тела она располагается субгоризонтально, а в юго-западном блоке углы склонения линейности существенно возрастают. Планпараллельные и линейные структурные элементы пироксенитов из приконтактовых зон практически повторяют прототектонические элементы дунитов из смежных областей.

Овальная форма дунитового тела в плане, определенное положение систем трещиноватости в породах Феклистовского массива послужили основанием для предположения о наклонном характере стенок магматической камеры [15] с падением на юго-запад. Данные петроструктурных исследований подтверждают это предположение (рис. 4В).

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЯДЕР

Ранее на примере Кондерского массива, как наиболее изученного, было показано, что родоначальным для пород его ядерной зоны был расплав пикритового состава [3, 8, 14]. Сравнение химических особенностей пород и минералов всех трех массивов дает основание полагать, что исходный расплав для пород Чадского и Феклистовского массивов также имел пикритовый состав.

Механизм образования дунит-пироксенитового ядра Кондерского массива наиболее полно объясняется с позиций дифференциации и кристаллизации движущегося пикритового расплава в вертикально протяженной магматической камере [3, 14]. Конкретные детали этого процесса обозначились при анализе площадного распределения образцов пород с определенными типами микроструктурных узоров оливина, имея

ввиду, что в движущемся расплаве ориентировка минералов осуществлялась по форме зерен [9]. Прежде всего необходимо отметить, что все изученные образцы дунитов характеризуются предпочтительной ориентировкой минералов по форме их зерен, возникшей за счет устойчивого ламинарного течения жидкости. Зерна оливинов, ориентируясь в соответствии с движущими силами, по существу, очерчивают структуру поднимающейся магматической суспензии.

В оливинах дунитов, расположенных вблизи контакта с пироксенитами, оптическая ось Nm, направленная по удлинению зерен, образует наиболее сильный максимум, перпендикулярный поясу выходов двух других осей. Причем минеральная линейность в дунитах ориентирована по касательной, повторяя изгиб вертикальной поверхности тела. Предполагается, что заполнение расплавом магматической камеры, значительно превышающей по размерам подводящий канал, привело к формированию в жидкости линий течения, перпендикулярных направлению главного течения. В центре трубообразного канала результирующая действующих сил в расплаве приближалась к нулю, поэтому здесь уплощенные зерна оливина ориентировались в поле силы тяжести. Вполне вероятно, что четвертый тип микроструктурных узоров является переходным, поскольку он располагается в зоне постепенной смены ориентирующих факторов, обеспечивающих определенные типы предпочтительной ориентировки оливинов. Результаты петроструктурных исследований двух других массивов свидетельствуют о сходном характере заполнения магматических камер с некоторыми усложнениями, обусловленными наклонным характером их стенок.

Изучение пироксенитов показало, что затвердевание этих пород происходило уже на фоне консолидированных и остывающих дунитов [3]. По наличию сильной плоскостной ориентировки зерен клинопироксенов (ось Nm[010]) можно предполагать, что она была сформирована в относительно спокойных условиях в поле силы тяжести.

Присутствие верлитов в составе Феклистовского массива и оливиновых пироксенитов в составе Чадского массива свидетельствует, по нашему мнению, о неполном расщеплении исходного расплава на две магматические жидкости, давшие начало таким мономинеральным породам, как дуниты и пироксениты. Причиной этому могут служить различные факторы, в том числе размеры и морфология магматических камер.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных петроструктурных исследований пород ядерных зон Кондерского, Чадского и Феклистовского массивов выявлен сходный упорядоченный характер микроструктур дунитов, верлитов и пироксенитов рассматриваемых массивов. Петрографические и микроструктурные данные свидетельствуют о магматическом происхождении этих пород.

Показано, что формирование закономерно ориентированных протомагматических структур изученных пород осуществлялось в процессе подъема пикритового расплава.

Выявленные плоскостные и линейные структуры этих пород позволили отрисовать морфологию магматических камер. Для дунит-пироксенитового ядра Кондерского массива установлена воронкообразная форма камеры с крутыми поверхностями контакта. Строение ультраосновных тел Чадского и Феклистовского массивов имеет более сложный характер. Прототектонические элементы пород очерчивают лишь фрагменты концентрической структуры этих тел.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Г. В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987 75с.
2. Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите. //Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М. , 1968. С. 312-363.
3. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. /Под ред. Ю. А. Косыгина, В. С. Приходько. М. :Наука, 1994. 176с.
4. Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л. :Изд-во ЛГУ, 1953. 309с.
5. Ельянов А. А., Андреев Г. В. Новый массив центрального типа на Алданском щите. //Минеральное сырье. М., 1960. Вып. 1. С. 70-73.
6. Ельянов А. А., Андреев Г. В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск:Наука, 1991. 168с.
7. Ельянов А. А., Моралев В. М. Амагматические "интрузии" первичноосадочных карбонатных пород, связанные с массивами центрального типа (на примере массивов Алданского щита). //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. N 2. С. 35-40.
8. Землянухин В. Н. Строение ультраосновных ядер Кондерского, Чадского и Феклистовского массивов (на основе петроструктурных исследований)//Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 21с.
9. Золотухин В. В. Основы микроструктурного анализа изверженных горных пород. Новосибирск:СО АН СССР, 1983. 47 с.
10. Луцкина Н. В. Концентрически-зональный массив ультраосновных и основных пород острова Феклистова

(Шантарские острова) //Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 52-67.

11. Моралев В. М. Возраст ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. //Докл. АН СССР, 1959. Т. 127, N 1. С. 168-169.

12. Остапчук В. И. О платиноносном массиве Дальнего Востока. //Тихоокеан. геология. 1989. N 2. С. 113-119.

13. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов/Некрасов И. Я., Ленников А. М., Октябрьский Р. А., Залищак Б. Л., Сапин В. И. М. :Наука, 1994. 381с.

14. Приходько В. С., Степашко А. А., Землянухин В. Н. Структура дунитового ядра Кондерского массива как основа локального прогноза коренной платины. // Тихоокеан. геология. 1994. N 1. С. 93-102.

15. Приходько В. С., Землянухин В. Н. Структура Феклистовского концентрически-зонального массива // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. Томск, 1996. С. 49-51.

Поступила в редакцию 3 июня 1996 г.

V.N.Zemlyanukhin, V.S. Prikhod'ko

Petrostructure and inner structure of ultramafic cores in concentrically zoned massifs of the Russian Far East

Results of petrostructural studies of dunites, wehrlites, and pyroxenites of platinum-bearing concentrically-zoned massifs (Kondyor, Chad, Feklistov) occurring in various tectonic structures of the Russian Far East are considered. From shapes and internal structures preferential orientations of these rock minerals are established. Four types of microstructural patterns of olivines from dunites are recognized and zoned. Models for these massifs' structures are proposed based on geological, petrographic, and petrostructural data.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1996, том 15, № 4, с. 51-66

УДК 552.33:553.22(571.6)

ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОНДЕРСКОГО И ИНАГЛИНСКОГО ТИПОВ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

В.М.Бирюков*, В.А.Абрамов**

**Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск*
***Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г.Владивосток*

На примере концентрических магматических комплексов кондерского и инаглинского типов показано два принципиально отличных варианта эволюции мантийного вещества. Существенные различия между магматитами кондерского (Na-тренд) и инаглинского (K-тренд) типов являются следствием полярной геодинамической обстановки, в которой формировались тот и другой типы комплексов: кондерский - в обстановке преобладающего сжатия, поэтапной разгрузки мантийных блоков и фракционирования образовавшегося расплава, инаглинский - в обстановке преобладающего растяжения и практически одноактного поднятия крайне истощенного мантийного рестита вместе с перегретым лейцито-базальтовым расплавом от мантии до верхних уровней коры с масштабным проявлением процессов ассимиляции корового вещества.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Алданского щита и смежных слоисто-блоковых структур, начиная с шестидесятых годов, с различной детальностью изучено свыше двух десятков концентрических магматических комплексов (КМК) щелочно-ультраосновного состава. Повышенный интерес к ним обусловлен двумя причинами: 1) уникальностью геологического строения и вещественного состава слагающих их магматитов; 2) высокими концентрациями прежде всего самородной платины и элементов редкометалльной группы, а также редчайшими и исключительно редкими проявлениями чароита, рихтерит-асбеста и голубого нефрита. Только за четверть века по щелочно-ультраосновным КМК опубликовано свыше 100 работ, в которых обобщены данные структурно-геологических, геофизических, минералогических, петрохимических, геохимических и радиоизотопных исследований. При этом информация, касающаяся геолого-геофизических и вещественных особенностей этого типа КМК содержится преимущественно в более ранних публикациях [8,9,12,19,20,23], а в более поздних из них отражены сведения по радиологическому датированию [17,22,25,26,29], минералогии, геохимии и петрохимии [10,11,15,16,18,24,27,28]. Данные по петрологии этих комплексов и петрогенезис отдельных разновидностей слагающих их магматитов содержатся в ряде фундаментальных работ [11,12,17,21,24,25].

Одним из существенных недостатков в изучении щелочно-ультраосновных КМК, на наш взгляд, является отсутствие основополагающих работ, касающихся систематики этих комплексов на базе синтеза имеющихся данных по геологии, геофизике, петрохимии и геохимии. Первые основы подобной систематики изложены ранее [3,6,7]. Среди щелочно-ультраосновных КМК выделены два типа

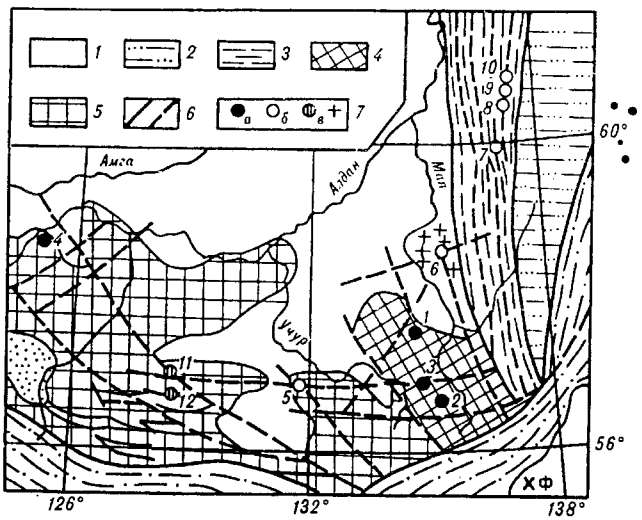


Рис.1. Схема размещения щелочно-ультраосновных концентрических комплексов в юго-восточной части Сибирской платформы по [13, 17].

1 - платформенный чехол, 2 - Аллахюньский синклинорий, 3 - Сетте-Дабанское поднятие (штрих-пунктир - Джугджуро-Становое обрамление Алданского щита), 4-5 - Алданский щит: восточная часть, Батомгинский блок (4), западная и центральная части (5), 6 - разломы более мелкого ранга (пунктиром) и разграничивающие крупные блоки Алданского щита (сплошные линии), 7 - щелочно-ультраосновные комплексы с дунитовым (а), карбонатитным (б) и гранитным (в) ядрами; Ингилийское поле кимберлитоподобных пород (г); х - Феклистовский массив (Ф). Цифры 1-12 - щелочно-ультраосновные комплексы (массивы): 1 - кондерский, 2 - чадский, 3 - сыбахский, 4 - инаглинский, 5 - арбарастахский, 6 - ингилийский, 7 - горноозерский, 8 - массив Поворотный, 9 - массив Гек, 10 - массив Воин, 11 - билибинский, 12 - чайдахский.

- кондерский (Na-тренд) и инаглинский (К-тренд). Тот и другой типы парагенетически связаны с мантийным протовеществом, но эволюционируют по-разному в зависимости от динамической и термальной активности конкретных кратонизированных блоков коры. Кондерский тип КМК (рис.1) приурочен к восточной и юго-восточной периферии Алданского щита и частично - к смежным слоисто-блоковым структурам (Южно-Верхоянская и Джугджуро-Становая орогенические системы). Различаются два подтипа: 1) с дунитовым ядром (месторождения самородной платины), 2) с карбонатитами (редкие металлы; взаимосвязь с кимберлитами). Инаглинский тип КМК ассоциирует с мезозойскими рифтовыми и рифтоподобными структурами и зонами глубинных разломов раздвигового характера. Для него также характерны два подтипа комплексов: 1) с дунитовым ядром (месторождения самородной платины), 2) с гранитным ядром (месторождения чароита и рихтерит-асбеста, проявление голубого нефрита; взаимосвязь с лампроитами). Цель настоящей статьи - комплексная характеристика выделенных типов и подтипов щелочно-ультраосновных КМК.

1. КМК КОНДЕРСКОГО ТИПА

Ярко выраженные специфические особенности КМК этого типа - групповое и зональное их расположение по периферии кратонизированных блоков и срединных массивов внутри слоисто-блоковых структур, ярко выраженный Na-тренд и парагенетическая связь с кимберлитовым магматизмом. Они характеризуются контрастными плотностными и магнитными свойствами, при этом положительные геофизические аномалии имеют форму, близкую к изометричной или слегка овальной. Геофизическими методами обнаруживаются КМК различного ранга, включая "слепые" тела на разных гипсометрических уровнях - от близповерхностных до уровня верхней мантии, имеющие размеры на 1-2 порядка больше. Так по расчетным гравиметрическим данным в сводовой части Батомгского блока в пределах коры предполагается наличие двух аномальных объектов чечевицеобразной формы на уровне 6-15 и 24-35 км, имеющих соответственно размеры 60 x 90 и 90 x 120 км, которые отождествляются с остаточными магматическими "палеоочагами" или "слепыми" щелочно-ультраосновными массивами [1,2]. Мантийные палеоочаги в этой части Алданского щита по расчетным данным предполагаются на глубинах 50-70 и 90-120 км; радиус палеоочагов соответственно 120 и 200 км [2].

Сходная тектоническая обстановка свойственна для группы трубчатых тел (около 40) щелочно-ультраосновного состава с характерной для кондерского типа КМК зональностью (в центральной части подобных групп - комплексы с дунитовым ядром, по периферии - комплексы с карбонатитами), образующих пояс шириной 40 км и протяженностью около 550 км в юго-восточной части Аляски, а также для периферии Трансваальского кратона (Ю.Африка) с роями мелких тел КМК с карбонатитами, ассоциирующих с трубчатыми и жильными телами кимберлитов [31]; третий пример - групповое расположение щелочно-ультраосновных КМК с карбонатитами в пределах Кольского полуострова, образующих три протяженных пояса (Салма-Ковдорский, Кандалакшинский и Северный).

КМК с дунитовым ядром (рис.2-4) расположены в междуречье крупных правых притоков Алдана - Маи (среднее течение) и Учура (верховья), на площади 60 x 80 км^2. Самыми крупными и относительно хорошо изученными из них являются кондерский и чадский комплексы (диаметр соответственно 7,5 и 5,6 км). Диаметр дунитового ядра составляет 4,5-5,5 км. Кроме дунитов (железистость оливина 7,5-10,5 ат.%) (табл.1,2) присутствуют от 3-5 (чадский КМК) до 15 (кондерский КМК) об.% оливиниты (F оливина 9,5-12,5 ат%) и косвиты (F оливина 12-16 ат.%). Косвиты содержат (в мас.%) до 7-10 оливина, 40-70 клинопироксена, 2-15 амфибола, 10-40 биотита, 5-20 апатита и 5-20 магнетита. В пегматоидных разновидностях часты шлиры магнетита (до 80-95 магнетита и 3-5 хромита). Оливиниты и косвиты обычно приурочены к внешним частям дунитовых ядер или радиальным разломам. В кондерском КМК они образуют тела размером до 2 x 3 км^2. Присутствием оливина переменной железистости в чередующихся блоках оливинитового и дунитового состава по-видимому, объясняется выдвигаемый некоторыми исследователями тезис о наличии явной и скрытой расслоенности в пределах дунитового ядра кондерского комплекса [11]. Внутренняя непрерывная оболочка в кондерском и чадском комплексах сложена пироксенитами с вариациями в содержании оливина от 0-15 до 30 мас.%; ширина ее колеблется от 150-200 до 600 м. Внешняя дискретная оболочка в кондерском КМК из габброидов и диоритов повышенной щелочности - монцонитов и мангеритов, а в чадском КМК - кенталленитов, габбро-норитов (часто с оливином) и субщелочных габброидов; ширина ее в том и другом комплексах варьирует от первых сотен метров до 1,5-2 км. Специфической особенностью КМК этого типа является наличие реакционных контактов между пироксенитами внутренней оболочки и дунитами ядра с обилием гибридных разновидностей. В зоне эндоконтакта наблюдаются многочисленные заливообразные инъекции оливинитов, гнездообразные и шлировые обособления оливин-хромдиопсидового состава, а также мелкие пегматитовые жилы, состоящие из

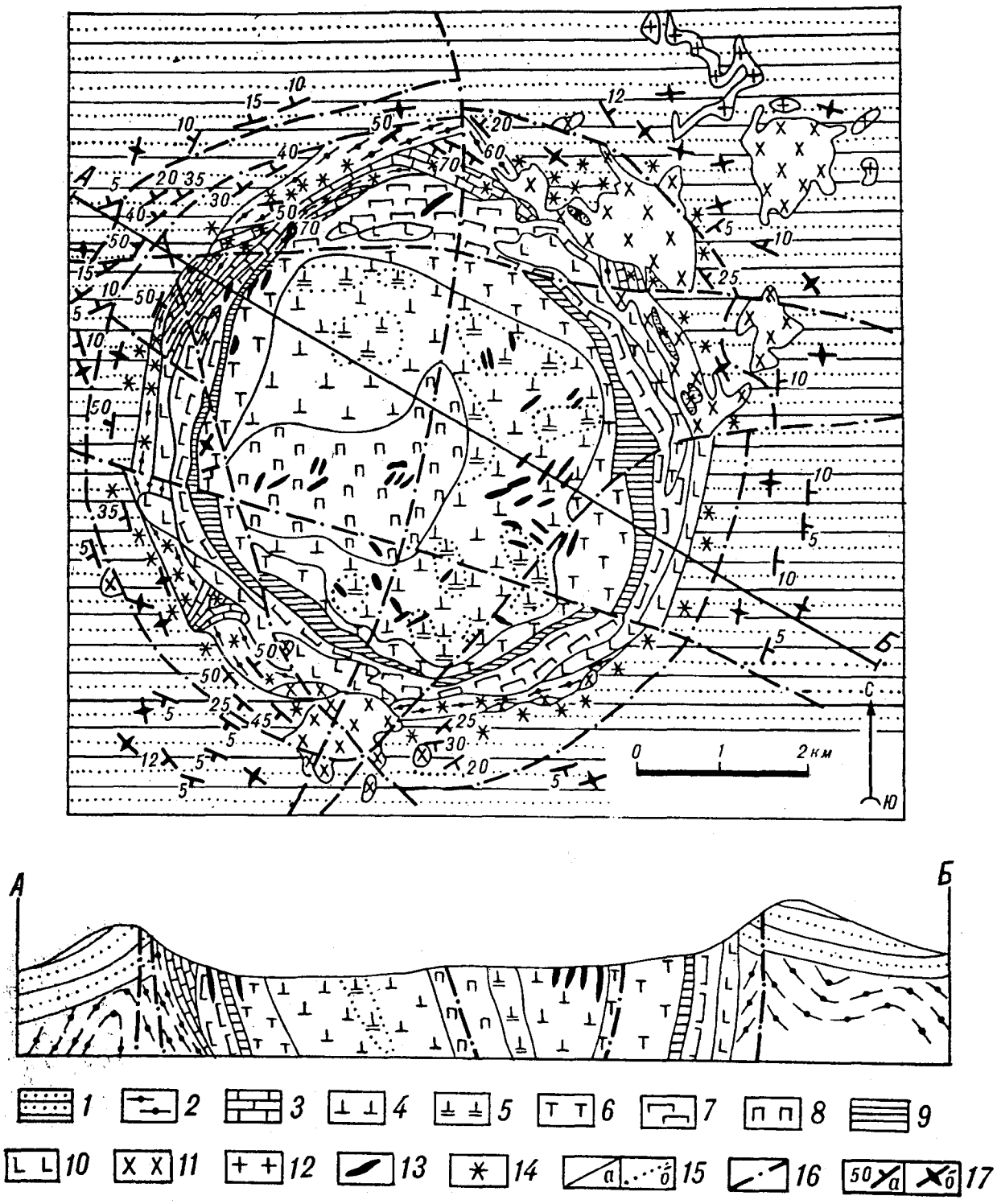


Рис.2. Схема геологического строения кондерского комплекса (по материалам М.А.Богомолова, А.А.Ельянова, Е.П.Емельяненко и В.М.Бирюкова).

1 - алевролиты и песчаники кондерский и омнинский свит (рифей), 2 - архейские метаморфиты утукачанской свиты, 3 - мраморы и кальцифиры (с бруситом, периклазом, жилами и гнездами монтичеллита), 4 - порфировидные дуниты, 5 - дунит-пегматиты, 6 мелкозернистые дуниты краевой зоны (с магнетитом), 7 - клинопироксениты, 8 - кисвиты, 9 - реакционные аподунитовые породы (оливиниты), 10 - габбро и монцониты, 11 - кварцевые субщелочные диориты и сиенито-диориты, 12 - гранодиориты, граносиениты и сиениты, 13 - дайки нефелиновых сиенитов, ийолитов, эгириновых сиенитов, жилы щелочных пегматитов, 14 - зоны ороговикования, 15 - геологические границы для осадочных пород и метаморфитов (а), для магматитов кондерского комплекса (б), 16 - разломы, 17 - элементы залегания наклонных (а) и горизонтальных (б) пластов; кривая - Δg [2].

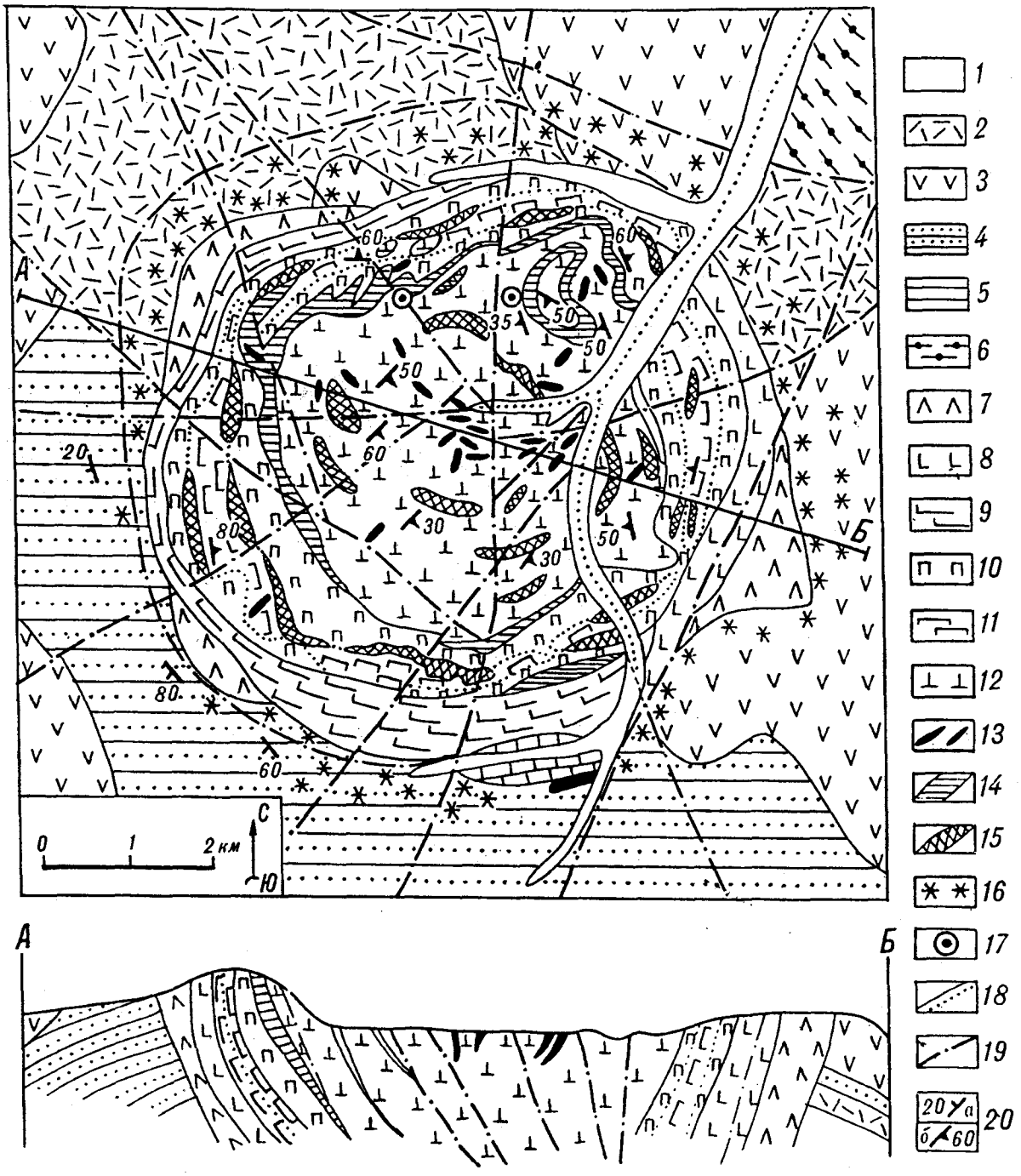


Рис.3. Схема геологического строения чадского комплекса (по материалам М.А.Богомолова, В.И.Кицула, А.А.Ельянова, В.В.Оскарева и В.М.Бирюкова).

1 - четвертичные отложения, 2 - протерозойские эффузивы кислого состава, 3 - протерозойские эффузивы среднего и основного состава, 4 - протерозойские осадочные отложения, 5 - мраморы и кальцифиры, 6 - архейские метаморфиты батомгской серии, 7 - щелочные габброиды (эссекситы, монцониты и кенталлениты), 10 - клинопироксениты, 11 - оливиновые клинопироксениты, 12 - дуниты, 13 - щелочные пегматиты, 14 - оливиниты, 15 - линзы, гнезда и шлиры, обогащенные магнетитом, 16 - ороговикованные породы, 17 - участки с хромдиопсидовой минерализацией, 18 - геологические границы достоверные (а) и предполагаемые (б), 19 - разломы, 20 - элементы залегания слоистости (а) и сланцеватой отдельности (б).

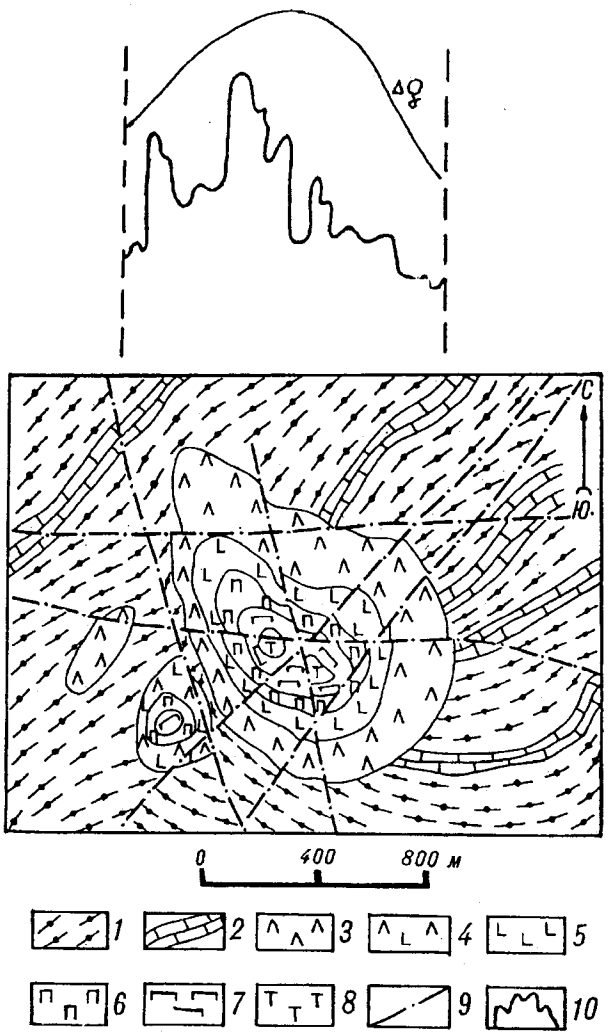


Рис.4. Схематическая геологическая карта массива Сыбах. По материалам Ю.Н.Самодурова, Г.Д.Белоусова, Н.Ф.Булановой и В.М.Бирюкова.

1 - слюдяные гнейсы батомгской серии (утукачанская свита); 2 - кальцифиры; 3-8 - интрузивные породы массива: 3 - диориты, 4 - габбро-диориты; 5 - габбро; 6 - пироксениты; 7 - оливиновые пироксениты; 8 - оливиниты; 9 - разломы; 10 - график $_{\Delta}Z$ (широтный профиль) и кривая $_{\Delta}g$ [2].

калиевого полевого шпата, диопсида,хромдиопсида и арфведсонита.

Ядерная часть в сыбахском КМК (рис.4) представлена оливиновыми клинопироксенитами (300 х 500 м), которые постепенно сменяются оливинсодержащими и безоливиновыми средне- и крупнокристаллическими клинопироксенитами, образующими замкнутое кольцо шириной от 60-80 до 140-160 м. Среди оливиновых клинопироксенитов четко обособляются два изометричных тела среднекристаллических оливинитов (размеры 130 х 150 и 100 х 120 м) с четкими контактами; в эндоконтактовой зоне отмечаются многочисленные кристаллы крупнокристаллического и даже пегматоидного хромдиопсида, а в экзоконтактовой зоне - реакционная кайма, обогащенная темноцветными минералами (клинопироксеном, включая хромдиопсид, и в подчиненном количестве амфиболом и биотитом) и магнетитом. Клинопироксениты далее сменяются непрерывной оболочкой субщелочных габбро и монцонитов мощностью от 50-70 до 150-180 м; вблизи контакта с клинопироксенитами отмечается обилие гибридных пород - меланократовых габбро, габбро-пироксенитов, плагиоклазовых пироксенитов и т.д. Контакты между габброидами и клинопироксенитами также размытые, нерезкие. В последних отмечаются шлиры и гнезда магнетита. Внешняя прерывистая оболочка мощностью от первых метров до 320-350 м сложена средне- и крупнокристаллическими, реже порфировидными габбро-диоритами, диоритами и гранодиоритами с амфиболом и биотитом, реже клинопироксеном. Перечисленные магматиты рвутся дайками гранитного состава, мощность которых часто значительная - до 18-20 м. Породы рамы представлены архейскими гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами и кальцифирами утукачанской свиты (батомгская серия). Контакты магматитов сыбахского комплекса с метаморфитами интрузивные.

Среди пород рамы сыбахский КМК выделяется отчетливо выраженной локальной магнитной аномалией интенсивностью до 1700 нТл [2]. На графике $_{\Delta}Z$ (широтный профиль) наблюдаются три четких максимума (рис.4), совпадающие с выходами на дневную поверхность оливиновых клинопироксенитов и оливинитов, характеризующихся аномальным содержанием (до 7-10 мас.%) магнетита. Шлиры и гнезда магнетита чаще всего встречаются в зоне контакта оливиновых клинопироксенитов с оливинитами. Магматиты, характеризующиеся аномально низким $_{\Delta}T$, отличаются повышенным содержанием (в мас.%) Cr (до 1-3), Ni (до 0,1-0,2) и Cu (до 0,3).

В кондерском типе КМК четко фиксируются реакционные взаимоотношения клинопироксенитов с дунитами с появлением гибридных пород - оливинитов, оливиновых и оливинсодержащих клинопироксенитов, часто обогащенных хромитом и другими минералами группы шпинели и хромдиопсидом. Наличие оболочки оливинитов по периферии дунитовых ядер, их инъекций вдоль трещин и радиальных разломов и гибридных пород габбро-клинопироксенитового состава свидетельствует в пользу тезиса о магматическом замещении твердофазовых дунитовых блоков толеитовым расплавом [21,22]. Обилие гранодиоритов и диоритов в эндоконтактовых зонах практически всех КМК также доказывает их гибридную природу в результате взаимодействия

Таблица 1

Представительные анализы и петрофизические характеристики интрузивных пород сыбахского комплекса, мас.%

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	39.20	42.59	49.37	50.40	43.94	42.18	42.62	43.55	43.06	42.78	55.70	48.82	55.63	57.28
TiO_2	0.36	0.16	0.42	0.34	1.33	1.37	1.37	1.28	1.35	1.24	0.86	0.98	0.92	0.84
Al_2O_3	1.67	1.60	2.97	3.02	4.24	3.83	3.73	3.69	3.26	8.94	9.19	17.41	15.62	15.89
Fe_2O_3	8.35	7.45	3.82	3.21	9.69	10.88	12.02	10.70	10.32	10.78	5.67	3.68	2.32	2.14
FeO	12.02	10.12	5.32	5.54	8.41	8.67	8.76	8.47	9.06	6.29	6.59	7.43	6.14	5.98
MnO	0.28	0.18	0.14	0.12	0.29	0.23	0.22	0.23	0.28	0.24	0.18	0.16	0.17	0.16
MgO	30.65	33.23	16.92	16.36	13.99	14.03	12.28	12.85	13.50	10.90	7.17	6.27	5.83	3.24
CaO	4.91	1.33	18.95	19.14	16.47	17.82	17.59	17.92	17.95	15.94	10.73	9.32	6.15	7.12
Na_2O	0.25	0.23	0.50	0.56	0.78	0.45	0.47	0.48	0.41	0.83	1.50	3.19	3.54	3.98
K_2O	0.15	0.16	0.27	0.32	0.66	0.22	0.45	0.16	0.13	0.44	1.42	1.48	2.49	3.06
P_2O_5	0.18	0.13	0.13	0.08	0.52	0.55	0.57	0.56	0.57	0.72	0.47	0.52	0.47	0.29
H_2O	0.44	0.50	0.12	0.06	0.94	0.12	0.09	0.18	0.04	0.14	0.12	0.12	0.12	0.19
П.п.п.	1.69	2.38	0.77	0.80	0.10	0.10	0.08	0.06	0.06	0.48	0.28	0.34	0.37	0.16
Сумма	100.15	100.06	99.70	99.95	100.46	100.45	100.25	100.13	99.99	99.72	99.88	99.72	99.77	100.33
σ, г/см^3 *	2,94-3,14/3,02(5)		3,20-3,25/3,28(4)		3,30-3,36/3,33(8)				3,13-3,34/3,26(9)			2,84-2,97/2,91(3)		
Zn,10^{-3} ед.СИ	2591-40739/17345(5)		293-1454/721(4)		2352-48744/29183(8)				137303-420232/251424(9)			9006-40739/24873(3)		
χ,10^{-3} ед.СИ	38-95/61(5)		8-17/12(4)		154-235/205(8)				245-439/252(9)			64-95/80(3)		

Примечание. 1 и 2 - оливиниты, 3 и 4 - оливиновые клинопироксениты, 5-9 - клинопироксениты, 10 и 11 - плагиоклазовые клинопироксениты, 12 - габбро, 13 - габбро-диорит, 14 - диорит. Анализы выполнены в Химлаборатории ИТиГ ДВО РАН (г.Хабаровск); аналитики Л.С.Боковенко, В.Е.Зазулина и Н.И.Ильина. Петрофизические характеристики определены А.С.Каретниковым (лаборатория региональной геофизики ИТиГ ДВО РАН, г.Хабаровск).* - для петрофизических характеристик: в числителе - пределы колебаний, в знаменателе - их среднее значение, в скобках - число определений.

Таблица 2

Представительные анализы главных породообразующих минералов интрузивных пород сыбахского комплекса, мас.%

Оксид	1			2			3			4				5		
	Ол-1	Ол-2	Шп	Ол-1	Ол-2	КПи	Ол	КПи	Ам	Ол	КПи	Ам	Пл	Ол	КПи	Пл
SiO_2	40.97	40.04	0.24	39.39	38.02	54.13	38.61	51.83	42.94	38.10	52.07	42.23	46.65	37.67	51.31	54.12
TiO_2	-	-	1.39	-	-	0.08	-	0.40	1.76	-	0.29	1.68	-	-	0.41	-
Al_2O_3	-	-	6.31	-	-	0.60	-	2.60	12.24	-	2.30	12.48	34.48	-	2.25	29.78
Cr_2O_3	0.07	-	35.15	0.27	0.20	0.16	0.17	-	-	-	0.05	-	-	-	0.05	-
FeO*	9.95	16.12	53.14	18.07	21.85	4.88	23.22	9.69	10.31	28.25	10.22	14.87	0.33	29.94	10.06	0.35
MnO	0.06	0.13	0.47	0.11	0.21	-	0.22	0.16	-	0.45	0.14	0.08	-	0.39	0.15	-
MgO	47.21	44.05	3.22	42.71	39.82	15.93	37.49	13.31	14.10	35.43	13.04	11.42	0.01	31.84	12.95	0.02
CaO	0.27	0.09	0.18	0.03	0.02	23.55	0.02	22.20	11.66	0.01	21.94	11.47	10.90	0.03	22.25	11.05
Na_2O	-	-	-	-	-	0.24	-	0.41	2.23	-	0.32	2.17	1.62	-	0.38	4.73
K_2O	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	1.28	0.02	0.01	1.20	0.08	0.02	0.02	0.25
OH	-		-	-	-	-	-	-	2.02	-	-	2.01	-	-	-	-
Сумма	98.55	100.44	100.13	100.60	100.14	99.60	99.75	100.63	98.54	102.26	100.38	99.95	100.07	99.89	99.83	100.30
100 Fe/(Fe+Mg)	10.58	17.04	83.99	19.19	23.54	14.67	25.79	29.07	29.09	30.91	30.53	42.22		34.53	30.22	
Ca/(Ca+Mg)	0.004	0.002	0.039	0.001	0.001	0.515	0.001	0.545	0.373	0.002	0.547	0.419		0.001	0.553	

Примечание.* - Суммарное железо в пересчете на FeO; 1 - оливиниты, 2 - оливиновые клинопироксениты, 3 - клинопироксениты, 4 - плагиоклазовые клинопироксениты, 5 - габбро. Принятые сокращения (в таблице и тексте): Ол - оливин, Фо - форстерит, Шп - шпинель, КПи - клинопироксен, Ди - диопсид, Жад - жадеит, Гед - геденбергит, Ам - Амфибол, Пл - плагиоклаз, Аб - альбит, Ан - анортит, Ср - ортоклаз. Анализы выполнены на микроанализатооре "Camebax" в Институте вулканологии ДВО РАН (г.Петропавловск-Камчатский); оператор В.М.Чубаров.

толеитового расплава с более кислыми породами рамы.

Гибридная природа оливинитов и клинопироксенитов с различным содержанием оливина, амфибола и плагиоклаза отчетливо выявляется также при анализе химических особенностей типоморфных минералов - оливинов, клинопироксенов и плагиоклазов. От дунитов в сторону габброидов наблюдается последовательное увеличение в оливинах Фо-компонента (в ат.%): в дунитах - 8-12, оливинитах - 11-17, оливиновых клинопироксенитах - 19-23, оливинсодержащих клинопироксенитах - 25-26, плагиоклазовых клинопироксенитах - 30-31, оливиновом габбро - 34-35. В центральной части дунитовых ядер (кондерский и чадский комплексы) по периферии зерен оливина (6,5-9% Фо-компонента) наблюдается тонкая (не более 0,03-0,05 мм) кайма более железистого оливина (10,5-12 Фо-компонента). В оливинах из дунитов эндоконтактовой зоны подобные каймы практически отсутствуют; более магнезиальный оливин здесь почти нацело замещается менее магнезиальным, замутненным обильными мелкими кристаллами минералов группы шпинели (обычно хромита, реже "рудной магнетитовой пылью"). Реликтовый более магнезиальный оливин (Ол-1) в отличие от менее магнезиального (Ол-2) окрашен в бледно-желтый или медовый цвет. По трещинкам в Ол-2 наблюдаются перераспределение минералов группы шпинели, укрупнение самих кристаллов, концентрация их в виде шлиров и гнезд. Образование Ол-2 в тех или иных количествах, по-видимому, происходит в результате термального воздействия со стороны внутренней и внешней оболочек рассматриваемых комплексов. В процессе ликвации, по-видимому, происходит накопление платиноидов и хромита в магматитах оливинитового состава. В результате глобального подплавления, возможного по периферии дунитовых ядер и вдоль радиальных разломов, образуются "блоки" или небольшие тела оливинитов, которые обычно располагаются среди дунитов (кондерский и чадский комплексы), реже - среди оливиновых клинопироксенитов (сыбахский комплекс). Оливиниты часто подвергнуты перекристаллизации с образованием пегматоидных и крайне неравномернозернистых структур. Во всех случаях с ними связаны повышенные концентрации Cr и Pt [6,7]. С механизмом подплавления дунитовых ядер связывается перераспределение и концентрация этих элементов. Масштабностью этого процесса и определяются высокие концентрации и наличие крупных самородков платины в кондерском КМК.

Клинопироксены в магматитах внутренней и внешней оболочек относятся к геденбергит-диопсидовому изоморфному ряду с незначительным содержанием (в ат.%) жадеитового (0,9-2,4) и ийогансенитового (0,1-0,4) компонентов; содержание в них Ca-Al и Ca-Ti-Al-миналов также невелико (соответственно от 0,6-1,9 до 5,8 и 0,1-1,4); железистость (в ат.%) от дунитов к габброидам последовательно увеличивается от 7,2-12,4 (оливиниты), 15,3-21,7 (оливиновые клинопироксениты), 19,8-30,2 (клинопироксениты), 26,1-30,9 (плагиоклазовые клинопироксениты) до 30,9-34,6 (габбро и монцониты). В этом направлении отмечается последовательное уменьшение диопсидового и соответственно увеличение геденбергитового компонентов. В оливинитах и оливиновых клинопироксенитах клинопироксены часто содержат от 0,65 до 1,6 мас.% Cr_2O_3 (хромдиопсиды). Хромдиопсид также встречается в зональных пегматитовых жилах, обильных в эндоконтактовых частях дунитовых ядер. Фазовые составы плагиоклазов в габброидах и плагиоклазовых клинопироксенитах характеризуются значительными отклонениями: в первом случае $Аб_{43,0-44,5}$ $Ан_{55,1-55,6}$ $Ор_{0,9-1,5}$, во втором - $Аб_{11,0-19,5}$ $Ан_{80,0-88,7}$ $Ор_{0,3-0,6}$.

КМК с карбонатитами располагаются в краевой части Батомгского блока (арбарастахский и ингилийский комплексы) и среди срединных массивов в пределах Южно-Верхоянской складчатой системы (горноозерский и поворотнинский комплексы и группа мелких массивов Лединской зоны). В их строении принимают участие щелочные пироксениты (± Ол), часто содержащие ксенолиты оливинитов, ийолиты, мельтейгиты, уртиты, тералиты, нефелиновые сиениты и карбонатиты. Состав клинопироксена в этом подтипе КМК варьирует в следующих пределах (в ат.%): 1) в щелочных клинопироксенитах - $Ди_{59-83}$ $Жад_{2-8}$ $Эг_{0-18}$ $Гед_{19-29}$ $Ca\text{-}Al_{0,8-2,2}$; 2) в ийонитах и мельтейгитах - $Ди_{25-47}$ $Жад_{5-10}$ $Эг_{22-64}$ $Гед_{2-23}$ $Ca\text{-}Al_{0,9-1,6}$; 3) в нефелиновых сиенитах - $Ди_{24-39}$ $Жад_{8-9}$ $Эг_{31-63}$ $Гед_{21-25}$ $Ca\text{-}Al_{0-1,0}$. В направлении от пироксенитов к ийолитам и нефелиновым сиенитам видим качественное изменение клинопироксена - последовательный и даже скачкообразный рост эгиринового, снижение роли диопсидового и геденбергитового компонентов и глиноземистости. Фельдшпатоид в этом подтипе КМК представлен нефелином, содержащим 77-84 ат.% нефелинового и соответственно 16-23 кальсилитового компонентов. Среди карбонатитов встречаются анкеритовые, доломитовые и кальцитовые (преобладают) разновидности. С магматитами арбарастахского, ингилийского и горноозерского комплекса ассоциируют жильные и трубчатые тела кимберлитоподобных пород (ингилитов). В окрестностях ингилийского комплекса (в радиусе 3-15 км) известно более 200 подобных тел, в четырех из них детально изучены глубинные

алмазосодержащие ксенолиты, соответствующие по составу эклогитоподобным породам [4,5].

Индивидуальные особенности КМК кондерского типа - групповое и зональное распределение в краевой части кратонизированного блока в обрамлении двух слоисто-блоковых подвижных систем и многоярусное расположение в пределах верхней мантии и низов коры палеоочагов, свидетельствуют о длительной эволюции этих комплексов в условиях специфического тектонического режима [3,4,6,7]. Ранние стадии эволюции совпадают с AR_1 и AR_2 - этапами (становление Джугджуро-Становой складчатой системы, формирование линейных офиолитовых и габбро-анортозитовых комплексов с синхронным зарождением и последующей кристаллизацией под кратонизированными блоками литосферы на двух гипсометрических уровнях верхней мантии палеоочагов), средние стадии - PR_2 - R_2 - этапами (становление Южно-Верхоянской складчатой системы, дробление твердофазных мантийных масс, подъем отдельных блоков с параллельным подплавлением и фракционированием образовавшегося расплава до разных гипсометрических уровней коры; фракционирование и кристаллизация расплава с образованием КМК с карбонатитами продолжалось до позднего девона), поздние стадии - с MZ - тектоно-магматической активизацией (дробление на более мелкие блоки, дифференцированный их подъем до современного гипсометрического уровня и взаимодействие с толеитовым расплавом).

В MZ - тектоно-магматический этап окончательно сформировались КМК с дунитовым ядром, непрерывной пироксенитовой и дискретной габброидной оболочками. В возрастном отношении дуниты в этом подтипе комплексов являются самыми древними (R-V), габброиды внешней оболочки парагенетически взаимосвязаны с MZ - алданским комплексом, а все разновидности пироксенитов внутренней оболочки и оливиниты имеют гибридную природу - образуются в результате взаимодействия толеитового расплава с твердофазными дунитами. Тезис о разновозрастности дунитового ядра и магматитов внутренней и внешней оболочек поддерживается одними [8,14,28,29] и резко критикуется другими [13,26] исследователями. Изложенные в статье факты, естественно, должны перевесить чашу весов в затянувшейся дискуссии в пользу первых. Подтип КМК с карбонатитами сформировался в результате фракционирования и последующей кристаллизации менее тугоплавких расплавов, насыщенных летучими компонентами и Na в более раннюю PR_2-PZ_2 - стадию формирования комплексов кондерского типа. При этом характерна тенденция омоложения комплексов с запада на восток - с Алданского щита в сторону Южно-Верхоянской складчатой системы. С этим подтипом КМК ассоциируют трубчатые и жильные тела кимберлитов и кимберлитоподобных пород, которые иногда содержат глубинные ксенолиты с акцессорным алмазом [3-7].

2. КМК ИНАГЛИНСКОГО ТИПА

КМК инаглинского типа ассоциируют с шовными частями мезозойских глубинных разломов раздвигового характера, рифтоподобными и троговыми структурами также мезозойского возраста, которые в целом характеризуются преобладающим растяжением (для кондерского типа характерно преобладающее сжатие). По морфоструктурным особенностям и вещественному составу здесь также различаются два подтипа комплексов: 1) с дунитовым и 2) с гранитным ядрами. В их размещении наблюдается определенная закономерность: комплексы с дунитовым ядром находятся на максимальном удалении от высокоподвижных структур, а щелочно-ультраосновные комплексы с гранитным ядром - в прибортовой части рифтоподобных и троговых структур.

Первый подтип представлен инаглинским комплексом (рис.5), который по морфоструктурным особенностям и по размерам сопоставим с кондерским подтипом, но в отличие от последнего характеризуется аномальным вещественным составом: оливины из дунитов ядра (диаметр 5,2 км) характеризуются чрезвычайно высокой магнезиальностью (95-98 ат.% Фо-компонента), а магматиты внутренней (верлиты, оливиновые, оливинсодержащие, безоливиновые и фельдшпатоидные клинопироксениты) и внешней (шонкиниты, миссуриты, фергуситы, меланократовые щелочные сиениты и пуласкиты) оболочек - наличием нормативного и модального лейцита (или псевдолейцита ± нефелина); магматиты внутренней непрерывной (мощность до 50 м) и внешней дискретной (мощность от 80-150 до 800 м) оболочек кроме фельдшпатоидов содержат слюду (флогопит, реже биотит) - от 3-5 до 12-15 мас.% (по периферии дунитового ядра наблюдается непрерывная слюдистая оторочка, иногда с нормативным лейцитом, мощностью от 0,5-5 до 25 м). Оливиниты в виде линзовидных тел и иньекций причудливой формы встречаются по периферии дунитового ядра и среди магматитов внутренней и реже – внешней оболочек.

В направлении от дунитового ядра к внешней оболочке (табл.3,4) в магматитах снижается содержание Фо-компонента (в ат.%) в оливинах - от 91-93 (оливиниты и верлиты) и 85-89 (оливиновые и оливинсодержащие клинопироксениты) до 78-81

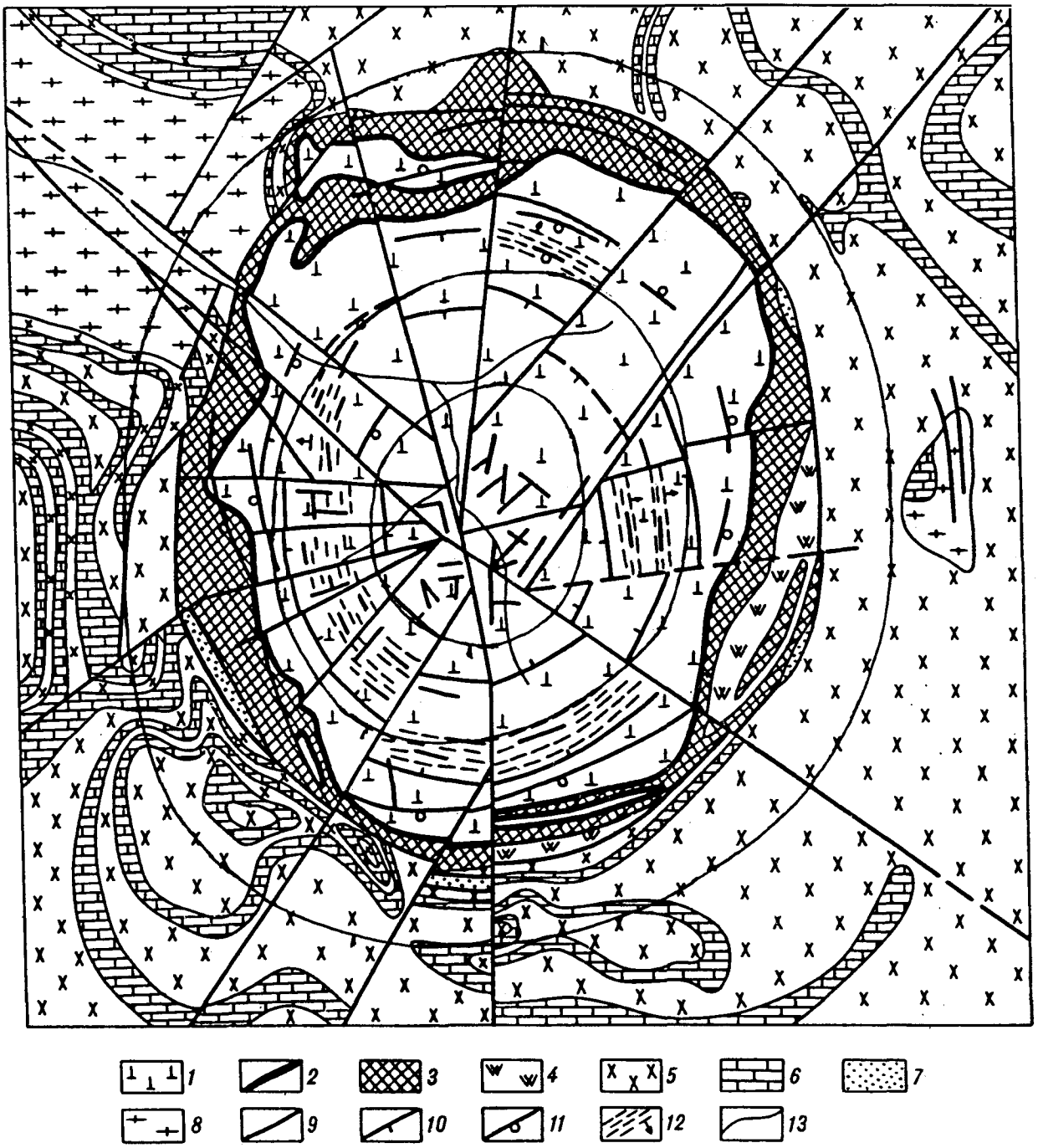


Рис.5. Схема геологического строения инаглинского комплекса (по материалам А.М.Корчагина).

1 - дуниты, 2 - пироксениты, 3 - шонкиниты, 4 - пуласкиты, 5 - сиенит-порфиры и порфириты, 6 - карбонатные породы (V-R), 7 - гравелиты и песчаники (V-R), 8 - архейские метаморфиты, 9 - радиальные разломы, 10 - конические разломы, 11 - кольцевые разломы, выполненные пуласкитами и их пегматитами, 12 - кольцевые трещины с метасоматитами, 13 - внешний кольцевой разлом; изоаномалы Δg по [2].

(фельдшпатоидные бесплагиоклазовые породы и пуласкиты). В этом же направлении происходит закономерное изменение клинопироксена: относительно глиноземистый и титанистый геденбергит-диопсидовый клинопитроксен (в ат.%: $Ди_{68-74}$ $Гед_{20-23}$ $Жад_{2,7-3,7}$ $Ca\text{-}Al_{0,1-1,8}$ $Ca\text{-}Ti\text{-}Al_{1,7-1,8}$), характерный для верлитов и клинопироксенитов, вытесняется аномальным низкоглиноземистым и малотитанистым эгирин-геденбергит-диопсидовым клинопироксеном (КПи из шонкинитов: $Ди_{73-79}$ $Жад_{3,6-4,2}$ $Эг_{0,2-0,5}$ $Гед_{16-19}$ $Ca\text{-}Al_{0-1,1}$ $Ca\text{-}Ti\text{-}Al_{0,9-1,6}$; КПи из миссуритов: $Ди_{76-79}$ $Жад_{1,5-1,8}$ $Эг_{5,4-7,4}$ $Гед_{11-13}$ $Ca+Al_0$ $Ca\text{-}Ti\text{-}Al_{1,5-1,9}$. В этом же

Таблица 3

Представительные химические анализы интрузивных пород Билибинского комплекса, мас.%

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	41.86	44.76	44.87	44.82	48.97	51.38	49.48	53.85	59.05	60.84	69.43	74.06
TiO_2	0.03	0.34	0.82	1.27	0.37	0.45	0.62	0.98	0.52	0.37	0.26	0.09
Al_2O_3	0.86	2.87	5.03	6.57	7.80	12.36	8.05	13.90	17.09	17.48	15.91	14.25
Fe_2O_3	3.19	1.22	1.94	3.80	1.52	3.03	1.62	2.11	2.73	1.99	0.83	0.18
FeO	6.42	5.34	5.10	6.94	5.27	3.07	5.37	3.82	3.06	2.93	2.27	0.73
MnO	0.16	0.12	0.11	0.17	0.11	0.04	0.16	0.06	0.12	0.08	0.05	0.03
MgO	39.64	30.55	28.43	15.80	20.97	7.58	15.86	6.89	2.38	2.37	0.24	0.22
CaO	0.83	9.40	7.26	12.84	7.43	8.28	7.65	5.16	3.44	3.20	1.79	0.86
Na_2O	0.24	0.23	0.28	0.60	1.10	0.46	1.87	1.12	4.28	4.04	4.27	4.16
K_2O	0.13	1.99	4.22	4.69	4.12	12.79	5.91	11.24	6.99	6.53	5.12	5.24
P_2O_5	0.21	1.05	0.73	1.03	1.16	0.36	1.20	0.67	0.35	0.23	0.09	0.05
Sобщ.	0.22	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
CO_2	0.52	0.51	0.31	0.10	0.20	0.13	0.75	0.26	0.22	0.26	0.10	0.13
П.п.п.	4.85	1.48	1.23	1.49	1.27	0.24	1.25	0.28	0.19	0.25	0.15	0.24
Сумма	99.43	99.96	100.43	100.22	100.29	100.27	99.89	100.44	100.52	100.67	100.61	100.34
$100Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn+Fe^{3+})$	88.2	89.0	88.0	73.0	85.0	70.0	80.0	68.0	43.0	47.0	12.0	-
100K/(Na+K)	26.7	85.0	91.0	84.0	71.0	95.0	67.0	87.0	52.0	52.0	44.0	45.0
Si/Mg	0.71	0.98	1.06	1.9	1.6	4.6	2.1	5.2	16.8	17.2	194.1	-
(Na+K)/Al	0.62	0.88	1.00	0.92	0.80	1.18	1.18	1.01	0.85	0.78	0.79	0.88

Примечание. 1 - оливинит, 2 - слюдяной перидотит, 3 и 4 - слюдяные пироксениты, 5 - миссурит, 6 - фергусит, 7 - щонкинит, 8 - меланократовый щелочноземельный сиенит, 9 - мезократовый щелочноземельный сиенит, 10 - лейкократовый щелочноземельный сиенит, 11 - граносиенит, 12 - гранит. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО "Уралгеология", аналитик В.Я.Новицкий.

направлении наблюдается понижение железистости (от 19,8-23,0 до 13,7-16,4 ат.%) и кальциевости (Ca/(Ca + Mg) от 0,527-0,541 до 0,451-0,470); в фельдшпатоидных бесплагиоклазовых породах в клинопироксене жадеитовый минал из-за резкого дефицита глинозема вытесняется эгириновым миналом.

Магматиты внутренней и внешней оболочек в целом характеризуются ярко выраженным калиевым трендом (в мас.%: 0,4-2,6 Na_2O , 4,3-6,7 K_20, K_20/Na_20 от 3,3 до 13,2); изотопно-стронциевые отношения - 0,7061-0,7068 (Cr-Ди), 0,7063-0,7069 (Ди), 0,7060-0,7081 (КПШ), 0,7067 (Ап) и 0,7636 (Би); радиологические датировки по Rb-Sr -методу 138-140 млн лет (определения выполнены А.И.Зайцевым, ИГ ЯНЦ СО РАН, г.Якутск), по K-Ar -методу - от 103-112 до 137 ± 5 млн лет (данные М.П.Орловой, [17]). В экзоконтактовой зоне наблюдаются мощные ореолы фенитизированных и ороговикованных пород с резким преобладанием K_2O над Na_2O.

По геофизическим данным [2], в первую очередь по избыточной плотности по отношению к породам рамы глубинная модель инаглинского КМК в грубом приближении отождествляется с двумя цилиндрическими телами разного диаметра, поставленными друг на друга в пределах верхнего и среднего гипсометрических уровней коры: верхний малый цилиндр с радиусом 2,5 км (до глубины 5 км) как бы стоит на нижнем большом с радиусом 7 км (до глубины 16 км), при этом центральная ось первого смещена к востоку на 1 км по отношению к оси второго [30]. Более объемная форма второго цилиндра и отсутствие в этом блоке более глубинных палеоочагов, характерных для МКМ кондерского типа [1,2], являются следствием того, что при мезозойской тектоно-магматической активизации этот гипсометрический уровень являлся местом разгрузки и концентрации крайне истощенных (деплетированных) мантийных реститов и фракционированных непосредственно из глубоких уровней мантии расплавов.

Второй подтип КМК представлен контрастными по составу комплексами с характерной обратной зональностью: ранние фазы (внешние дискретные и непрерывные оболочки) в них представлены фельдшпатоидными верлитами и клинопироксенитами (+Би ± Ол), миссуритами, шонкинитами и фергуситами, средние (внутренние оболочки) - щелочными (псевдолейцитовыми, лейцитовыми и нефелиновыми) сиенитами, сыннырытами и щелочноземельными сиенитами, ядерные - граносиенитами, субщелочными и ультракислыми гранитами (билибинский, чайдахский, мурунский и др. комплексы), т.е. от периферии к центру наблю-

Таблица 4

Представительные анализы главных породообразующих минералов интрузивных пород Билибинского комплекса, мас.%

	1			2		3				4			5			6				7		
Оксид	Ол-1	Ол-2	Ол	КПи	Би	Ол	КПи	Би	Ле	Ол	КПШ	Не	Ол	КПи	Би	КПи	Ам	КПШ	Сф	Пл	КПШ	Ам
SiO_2	39.31	40.17	39.54	54.88	39.36	39.05	54.27	40.93	55.18	36.71	63.77	43.11	39.81	53.07	39.33	54.13	43.38	64.33	29.54	65.32	63.78	44.31
TiO_2	-	-	-	0.38	2.05	0.11	0.53	1.64	0.02	-	0.03	-	0.12	0.33	3.08	0.41	1.71	-	34.37	0.01	0.02	1.30
Al_2O_3	-	-	-	0.18	11.82	0.06	0.40	11.50	21.70	-	19.05	31.35	0.06	0.48	11.09	0.55	6.56	18.77	1.70	21.55	18.92	6.87
Cr_2O_3	-	0.02	-	1.05	-	0.05	0.80	-	0.01	-	-	-	0.07	0.15	-	0.23	-	-	-	-	-	-
FeO*	8.94	9.68	11.57	2.32	13.13	18.26	3.40	3.88	1.04	32.70	0.07	0.35	25.84	8.70	14.28	7.60	16.23	0.15	2.67	0.21	0.06	18.15
MnO	0.13	0.14	0.23	0.09	0.17	0.41	0.13	-	-	0.63	-	-	0.62	0.25	0.16	0.16	0.52	-	0.11	-	0.32	0.62
MgO	48.24	48.93	46.88	16.59	17.85	42.67	16.06	24.44	0.25	30.60	-	-	32.93	13.04	16.67	13.71	11.95	-	0.05	-	-	10.58
CaO	0.04	0.05	0.04	23.12	-	0.10	22.48	-	0.01	0.07	0.32	2.09	0.22	21.46	-	20.11	10.84	0.01	26.38	2.14	-	10.81
Na_2O	-	-	-	0.74	0.14	0.06	1.09	0.16	-	-	1.62	10.32	0.08	1.88	0.10	2.52	2.37	0.68	-	10.00	1.57	2.36
K_2O	-	-	-	0.05	10.22	0.04	0.04	10.72	21.74	-	13.55	7.39	0.04	0.04	10.38	0.04	1.26	16.13	-	0.64	14.26	1.20
OH	-	-	-	-	1.94	-	-	1.96	-	-	-	-	-	-	1.93	-	1.92	-	-	-	0.29	1.94
Сумма	96.68	99.00	98.26	99.38	96.68	100.81	99.21	95.23	99.93	100.71	98.41	94.60	99.80	99.32	97.02	99.46	96.74	100.07	94.81	99.86	99.22	98.31
F,.ат.%	9.6	10.1	12.4	7.5	29.2	19.7	11.0	8.2	-	37.5	-	-	30.6	27.8	32.05	24.1	44.0	-	-	-	-	49.9
Ca/(Ca+Mg)	0.001	0.001	0.001	0.500	-	0.002	0.502	-	-	0.002	-	-	0.005	0.542	-	0.513	0.395	-	-	-	-	0.424

Примечание. 1 - оливинит, 2 - слюдяной пироксенит, 3 - миссурит, 4 - фергусит, 5 - шонкинит, 6 - щелочноземельный сиенит, 7 - граносиенит. Принятые сокращения здесь и в тексте: Ол - оливин, КПи - клинопироксен, Ам - амфибол, Би - биотит, Пл - плагиоклаз, КПШ - калиевый полевой шпат, Не - нефелин. Ле - лейцит, Сф - сфен; компонентный состав оливина: Фа - фаялит, Фо форстерит; компонентный состав клинопироксена: Ди - диопсид, Жад - жадеит. Гед - геденбергит; (фазовый состав плагиоклаза: Ан - анортит, Аб - альбит, Ор - ортоклаз. * - все железо, рассчитанное на FeO. Анализы минералов групп 3-5 выполнены на микрозонде. JNA-5A, аналитик В.И.Сапин (Владивосток, ДВГИ), остальные - на микрозонде "Camebax" аналитик О.А.Тян (Якутск, ИГ ЯНЦ СО РАН).

дается практически непрерывный гомодромный ряд от щелочно-ультраосновного до щелочного, щелочноземельного, кислого и ультракислого состава. Рассмотрим особенности вещественного состава КМК этого подтипа на примере относительно слабо изученного до сих пор билибинского комплекса.

Билибинский комплекс расположен в центральной части Алданского щита, в истоках рек Сеймдье, Гыным и Ломам. Он приурочен к группе одноименных гольцов с максимальной абсолютной отметкой 2264,0 м. Породы рамы характеризуются двухъярусным строением: кристаллический фундамент сложен гранулитами тимптонской и джелтулинской серий (AR_1), платформенный чехол представлен нижнекембрийскими карбонатными и юрскими терригенно-осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями с субгоризонтальным залеганием. В структурно-тектоническом отношении комплекс приурочен к сводовой части горстообразного поднятия с относительными превышениями кровли горста над его основанием до 700-800 м. Системой радиальных и тангенциальных разломов горст разбит на серии полигональных блоков с разными амплитудами вертикальных и горизонтальных перемещений.

В целом для комплекса (рис.6) характерна эллипсовидная форма размером 12 х 15 км с ориентировкой длинной оси в северо-восточном направлении (32°). Размеры гранитного ядра 6,8 х 8,5 км, толщина граносиенитовой оболочки варьирует от 0,3-0,9 до 1,7 км, щелочно-земельносиенитовой - до 2,4 км, щелочносиенитовой - от 0,3-1,0 до 2,4 км, расслоенной фергусит-шонкинит-миссуритовой серии - 0,5-1,0 км.

По системе субширотных и субмеридиональных разломов, фиксируемых зонами катаклаза и брекчирования, интрузивные породы дренируются многочисленными водотоками системы рек Томптон, Гыным и Ломам. Для всех водотоков комплекса характерны относительно широкие долины с коленообразными прямолинейными изгибами и многочисленными озерами ледникового происхождения, приуроченными обычно к осевой части долин. Водоразделы в ядерной части имеют остроугольную гребенчатую форму с крутыми и отвесными склонами, направленными к осевой части комплекса, и относительно крутыми с террасовидными уступами в сторону внешней оболочки с характерными крупноглыбовыми развалами - курумниками. Внешняя оболочка массива совпадает с заболоченными межседловидными водораздельными и прибортовыми речными участками с минимальными гипсометрическими отметками. Идеально и относительно хорошо обнажены ядро и внутренняя часть комплекса; немногочисленные обнажения приурочены к террасовидным уступам и руслам мелких водотоков с характерным многоступенчатым врезом, особенно типичных для внешней оболочки на западном склоне горы Гигантеус и восточном склоне горы Высокой (соответственно правые и левые притоки руч.Ардай). Фрагменты внешней оболочки, совпадающие с водораздельным основанием куполовидного поднятия, эпицентр которого совпадает с ядерной частью комплекса, обычно заболочены и совершенно не обнажены; крупноглыбовые развалы здесь встречаются спорадически.

Изолированные выходы коренных пород из внешней оболочки и их крупноглыбовых развалов явились, на наш взгляд, основной причиной отнесения их к группе самостоятельных магматических тел - мелких массивов, штоков и т.д., например Ломамчанского штока [23] или Ломамского массива [9], расположенных в восточной периферии крупного Билибинского плутона мезозойских гранитов и сиенитов и генетически не связанных с ним. Геологами-съемщиками ПГО "Якутскгеология" (В.А.Луконина, В.Г.Амарский, К.С.Сидорова, И.А.Петрова, Е.П.Максимов и др., 1974-1982 гг.) и нашими исследованиями доказано, что они являются неразрывной составной частью единого массива, за которым сохранено его прежнее название. В таком объеме билибинский комплекс назван впервые в 1981 г. [19,32].

В магнитном поле билибинский КМК представлен четко выраженной кольцевой аномалией, имеющей цепочечный характер и практически совпадающей с внешней дискретной и частично внутренней непрерывной магматическими оболочками [19,20,32]. Особенно обособлены в магнитном поле северо-восточный (наиболее интенсивный) и юго-западный максимумы, которые разделены между собой глубокими изометричными минимумами. Благодаря контрастным петрофизическим свойствам магматических пород, участвующих в строении внешних оболочек и ядра, форма КМК представляется в виде асимметричного воронкообразного тела с крутым северо-восточным и восточным и более пологим юго-западным контактами; глубина залегания нижней кромки меняется соответственно от 7-10 км на северо-востоке до 1,5 км на юго-западе. В гравитационном поле билибинский КМК практически не фиксируется и приурочен к периферии Усмунского гравитационного минимума более крупного ранга. Геолого-геофизические данные в совокупности свидетельствуют, что этот подтип КМК сформировался в результате неоднократных процессов кальдерообразования, протекавших на фоне локальных воздыманий и растяжений земной коры.

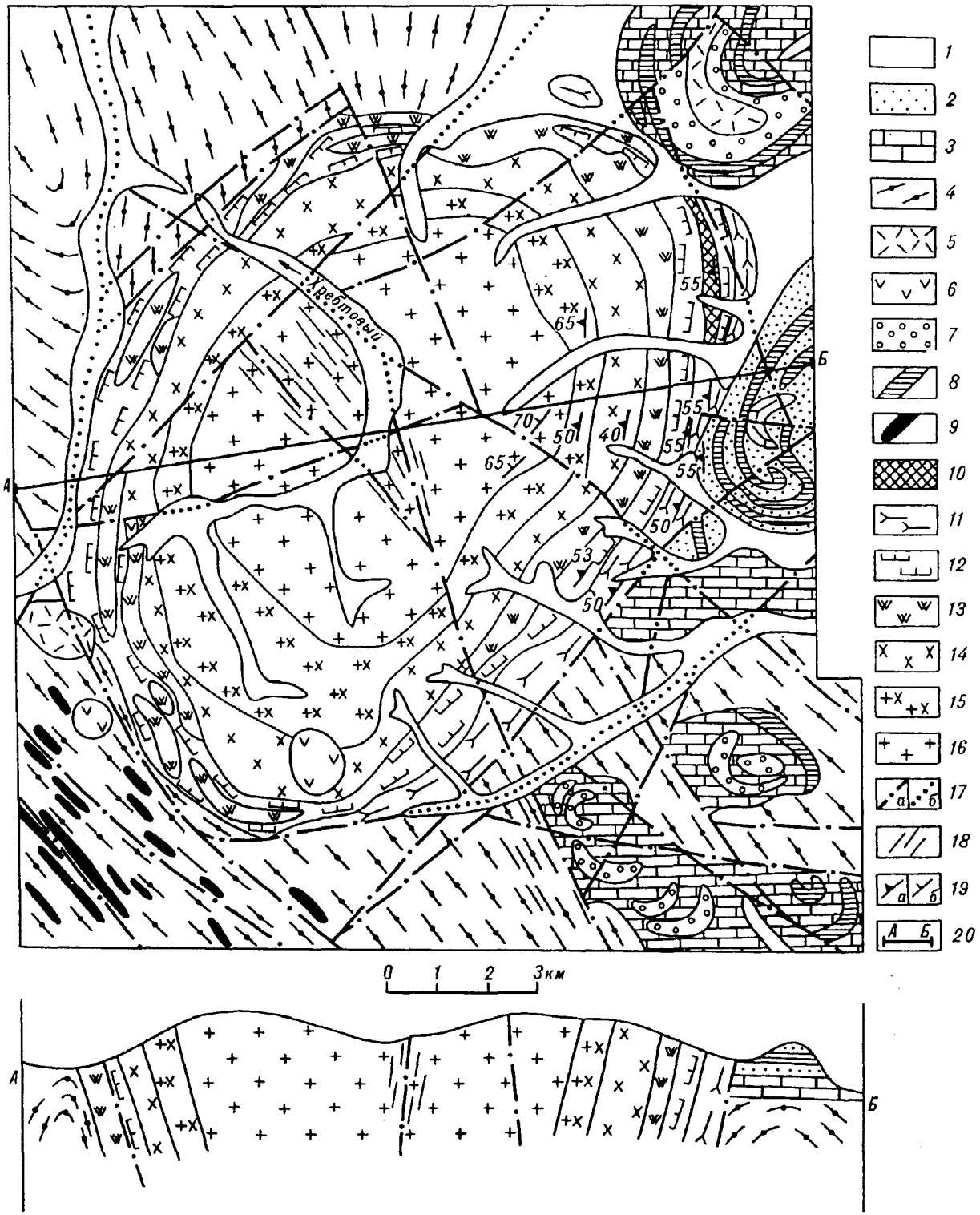


Рис.6. Схема геологического строения мезозойского билибинского комплекса (по материалам В.А.Луконниной, И.А.Петровой, В.Г.Амарского, К.С.Сидоровой и В.М.Бирюкова).

1 - четвертичные отложения, 2 - нижнекембрийские терригенные отложения, 3 - нижнекембрийские карбонатные отложения, 4 - нижнеархейские гранулиты, 5 - мезозойские эффузивы кислого состава, 6 - мезозойские эффузивы среднего состава, 7 - риолитовые и кварцсодержащие порфиры, туфолавы, 8 - силлы лампрофиров, ортофиров, сиенитовых и сиенит-диоритовых порфиров, 9 - дайки протерозойских диабазов, 10 - слюдистые верлиты и клинопироксениты с линзами оливинитов, 11 - миссуриты с ксенолитами оливинитов, 12 - шонкиниты и фергуситы, 13 - псевдолейцитовые сиениты, 14 - щелочноземельные сиениты, 15 - граносиениты, 16 - граниты, 17 - разломы наблюдаемые (а) и под чехлом четвертичных отложений (б), 18 - зоны катаклаза и милонитизации, 19 - элементы залегания полосчатости (а) и тонкоплитчатой отдельности (б), 20 - линия геологического разреза.

Магматиты внешней оболочки образуют единую последовательно расслоенную серию от слюдистых верлитов, оливиновых, оливинсодержащих и безоливиновых клинопироксенитов (от 3-5 до 15% слюды) до миссуритов, шонкинитов и фергуситов. Породы характеризуются ярко выраженной полосчатостью, вызванной ориентированным расположением слюды (преимущественно флогопита) и клинопироксена, а также чередованием полос, обогащенных оливином и лейцитом (псевдолейцитом); полосчатость ориентирована при этом в сторону ядра под углом от 40 до 55° (рис.6). В слюдистых верлитах и клинопироксенитах, а также среди миссуритов наблюдаются ксенолиты оливинитов в виде линз и гнездообразных обособлений размером от первых см до 0,4-0,5 м. В зоне эндо- и экзоконтактов оливинитовых тел наряду с оливином (89-92 ат.% Фо-компонента) встречаются гломеробласты хромдиопсида, которые нередко образуют шлировидные скопления. Контакты миссуритов со слюдистыми верлитами и клинопироксенитами нерезкие, через серию промежуточных по составу пород, в которых нормативный лейцит вытесняется модельным лейцитом в количестве от 3-5 до 30-35 мас.%. В экзоконтактовых зонах миссуритов с карбонатными отложениями нижнего кембрия образуются скарны с гроссуляр-андрадидитовым гранатом, диопсидом и пластинками тетраферрифлогопита.

В ряду слюдистый верлит (в мас.%: до 30-35 Би, 30-35 КПи, 30-40 Ол ± нормативный лейцит) - слюдистый клинопироксенит (20-25 Би, 25-30 Ол, 35-40 КПи + 1-3 КПШ + 2-3 лейцита) - миссурит (3-8 Би, 25-30 КПи, до 35 Ле, 25-30 Ол + 2-5 КПШ) - шонкинит (5-15 Би, 20-30 КПи, 10-20 Ол, 10-20 Ле, 20-40 КПШ) - фергусит (5-8 Би, 15-20 КПи, 5-10 Ол, 10-15 КПШ, 40-55 псевдолейцита) наблюдается последовательное снижение магнезиальности и соответственно увеличение кремнезема, щелочности (резкое преобладание K_2O над Na_2O), глиноземистости и коэффициента агпаитности, при этом для всех магматитов расслоенной серии характерен дефицит кремнезема и глинозема (табл.3). В направлении от слюдистого верлита и клинопироксенита последовательно меняется химический состав прежде всего таких темноцветных минералов, как оливин и клинопироксен (табл.4): содержание Фо-компонента в оливине (в ат.%) варьирует от 88 (слюдистый верлит) до 80 (миссурит) и 62 (фергусит); фазовый состав клинопироксенов также меняется: $Ди_{89,5-90}$,5 $Жад_{0,8}$ $Эг_{2,2-4,8}$ $Гед_{3,6-4,0}$ $Ca\text{-}Al_0$ $Ca\text{-}Ti\text{-}Al_0$ (слюдистые верлиты и слюдистые клинопироксениты), $Ди_{83,7}$ $Жад_{1,7}$ $Эг_{6,3}$ $Гед_{7,9}$ $Ca\text{-}Al_0$ $Ca\text{-}Ti\text{-}Al_0$ (миссуриты), $Ди_{63,8}$ $Жад_{2,1}$ $Эг_{11,5}$ $Гед_{17,3}$ $Ca\text{-}Al_0$ $Ca\text{-}Ti\text{-}Al_0$ (шонкиниты), железистость в этом ряду соответственно меняется от 7,3 и 10,6 до 27,2 ат.%, кальциевость - от 0,501 и 0,502 до 0,542, т.е. в клинопироксенах последовательно увеличивается роль эгиринового и генедбергитового компонентов и соответственно уменьшается роль диопсидового компонента, в то же время во всех случаях отмечается резкий дефицит Al_2O_3 (подобные клинопироксены относятся к эгирин-геденбергит-дипосидовому и геденбергит-диопсидовому изоморфным рядам и не соответствуют авгиту, как это считалось ранее [9,23]. Изотопно-стронциевые отношения варьируют от 0,7060 (Cr-Ди в слюдяных клинопироксенитах) до 0,7068-0,7070 (Cr-Ди и Cr - апатит в слюдяных клинопироксенитах и миссуритах).

В отличие от расслоенной серии псевдолейцитовые щелочные сиениты имеют с последними интрузивные контакты; в эндоконтактовой зоне в них отмечаются ксенолиты фергуситов и миссуритов. Появление в фергуситах приконтактовой зоны псевдолейцита с явными признаками твердофазового распада является следствием высокотемпературного разогрева со стороны щелочных сиенитов. Последние характеризуются трахитоидным обликом (падение трахитоидности к ядру под углом 50-55°) и переменным содержанием слюды (флогопита) и клинопироксена геденбергит-эгирин-диопсидового ряда ($Ди_{72,0}$ $Жад_{2,4}$ $Эг_{15,7}$ $Гед_{9,4}$ $Ca\text{-}Al_0$ $Ca\text{-}Ti\text{-}Al_0$; F, ат.% 23,7; коэффициент калиевости 0,513); фазовый состав полевого шпата: $Ан_{0-0,1}$ $Аб_{0,1-1,0}$ $Ор_{98,9-99,9}$.

Следующая внутренняя оболочка представлена последовательно (от щелочных сиенитов к гранитному ядру) мелано-, мезо- и лейкократовыми щелочноземельными сиенитами с ярко выраженной трахитоидностью (также с падением к ядерной части под углом 40-50°). Примечательно, что в каждой последующей фазе содержатся ксенолиты предыдущей, т.е. дифференциация расплава осуществлялась в магматической камере, а внедрение - импульсным способом. Темноцветные минералы представлены амфиболом (арфведсонитом) и биотитом, полевые шпаты - плагиоклазом (фазовый состав: $Ан_{28,1}$ $Аб_{69,9}$ $Ор_{2,0}$) и КПШ (фазовый состав: $Ан_{1,7}$ $Аб_{15,1}$ $Ор_{83,2}$).

Граносиениты следующей внутренней оболочки также имеют интрузивные контакты с магматитами предыдущей фазы; в них отмечаются ксенолиты лейкократовых щелочноземельных сиенитов. Трахитоидность выражена менее четко (падение к ядерной части под углом 50-65°). Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой, полевые шпаты - плагиоклазом (фазовый состав: $Ан_{4,6-6,0}$ $Аб_{94,6-96,0}$ $Ор_{0,9-1,2}$) и КПШ - анортоклазом (фазовый состав: $Ан_{0,1-1,2}$ $Аб_{6,0-9,5}$ $Ор_{90,3-93,9}$).

Граниты ядерной части имеют интрузивные контакты с граносиенитами, а в эндоконтактовой

зоне в них наблюдаются ксенолиты граносиенитов. Характерна тонкоплитчатая отдельность с центриклинальным падением под углом 65-70°. Состав гранитов варьирует от субщелочного (периферия ядра) до ультракислого (аляскитового); темноцветные минералы в них представлены биотитом и роговой обманкой, полевые шпаты - плагиоклазом (фазовый состав: $Ан_{14,5}$ $Аб_{82,0}$ $Ор_{3,5}$) и анортоклазом (фазовый состав: $Ан_{1,0}$ $Аб_{30,2}$ $Ор_{68,8}$).

Магматиты билибинского комплекса в целом можно представить в качестве производных двух магм - лейцитобазальтовой, имеющей мантийную природу, и гранитной (коровая природа). Все многообразие петрографических разновидностей обусловлено несколькими причинами, главными из которых являются процессы взаимодействия полярных по химизму расплавов, их фракционирования и последующей дифференциации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на примере КМК кондерского и инаглинского типов имеем два принципиально отличных варианта эволюции мантийного вещества: в кондерском типе формируются серии магматитов с ярко выраженным Na-трендом (подтип комплексов с карбонатитами парагенетически связан с кимберлитами), в инаглинском типе - серии магматитов с ярко выраженным К-трендом и парагенетически взаимосвязанных с лампроитами. Эти различия являются следствием прежде всего полярной геодинамической обстановки, в которой формировались тот и другой типы комплексов: кондерский - в обстановке преобладающего сжатия, поэтапной разгрузки реститовых мантийных блоков и фракционирования образовавшегося расплава, инаглинский - в обстановке преобладающего растяжения и практически одноактного поднятия крайне истощенного мантийного рестита вместе с перегретым лейцитобазальтовым расплавом от мантийного до корового уровней с масштабными проявлениями процессов ассимиляции корового вещества. Концентрические объекты в пределах Тихоокеанского подвижного пояса (Охотоморский геоблок) будут подробно рассмотрены в следующей статье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В.А. К вопросу о глубинном строении дна окраинных морей и прилегающих континентов по геофизическим данным//Тихоокеан.геология. 1989. N 1. С.86-95.
2. Абрамов В.А. Структура и динамика тектоносферы Алданского щита. Ч.II. Владивосток: Дальнаука, 1993. 216 с.
3. Бирюков В.М. Эволюция мантийного вещества на примере магматических комплексов линейного и концентрического типов и происхождение алмазов: Материалы второго международного междисциплинарного научного Симпозиума "Закономерности строения и эволюции геосфер". Хабаровск, 1994. С.193-108.
4. Бирюков В.М., Косыгин Ю.А. Базит-гипербазитовые комплексы и высокобарические ассоциации восточной окраины Алданского массива// Докл. РАН. 1993. Т.330, N 3. С.342-348.
5. Бирюков В.М., Горнов П.Ю., Иванов Г.И., Косыгин Ю.А. Первая находка алмазов в глубинных ксенолитах восточной окраины Сибирской платформы// Докл. АН СССР. 1989. Т.305, N 5. С.1190-1193.
6. Бирюков В.М., Каретников А.С., Косыгин Ю.А. Общие черты эволюции концентрических магматических комплексов кондерского типа (на примере сыбахского) // Докл. РАН. 1995. Т.345, N 1. С.79-83.
7. Бирюков В.М., Бирюков Е.В., Косыгин Ю.А. Отличительные черты эволюции концентрических магматических комплексов инаглинского типа// Докл. РАН. 1996. Т.346, N 2. С.211-215.
8. Богомолов М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите//Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.,1968. С.312-363.
9. Вавилов М.А., Базарова Т.Ю., Подгорных Н.М., Криволуцкая Л.М., Кузнецова И.К. Характеристика и условия формирования калиевых щелочных пород Ломамского массива// Геология и геофизика. 1986. N 3. С.40-46.
10. Владыкин Н.В., Бирюков В.М. Билибинский массив калиевых ультраосновных, основных, щелочных и кислых пород - яркий пример сложнодифференцированных расслоенных интрузий центрального типа// Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов, эндогенные процессы в литосфере: Тр. Пятого Восточно-Сибирского регионального петрографического совещания (тез. докл.). Иркутск, 1989. С.75-76.
11. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука. 1994. 176 с.
12. Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченко А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука. 1974. 174 с.
13. Емельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм, металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск: Наука. 1991. 168 с.
14. Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита// Докл. АН СССР. 1961. Т.141, N 3. С.687-689.
15. Ефимов А.А. Проблема дунита// Сов.геология. 1966. N 5. С.13-27.
16. Ефимов А.А., Таврин И.Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита// Докл. АН СССР. 1978. Т.243, N 4. С.991-994.
17. Костюк В.П., Панина Л.И. и др. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука. 1990. 239 с.
18. Ленников А.М., Левашов Г.Б., Октябрьский Р.А., Волков Л.Г., Колесов Г.М. Редкоземельные элементы в

породах Кондерского массива и его генезис// Докл. РАН СССР. 1994. Т.338, N 4. С.517-520.

19. Лойтер П.П. Кольцевые структуры Алданского щита/ / Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М., 1984. С.145-150.
20. Лойтер П.П., Юшманов В.В. Методика и алгоритм оценки параметров геологических тел по магнитным аномалиям//Теория и методика интерпретации гравимагнитных полей. Киев, 1981. С.126-130.
21. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль// Очерки физико-химической петрологии. М.,1987. Вып.XIУ. С.24-38.
22. Маракушев А.А., Емельяненко Е.П., Некрасов И.Я., Масловский А.Н76 Залищак Б.Л. Формирование концентрически-зональной структуры Кондерского щелочно-ультраосновного массива// Докл. АН СССР. 1990. Т.311, N 1. С.167-170.
23. Миронюк Е.П. К открытию миссуритов на Алданском щите// Зап. ВМО. 1960. Ч.89, вып.4. С.424-432.
24. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Залищак Б.Л., Сапин В.И. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука. 1994. 381 с.
25. Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива (Хабаровский край)// Тихоокеан. геология. 1991. N 1. С.80-91.
26. Орлова М.П., Андреева О.И. Новые данные по радиологическому датированию Кондерского массива/ / Докл. АН СССР. 1978. Т.240. N 3. С.677-680.
27. Приходько В.С., Пономарев Г.П. Составы породообразующих минералов дунитов Кондерского массива// Тихоокеан.геология. 1990. N 2. С.59-69.
28. Шнай К.Г. Гетерогенность дунитов в ультраосновных щелочных массивах// Изв. АН СССР. Сер.геол. 1980. N 4. С.23-35.
29. Шнай Г.К., Куранова В.Н. Новые данные о возрасте дунитов в сложных массивах ультраосновного - щелочного состава// Докл. АН СССР. 1981, Т.261. N 4. С.950-952.
30. Худяков Г.И., Кулаков А.П., Ежов Б.В. и др. Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука. 1988. 216 с.
31. Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. М.: Недра. 1988. 320 с.
32. Юшманов В.В., Лойтер П.П. Билибинский тектоно-магматический комплекс (Алданский щит)// Тектоника активизированных областей. Чита,1982. С.75-78.

Поступила в редакцию 7 февраля 1996.

V.M.Biruykov, V.A.Abramov

Specific features of alkaline-ultrabasic concentric magmatic complexes of Kondyorsky and Inaglinsky types (Aldan Shield)

As exemplified by concentric magmatic complexes of Kondyorsky and Inaglinsky types, two basically distinct variants of evolution of mantle matter are shown. The essential distinctions between Kondyorsky (Na-trend) and Inaglinsky type (K-trend) magmatic rocks are the result of a polar geodynamic environment in which both types of the complexes were formed - Kondyorsky, in the conditions of predominant compression, stage-by-stage transportation and accumulation of mantle blocks and fractionation of the formed melt; and Inaglinsky, under prevailing extension and practically one-act movement of the extremely depleted mantle restite together with the overheated leucite-basalt melt from the mantle to the crust's upper levels accompanied by extensive assimilation processes of crust matter.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1996, том 15, № 4, с. 67-76

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.34+551.24

ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ПРИАМУРЬЯ НА ОСНОВЕ КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА

С.В.Горкуша

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

В статье обсуждаются два метода сейсмического районирования на основе кластерного анализа. Исходные данные расширены расчетными данными.На основе комплекса данных выполнено сейсмическое районирование Баджальского района.Определены два плана структурных этажей литосферы по северо-восточному и субмеридиональному простиранию.

Исследуемый район Восточного Приамурья получил достаточно равномерную по площади представительность замлетрясений лишь с 1974 года, в связи с чем выбран для детального анализа сейсмичности, выявления ее связи с другими геолого-геофизическими данными. Период наблюдения с 1974 по 1988 гг. ограничен 1988 г. ввиду запаздывания публикации каталогов [19]. Анализ связи сейсмичности с другими данными в пределах региона исследования проведен с различной степенью детальности в ряде работ [11-17, 28,32,34-35,36]. При выявлении геолого-геофизических критериев возникновения землетрясений и связи сейсмичности с глубинным строением в пределах Приамурья выводы различных авторов анализа зачастую противоположны.

В результате анализа связи сейсмичности с другими геолого-геофизическими признаками как в пределах Приамурья, так и вне его ряд авторов пришел к выводу о том, что сейсмические явления невозможно связывать с каким-то одним геологическим признаком, кроме того, к настоящему времени не обнаруживаются универсальные закономерности связи сейсмичности с глубинным строением, геофизическими полями [3,35]. Такое несоответствие сейсмичности с геолого-геофизическими данными обуславливается рядом возможных причин:

1. Геологические данные отображают в основном приповерхностные структуры, а геофизические - либо приповерхностные, либо совокупное влияние различных этажей литосферы.

2. Характер сейсмичности связан как с ходом глубинных физико-тектонических процессов, так и региональным строением, историей его развития [4].

3. Недостаточное использование к настоящему времени данных, характеризующих глубинную структуру и динамический режим среды [4].

4. Большинство сопоставлений сейсмичности проводится по вертикали, хотя большое значение могут иметь смещенные от вертикали факторы.

Выводы о связи глубинного строения и сейсмичности, сделанные разными авторами, в целом указывают на сложный характер этой связи, проявляемой в различных частях региона исследования поразному. Поэтому представляет особый интерес рассмотрение локальных участков с достаточно однородным сочетанием геолого-геофизических признаков, а также изучение мест сочленения различных сейсмоактивных зон и выявление основных и второстепенных направлений простирания, активности, проведение наиболее корректных построений с использованием структурных методов обработки информации и электронно-вычислительной техники.

РАСШИРЕНИЕ ИСХОДНОГО НАБОРА ДАННЫХ

Для решения задачи по выявлению связи сейсмичности с глубинным строением восточного Приамурья с помощью количественных методов первоначально был проведен сбор и обработка начальных данных, опираясь на выводы, сделанные при качественном анализе, а также материалов, в той или иной мере отражающих тектонические подвижки, пространственно приуроченные к различным областям, отличающимся по строению: осредненный рельеф - результат подвижек земной коры, продолжающихся в настоящее время - аномалии Буге (учет влияний глубинных неоднородностей, влияющих на устойчивость земной коры), аномалии магнитного поля (учет влияния отличий в породном составе объемов среды), новейшие движения, разломная тектоника, состояние аномальной мантии (зоны разуплотнения) и другие данные.

Данные о магнитном, гравитационном полях сняты со среднемасштабных карт, высоты рельефа получены с топографических карт того же масштаба. Карта новейших движений использована в работе по материалам Ф.С.Онухова. Кодирование данных выполнено по сети 2° по долготе и 4° по широте, что для широт рассматриваемого региона примерно

соответствует метрической сети 5x5 км. Далее в анализе использовались уже осредненные данные в основном с шагом 10 км. Расчет модулей градиентов исходных полей произведен путем расчета производных, взятых по двум ортогональным направлениям. Отмечаемая слабая связь сейсмичности и других геолого-геофизических полей, по-видимому, кроме недостаточности времени наблюдения за сейсмическими событиями имеет и причины, связанные с рассмотрением признаков, характеризующих различные глубинные горизонты: очаги землетрясений различной глубины проецируются на дневную поверхность и сопоставляются с геолого-геофизическими параметрами, регистрируемыми на поверхности. Авторы работы [36], проведя прогнозирование сейсмической опасности территории восточного участка трассы БАМ с применением программы ПОИСК и исходных данных в виде осредненных значений и изменчивости аномалий Буге, магнитных аномалий, высот дневного рельефа, пришли к выводу, что необходимо "расширение набора первичных данных и включение в анализ прежде все параметров, характеризующих глубинную структуру и динамический режим среды". Учитывая вышеизложенное, автором расширен исходный набор данных, одним из дополнительных признаков для комплексного анализа предлагается использовать пересчет потенциального поля на глубину по методу полного нормированного градиента силы тяжести, предложенный В.М.Березкиным [1]. Задачей данного способа интерпретации для гравитационного поля является определение положения особых точек посредством пересчета в нижнее полупространство (на н=20 км) полного нормированного градиента с проведением частотной фильтрации. Процесс вычисления сводится к определению коэффициентов ряда Фурье, в который разлагается наблюдаемое поле, и синтез значений функции полного нормированного градиента с участием некоторого числа членов этого ряда разложения на разных уровнях пересчета. Выражение для полного нормированного градиента силы тяжести имеет вид:

$$G^h(x,z) = \frac{G(x,z)}{G_{CP}(x)} = \frac{\sqrt{V_{zz}^2(x,z) + V_{xz}^2(x,z)}}{\frac{1}{m}\cdot\sum_{0}^{m}\sqrt{V_{zz}^2(x,z) + V_{xz}^2(x,z)}}$$

где m - число наблюдений, G(x,z)- полный вертикальный градиент силы тяжести с координатами (x,z), $G_{cp}(x)$ - среднее значение полного вертикального градиента на некотором горизонтальном уровне. Расчет полного нормированного градиента по площади и построение изолиний поведения полного нормированного градиента реализованы программно, при этом в программе использован модуль PRAT, составленный Егоровым А.С. и Калачиковой Т.В. Расчет по исходному полю Буге на глубину = 20 км для Баджальского участка приведен на рис. 1,и.

Следующим дополнительным признаком, с целью повышения информативности исходных данных, был введен модуль градиента потенциальных полей: $|\mathrm{grad}(\varphi)| = \sqrt{(\varphi'_x + \varphi'_y + \varphi'_z)^2}$ и построены соответствующие карты модулей градиентов гравитационного поля и рельефа по площади, т.е. $|\mathrm{grad}(\varphi)| = \sqrt{(\varphi'_x + \varphi'_y)^2}$, а матрицы модулей градиентов использованы при количественном анализе геолого-геофизических данных (рис.1,б).

И наконец, существенным дополнением по характеристике глубинного строения региона явились использованные для анализа данные МОВЗ, представленные рядом профилей и приведенные автором с помощью ЭВМ к равномерной сетке. В результате чего получены матрицы площадных значений границы Мохо, разломов, инверсных границ и фундамента. Таким образом, в качестве фактического материала были использованы следующие наборы данных, примененные в дальнейшем при многомерном анализе, районировании выявлении количественных связей сейсмичности с глубинным строением:

1. Карта неотектоники восточной зоны БАМ [28]
2. Схема гравитационных аномалий ΔqБуге
3. Карта магнитных аномалий
4. Карта высот топографического рельефа
5. Каталог "Землетрясения в СССР" [19]
6. Данные локальной сети с/станции 1988-1989 [отчет 1989 г.]
7. Данные, полученные методом МОВЗ (Материалы Бормотова В.А.)
   а) разломы
   б) границы Мохо
   в) инверсные границы
   г) граница фундамента
8. Пересчеты гравитационного поля:
   а) осредненное поле с шагом 50 км
   б) остаточное поле
   в) модуль градиента поля
   г) полный нормированный градиент поля
9. Пересчет магнитного поля (модуль градиента поля)
10. Пересчет топографического рельефа (модуль градиента рельефа).

На рис.1(а-и) представлены карты используемых признаков для Баджальского участка, отображенные ЭВМ по входным оцифрованным картам, профильным данным.

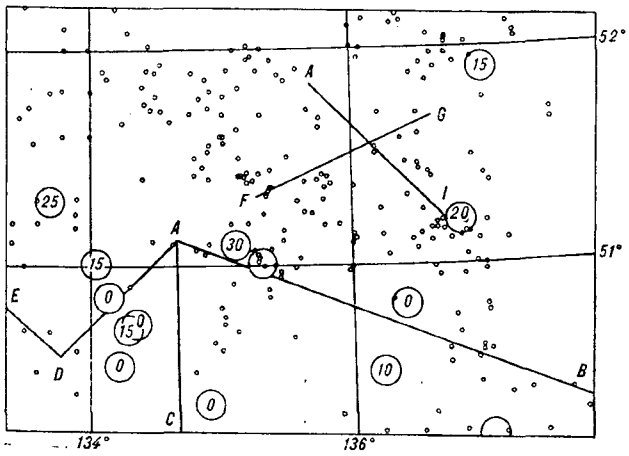
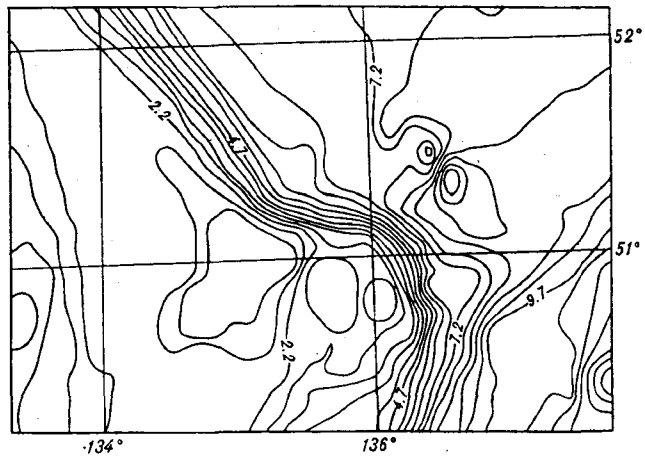
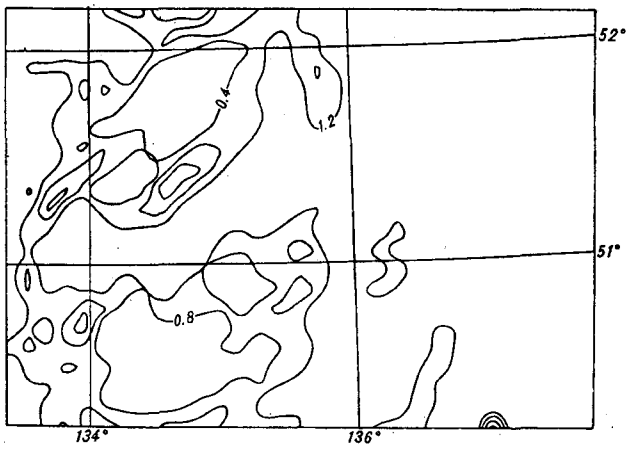


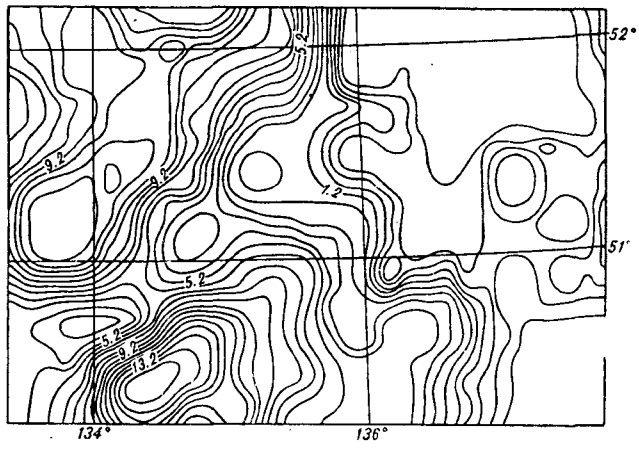
Рис.1 а) Карта эпицентров Баджальского участка R = 6 мм, K≥10, R = 1 мм, K<10, в центрах окружностей - глубина очагов землетрясений. о - палеоземлетрясения. AB, AC, AD, ED, EG, HI - сейсмические профили МОВЗ;



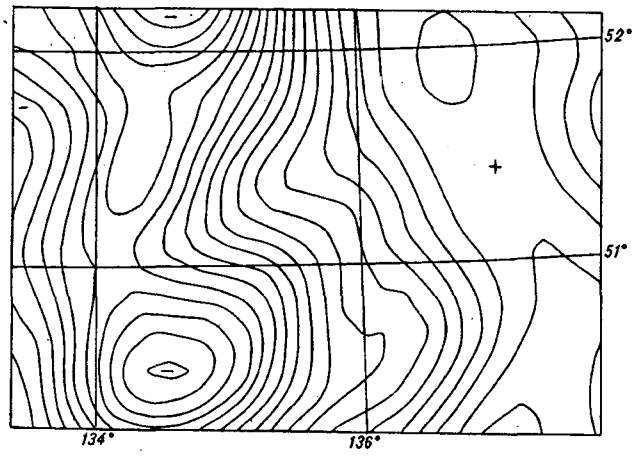
г) граница фундамента по данным МОВЗ;



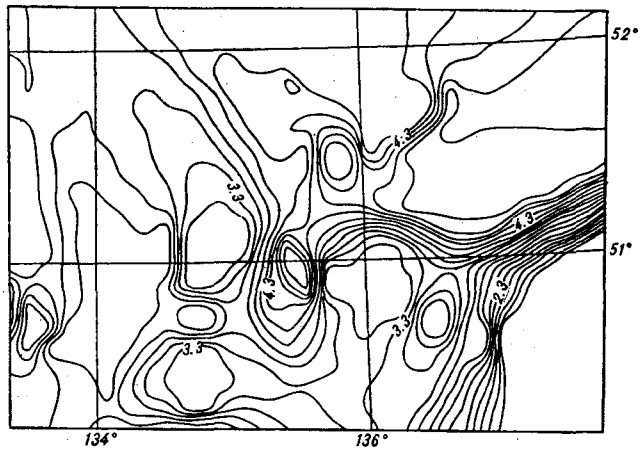
б) модуль градиента Δ_g



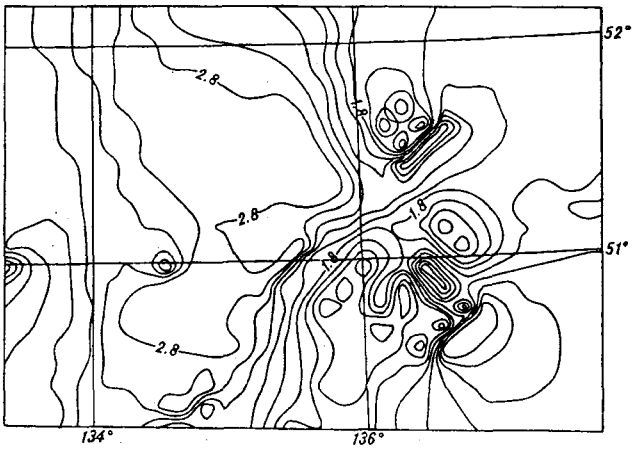
д) неоген-четвертичные движения



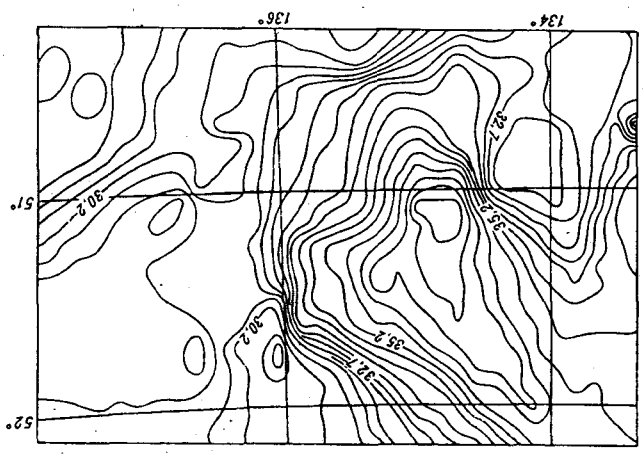
в) осредненное поле Δ_g



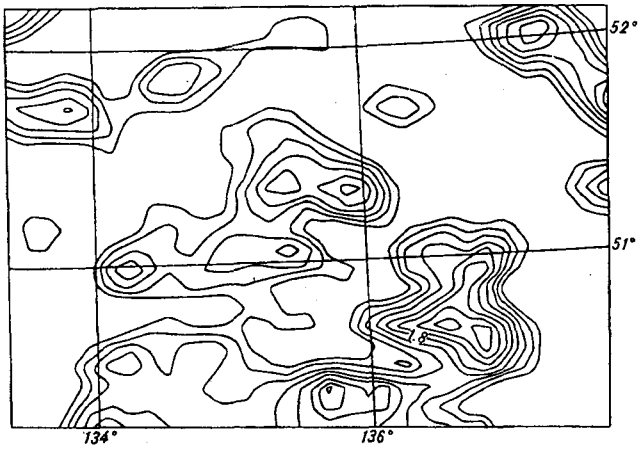
е) инверсные границы по данным МОВЗ;



ж) разломные зоны по данным МОВЗ;



з) граница Мохоровичича по данным МОВЗ



и) аномалии полного нормированного градиента Δg, пересчет на глубину 20 км.

ПЕРВИЧНЫЙ ЭКСПРЕСС-АНАЛИЗ

При первичной обработке и анализе используемых данных применены двумерные диаграммы рассеяния и трехмерные гистограммы, позволяющие быстро и наглядно оценить на качественном уровне все взаимосвязи признаков, а также обозначить тип этих связей (линейная, нелинейная и т.д.). На рис.2,а представлены двумерные диаграммы, показывающие одновременно взаимоотношения 13 признаков между собой в виде корреляционной матрицы. Отмечается хорошая обратная линейная зависимость рельефа (рис. 2,б) аномалий Буге, а также осредненных аномалий Буге, менее уверенная линейная связь остаточного поля Буге и рельефа. Кроме того, для сейсмических данных отмечается различный характер зависимости по глубине (граница Мохо), а также по амплитуде значений (инверсные границы, граница фундамента). Трехмерные диаграммы позволяют в некоторой степени уточнить и детализировать результаты, полученные с помощью двумерных диаграмм (рис.2,в).

ОБЗОР МЕТОДОВ АНАЛИЗА СВЯЗИ СЕЙСМИЧНОСТИ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

В настоящее время при изучении взаимоотношения сейсмичности и глубинного строения используются методические подходы, которые можно разделить на две пересекающиеся группы.

1. Качественный анализ данных в рамках двумерных построений (разрезов, карт, и т.п.) [8,28,33,34 и др.], где производится сопоставление данных сейсмичности (энергия, глубина, положение землетрясений) с другими геолого-геофизическими признаками (морфоструктуры, рельеф, гравитационное поле, неотектоника и др.).

2. Количественный анализ, состоящий из ряда последовательных операций: а) выбор геолого-геофизических признаков и анализ их взаимоотношений, корреляционный анализ [17], факторный анализ, регрессионный анализ, б) многомерная классификация выбранных данных с целью выявления связи сейсмичности с глубинным строением [26], включающая непосредственно прогнозирование сейсмической опасности по комплексу геолого-геофизических данных и использующая различные математические алгоритмы и ЭВМ [9,22-25,29,36,37 и др.]. В частности алгоритмы распознавания с обучением решают классификационные задачи в рамках способа аналогий (метода квазиоднородных зон). Одно направление прогнозирования сейсмической опасности ориентировано на алгоритмы распознавания образов, такие как “Кора-3”, “подклассы”, “правило Хэмминга” используются при морфоструктурном анализе [10], когда прогноз места сильных землетрясений сводится к задаче распознавания: найти по имеющимся морфоструктурным данным характеристики сейсмичности, используя которые, разделить морфоструктурные узлы на потенциально сейсмичные и асейсмичные. Другое направление включает алгоритмы “Поиск” [36-37],

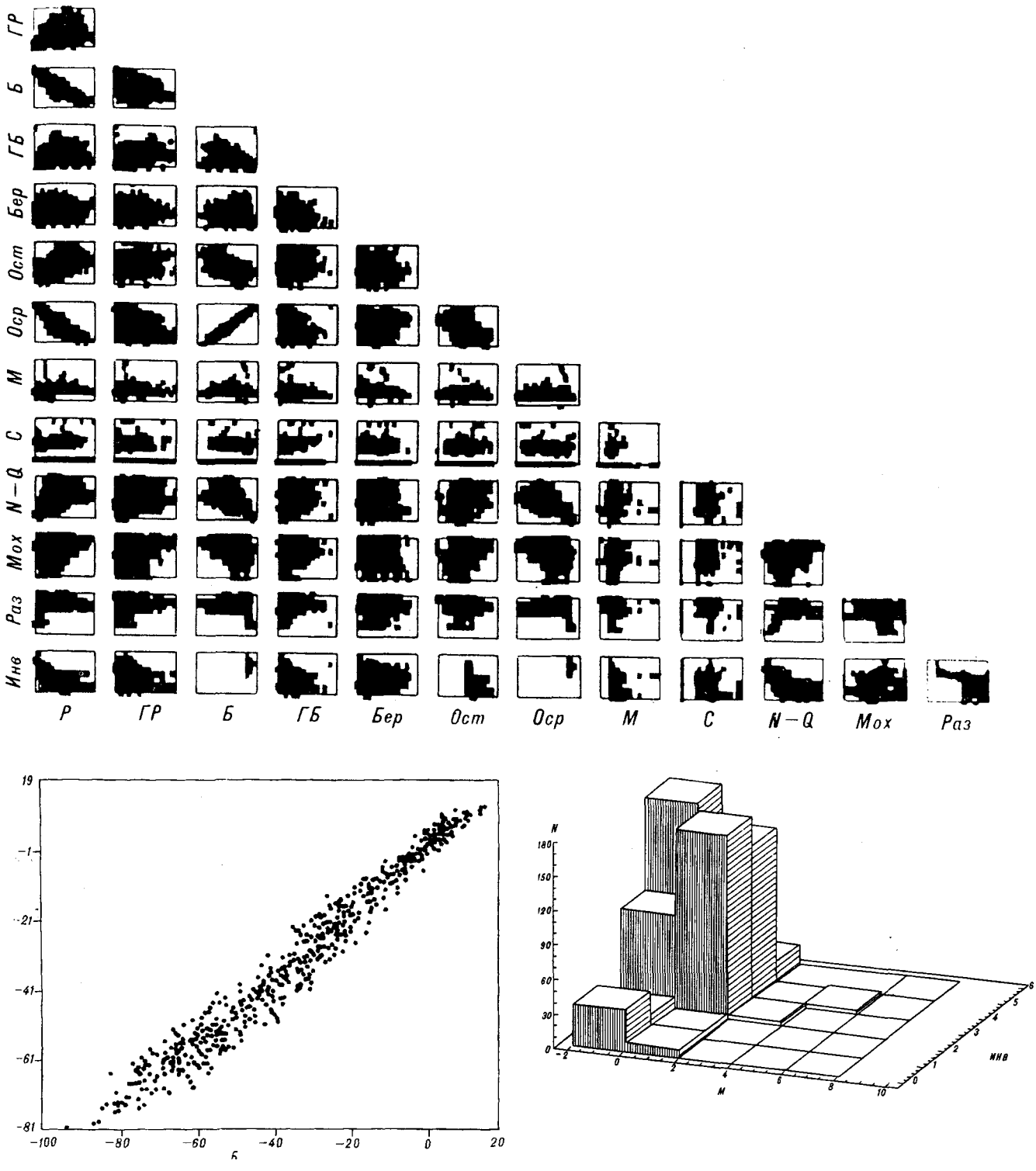


Рис.2 Двумерные и трехмерные диаграммы рассеяния признаков а) суммарная, б) 2-х признаков, в) 3-х мерная

Р - рельеф,ГР - градиент рельефа. Б - аномалии Буге, ГБ - модуль градиента Буге, Бер-пересчет гравитационного поля по Березкину вниз на Н = 20 км, ОСТ - остаточное поле Буге, ОСР - осредненное поле Буге, М - магнитные аномалии, С - плотность сейсмической энергии, N-Q - неоген-четвертичные движения, Мох - граница Мохо по МОВЗ, Раз - разломы по МОВЗ.

"Образ-3" [25]. Их модификации с использованием уже комплекса геолого-геофизических характеристик применяются рядом авторов [4,37] при оценке сейсмической опасности в различных регионах страны. Но если для районов с большим количеством зарегистрированных сильных землетрясений целесообразно использование метода распознавания образов с обучением, принимая за образец области с десятками и сотнями эталонов, то наиболее подходящим для количественного районирования слабоизученного региона, с единицами сильных сейсмических событий (каким является Восточное Приамурье) является применение разновидности метода распознавания образов-распознавание с самообучением (или кластерного анализа, не требующего знание эталонов, используемого ранее при районировании геофизических полей [21], разделении территории на районы со сходными геологическими условиями [29,30,40] районов Байкальского рифта, Курило-Камчатского, Кавказского, Карпатского регионов высокой сейсмической активности). Данный метод позволяет разбить анализируемую совокупность наблюдений, т.е. набор геолого-геофизических данных, описывающих данную площадь, на сравнительно небольшое число областей (классов) таким образом, чтобы объекты, принадлежащие одному классу, находились на сравнительно небольших расстояниях друг от друга. Полученные классы называются таксонами или кластерами. Мерой близости объектов при этом может служить расстояние между ними: декартово, логарифмическое, расовый критерий Пирсона, евклидово и др. [18,27].

В работе использована в качестве меры близости объектов евклидово расстояние, исходные данные были стандартизованы, т.е. приведены в безразмерную форму с помощью вычитания из каждого наблюдения значения, соответствующего среднему арифметическому и деления разности на стандартное отклонение, равное квадратному корню из дисперсии, после чего новые переменные имеют нулевое среднее значение и единичную дисперсию [18,30].

Применены в работе алгоритм классификации по Х.Шпету [41] и его программа KMEANS. Существенным отличием применяемого алгоритма от других подобных является то, что центры тяжести модифицируются для каждой отдельной точки, кроме того, при заданной матрице данных ее строка обрабатывается последовательно, что практически сводится к отсутствию повышенных требований к емкости машинной памяти.

Разработанная автором программа позволяет вводить для признаков весовые коэффициенты, выводить результаты кластерного анализа как на дисплей, так и на планшетный графопостроитель в виде карт, на которые наносится географическая сетка и номер класса, в который попала та или иная ячейка равномерной сетки заданного шага осреднения, в виде таблицы распечатывается информация по: 1. Количеству ячеек, соответствующих одной группе; 2. Средним значениям всех признаков в каждой группе; 3. Типу используемых признаков и числу групп разбиения.

Предложены две оригинальные модификации методики районирования с использованием кластерного анализа. Первая опробована на Буреинском участке [5] и включает в себя комплексный анализ сейсмичности и геолого-геофизических данных, проводимый в три этапа. На первом этапе, используя программу кластерного анализа, анализируются площадные данные, рельеф, магнитное поле, аномалии Буге гравитационного поля, отдельно градиентные характеристики: модули градиентов рельефа, магнитного и гравитационного полей, а также классифицируются гипоцентры землетрясений на классы по типу на площади и проводится сопоставление с общим геолого-структурным планом исследований. На втором этапе для характеристик структур выделенных объектов используется сейсмический разрез ГСЗ-МОВЗ, на который проецируются гипоцентры с участка, допускающего двумерную аппроксимацию. На третьем этапе осуществляется сопоставление структурного плана выделенных сейсмоактивных областей с общим планом распределения сильных землетрясений региона, современными вертикальными движениями и другими дискретно заданными признаками.

Вторая модификация использована для Баджальского участка и включает автоматическую классификацию геолого-геофизических данных и их производных отдельно для признаков, характеризующих различные глубинные горизонты по условным структурным этажам [6], дополняющим традиционно используемую суммарную классификацию с последующим сопоставлением их с сейсмическими разрезами, эпицентрией сильных и слабых землетрясений и другими данными. В настоящей работе проводится анализ в пределах Баджальского участка, так как результаты анализа для Буреинского участка по 1 методике подробно приведены в работе [5].

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ.

Краткое описание структурных элементов участка проведено по [32]. Рассматриваемый участок располагается в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы, граничит на западе с Буреинским массивом. Главными структурными элементами района являются Баджальский мегаантиклинорий и Горинский синклинорий. Баджальский мегаантиклинорий сложен позднекайнозойским комплексом вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений, складчатая структура его разбита разрывными нарушениями

северо-восточной ориентировки. Горинский синклинорий расположен восточнее Баджальского мегаантиклинория, выполнен мощными терригенными толщами. Вдоль восточной окраины района исследования в субмеридиональном направлении протягивается Амуро-Охотская система позднекайнозойских впадин с палеогеновыми и N-Q отложениями. В пределах южной части Баджальского участка проходит Курский разлом северо-восточного простирания. Хинганский разлом подобного простирания разделяет выходы палеозойских и раннемезозойских отложений в пределах Сихотэ-Алинской системы. Северное ограничение района - Пауканский разлом является широтным продолжением Южно-Тукурингрского разлома.

Формирование современного рельефа, по-видимому, началось в позднем палеогене и продолжается по настоящее время. В этот период активизируются старые разломы субмеридионального простирания и формируются новые, тектонические движения носят блоковый характер. Образование Эворон-Чукчагирскиой впадины kz возраста, дискордантной по отношению к структурам Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, также связывается с образованием данных разломов [22].

АНАЛИЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ БАДЖАЛЬСКОГО УЧАСТКА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА

На основании обобщения сейсмических материалов по Приамурью [6], в литосфере выделено два структурных этажа, раздел между которыми проходит на глубине порядка 15 км.

Комплексный анализ геофизических признаков, проведенный для Баджальского участка, наряду с районированием по всем признакам (табл.3), включал в себя и построение схем районирования отдельно для верхнего и нижнего структурных этажей (табл.1,2). Набор геофизических признаков (см. табл. 1-3) для этого был разделен по принадлежности к различным структурным этажам. При этом использованы трансформации гравитационного поля, магнитные аномалии и данные сейсмики (МОВЗ). Ввиду отсутствия профилей МОВЗ на северо-западе и северо-востоке участка для более корректных построений контур площади исследования уменьшен.

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

В соответствии с принятой моделью схема районирования нижнего структурного этажа определяет коромантийные сейсмические структуры, которые имеют преимущественно северо-восточное простирание (рис.3,а), контролируются Хинганским и Курским разломами, северным окончанием системы активизированных разломов Тань-Лу.

Таблица 1

Средние значения признаков в кластерах для нижнего структурного этажа

№	Кол-во	Бер	Оср	Мох	Раз	Инв
1	32	1.7	-4.4	30.0	2.5	2.7
2	136	0.6	-3.2	31.0	2.0	4.5
3	58	0.6	6.2	28.9	2.3	1.2
4	172	0.6	-49.8	34.2	2.4	3.7
5	118	1.5	-17.2	31.1	1.6	3.8
6	166	1.4	-48.9	34.9	2.7	3.7

Таблица 2

Средние значения признаков в кластерах для верхнего структурного этажа

№	К-во	Ост	М	Раз	Фунд
1	197	14.1	0.3	2.5	1.9
2	249	-8.4	0.1	2.0	8.5
3	109	-7.5	1.2	1.8	3.4
4	127	-6.8	0.2	2.8	4.4

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Ориентация при рассмотрении верхнего структурного этажа направлена на верхнекоровые структуры, имеющие выражение в сейсмических данных, магнитном поле и гравитационных остаточных аномалиях. Как видно из рис. 3,б верхнему этажу соответствуют субмеридиональные структуры, совпадающие с системой субмеридиональных сейсмических зон, выделенных по землетрясениям с $K \geq 8$ [16], а также гравитационной ступенью-пограничной зоной первого ранга [32].

Комплексная модель по 13 признакам (рис.3,в), суммирующая влияние верхнего и нижнего структурных этажей литосферы определяется наложением разнонаправленных блоков.

Субмеридиональная 8 группа характеризуется глубинными разломами, большими отрицательными значениями осредненного гравитационного поля. В пятой группе - сосредоточены сильные землет-

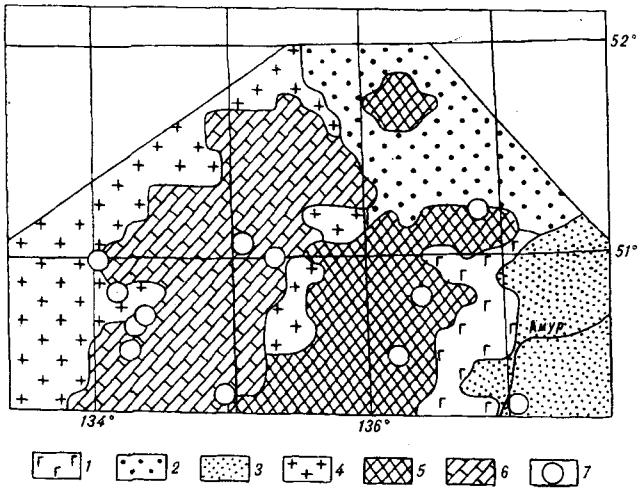
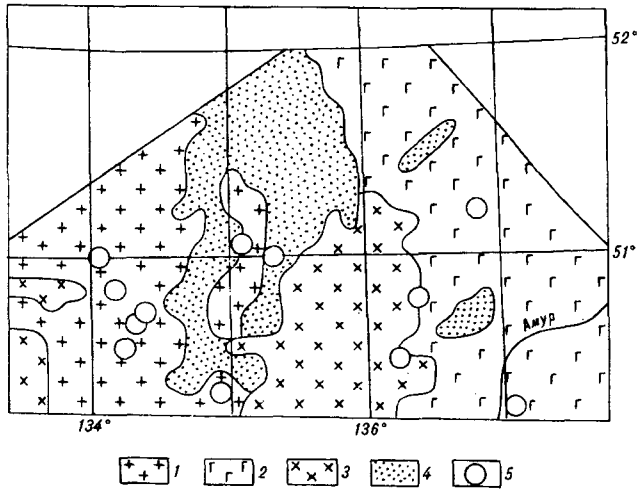
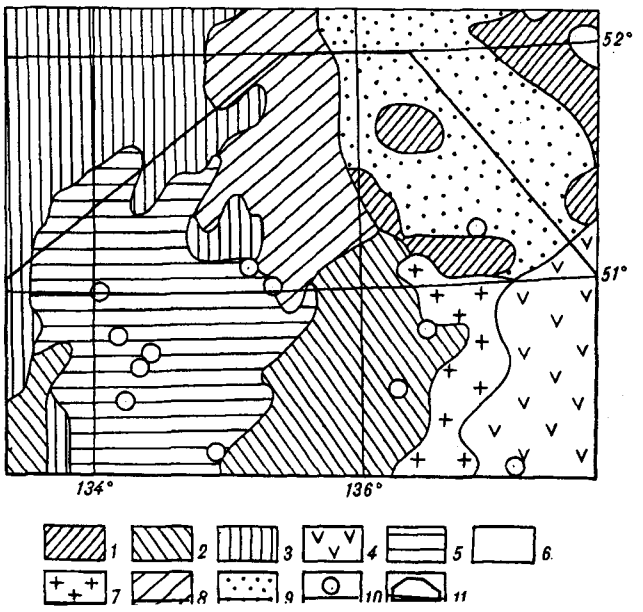


Рис.3 Схема районирования Баджальского участка кластерным анализом.

а) Нижний структурный этаж. 1-6 - номера кластеров, 7 - эпицентры землетрясений с К>10.



б) Верхний структурный этаж. 1-4 - номера кластеров, 5 - эпицентры землетрясений с К>10.



в) Суммарная, 13 признаков. 1-9 - номера групп, 10 - эпицентры землетрясений с К> 10, 11 - контур площади исследования.

рясения района, в том числе палеоземлетрясения. Группа характеризуется большими отрицательными значениями осредненного гравитационного поля, высоким модулем градиента рельефа, подчеркивая информативность расчетных трансформаций.

ВЫВОДЫ.

Проведенное районирование для Баджальского участка, использующее кластерный анализ, подтверждает выводы, сделанные на основе качественного геолого-геофизического анализа: 1.

Таблица 3

Средние значения признаков в кластерах при суммарном использовании 13 признаков

№	К-во	Р	ГР	Б	ГБ	Бер	ОСТ	ОСР	М	N-Q	Мох	Раз	Инв	Фунд
1	48	212,50	8,80	-2,90	0,40	1,50	-6,00	-3,50	0,20	1,00	31,10	1,80	4,50	8,00
2	89	634,50	17,30	-27,30	0,70	1,20	-9,10	-27,10	0,80	2,20	31,50	1,70	3,40	3,10
3	12	926,40	16,40	-51,70	0,70	0,90	12,10	-52,10	0,40	0,80	35,60	2,60	3,60	2,40
4	62	107,00	8,10	7,10	0,40	0,70	-6,40	6,10	0,10	0,80	28,90	2,30	1,20	10,30
5	131	1057,1	27,10	-59,40	1,00	1,20	9,20	-56,40	0,40	3,40	33,80	2,50	3,70	1,60
6	5	427,80	9,90	-9,20	0,60	0,90	-9,30	-11,40	4,90	0,50	31,50	1,90	4,50	6,50
7	30	314,40	18,90	-6,10	0,80	1,80	-6,00	-6,30	0,10	1,80	30,10	2,40	2,90	8,00
8	80	611,00	21,20	-31,90	0,90	1,10	-9,70	-32,50	0,30	1,00	34,00	2,70	4,10	5,40
9	13	142,40	5,90	1,10	0,40	0,60	-10,30	0,10	0,10	0,90	31,00	2,00	4,50	7,90

Баджальский участок делится на блоки, определяющие восточный (переходный геоблок северо-востока Азии) и западный (континентальный), граница между которыми проходит по интенсивной гравитационной ступени по 135-136° В.Д. 2. Сейсмические зоны северо-западного простирания являющиеся восточным окончанием Байкало-Охотского сейсмического пояса в блоковой делимости по геолого-геофизическому районированию своего отражения не находят, что указывает на ослабление влияния Байкало-Охотского направления сейсмичности. Северо-восточное в западном блоке и субмеридиональное в восточном блоке направления сейсмических зон ярко выражены, что отражает влияние Танлусского пояса северо-восточного простирания и субмеридиональных скрытых зон ослабленной прочности земной коры. 3. Разделение данных и соответственно районирования на различные структурные этажи помогает понять глубинную природу и позволяет более осознано проводить геологическую интерпретацию связей сейсмичности с глубинным строением. 4. Наличие в районе исследования мощной зоны глубинного разлома и различие структурного плана верхнего и нижнего этажей литосферы подтверждает кроме того глубинными разломами и горизонтальными сечениями по данным МОВЗ [6]. 5. В пределах Баджальского участка определены два пересекающихся разноглубинных направления структур: северо-восточное, приуроченное к нижнему этажу литосферы и субмеридиональное, определяемое верхним этажом литосферы. На необычное соотношение структурных планов двойного наложения: субмеридиональный крупный морфоструктурный комплекс наложен на складчато-разрывные структуры фундамента с-в простирания, а локальные структуры с-в и с-з простираний наложены на меридиональные, и несоответствие структурных планов трансформированных магнитных и гравитационных аномалий - их дискордантность в Переходном геоблоке, восточнее 135° В.Д. указывалось ранее при качественном анализе в работе [32]. 6. Наиболее сейсмоактивные участки-граничные области блоков разных структурных этажей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Березкин В.М. Метод полного градиента при геофизической разведке. М.: Недра, 1988. 190 с.
2. Борисов А.А., Лопатина И.Н., Фирсова Д.Б. и др. Прогнозирование сейсмической опасности на территории трассы БАМ по региональным геолого-геофизическим данным // Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. М., 1983. С.180-205.
3. Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области (по геологическим данным). М.: Наука, 1975. 139 с.
4. Борисов Б.А., Шенкарева Г.А. Сейсмолого-геофизическая характеристика Кавказа и запада Средней Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т.47. N 6. С.5-16.
5. Бормотов В.А., Горкуша С.В. Геолого-геофизический анализ сейсмичности восточной части Буреинского массива // Тихоокеан. геология. 1991. N 4.С.108-117.
6. Бормотов В.А., Горкуша С.В. Сейсмическая модель литосферы Приамурья и связь сейсмичности с глубинным строением Комсомольско-Баджальского района по геофизическим данным // Количественная оценка сейсмической опасности на Дальнем Востоке: Тезисы докладов IX научной сессии Дальневосточной секции МС СССР. Южно-Сахалинск, 1991. С.10-12.
7. Брянский Л.И., Бормотов В.А., Ахмадулин В.А. и др. Глубинная структура Комсомольско-Баджальского рудного района по результатам комплексного моделирования // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских поясах СССР. М.,1990. С.294-306.
8. Булин И.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А., Эргис Е.И. Сравнительный анализ строения земной коры и верхней мантии в пределах некоторых сейсмоактивных и асейсмичных районов СССР // Геофизические поля и сейсмичность. М.,1975. С.5-14.
9. Ватлин Б.П., Захарова Т.Л. Районирование полей// Геология и геофизика. 1974.N 4.
10. Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Ранцман Е.Я. Прогнозирование мест землетрясений в регионах умеренной сейсмичности. М.: Наука, 1988. 176 с.
11. Геология зоны БАМ. Геологическое строение. Т. 1. 1988. 444 с.12. Геологические и сейсмические условия района БАМ/ Отв. ред. Ф.Н.Лещиков. Новосибирск. Наука. 1978. 198 с.
13. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмология и сейсмическое районирование /Солоненко В.Д., Николаев В.В., Семенов Р.М. и др. Новосибирск.Наука. 1985. 191 с.
14. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение. Новосибирск: Наука, Сиб.отд., 1984. 174 с.
15. Голенецкий С.И. Анализ эпицентрального поля. Сейсмическая активность // Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. С.162-184.
16. Горкуша С.В., Малышев Ю.Ф. Глубинное строение и сейсмичность сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов //Тихоокеан. геология. 1993г. N 3. С.32-51.
17. Горкуша С.В., Рейнлиб Э.Л. Корреляция некоторых геофизических параметров и топографического рельефа Приамурья // Тихоокеанская геология. 1988. N 2. С.98-102.
18. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 571 с.
19. Землетрясения в СССР в 1962-1988 гг. М.: Наука, 1964-1990.
20. Каталог землетрясений мира 1928-1986 гг. РДЕ (USCDS-USDS)
21. Кленчин А.Н. Районирование геофизических полей по совокупности признаков на основе алгоритма классифи-

кации методом к-средних для ЭЦВМ БЭСМ-4 (разбиение) Алма-Ата. 1976. с.37.
22. Красный Л.И. Геология района Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра. 1980. 160 с.
23. Кучай В.К., Чугадеев Д.Н., Ким А.Н. Вероятностный геологический прогноз по косвенным изображениям. М.: Недра. 1986. 207 с.207.
24. Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Геодинамическая активность литосферы, ее интегральная оценка и связь с сейсмичностью // Современная тектоническая активность Земли, сейсмичность. М.: Наука, 1987.
25. Ломтадзе В.В. Алгоритм "Образ-3" классификации изучаемых объектов по комплексу признаков // Методы развед. геофизики. 1972. Вып.15. С.38-40.
26. Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР (отв. ред. В.И.Бунэ). М.: ИФЗ АН СССР, 1974. 196 с.
27. Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М.: Мир, 1965. 482 с.
28. Николаев В.В., Семенов Р.М., Оскорбин Л.С. и др. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск: Наука,1989.128 с.
29. Обухова Л.Г. Выделение вероятностных очаговых землетрясений (ВОЗ) в Байкальской рифтовой зоне по комплексу геолого-геофизических данных: Автореф. дис. ... кан. геол.-минер. наук. Иркутск. 1988.
30. Рейснер Т.И., Рейснер М.Г. Современные эндогенные режимы., М. ВИНИТИ. 1986. 33 с.
31. Сейсмология и сейсмическое районирование. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Новосибирск. Наука. 1985.
32. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
33. Семенов Р.М., Николаев В.В. Теоретико-структурное обоснование сейсмичности на восточном участке БАМ // Количественная сейсмология и сейсмостойкое строительство на Дальнем Востоке. Южно-Сахалинск, 1985. С.45-46.
34. Соловьев С.Л. Основные сейсмические зоны Приамурья и Приморья // Геология и геофизика. 1980. № 9. С.9-18.
35. Солоненко В.П. Анализ геолого-геофизических данных для сейсмического районирования региона БАМ // Геология и геофизика. 1982. N 7.
36. Хоменюк Ю.В., Щукин Ю.К., Фирсова Д.Б., Филиппова Г.П. Методика оценки вероятности сильнейших землетрясений по комплексу геолого-геофизических данных // Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука. 1978. С.86-100.
37. Хоменюк Ю.В., Фирсова Д.Б. Методика оценки потенциальной опасности сейсмических зон по комплексу геолого-геофизических данных // Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975. С.105-111.
38. Хромовских В.С., Обухова Л.Г. Связь сейсмичности с некоторыми геолого-геофизическими характеристиками Байкальской рифтовой зоны // Тезисы докладов международного симпозиума "Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты". Иркутск. 1987. С.190-191.
39. Хромовских В.С., Обухова Л.Г. Связь сейсмичности с некоторыми геолого-геофизическими характеристиками Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. 1990. С.256-265.
40. Щукин Ю.К., Краснопевцева Г.В., Фирсова Д.Б. и др. // Исследование земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. М., Наука. 1984. С.132-149.

Поступила в редакцию 22 марта 1995г.

S.V.Gorkusha

Study of seismicity and deep structure of Priamurie on the basis of cluster analysis

Paper presents two methods of seismic zoning based on cluster analysis. The initial data set is expanded by the computed data. On the basis of the complex of data available seismic zoning of the Bajal area is carried out. Two plans of the structural stages of the lithosphere are determined as to the north-eastern and submeridional extension.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1996, том 15, № 4, с. 77-87

УДК 550. 837. 211(571. 61)

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗАПАДНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

В. Б. Каплун

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Рассмотрены результаты глубинных магнитотеллурических зондирований (ГМТЗ) выполненных в пределах западного Сихотэ-Алиня и сопредельных областей вдоль меридионального профиля. Сделан анализ искажений амплитудных кривых и проведена их коррекция, построены Рт геоэлектрический разрез и одномерная модель первого приближения. Интерпретация полученных данных показала сложное геоэлектрическое строение верхней мантии вдоль профиля - наличие субгоризонтальных слоев пониженного сопротивления, субвертикальных и наклонных границ. Глубина залегания одного субгоризонтального слоя пониженного сопротивления примерно совпадает с подошвой земной коры, а второго - с предполагаемой глубиной до астеносферы. Выявленная наклонная граница характеризуется повышенным сопротивлением, большой глубиной залегания, хорошей корреляцией с результатами других геофизических методов и связывается с региональным разломом Тан-Лу. Субвертикальные границы совпадают с глубинными разломами отделяющими различные структуры.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение глубинной электропроводности западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы проводилось вдоль меридионального профиля протяженностью 940 км методом магнитотеллурического зондирования с использованием аналоговых станций ИЗМИРАН-5 в диапазоне периодов 600-10000 с и МТЛ-71 в диапазоне 10-1000 с. Зондирования были выполнены в период с 1986 по 1991 годы в восьми пунктах с шагом 100-200 км. Расстояние между пунктами выбиралось примерно равным предполагаемой глубине до астеносферы и в основном составляло 100-150 км. Кроме этих кривых были использованы результаты зондирований, полученные Геофизическим государственным горногеологическим предприятием (ГГГГП) г. Хабаровска и ПГО Иркутскгеофизика г. Иркутска с использованием цифровых станций ЦЭС-2.

Целью данных исследований было изучение глубинной электропроводности земной коры и верхней мантии в пределах западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы в меридиональном направлении при движении от южного побережья вглубь континента. Ставилась также задача построения геоэлектрического разреза и выделение опорных и аномальных геоэлектрических горизонтов, определение их параметров, прослеживание изменений вдоль профиля и выяснение взаимосвязи с тектоническим строением региона.

Некоторая часть глубинных МТЗ была ранее опубликована в статьях [11, 12, 13], где они рассматривались в составе профилей выполненных в пределах западного Сихотэ-Алиня, некоторые из них были заново пересчитаны на основании новых данных, а другие взяты без изменения. Предыдущие исследования были направлены на изучение геоэлектрического строения отдельных тектонических структур входящих в состав Сихотэ-Алинской складчатой системы и сопредельных территорий. Данная статья рассматривает геоэлектрический разрез всего западного Сихотэ-Алиня, как составной части геоэлектрической модели юга Дальнего Востока.

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Рассматриваемая территория включает в себя Сихотэ-Алинскую складчатую систему, в основном ее западную часть, и примыкающие к ней структуры - Ханкайский и Буреинский массивы (рис. 1). Сихотэ-Алинская система является областью мезозойской складчатости, простирающейся в северо-восточном направлении почти на 1500 км. Ее восточная граница скрыта водами прибрежных морей, а вдоль всего побережья простирается Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс наложенный на структуры складчатой системы. С запада она ограничена структурами Ханкайского и Буреинского массивов и отделена от них глубинными разломами. С юга структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы скрываются под водами залива Петра Великого, а определение положения северной границы затруднено из-за сложного взаимоотношения со структурами Монголо-Охотской складчатой системы.

Сихотэ-Алинская складчатая система располагается в зоне сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов и

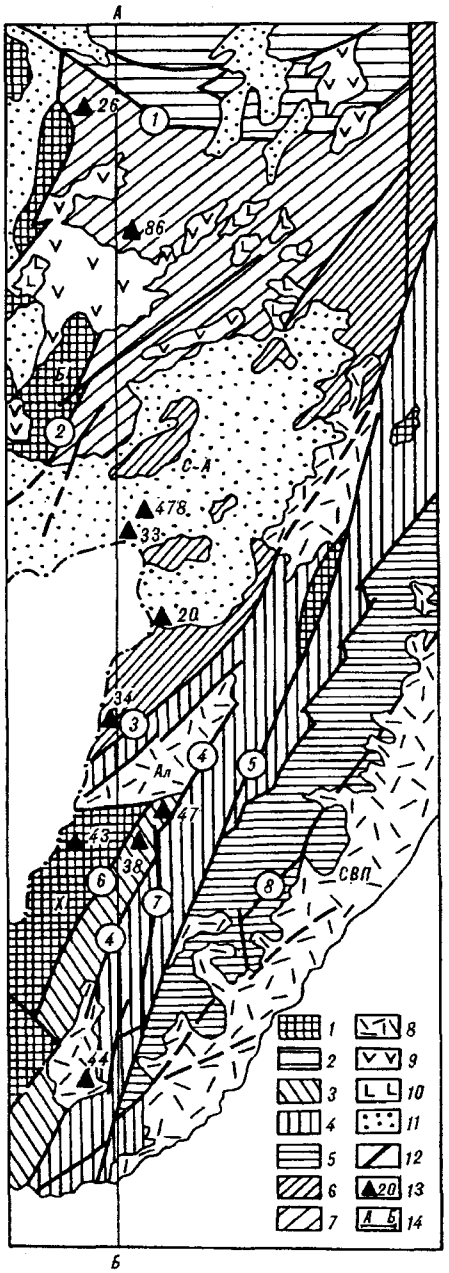


Рис. 1. Тектоническая схема района.

1 - складчатые комплексы основания (Б-Буреинского массива, Х-Ханкайского массива); 2 - образования Монголо-Охотской системы;3 - унаследованный субплатформенный донижнемеловой складчатый комплекс Арсеньевско-Барабашской зоны; 4 - мезозойский складчатый комплекс Журавлевской зоны; 5 - мезозойский складчатый комплекс Главного синклинория; 6 - Западно-Сихотэ-Алинская СФЗ;7 - Горинская СФЗ; 8 - наложенные меловые складчатые комплексы (Ал-Алчанский, СВП-Восточный-Сихотэ-Алинский вулканический пояс);9 - меловые вулканиты;10 - кайнозойские базальты;11 - образования наложенных впадин и прогибов (С-А - Средне-Амурская впадина);12 - основные разломы (1-Пуаканский, 2-Куканский, 3-Алчанский, 4-Арсеньевский, 5-Центрально-Сихотэ-Алинский, 6-Западно-Сихотэ-Алинский, 7-Меридиональный, 8-Прибрежный);13-пункты МТЗ и их номера;14 - линия профиля.

подвержена воздействию Тихоокеанской плиты на континент. Это нашло свое отражение в широком развитии чешуйчато-надвиговых структур, мощных сдвиговых систем и обилии разновозрастного магматизма. Вероятно это же воздействие обусловило гетерогенность глубинного строения региона как по латерали, так и по глубине. Неоднородность глубинного строения выражена в распределении геофизических полей различных частей системы. По геолого-геофизическим данным в структуре Сихотэ-Алиня выделяется два крупных блока: Северный и Южный, граница между которыми проходит по Бикинской субширотной зоне [17], совпадающей с Алчанским разломом, являющимся ветвью регионального разлома Тан-Лу [29]. Северный блок отличается от Южного преобладанием положительных значений магнитного поля и отрицательных - гравитационного, тогда как в Южном блоке все наоборот. Однако зона сочленения складчатой системы с Буреинским массивом выражена региональным максимумом гравитационного поля расположенного в пределах Средне-Амурской впадины [26].

Буреинский массив представляет собой крупный блок позднебайкальского складчатого сооружения, которое отделено зонами структурных швов и системой наложенных и окраинных прогибов от соседних подвижных систем. Он характеризуется гетерогенным блоковым строением с уплотненной нижней корой. Вдоль юго-восточного обрамления Буреинского массива синхронно развитию на западе платформенного чехла шло образование структурно-вещественных комплексов рифтогенного класса (Средне-Амурская впадина).

В строении Ханкайского массива выделяются структуры фундамента, включающие блоки кристаллического основания, сложенные породами архея и нижнего протерозоя, и блоки, сложенные рифейско-девонскими образованиями, а также наложенные на них структуры чехла, представленные пермскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями [9].

Ханкайский массив характеризуется слоисто-блоковой структурой выраженной в слоистости его плотностных неоднородностей. Блоковая структура массива представлена системой выступов древних пород фундамента, разобщенных участками интенсивной переработки процессами тектоно-магматической активизации промежуточных блоков пониженной плотности. Активизация массива определялась воздействием глубинных процессов в соседней Сихотэ-Алинской складчатой системе. Она выразилась в редукции древней коры, гранитизации фундамента массива, особенно четко проявленной в его южной части по

восточной окраине, где установлено ступенчатое погружение разуплотненных пород под массив. По распределению центров тяжести масс выделяется клинообразный слой в земной коре Сихотэ-Алиня, направленный в сторону массива. Кровля слоя располагается на глубинах 3-12 км, подошва – 15-30 км [16].

Основными разломами, играющими главную роль в тектоническом строении и развитии региона, являются Центрально-Сихотэ-Алинский, Алчанский, Арсеньевский и Куканский. Центрально-Сихотэ-Алинский разлом, один из главных в Сихотэ-Алинской складчатой системе, является левосторонним сдвигом с амплитудой горизонтального перемещения на север в 60 км и хорошо выражен в рельефе и выделяется в гравитационном поле пониженными значениями силы тяжести [5].

Глубинный Куканский разлом является границей между Буреинским массивом и Сихотэ-Алинской складчатой системой протяженностью 500 км и глубиной проникновения до 140 км, пространственно совпадает с Пограничной высокоградиентной гравитационной ступенью отделяющей Континентальный и Переходный аномальные районы, и характеризуется как взброс-сдвиг с азимутом падения 110°-120° и углом падения 75°-80° [23].

Алчанский глубинный разлом является северной границей Ханкайского массива, в магнитном поле выражен узкой полосой аномалий со средними положительными значениями. Гравитационное поле к северо-западу от разлома отрицательное, к юго-востоку - слабо положительное.

Арсеньевский разлом отделяет с востока Ханкайский массив от Сихотэ-Алинской складчатой системы, протяженность его около 600 км и он представляет собой крутой (65-75°) взброс с амплитудой перемещения не менее 1000 м [9]. Разлом хорошо выражен положительными магнитными аномалиями и градиентами силы тяжести.

Северная часть профиля пересекает так называемую Пограничную зону, отделяющую два крупнейших аномалийных района гравитационного поля - Континентальный и Переходный, расположенных, соответственно,к северо-западу и юго-востоку от него [26]. Континентальный аномалийный район характеризуется существенно отрицательным уровнем поля, а Переходный - имеет положительный средний уровень поля.

Результаты МТЗ в сопредельных районах представлены в работах [1, 6, 11, 15, 20, 21, 24].

Зондированиями на юге Буреинского массива [1], выполненными в субширотном направлении по профилю пос. Облучье - р. Большой Ин в интервале периодов от 9-16 до 144-400 с, удалось выделить два слоя повышенной проводимости на глубинах 30-50 и 80-100 км. Причем, глубина до второго проводящего слоя определена предположительно в связи с ограниченным частотным диапазоном в области длинных периодов. По профильным исследованиям в центральной и восточной частях массива вдоль трассы Байкало-Амурской магистрали (БАМ) [21] выявлено два проводящих слоя. Первый на глубине 20-22 км мощностью 20-40 км и сопротивлением 55-65 Омм и второй предположительно на глубинах от 150 до 240 км. По результатам работ, проведенным в восточной части массива и зоне его сочленения с Сихотэ-Алинской складчатой системой, аномалии электропроводности выделяются на глубинах 20-40 км [6] и при переходе от массива к складчатой системе проводящий слой в пределах Средне-Амурской впадины выклинивается, что несколько противоречит полученным ранее данным [11, 12]. Кроме этого, результаты МОВЗ подтвердили наличие структур мантии и низкоскоростного слоя на глубинах 75-150 км.

В пределах Средне-Амурской впадины по профилю проходящему вдоль ее правого борта [11] выделена зона повышенной проводимости с глубиной до ее центра около 35 км. В работе [12] по результатам интерпретации единичного зондирования в диапазоне периодов 15-10000 с, расположенного в юго-восточной части впадины, выделяется три проводящих слоя на глубинах 30-35, 100-120 и 200-220 км. Проводящий слой на глубине 100-120 км в этом же районе был выделен одними из первых МТЗ, выполненных на Дальнем Востоке [4].

В западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы выделено два проводящих слоя на глубинах 30-50 и 100-120 км. Глубина до первого проводящего слоя сильно варьирует вдоль профиля, что связывается с тектоническим строением. Второй слой повышенной проводимости отчетливо не выделен в связи с ограниченным количеством пунктов глубинных МТЗ и со сложностью тектонического строения региона, и только под Ханкайским массивом более уверенно отмечена зона пониженного сопротивления на глубине 90-130 км.

По результатам работ выполненных в пределах Южного Сихотэ-Алиня выделяется два проводящих слоя на глубинах 40-60 и 120-140 км [15], 30 и 140-170 км [24], 30-60 и 80-120 км [13]. Результаты магнитовариационного профилирования подтвердили наличие хорошо проводящего слоя на глубине 135 км [20].

АНАЛИЗ КРИВЫХ ЗОНДИРОВАНИЯ

Электромагнитные исследования, выполненные в пределах изучаемой территории показали практически повсеместное наличие в геоэлектри-

ческом разрезе двух хорошо проводящих слоев на глубинах 30-50 и 100-150 км, соответственно. Однако глубина залегания и параметры этих слоев имеют значительные вариации как в различных тектонических структурах, так и в пределах одной структуры. Глубина залегания первого слоя варьирует в широких пределах, но в основном отмечается в низах земной коры, мощность которой в данном регионе составляет примерно 30-40 км [22]. Второй слой повышенной проводимости отмечается в основном на глубине 100-120 км, изменение его глубины в ту или иную сторону происходит более плавно, чем для первого слоя, но отмечаются и резкие отклонения глубины этого слоя от его среднего значения. Это может быть связано с резким изменением глубинных термодинамических PT-условий в литосфере, даже на небольшом расстоянии относительно ее мощности, или, являться ошибкой интерпретации, связанной с влиянием различного рода искажений. Вероятно, можно предположить, и опыт МТЗ показывает, что резкое изменение электромагнитных параметров вызвано в основном влиянием геоэлектрических неоднородностей на всей глубине разреза [10], и особенно в его верхней части. Однако нельзя отрицать и различий PT-условий в пределах разных тектонических структур (массив - складчатая область, складчатые области различных возрастов) и возможной их резкой смены на границе перехода от одной структуры в другую. Особенно это должно проявляться в пределах земной коры и связано с проницаемостью горных пород в зависимости от возраста складчатости [7]. Вероятно в пределах верхней мантии подстилающей литосферу возможны проявления геоэлектрической аномальности, имеющие свое отражение в тектоническом строении и выраженные в такой физический характеристике как проводимость. Рассмотрим результаты глубинных магнитотеллурических зондирований вдоль меридионального профиля (рис. 1) и постараемся ответить на поставленные вопросы.

На рис. 2 показаны максимальные и минимальные кривые кажущегося сопротивления. Рассматривая рис. 2, можно видеть, что амплитудные кривые, полученные с помощью аналоговой аппаратуры, начинаются с 10-15 с и представлены в основном ниспадающими правыми ветвями с локальными минимумами и максимумами, а у кривых полученных цифровой аппаратурой, кроме этого, отмечается левая восходящая ветвь. При рассмотрении кривых вдоль профиля можно видеть их различие друг от друга и изменение уровня кривых по оси сопротивлений от точки к точке, а иногда даже превышение уровня стандартной кривой, что может говорить о влиянии локальных поверхностных неоднородностей. Имеющиеся минимумы и максимумы отмечаются как на максимальных, так и на минимальных кривых кажущегося сопротивления, свидетельствуя о достоверном наличии в разрезе слоев повышенного и пониженного сопротивления. На кривых отчетливо видно наличие от одного (МТЗ N43) до трех (МТЗ NN44, 38) слоев пониженного сопротивления. На большинстве кривых первый минимум отмечается в районе 100 с, а второй - в диапазоне 1000-10000 с. У кривых МТЗ N44 и N38 третий минимум располагается между этими двумя минимумами. Амплитудные кривые кажущегося сопротивления в основном пологи и только левые ветви кривых МТЗ NN43, 34 и 20 наклонены под углом близким углу наклона стандартной кривой. Параметр асимметрии $A=|(Zxx+Zyy)/(Zxy-Zyx)|$ превышающий величину 0.2 показывает, что все зондирования, кроме N478 и N86 (по которым нет данных) были выполнены в условиях трехмерной неоднородности геоэлектрического разреза [28]. В работе [14] было показано, что в этом случае наиболее достоверную информацию о глубинном геоэлектрическом разрезе несут кривые построенные в направлении большой оси импедансной полярной диаграммы, они же являются и максимальными, а минимальные кривые, особенно в своей длиннопериодной части, теряют связь с геоэлектрическим разрезом. Для лучшей достоверности интерпретации данных МТЗ необходимо использовать обе кривые, максимальную и минимальную, т. к. минимальная кривая несет в себе менее искаженную информацию о верхней части геоэлектрического разреза [3]. Однако в нашем случае на большинстве минимальных кривых эта их часть отсутствует, поэ-

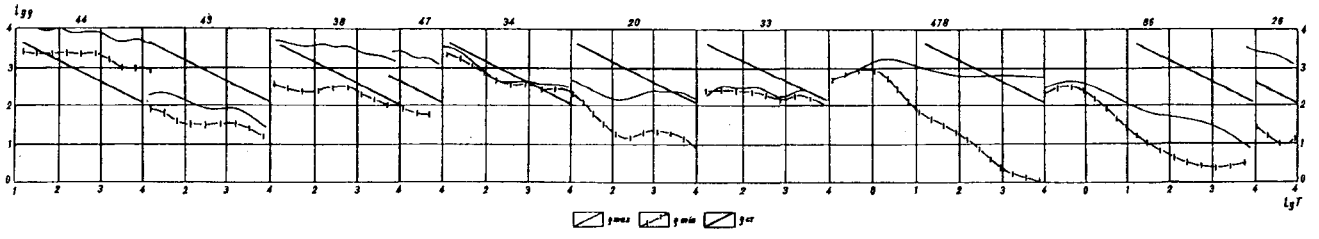


Рис. 2. Амплитудные кривые ρ_{max} - максимальная кривая, ρ_{min} - минимальная кривая, $\rho_{ст}$ - стандартная кривая.

тому чтобы не вносить дополнительных искажений, построение геоэлектрического разреза производилось с периода 10 с, имеющегося на всех кривых и несущего информацию с глубины свыше 20 км.

По характеру поведения формы кривых их можно разделить на несколько групп. К первой группе относятся кривые МТЗ NN44, 38 и 47, которые расположены в юго-восточной части Сихотэ-Алинской складчатой системы и характеризуются наличием трех минимумов. Хотя кривые пункта N47 представлены только длиннопериодной частью в диапазоне от lgT=2. 8 до lgT=3.9 с, но они близки по уровню сопротивленний и практически совпадают по форме с кривыми МТЗ пункта N38, расположеннного на расстоянии около 60 км в пределах одной структуры. К другой группе можно отнести кривые МТЗ N43 и N86 расположенных в пределах Ханкайского и Буреинского массива, соответственно. Эти кривые характеризуются наличием одного минимума и хорошо выраженной правой ниспадающей ветви начинающейся с периодов около lgT=3.2-3.4 с у МТЗ N43 и lgT=2.8 у МТЗ N86, достигая периода lgT= 3.8 с. Угол наклона этой ветви совпадает с углом наклона стандартной кривой $\rho_{ст}$. К следующей группе можно отнести кривые МТЗ N34 и N20. Они характеризуются более крутой ниспадающей левой частью кривой кажужегося сопротивления переходящей в пологую ветвь с хорошо выраженными двумя минимумами. Пункты зондирований расположены в пределах Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоны [18] и отделенной от других Арсеньевским и Алчанским разломами. К последней группе кривых следует отнести результаты МТЗ N33 и N478 расположенных в пределах Средне-Амурской впадины, однако можно видеть, что амплитудные кривые пункта N33 отличаются от всех рассмотренных кривых наличием хорошо выраженного минимума на периоде около lgT=3.0 с и с последующим выходом на стандартную кривую на более коротких периодах lgT=3.5-3.6 с в отличии от кривых расположенных в этом же районе. Анализ трех компонент (H, D, Z) магнитного поля синхронных суточных записей в четырех пунктах расположенных в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы (п. Хасан, п. Горнотаежное, п. Забайкальское, п. Нижне-Спасское (МТЗ N33)), выполненный научным сотрудником Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН С. С. Старжинским, выявил аномальные вариации по D и Z компонентам. Кроме этого, отмечается различие в вариациях Z-компоненты в пунктах п. Забайкальское и п. Нижне-Спасское от п. Хасан и п. Горнотаежное, что, вероятно. может быть обусловлено глубинным геоэлектрическим строением в районах пунктов наблюдения. В связи с этим рассмотрим кривые расположенных в разных частях Средне-Амурской впадины (рис. 3) - МТЗ N461, полученную цифровой станцией ЦЭС-2 Хабаровским ГГГГП примерно в 130 км к западу от МТЗ N478 в пределах западного борта впадины и МТЗ N39, полученную автором аналоговой аппаратурой МТЛ-71 и ИЗМИРАН-5 на восточном борту впадины. Сравнивая максимальные кривые МТЗ N33 и МТЗ N39 можно видеть, что положение первого минимума в районе lgT=2.0 с остается практически неизменным, а положение второго минимума и выход на стандартную кризую смещается в сторону более длинных

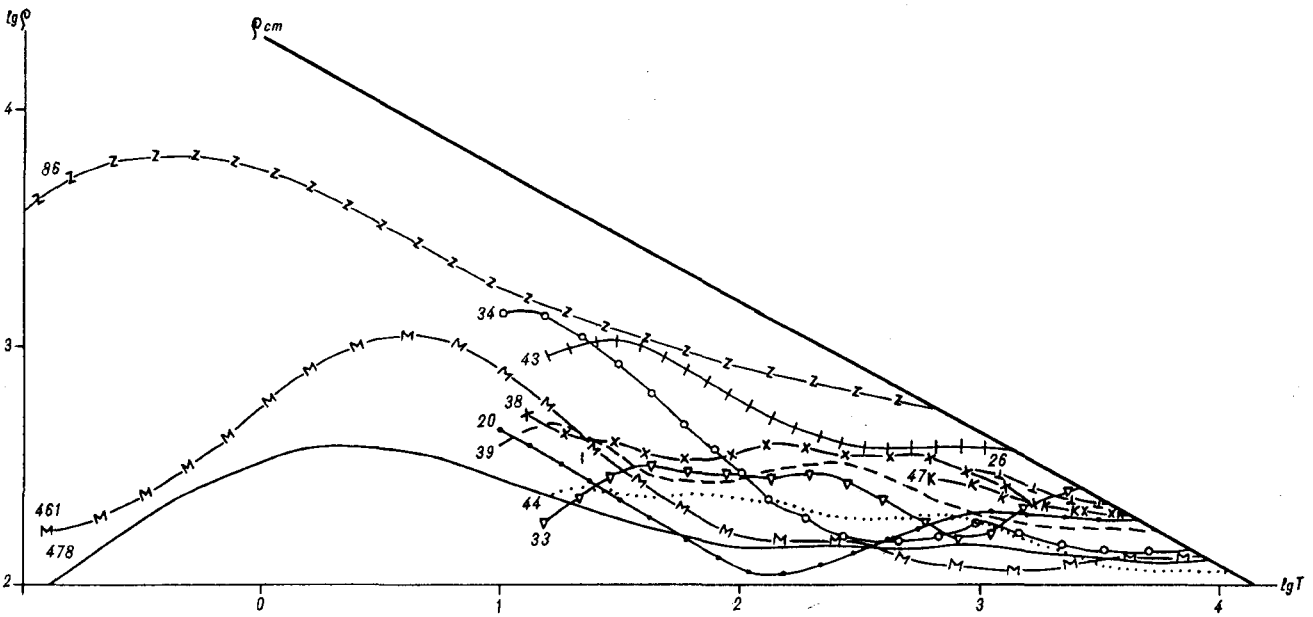


Рис. 3. Нормированные максимальные кривые.

периодов при движении от центра впадины к ее восточному борту. То же самое наблюдается и при сравнении кривых МТЗ N33 и N478 в ее северном направлении. Сравнивая кривые МТЗ N33 и N461, можно наблюдать близость положения как первого, так и второго минимумов, а различие отмечается лишь в более позднем выходе на стандартный разрез кривой МТЗ N461. Следовательно, можно предположить, что аномальная форма амплитудной кривой МТЗ N33 связана с глубинной геоэлектрической неоднородностью, расположенной под центром Средне-Амурской впадины, и возможно протягивающейся в западном направлении.

Таким образом из анализа формы и уровня амплитудных кривых, различных параметров и другой априорной информации можно сделать вывод, что имеющиеся кривые подвержены влиянию поверхностных и глубинных неоднородностей.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для последующей интерпретации были взяты максимальные кривые кажущегося сопротивления, которые, как было показано выше, являются более информативными при изучении геоэлектрического строения верхней мантии. Однако, как показал их анализ, они подвержены статическому смещению по оси сопротивлений за счет влияния поверхностных неоднородностей. В связи с этим была проведена их редукция к уровню стандартной кривой [28]. Выбор именно этого вида редукции обусловлен отсутствием на большинстве кривых левых восходящих ветвей отражающих проводимость осадочного чехла, а также отсутствием информации о значениях проводимости первого слоя в местах расположения пунктов зондирования. Однако длина кривых, достигающая периодов 3600 с, и наличие правых ниспадающих ветвей, имеющих угол наклона близкий к углу наклона стандартной кривой, позволяют использовать именно этот вид редукции. Кроме этого в работе [2] указывается, что данный вид редукции учитывает не только локальные, но и региональные эффекты, а также не накладывает ограничений на сопротивление верхних слоев литосферы, размерность приповерхностных структур, масштаб искажающих эффектов и с ее помощью можно нормализовать даже кривые одиночных МТЗ. Положение нормированных кривых показано на рис. 3. Из рисунка видно, что они сгруппированы в диапазоне сопротивлений от lgρ=2.0 до lgρ=3.0 Омм в диапазоне периодов от lgT=1.0 до lgT=4.0 с. На более низких периодах свыше lgT=3.0 с происходит сближение уровня сопротивления кривых, что может, вероятно, свидетельствовать об уменьшении диапазона изменения сопротивлений на больших глубинах на всем протяжении профиля, за исключением района МТЗ N33.

Нормированные максимальные кривые кажущегося сопротивления в зависимости от периода были пересчитаны в кривые сопротивлений в зависимости от глубины с использованием трансформации Ниблетта [28]. По полученным данным был построен геоэлектрический разрез вдоль профиля (рис. 5). Положение пунктов на профиле определялось путем вертикального сноса пункта зондирования на линию профиля. Для уменьшения искажений при построении геоэлектрического разреза было взято лишь семь зондирований, а МТЗ N43 было исключено, т. к. оно лежит в стороне от линии профиля, расположено в пределах Ханкайского массива и имеет

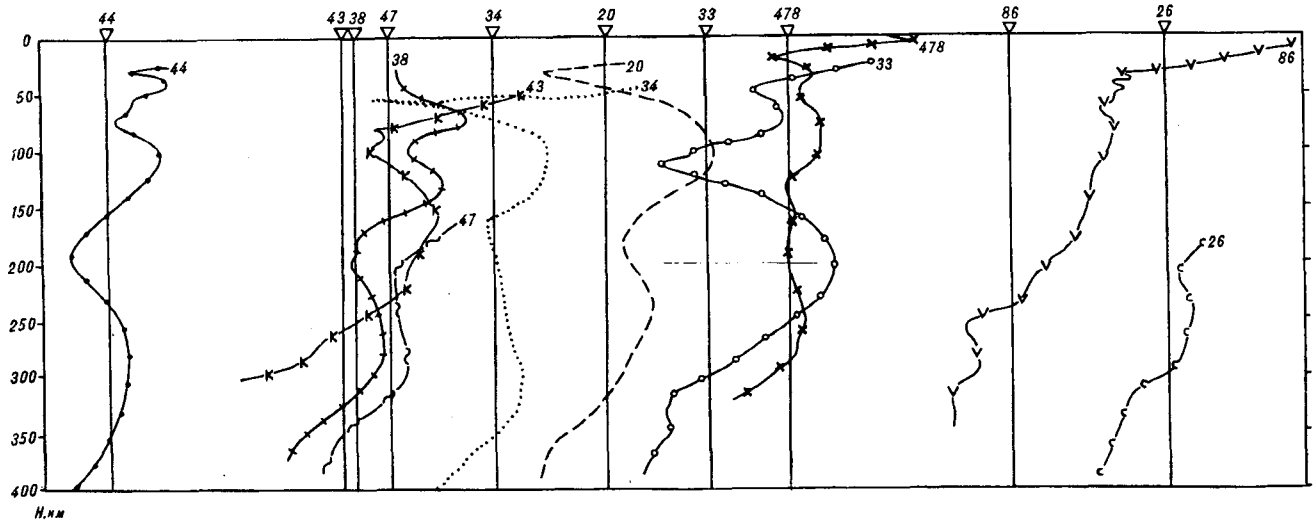


Рис. 4. Графики изменения сопротивления с глубиной для каждого зондирования. Графики построены в логарифмическом масштабе с модулем 6. 25, вертикальная линия под пунктом зондирования соответствует сопротивлению 100 Омм. Горизонтальный и вертикальный масштаб 1 : 2 000 000.

отличительные особенности от окружающих ее кривых. МТЗ N47 и N26 не использовались в построении геоэлектрического разреза из-за своего короткого диапазона измеренных периодов. По этим же данным построена и одномерная геоэлектрическая модель, хотя при анализе полученных результатов учитывались все кривые.

Полученные результаты представлены на рис. 4, 5 и 6. На рис. 4 показаны графики изменения сопротивления с глубиной ρ(H) под каждым пунктом зондирования, на них хорошо видно устойчивое проявление хорошо проводящего слоя верхней мантии в диапазоне глубин 120-260 км с вариациями в ту или иную сторону под каждым пунктом кроме МТЗ N33, где в этом диапазоне глубин наблюдается область повышенных сопротивлений, а хорошо проводящий слой располагается выше в узком диапазоне глубин примерно от 100 до 150 км. Более сложная картина наблюдается в верхней части разреза ,где можно выделить от одного до двух хорошо проводящих слоев, причем их глубина залегания, мощность и сопротивление значительно варьируют при движении вдоль профиля. Второй верхнемантийный-нижнекоровый проводящий слой при движении с юга на север погружается до МТЗ N34, а затем наблюдается появление этого слоя на более малых глубинах и с более низкими сопротивлениями. В северной части профиля его сопротивление также уменьшается.

На геоэлектрическом разрезе (рис. 5) можно выделить субгоризонтальные, субвертикальные и наклонные границы. Одна субгоризонтальная граница отмечается на глубинах примерно 40-60 км, она протягивается вдоль всего профиля и вероятно может быть связана с подошвой земной коры, мощность которой в данном регионе составляет 35-40 км. Вторую субгоризонтальную границу можно предположительно выделить на глубинах 100-150 км (лучше она проявляется на разрезе при сечении в 10 Омм), но она не так отчетливо выражена как первая и имеет сложный характер поведения.

Отчетливо выделяется субвертикальная граница, расположенная между пунктами NN44 и 38, и отделяющая более низкоомную часть верхней мантии южного Сихотэ-Алиня. Для более уверенного определения природы этой границы необходимо проведение дополнительных исследований по обеим ее сторонам, так как зондирование, выполнявшееся примерно в ее зоны, не дало ясного результата из-за сильной аномальности района. Вторая субгоризонтальная граница расположена между пунктами NN478 и 86 и отделяет от остальной части профиля зону Буреинского массива, характеризующуюся повышенными значениями сопротивления на всей глубине разреза.

Характерной особенностью геоэлектрического разреза является наличие наклонной области повышенного сопротивления в центральной части профиля. Эта область проявляется под пунктами N20 и N33, погружаясь на север до глубины 220-250 км, наклонена под углом примерно 60-70° и выходит на поверхность севернее МТЗ N34. Положение этого пункта зондирования характеризуется наличием южнее его Алчанского разлома, являю-

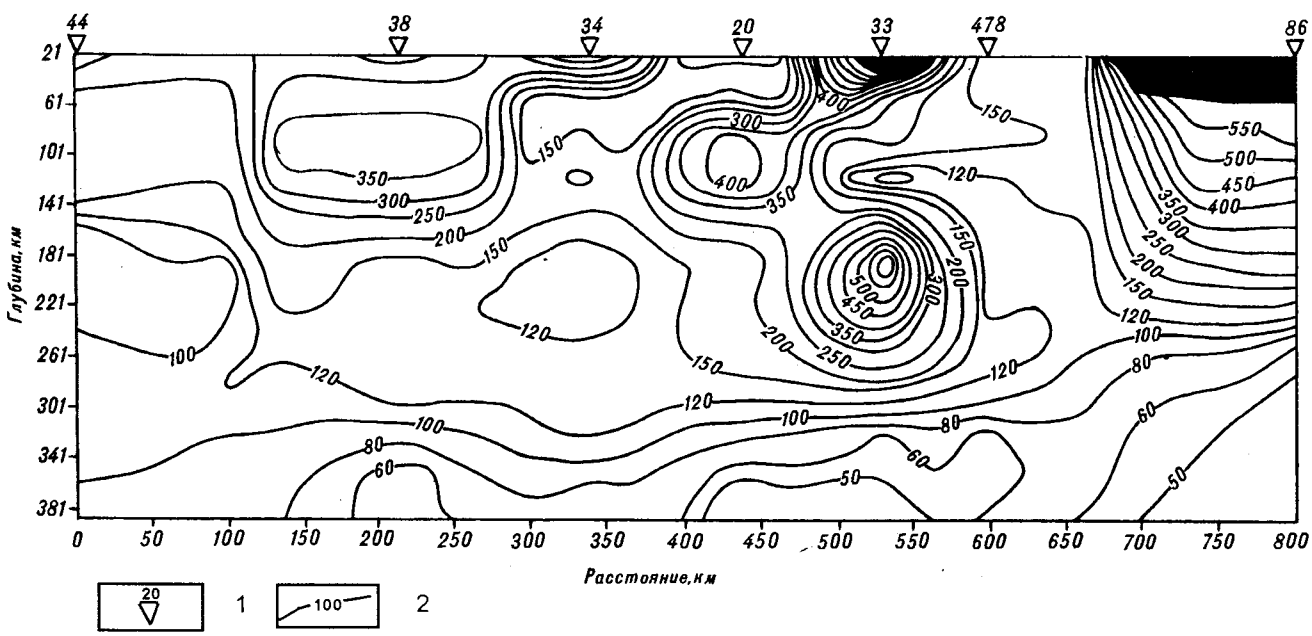


Рис. 5. Геоэлектрический разрез. 1 - пункты МТЗ, 2 - изолинии сопротивления в Омм.

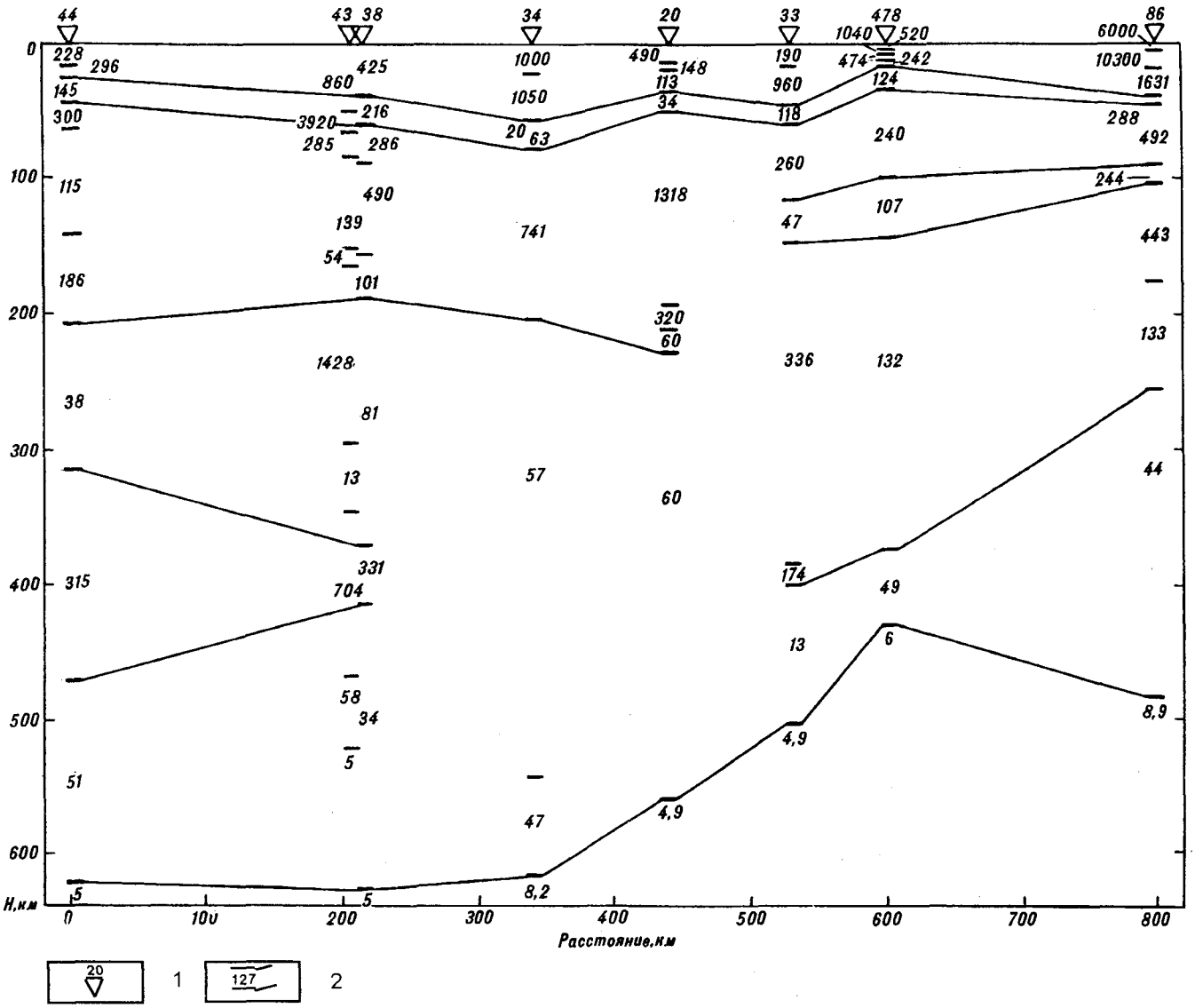


Рис. 6. Одномерная геоэлектрическая модель.

1 - пункты МТЗ, 2 - границы слоев и их сопротивление в Омм.

щегося Мишань-Фушаньской ветвью региональной разломной зоны Тан-Лу [29] протягивающуюся на более чем 3600 км с простиранием с северо-востока до северо-северо-востока шириной 10-50 км и являющуюся сдвигом со смещениями крыльев на расстояние более чем 700 км. Плоскости разлома обычно вертикальные и углы погружения более чем 70°, достигают глубины верхней мантии и поверхности Мохо не имея ясного смещения на глубине. В связи с этим угол наклона и направление простирания выявленной наклонной области повышенного сопротивления, связываемой с разломной зоной Тан-Лу, могут быть недостаточно точными, т. к. она была пересечена не вкрест простирания.

Наличие области повышенного сопротивления возможно связано с зоной сжатия, которая была выявлена по геологическим данным в правобережной части р. Амур [19]. Под самим пунктом N34 на глубинах примерно 60-80 км наблюдается область пониженного сопротивления, а вся хорошо проводящая верхняя мантия имеет выпуклую форму. Интересным является тот факт, что положение данной границы хорошо коррелирует с границей раздела мантий различного состава [25] и совпадает с северной границей ареала глубокофокусных землетрясений для Сихотэ-Алиня [8]. Примерно здесь же проходит линия проекции нижней кромки зоны Беньофа [27]. Как отмечалось выше в этом районе отмечается и гравимагнитная

граница разделяющая Сихотэ-Алинь на два блока [17]. Подобное совпадение такого количества признаков различного характера позволяет предположить, что выявленная высокоомная область носит глобальный тектонический характер и является границей физико-химических изменений в верхней мантии.

Еще одной особенностью геоэлектрического разреза в пределах профиля является увеличение мощности плохо проводящей литосферы при движении с юга на север, с одной стороны, и плавный подъем хорошо проводящей верхней мантии с глубины примерно 350 км до глубины примерно 300 км, согласно изолинии 100 Омм в нижней части рис. 5, с другой стороны. Однако, если принять во внимание довольно низкие сопротивления нижней части геоэлектрического разреза в южной части профиля, то кажущийся подъем хорошо проводящей мантии может оказаться лишь техническим построением вызванным недостатком информации. Поэтому для окончательного заключения необходимо увеличение длины профиля на север и проведение дополнительных зондирований в его южной части.

В связи с этим интересно рассмотреть результаты полученные автором в северной части Буреинского массива недалеко от его границы с Монголо-Охотской складчатой системой на расстоянии 140 км от МТЗ N86 (МТЗ N26 на рис. 1). Максимальная кривая представлена в диапазоне lgT=2.9-3.9 с и по характеру поведения более близка к кривым МТЗ, полученным в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы, чем к кривым расположенным на массивах. Особенно это хорошо заметно при ее коррекции к уровню стандартной кривой (рис. 3), что также подтверждается и графиком распределения сопротивления с глубиной (рис. 4). Это может свидетельствовать о возможной смене характера геоэлектрического разреза при пересечении Буреинского массива.

Математическое моделирование проводилось путем автоматического подбора параметров геоэлектрического разреза до наиболее точного совпадения экспериментальной и расчетной кривых. В исходную модель также вводилась имеющаяся априорная информация. Расчеты показали, что в некоторых случаях наилучшие результаты совпадения практической кривой с модельной достигаются при введении 9-11 слоев с хорошо проводящим слоем в основании.

Рассматривая одномерную геоэлектрическую модель (рис. 6), с вынесенными предполагаемыми границами слоев, можно выделить два проводящих слоя, прослеживающихся в пределах всего профиля. Иногда под некоторыми пунктами можно наблюдать появление третьего проводящего слоя. Первый проводящий слой приурочен в основном к подошве земной коры, его глубина залегания и проводимость в основном, вероятно, зависят от тектонической активности района. Глубина залегания хорошо согласуется с графиком зависимости теплового потока от глубины до кровли мантии [27]. Недостаточная плотность измерений теплового потока в пределах изучаемой территории не позволяет провести точную корреляцию этих двух параметров, но вероятно, дает возможность предположить, что в местах подъема кровли проводящего значения теплового потока увеличиваются.

Проводящий слой на глубинах 100-150 км на рис.6 имеет сложное строение, характеризуется сильными вариациями своей мощности вдоль профиля и наиболее четко выделяется лишь в северной части профиля. Для него также соблюдается принцип соответствия зависимости интенсивности теплового потока от глубины залегания кровли зоны частичного плавления [27]. Согласно графику такой зависимости при среднем значении теплового потока 51 мВт/кв. м средняя глубина до зоны частичного плавления составляет 100 км.

Интересной является южная часть разреза, где при введении модельных данных на Ханкайском массиве (МТЗ N43) можно предположить следующую картину поведения двух хорошо проводящих слоев в верхней части разреза. Самый верхний проводящий слой проходит непрерывно как в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы, так, вероятно, и в пределах массива, его наличие предполагает изгиб в левой части амплитудной кривой МТЗ N43. Второй хорошо проводящий слой, выделяемый под пунктом МТЗ N44, в пределах складчатой системы или исчезает, или сливается с верхним проводящим слоем, а в пределах массива сливается с таким же хорошо проводящим слоем как бы подныривая под массив. И глубинное строение верхней мантии в пределах массива возможно будет отличаться от его же в пределах складчатой системы. Подобные представления косвенно подтверждают воздействие глубинных процессов в Сихотэ-Алинской складчатой системе на глубинные структуры Ханкайского массива [16]. Однако из-за недостатка информации это является лишь предположением.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом можно сделать вывод, что результаты магнитотеллурических зондирований зависят не столько от влияния геоэлектрических неоднородностей, которое можно скомпенсировать при интерпретации и учесть при моделировании, а в основном от параметров разреза и его физико-

химических характеристик. Построенные разрез и модель не только подтверждаются результатами геолого-геофизических методов, но и позволяют делать прогноз об аномальных свойствах мантии в тех частях региона, где отсутствуют глубинные исследования другими методами.

Анализ амплитудных кривых глубинных магнитотеллурических зондирований, выполненных вдоль меридионального профиля протяженностью 940 км, показал на неоднородное строение геоэлектрического разреза и влияние его на поведение кривых. Компенсация влияния поверхностных неоднородностей была произведена путем нормирования к уровню стандартной кривой. Нормирование показало уменьшение диапазона изменения сопротивлений на больших периодах и выявил аномальный характер МТЗ N33. Отмечаются различия и между кривыми, полученными в складчатых областях и на массивах.

Результаты интерпретации показали сложное геоэлектрическое строение верхней мантии региона. Выявлено повсеместное распространение проводящего слоя в низах земной коры в пределах различных тектонических структур, пересекаемых профилем. Параметры этого слоя варьируют от пункта к пункту, а средняя глубина залегания хорошо согласуется со средним значением теплового потока изучаемой территории. Подобная корреляция существует и для верхнемантийной проводящей области. На геоэлектрическом разрезе хорошо проявляются крупные структурные элементы Сихотэ-Алинской складчатой системы и его области сочленения с Ханкайским и Буреинским массивами. Характерной особенностью разреза является высокоомная наклонная область пространственно совпадающая с различными физико-химическими границами в верхней мантии и возможно связанная с региональным разломом Тан-Лу. Повышенное значение сопротивления в этой области объясняется областью сжатия выявленной по геологическим данным.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит сотрудника Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН С. С. Старжинского за предоставленные результаты по анализу синхронных наблюдений магнитого поля, работников Хабаровского ГГГГП за предоставленные полевые материалы и сотрудников Института тектоники и геофизики ДВО РАН за обсуждение полученных результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмадулин В. А., Талтыкин Ю. В. Геоэлектрическая модель юга Буреинского массива // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1980. С. 36-41.
2. Бердичевский М. Н., Борисова В. П., Голубцова Н. С.Фазовая нормализация кривых глубинного магнитотеллурического зондирования// Физика Земли. 1995. N8. С. 85-88.
3. Бердичевский М. Н., Дмитриев В. И., Кузнецов В. А. Бимодальная двумерная интерпретация магнитотеллурических зондирований // Физика Земли. 1995. N10. С. 3-19.
4. Борец В. В., Мардерфельд Б. Е., Чернявский Г. А. К результатам глубинных магнитотеллурических зондирований на Дальнем Востоке // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. N4. С. 91-96.
5. Брянский Л. И. Гравитационные модели Сихотэ-Алинской складчатой области//Тихоокеан. геология 1984. N2. С. 52-61.
6. Брянский Л. И, Бормотов В. А., Ахмадулин В. А., Лойтер П. П., Овчинников В. Е., Бормотова Н. Ф., Развозжаева Е. П. Глубинная структура Комсомольско-Баджальского рудного района по результатам комплексного моделирования // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. М., 1990. С. 294-306.
7. Ваньян Л. Л. Флюиды верхней части консолидированной коры в свете данных геоэлектрики // Физика Земли. 1994. N6. С. 89-96.
8. Горкуша С. В., Малышев Ю. Ф. Глубинное строение и сейсмичность сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов // Тихоокеан. геология 1982. N3. С. 32-51.
9. Горошко М. В. Структурные ограничения, история развития и тектоническое районирование Ханкайского срединного массива // Тихоокеан. геология. 1983. N1. С. 20-29.
10. Дмитриев В. И., Бердичевский М. Н., Кокотушкин Г. А. Альбом палеток для магнито-теллурического зондирования в неоднородных средах. Ч. 4. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1975. 101 с.
11. Каплун В. Б., Григорица Т. В. Результаты магнитотеллурических зондирований в Средне-Амурской впадине // Тихоокеан. геология. 1989. N6. С. 109-111.
12. Каплун В. Б. Результат глубинного электромагнитного зондирования в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1990. N2. С. 111-115.
13. Каплун В. Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах центральной части Сихотэ-Алиня (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1993. N2. С. 88-96.
14. Каплун В. Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1994. N5. С. 141-153.
15. Копылков В. Р., Старжинский С. С., Бариннов Н. Н. Результаты магнитотеллурических исследований в Приморье// Электромагнитные зондирования. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ. 1976.
16. Малышев Ю. Ф., Брянский Л. И., Корсаков Л. П., Петрищевский А. М., Шевченко Б. Ф. Глубинное

строение срединных массивов СеверoВостока Азии и их роль в формировании Тихоокеанской окраины// Тихоокеан. геология 1983. N3. С. 27-34. .

17. Малышев Ю. Ф. , Романовский Н. П. , Абражевич А. В., Гурович В. Г., Копытин А. О. Проблемы гетерогенности глубинной структуры Сихотэ-Алиня. -Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1993. 176 с.
18. Мартынюк М. В. , Васькин А. Ф. , Вольский А. С. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500000. Объяснительная записка. Хабаровск. 1983. 134 с.
19. Натальин Б. А., Черныш С. Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1992. N6. С. 43-61.
20. Порай-Кошиц А. М. , Ноздрина А. А. , Хализов А. Л. , Шимелевич М. И. Об интерпретации данных магнитовариационного профилирования в Приморском крае // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. ДВНЦ АН СССР. Владивосток. 1980. С. 124-126.
21. Поспеев А. В. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара - Ванино // Тихоокеан. геология. 1987. N6. С. 109-112.
22. Потапьев С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным)/ДВНЦ АН СССР. Владивосток. 1980. С. 43-53.
23. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья / Николаев В. В. , Семенов Р. М. , Оскорбин Л. С. и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1989. 128 с.
24. Старжинский С. С. О геоэлектрическом разрезе Южного Приморья по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 1983. N3. С. 88-90.
25. Степашко А. А. Структура и эволюция верхней мантии южной части Дальнего Востока. Вариации состава ксенолитов перидотитов и кайнозойских щелочных базальтов. Препринт. Хабаровск: ИТиГ ДВО АН СССР. 1990. 52 с.
26. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. - М. : Наука. 1984. 200 с.
27. Туезов И. К. Геотермическая структура литосферы и астеносферы Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения и прилегающих частей Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 112 с.
28. Электроразведка: Справочник геофизика. В двух книгах/Под ред. В. К. Хмелевского и В. М. Бондаренко. Книга первая. - 2-е изд. , перераб. и доп. М. : Недра. 1989. 438 с.
29. Xu, J. W. , Zhu, G. , Tong, W. X. , Cui, K. R. and Liu, Q. , 1987. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system to the northwest of the Pacific Ocean. Tectonophysics, 134: 273-310.

Поступила в редакцию 5 апреля 1996г.

V.B.Kaplun

Geoelectrical upper mantle section of the Western Sikhote-Alin

Under consideration are results of deep magnetotelluric soundings carried out in the Western Sikhote-Alin and the adjacent areas along the meridional profile.The analysis of the curve distortions and their correction have been made and the geoelectrical section and one-dimensional model by the first approximation have been constructed.The data interpretation shows the complex geoelectrical upper mantle structure along the profile caused by the subhorizontal low-resistivity layers occurring and the subvertical and inclined boundaries.The depth of the first subhorizontal low-resistivity layer coincides approximately with the depth of the Earth's crust base.As to the second low-resistivity layer, its depth approximately reaches the supposed depth to the asthenosphere.The inclined boundary determined is characterized by the increased resistivity values and a large depth of occurrence and it is also correlated well with the results of the other geoexploration methods.This boundary is confined to the regional Tan-Lu fault zone.The subvertical boundaries coincide with the deep-seated faults separating different structures.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1996, том 15, № 4, с. 88-101

УДК 550.382.3+550.384.5

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗИТ–УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ТЕРРЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО СИХОТЭ–АЛИНЯ

Ю.С.Бретштейн*, А. В.Климова* С. В.Коваленко**

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

***Приморская поисково-съемочная экспедиция. Приморгеолком, г. Владивосток.*

Изучены магнитные характеристики базит-ультрабазитовых комплексов некоторых тектоно-стратиграфических террейнов Центрального и Южного Сихотэ-Алиня. Выявлено их различие для метаморфитов, габброидов и ультрабазитов террейнов различных генетических типов, в частности, Сергеевского террейна - кембрийской окраинно-континентальной магматической дуги и Самаркинского юрско-берриасского террейна - субдукционной аккреционной призмы. Показана опосредованная через состав, концентрацию и магнитную структуру ферримагнитных минералов зависимость магнитных свойств пород от их генезиса и степени метаморфизма. Оценена магнитная стабильность пород и их пригодность для палеомагнитных исследований. Отмечена связь характера аномального геомагнитного поля в зонах развития базит-ультрабазитовых ассоциаций с магнитными свойствами и суперпозицией слагающих их пород.

Расположенные в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области разнородные по составу, строению и возрасту массивы основных и ультраосновных пород [8,17] преимущественно приурочены к Сергеевской и Центральной структурно-фациальным зонам [17]. Их тектоническая позиция определяется принадлежностью соответственно к кембрий-раннеордовикской окраинно-континентальной вулкано-плутонической дуге (Сергеевский террейн) и к Самаркинскому юрско-берриасскому террейну, представленному разновозрастными, омолаживающимися с юга на север, аккреционными комплексами в составе серии сложно построенных аллохтонных призм [23,24]. В Центральном Сихотэ-Алине известны также базит-ультрабазитовые массивы в пределах и на периферии отдельных метаморфизованных "чужеродных" блоков - Хорского и Анюйского, от которых они, по всей видимости, оторваны по времени образования. Последние, являясь в "современной" трактовке, по сути дела, террейнами или микроконтинентами, упоминаются также под названиями "Хорский клин", "Анюйский купол" и т. п. [6, 19]. Далее в тексте указанные выше термины употребляются в качестве синонимов. Все эти геологические объекты в 60-70-х годах включались в состав т. н. Главного антиклинория Сихотэ-Алиня [3,11 и др.], в настоящее время упоминаются также в рамках других существующих геолого-структурных схем [5, 14, 18, 22].

Наиболее древние метаморфизованные базиты, слагающие основной объем Сергеевского террейна, выделены нами в одноименный комплекс и датируются ранним протерозоем. Метаморфиты позднеархей-раннепротерозойского возраста объединены в авдокимовский комплекс [9]. Возраст большинства пород сергеевского комплекса считается раннепалеозойским [23,24]. Все другие более молодые образования встречаются в Сергеевском и Самаркинском террейнах как в автохтонном, так и в аллохтонном залегании. Это базит-гипербазитовые комплексы среднепалеозойского (силурийского), позднеюрско-раннемелового и раннемелового возрастов.

Метаморфиты самого древнего авдокимовского комплекса (AR_1 - $PR_1^{II}av$) слагают тектонические блоки среди метагабброидов сергеевского комплекса ($_{\nu}PR_1^{II}sr$) или ксенолиты в более молодых гранитоидах. В состав комплекса входят разнообразные пара- и ортопороды, метаморфизованные в условиях пограничных значений PT-параметров амфиболитовой и гранулитовой фаций. Наиболее распространенными типами пород комплекса являются амфиболиты, гранатовые амфиболиты, плагиоклазовые амфиболиты, а также плагиоклаз-амфиболовые гнейсы, плагиогнейсы, гранат-кварц-альбитовые гнейсы, эпидот-амфибол-альбитовые сланцы и кальцифиры. Химический состав преобладающих разновидностей пород комплекса представлен в табл.1. Амфиболиты по составу близки к пикритам-пикробазальтам повышенной щелочности с натриевым уклоном, а гранатовые амфиболиты, выделяясь высокой степенью глиноземистости, близки по составу к троктолитам. Плагиоамфиболиты по химическому составу близки к осадочным породам: низкое содержание кремнезема, высокое - глинозема и значительное преобладание натрия над калием при общей высокой щелочности, что позволяет сопоставлять их с ленточными глинами. Плагиоклаз-амфиболовые гнейсы, несмотря на значительные вариации химического состава, наиболее близки к типичным базальтам с нормальной щелочностью и

преобладанием натрия над калием. Другие гнейсы и сланцы комплекса образовались по осадочным породам.

Высокая степень первичного метаморфизма, а также наложенный диафторез последующих, более низкотемпературных стадий практически полностью исключили из составов пород ферримагнитные минералы. Лишь в отдельных зеленосланцево переработанных метаморфитах появляются в небольших количествах вторичные магнетит и пирротин.

Наиболее распространенные в Сергеевском террейне основные породы сергеевского комплекса ($_{v}PR_{I}^{II}sr$) в петрологическом отношении представлены метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации ортопородами основного-среднего состава: ортоамфиболитами, габбро-амфиболитами, габбро-гнейсами, габбро-диорито-гнейсами и диорито-гнейсами. Преимущественным распространением пользуются габбро-гнейсы, а наименьшим - пегматоидные разности метагабброидов, являющиеся более поздними фациями и образующие секущие жилы в основных типах пород.

Сложная и длительная история развития Сергеевского террейна отразилась на петрофизических свойствах пород, которые изменялись на более поздних этапах в зависимости от степени проявления

Таблица 1

Средние значения химических составов изученных горных пород магматических комплексов Сергеевского и Самарканского террейнов.

Комплексы	Типы пород	Кол-во анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K2O	п.п.п.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Раннемеловой	базальты, диабазы	7	43.91	2.17	15.08	2.87	7.39	0.15	7.59	11.50	3.11	0.95	4.04
Позднеюрско-раннемеловой (ольховый)	дуниты	2	35.22	0.11	0.39	3.35	5.25	0.23	41.58	0.17	0.13	0.59	12.65
	верлиты	4	38.32	0.09	2.09	7.27	4.68	0.16	32.95	3.13	0.12	0.06	10.64
	вебстериты	3	48.85	0.12	3.94	2.74	6.00	0.15	23.57	10.42	0.98	0.12	2.80
	ровообманковые перидотиты	2	36.37	3.54	8.72	6.53	10.51	0.23	18.63	6.91	0.95	0.88	5.38
	пироксениты	1	48.43	0.28	4.48	2.51	4.91	0.16	21.67	15.29	0.50	0.10	1.74
Среднепалеозойский(владимиро-александровский)	дуниты	1	38.92	0.06	0.75	8.64	7.25	0.06	34.17	1.84	0.05	0.02	7.84
	лерцолиты	2	36.68	0.51	8.06	8.98	8.23	0.25	25.23	4.62	0.82	0.33	5.23
	верлиты	2	38.42	0.24	8.00	5.84	8.54	0.22	26.33	4.69	0.40	0.18	6.74
	троктолиты	2	44.13	0.41	25.37	1.33	3.38	0.06	5.14	13.25	1.49	1.16	4.00
	габбро	9	41.34	1.69	20.00	3.63	7.70	0.16	8.16	12.24	1.74	0.37	1.77
Раннепротерозойский (сергеевский)	габбро-амфиболит	10	45.42	1.25	17.32	3.00	6.79	0.22	7.21	10.96	2.11	1.21	3.74
	габбро-гнейс	40	49.42	1.01	18.00	3.68	6.32	0.33	5.77	8.20	3.62	1.15	2.71
	габбро-диорито-гнейс	4	54.41	0.88	17.21	4.43	5.59	0.16	4.12	5.63	4.18	1.47	2.89
	ортоамфиболит	18	43.97	1.59	16.95	3.13	8.11	0.17	8.67	10.20	2.42	0.62	3.00
Позднеархей раннепротерозойский (авдокимовский	амфиболит	8	42.59	1.39	17.45	2.51	9.59	0.18	8.09	11.81	1.96	0.67	2.81
	гранатовый амфиболит	13	43.55	1.17	19.88	3.42	9.59	0.21	5.96	8.93	2.47	0.82	3.16
	плагиоклаз-амфиболовый гнейс	6	46.60	1.19	16.20	5.24	9.29	0.18	6.13	9.45	3.03	0.49	4.38
	плагиоамфиболит	1	53.90	1.04	19.78	2.03	6.39	0.15	2.35	4.65	6.25	0.14	2.30
	плагиогнейс	2	67.59	0.36	15.03	3.15	3.27	0.05	1.26	2.39	5.83	0.37	1.29

Примечание: химические анализы выполнены в Центральной лаборатории Приморгеолкома, г. Владивосток

мигматизации и регрессивного глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма. Эти преобразования в разных районах проявились неодинаково - в междуречье р.Киевки и р.Партизанской они были наиболее интенсивными, а в районе бухты Анна их признаки выражены значительно слабее. По химическому составу основные типы пород комплекса (табл.1) образуют непрерывную субщелочную серию от перкнитов до диоритов. Спектр вариаций составов основных типов пород позволяет относить их к слабо дифференцированному габброидному комплексу известковощелочных

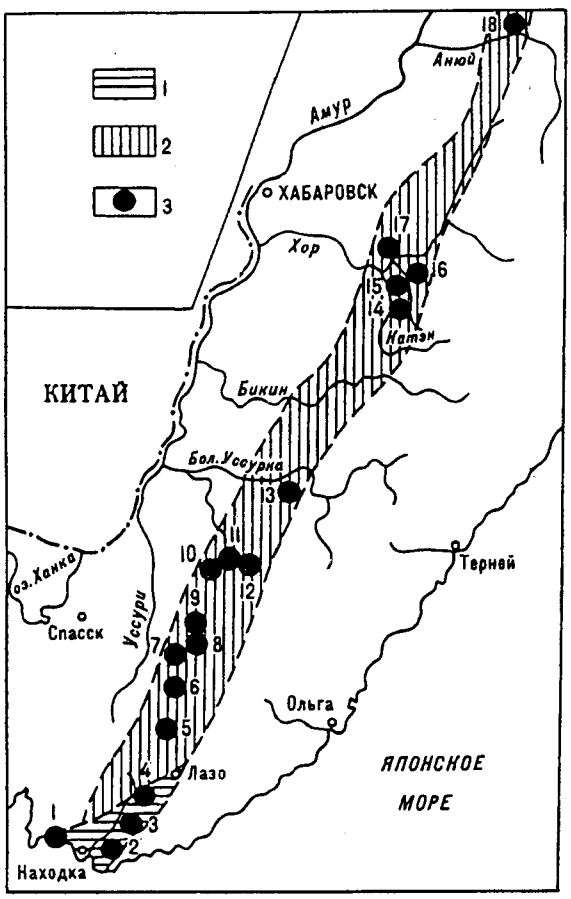


Рис.1 Схема района изучения интрузивных базитов и ультрабазитов, метаморфитов и даек.

Структурно-формационные зоны по [14]: 1 - Сергеевская, 2 - Центральная; 3 - места отбора образцов. Цифрами на схеме показаны массивы (районы) :

1 - Анненский, ($PR_I^{II}sr$), 2 - Владимиро-Александровский, (Sva), 3 - левобережье р. Партизанки, (AR-$PR_I^{II}av$, и $PR_I^{II}sr$), 4 - кл. Кириенков, (J_3-$K_I ol$), 5 - Бреевский, (Sva), 6 - Чугуевский (J_3-$K_I ol$, $PR_I^{II}sr$?), 7 - с. Н.-Каменка, (J_3-$K_I ol$), 8 - Кокшаровский (J_3-$K_I ol$), 9 - Самаркинский, (Sva), 10 - Крыловский, (J_3-$K_I ol$),11 - Ариадненский (J_3-$K_I ol$), 12 - Заоблачный, (J_3-$K_I ol$), 13 - Березовский, (J_3-$K_I ol$), 14 - Катэнский, (K_I?), 15 - Тигровый, (K_I?), 16 - Кафэнский, (K_I?), 17 - правобережье р. Хор, (K_I, PR_I^{II}?), 18 - Анюйский (левобережье р. Богбасу), (K_I, PR_I^{II}?),

базальтоидных серий, близкому к составам островодужных ("геосинклинальных") магматитов.

Базит-ультрабазитовые массивы Самаркинского и Сергеевского террейнов представлены двумя разновозрастными и петрохимически различными магматическими комплексами: среднепалеозойским и позднеюрским-раннемеловым. К первому - владимиро-александровскому ($\nu\sigma\upsilon$ Sva) относятся Владимиро-Александровский, Бреевский и Самаркинский массивы, представленные набором непрерывно меняющихся по химическому составу типов пород, выстраивающихся в ряд: дуниты-лерцолиты-верлиты-троктолиты-оливиновые пироксениты-габбро. Практически все породы комплекса в той или иной степени подвержены автометасоматическим изменениям, выражающимся в серпентинизации и актинолитизации. По отдельным тектоническим зонам породы переработаны в зеленые сланцы. Составы пород комплекса наиболее близки к составам дунит-троктолитовой серии кумулятивных ультрамафитов, считающихся типичными представителями расслоенных ультрабазит-базитовых интрузий [8,12].

Позднеюрский-раннемеловой ольховый комплекс ($\nu\sigma\upsilon$ J_3 - $K_1 ol$) на юге Приморья в Сергеевском террейне и близкие по возрасту ариадненский и кокшаровский комплексы в Самаркинском террейне представлены породами, меняющимися от дунит-лерцолит-верлитов до вебстерит-пироксенитов с постепенными переходами, без четких границ между ними. По химическому составу породы относятся к серии низко- и умереннощелочных, и лишь керсутитсодержащие перидотиты имеют несколько повышенное содержание щелочей.

Раннемеловой комплекс представлен покровными вулканитами, а также дайками диабазов и небольшими субвулканическими массивами, являющимися комагматами вулканических образований берриас-валанжинских стратифицированных отложений. По составу они варьируют от пикробазальтов до базальтов нормальной и слегка повышенной щелочности с натриевым уклоном и высокой титанистостью (табл. 1). Они относятся к породам толеитового ряда и сопоставимы с океаническими комплексами офиолитовых серий.

Для оценки носителей намагниченности указанных выше пород как источника аномалиеобразующих обьектов, а также с целью определения возможности их использования в палеомагнитных исследованиях при решении различных геологических задач было предпринято сравнительное изучение их скалярных и векторных магнитных характеристик. Комплекс проведенных исследований включал изучение естественной остаточной намагниченности (ЕОН) I_n и магнитной восприимчивости χ, коэрцитивной силы H_c, остаточной

коэрцитивной силы H_{cr} и медианного разрушающего переменного магнитного поля h_m, удельной (σ_s) и остаточной удельной (σ_{rs}) намагниченности насыщения, температуры Кюри (T_c). Кроме того, вычислялись производные отношения: фактор Кенигсбергера $Q = I_n/I_i$ (индуцированная намагниченность $I_i = 0.5\chi$) и $q = \sigma_{rs}/\sigma_s$, определяющие "сохранность" I_n в породах, а также некоторые магнитно-минералогические и структурные особенности состава ферримагнитных минералов (ФМ). Эти данные, а также химический анализ и минералогические исследования способствовали выяснению природы и взаимосвязи основных магнитных характеристик этих пород. Некоторые из них приведены в табл. 2.

Исследованные выборки весьма неравномерны по объему и включают для отдельных районов (по характеристикам I_n,χ и Q) от первых сотен образцов (породы Сергеевского террейна) до первых десятков и единиц (базиты и ультрабазиты Самаркинского террейна). Всего для определения средних значений основных магнитных параметров использованы данные по 38 выборкам, охватывающим 990 образцов, привязанных к 18-ти географическим объектам (рис. 1). Каждый из них представлен 1-6 обнажениями, на которых производился отбор образцов. Несмотря на очень неравнозначную представительность магнитных характеристик по отдельным районам, как вследствие количественной неоднородности, так и значительной дисперсии значений внутри выборок, в целом, они, тем не менее, могут дать предварительную качественную картину.

На рис. 2 в системе координат I_n -χ . показаны поля распределения изученных разновидностей пород по средним значениям соответствующих характеристик для каждого района отбора. По этим параметрам все породы подразделяются на несколько достаточно дискретных групп, положение которых на диаграмме опосредованно отражает их петрологические особенности и структурно-тектоническую принадлежность. Наиболее древние метаморфиты авдокимовского комплекса и метагабброиды сергеевского комплекса являются практически немагнитными породами, для них также характерны наименьшие значения фактора Q (сотые и первые десятые доли единицы) и, в целом, практически

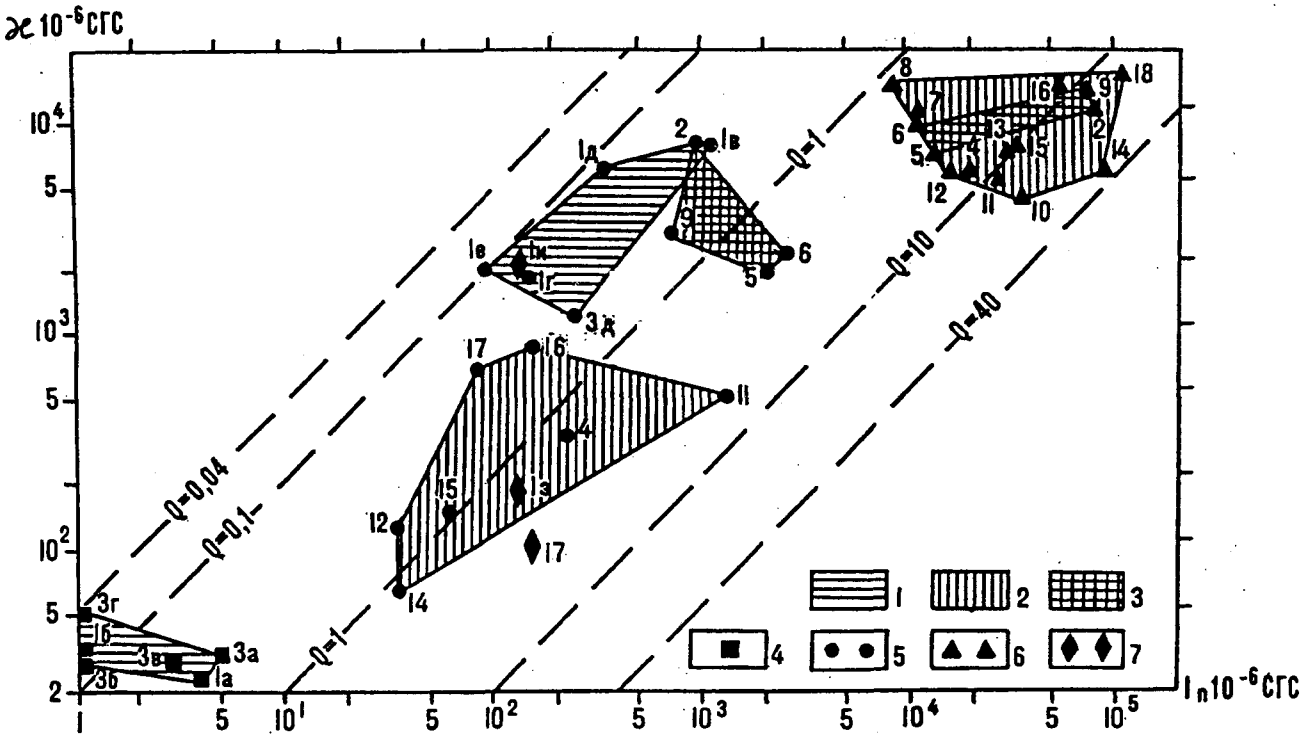


Рис. 2 Диаграмма распределения средних значений магнитных параметров магматических и метаморфических пород в системе координат I_n - χ.

Области значений для пород сергеевского (1), ольхового (2) и владимиро-александровского (3) комплексов. Типы пород: 4 - слабомагнитные метаморфизованные габбро, габбро-амфиболиты, габбро - диорито-гнейсы, габбро-гнейсы, кристаллические сланцы и плагиомигматиты ; 5 - магнитные габбро, габбро-нориты, габбро - амфиболиты; 6 - дуниты, перидотиты, лерцолиты, верлиты, гарцбургиты, серпентиниты; 7 - дайки диабазов. Нумерация объектов соответствует рис. 1. Буквенными индексами детализированы названия территориально близких мест отбора образцов: 1а,и - бух. Гайдамак, 1б - пос. Ливадия, 1в,з - пос. Анна, 1г - п-в Дунай, 1д - о-в Путятин, 1е - бух.Стрелок, 1ж - р. Водопадная, 3а - р. Икрянка, 3б - с. Фроловка, 3в - г. Орел, 3г - с. Екатериновка.

Таблица 2

Магнитные характеристики основных и ультраосновных пород террейнов Сихотэ-Алиня

N п/п	Индекс	Район (массив)	n	I_n	χ	Q	σ_s	q	H_c	H_{cr}	H_m
				СЕРГЕЕВСКИЙ ТЕРРЕЙН							
				Метаморфиты							
1	3а	р.Икрянка	46	5.0	27.8	0.19	0.08	0.06	-	-	-
				Метагабброиды							
2	3б	с.Фроловка	41	0.8	29.3	0.05	0.17	0.11	-	-	256
3	3в	г.Орел	67	3.3	30.3	0.16	0.08	0.04	-	-	328
4	3г	с.Екатериновка	58	1.3	49.1	0.05	0.55	0.08	68	181	192
5	1б	с.Ливадия	13	0.3	32.6	0.07	0.58	0.07	61	165	-
6	1а	б/х Гайдамак	17	3.8	23.2	0.36	-	-	-	-	-
		Среднее	242	2.4	32.1	0.15	0.29	0.07	65	173	259
				Габброиды							
7	1в	пос.Анна	148	1082	7098	0.33	3.10	0.10	42	220	42
8	1г	п-в Дунай	13	149	1771	0.32	-	-	-	-	-
9	1д	о-в Путятин	5	358	5650	0.13	-	0.03	-	215	-
10	1е	б/х Стрелок	21	100	1907	0.15	-	-	-	-	-
11	1ж	р.Водопадная	159	260	1178	0.70	0.87	0.11	65	146	154
12	2	с.Владимиро-Александровское	27	978	7528	0.43	4.11	0.11	31	196	36
		Среднее	373	488	4189	0.34	2.69	0.09	47	193	77
				Ультрабазиты							
13	2	с.Владимиро-Александровское	28	74979	10590	19.95	6.60	0.29	125	247	97
14	4	кл. Кириенков	5	19841	5316	6.64	8.62	0.35	40	330	-
		Среднее	33	47410	7953	13.30	7.61	0.32	83	289	97
				Дайки диабазов							
15	1з	пос.Анна	13	126	203	2.02	0.22	0.09	25	200	-
16	1и	б/х Гайдамак	48	140	2074	0.18	1.83	0.12	71	448	51
		Среднее	61	133	1089	1.10	1.03	0.10	48	324	51
				ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА							
				САМАРКИНСКИЙ ТЕРРЕЙН							
				Габброиды							
17	5	с.Бреевка	47	2138	1844	4.97	8.06	0.35	56	220	-
18	6	с.Чугуевка	6	2666	2233	1.63	2.48	0.10	40	174	-
19	9	с.Самарка	4	771	2307	0.78	-	0.19	-	578	-
20	11.	с.Ариадное	4	1391	484	3.44	0.43	0.12	100	375	-
21	14	р.Катэн	19	35	59	1.04	0.19	0.09	-	-	238
22	15	кл.Тигровый	3	64	156	0.74	0.36	0.03	-	-	-
23	16	р.Кафэн	38	163	864	0.52	0.56	0.11	48	193	85
		Среднее	121	1033	1135	1.87	2.01	0.14	61	308	162
				Ультрабазиты							
24	5	с.Бреевка	4	14629	6900	5.16	9.73	0.16	177	304	-
25	6	с.Чугуевка	2	11499	9143	2.22	-	-	-	-	-
26	9	с.Самарка	3	76062	12702	12.18	4.34	0.10	-	-	-
27	7	с.Н.-Каменка	2	11400	9332	3.28	-	-	-	-	-
28	8	с.Кокшаровка	3	8462	13639	1.12	-	-	-	-	-
29	11	с.Ариадное	12	26715	4839	11.60	1.19	0.23	74	259	-
30	12	г.Заоблачная	2	16480	5252	7.17	1.67	0.18	103	228	-
31	10	Крыловский	2	37515	4027	18.58	2.81	0.12	79	194	-
32	13	Березовский	5	32931	6963	8.74	3.64	0.41	198	321	-
33	15	Тигровый	2	32765	6924	17.65	2.93	-	26	279	-
34	14	Катэнский	3	95499	5552	21.25	2.86	0.11	28	311	-
35	16	Кафэнский	5	56675	13272	8.62	5.61	0.32	38	171	-
		Среднее	45	45053	8212	9.80	3.86	0.20	90	258	-
				ХОРСКИЙ БЛОК							
				Габброиды							
36	17	Пр.берег р.Хор	80	90	647	0.51	0.15	0.06	37	148	132
				Дайки диабазов							
37	17	-"-	32	149	96	2.84	0.16	0.12	66	228	103
				АНЮЙСКИЙ БЛОК							
				Ультрабазиты							
38	18	р.Богбасу	4	117068	15424	14.48	6.17	0.14	25	220	-

ничтожная сохранность остаточной намагниченности. Это связано с почти полной перекристаллизацией пород, претерпевших метаморфизм начальной стадии гранулитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, вследствие чего новообразованный минеральный парагенезис пород имеет чисто плагиоклаз-амфиболовый или гранат-плагиоклаз-амфиболовый составы. В то же время, на диаграмме мы наблюдаем второе поле метапород сергеевского комплекса с более высокими значениями I_n (от первых сотен до первых тысяч) и магнитной восприимчивостью до нескольких тысяч единиц. Фактор Q в них несколько выше, но обычно тоже не превышает первых десятых долей единицы. Эти породы претерпели диафторез более молодого этапа динамотермальных преобразований глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма, выделяемого в этом районе [10]. Метапороды этой группы в процессе диафтореза относительно обогатились магнетитом, частично маггемитизированным, и вторичным пирротином. Обогащению магнитными минералами сергеевских габброидов способствовали отчасти и процессы метасоматоза, широко проявившегося в этом регионе в позднемеловой постаккреционный этап магматической активности.

Сформировавшиеся в среднепалеозойский этап базит-гипербазитовые массивы Центральной зоны (Владимиро-Александровский, Бреевский, Самаркинский и др.) образуют на диаграмме достаточно компактные группы с более высокими значениями I_n,χ,Q, чем в древних метапородах Сергеевского террейна. Высокие значения всех параметров (особенно для гипербазитов) сближают их с ультрабазитами более молодого юрско-раннемелового комплекса. Такие значения наиболее характерны для оливинсодержащих разностей пород, подвергнувшихся серпентинизации и обогащенных вторичным магнетитом.

Габброиды позднеюрско-раннемелового комплекса, представленные массивами Кокшаровским, Ариадненским и др., образуют на диаграмме обособленное поле с высокими значениями ЕОН и повышенными значениями фактора Q (единицы, первые десятки). По этим показателям, в основном за счет более высоких содержаний рудных минералов железо-магниевой группы, они отличны от метаморфизованных и относительно более интенсивно переработанных древних метапород Сергеевского террейна. Вероятно, здесь имеет место лучшая сохранность первичной I_n, обусловленной высокотемпературным окислением (ВТО) ФМ пород аккреционного комплекса на магматической стадии [20]. Лишь отдельные образцы, очевидно подвергшиеся вторичным изменениям, характеризуются невысокими значениями I_n, и χ.

Поля распространения ультрабазитов среднепалеозойского и позднеюрско-раннемелового комплексов перекрываются.

Магматиты раннемелового комплекса, представленные дайками диабазов, образуют линейно вытянутый вдоль оси χ тренд распределения, характеризующийся последовательным изменением значений χ при постоянстве, в целом, средних значений I_n. Их расположение в центральной части диаграммы обусловлено, с одной стороны, относительно "свежим" состоянием пород, слабо подверженных вторичным изменениям, а с другой стороны - более лейкократовым, по сравнению с базитгипербазитовыми комплексами, обликом и, соответственно, более низким содержанием ферримагнетиков.

Очень неоднозначно ведут себя габброиды Хорского и ультрабазиты Агнюйского блоков, что, очевидно, связано с древним (вероятно, различным) их возрастом и значительными преобразованиями метаморфического и метасоматического характера, а также сложной историей развития этих геоструктур [15,16].

В общем диаграмма (рис.) показывает, что разновозрастные и разнородные по составу комплексы распадаются на четко обособленные группы, и лишь наложенные процессы (метаморфизм, метасоматоз) могут иногда нарушать общую картину, приводя к конвергенции соответствующих петрофизических характеристик пород.

Ультрабазиты выделяются на диаграмме максимальными средними значениями естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Значения фактора Q также максимальны среди всех групп, колеблясь в диапазоне от первых единиц до нескольких десятков. Существенные вариации значений ЕОН ультрабазитов, по сравнению с их магнитной восприимчивостью (за

Примечание: Значения магнитных характеристик даны в системе СГС, более удобной для таблиц. I_n - ЕОН, n·10E-6; χ - магнитная восприимчивость, n·10E-6; $Q = I_n/0.5\chi$ - фактор Кенигсбергера, безразмерная величина; σ_s - удельная намагниченность насыщения, гаусс·см³/г; q - магнитоструктурный параметр, безразмерная величина (отношение σ_n - остаточной намагниченности насыщения - к σ_s); H_c, H_{cr} и h_m - соответственно коэрцитивная, остаточная коэрцитивная силы и медианное разрушающее поле (в эрстедах); n - количество определений.

Вследствие различных объемов и дисперсий выборок средние для групп подсчитаны, исходя из количества объектов. По этой же причине соотношения между характеристиками I_n, χ и Q по их средним строго формульно не связаны.

которую ответственна только концентрация ФМ при одинаковом их составе), в большей степени обусловлены изменчивостью структурно-чувствительных магнитных характеристик последних (см. ниже).

В целом, все базиты и метаморфиты Сергеевского террейна ограничиваются значениями фактора $Q < 0.5$, тогда как базиты и, в особенности, ультрабазиты Самаркинского террейна располагаются на диаграмме преимущественно в поле значений Q, больших единицы. Естественно, что в пределах каждой из выделенных групп значения магнитных характеристик образцов из отдельных объектов частично перекрываются, но, в целом, области распределения их средних значений вполне дискретны и, на наш взгляд, достаточно показательны с точки зрения предварительной оценки. Отмечающийся в пределах отдельных массивов естественный разброс значений магнитных характеристик I_n, χ и Q обусловлен первичной неоднородностью состава, различной степенью ВТО при магматической кристаллизации ФМ, а также их вторичными изменениями при серпентинизации и выветривании в зоне гипергенеза [1, 21].

Все это отражается на эффективном "магнитном" размере зерен ФМ, их коэрцитивности (магнитной жесткости) и, соответственно, магнитной стабильности. Так, среди габброидов Самаркинского террейна выделяются разновидности от оливиновых габбро, частично подверженных серпентинизации (относительно большие значения I_n, фактора Q, параметров H_{cr}, h_m, q), до магнитомягких крупнозернистых габброноритов и магнетитовых габбро, обладающих магнитными характеристиками, соответствующими многодоменным ферримагнетикам. Отсюда на диаграмме, в частности, наблюдается столь растянутая, диагонально расположенная область распределения этих габброидов, отражающая как вариации концентрации ферримагнитных минералов (χ), так и степень сохранности ЕОН (структурное состояние). В более древних габброидах Сергеевского террейна, подвергнувшихся региональному метаморфизму и существенной

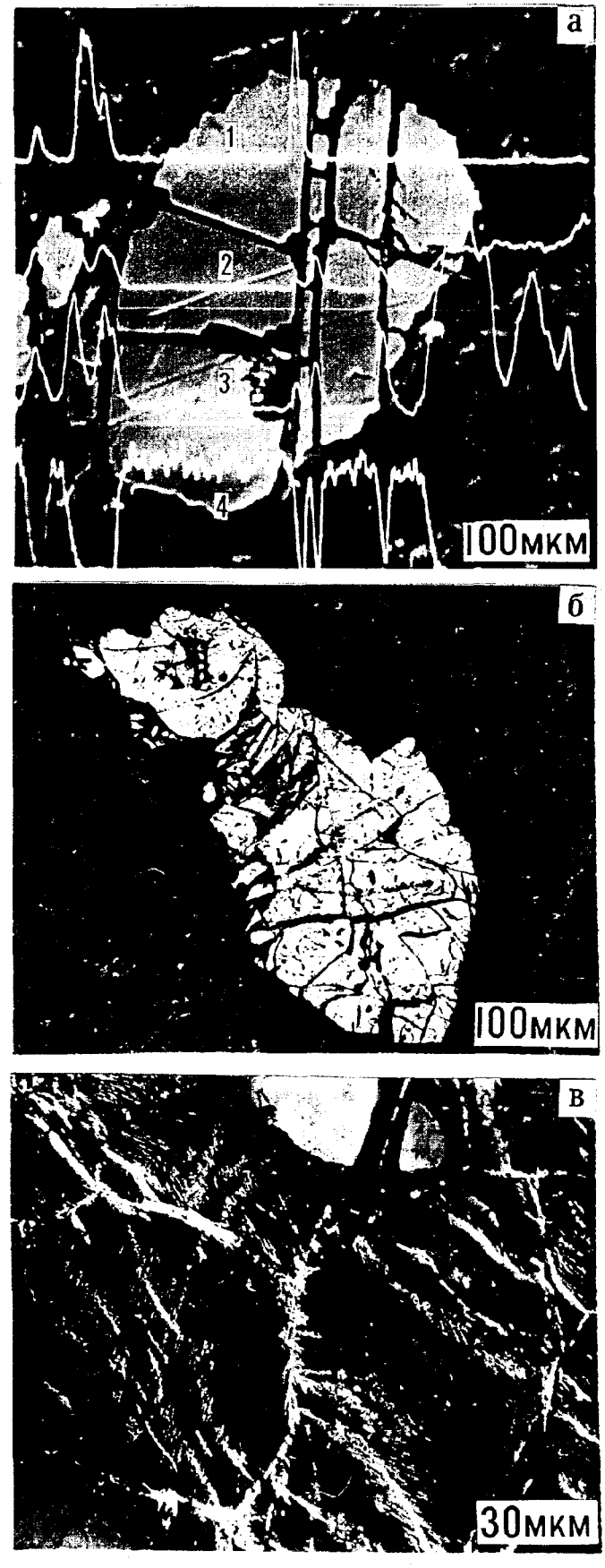


Рис. 3. Микрофотографии магнетитовых зерен различного генезиса.

а - магнетит, подвергнувшийся высокотемпературному окислению. Видны тонкие (5-10 мкм) ламмели ильменита в магнетитовой матрице. На графиках рентгеноспектрального сканирования - относительные содержания геохимических элементов: 1 - Ti, 2 - Al, 3 - Mg, 4 - Fe. Габбро-норит, Ариадненский массив; б- маггемитизированный магнетит с характерными коррозионно-контракционными трещинами, обусловленными выносом катионов Fe. Габбро-амфиболит, Бреевский массив; в - дендровидные агрегаты вторичного "пылевидного" магнетита (белое) - продукта серпентинизации. Верлит, Кафэнский массив.

которую ответственна только концентрация ФМ при одинаковом их составе), в большей степени обусловлены изменчивостью структурно-чувствительных магнитных характеристик последних (см. ниже).

В целом, все базиты и метаморфиты Сергеевского террейна ограничиваются значениями фактора Q < 0.5, тогда как базиты и, в особенности, ультрабазиты Самаркинского террейна располагаются на диаграмме преимущественно в поле значений Q, больших единицы. Естественно, что в пределах каждой из выделенных групп значения магнитных характеристик образцов из отдельных объектов частично перекрываются, но, в целом, области распределения их средних значений вполне дискретны и, на наш взгляд, достаточно показательны с точки зрения предварительной оценки. Отмечающийся в пределах отдельных массивов естественный разброс значений магнитных характеристик I_n, χ и Q обусловлен первичной неоднородностью состава, различной степенью ВТО при магматической кристаллизации ФМ, а также их вторичными изменениями при серпентинизации и выветривании в зоне гипергенеза [1, 21].

Все это отражается на эффективном "магнитном" размере зерен ФМ, их коэрцитивности (магнитной жесткости) и, соответственно, магнитной стабильности. Так, среди габброидов Самаркинского террейна выделяются разновидности от оливиновых габбро, частично подверженных серпентинизации (относительно большие значения I_n, фактора Q, параметров H_{cr}, h_m, q), до магнитомягких крупнозернистых габбронoритов и магнетитовых габбро, обладающих магнитными характеристиками, соответствующими многодоменным ферримагнетикам. Отсюда на диаграмме, в частности, наблюдается столь растянутая, диагонально расположенная область распределения этих габброидов, отражающая как вариации концентрации ферримагнитных минералов (χ), так и степень сохранности ЕОН (структурное состояние). В более древних габброидах Сергеевского террейна, подвергнувшихся региональному метаморфизму и существенной

Рис. 3. Микрофотографии магнетитовых зерен различного генезиса.

а - магнетит, подвергнувшийся высокотемпературному окислению. Видны тонкие (5-10 мкм) ламмели ильменита в магнетитовой матрице. На графиках рентгеноспектрального сканирования - относительные содержания геохимических элементов: 1 - Ti, 2 - Al, 3 - Mg, 4 - Fe. Габбро-норит, Ариадненский массив; б- маггемитизированный магнетит с характерными коррозионно-контракционными трещинами, обусловленными выносом катионов Fe. Габбро-амфиболит, Бреевский массив; в - дендровидные агрегаты вторичного "пылевидного" магнетита (белое) - продукта серпентинизации. Верлит, Кафэнский массив.

переработке, по сравнению с габброидами Самаркинского террейна, величина отношения I_n и χ (фактор Q) меньше за счет более высоких значений магнитной восприимчивости. Последнее может быть обусловлено относительно большой концентрацией крупных регенерированных зерен вторичного магнетита. Это особенно характерно для анненских габброидов.

Наиболее контрастно различающиеся по магнитным свойствам метаморфиты и ультрабазиты, при сохранении близкого порядка концентрации ФМ (значений χ) внутри каждой из этих полярных групп, часто показывают достаточно широкие вариации значений I_n, что обусловлено различной степенью сохранности первичных ФМ для первых и различной интенсивностью серпентинизации (образования близких по размерам к однодоменным зерен вторичного магнетита) - для вторых. Вследствие этого ЕОН ультрабазитов имеет химическую природу и вторичное происхождение.

Различия магнитных параметров рассматриваемых пород находят свое отражение в минералогических и термомагнитных характеристиках. Обычно для габброидов характерны достаточно крупные многодоменные зерна магнетита, которые в зависимости от температуры и длительности ВТО [2, 26], разбиты сетью ильменитовых ламмелей разных размеров и густоты, образующих своеобразные "структуры распада" в магнетитовой матрице (рис. 3а). Маггемитизированные зерна магнетита имеют достаточно типичный облик [27, 29] - многочисленные извилистые коррозионно-контракционные трещины, обусловленные выносом катионов железа и ряда других геохимических элементов (рис.3б). Вторичный магнетит серпентинизированных ультрабазитов представлен мелкой сыпью и дендровидными агрегатами однодоменных зерен , наблюдаемых в шлифах под микроскопом на периферии и по трещинам зерен парамагнитного оливина (рис. 3в).

Результаты термомагнитного анализа подтверждают данные микроскопии о том, что основным минералом, ответственным за ЕОН большинства пород, является малотитанистый магнетит (рис. 4а), в отдельных случаях - пирротин (некоторые диабазовые дайки Хорского блока и кристаллические сланцы Сергеевского террейна - рис. 4б). Многие метаморфические породы последнего практически не содержат магнитных зерен, несущих остаточную намагниченность. Присутствуют, главным образом, суперпарамагнитные частицы в матрице немагнитных минералов (силикатов). При терморазмагничивании в постоянном магнитном поле величиной до 6 килоэрстед такие породы дают параболический (парамагнитный) тип кривых на графике (рис. 4в).

Изредка отмечаемый (преимущественно среди выветрелых пород) маггемитизированный магнетит отличается своеобразными формами термомагнитных кривых $I_s(T)$, $I_{rs}(T)$ - рис. 4г-е. При терморазмагничивании остаточной намагниченности насыщения I_{rs} с поинтервальным подмагничиванием в процессе нагрева на графиках хорошо отмечаются характерные градиенты спада величины I_{rs} в интервалах

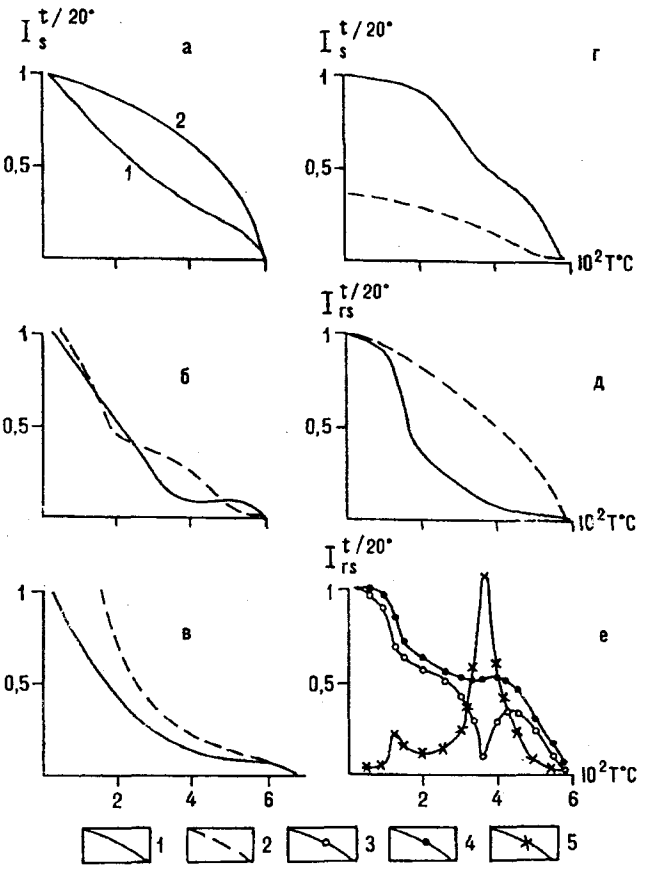


Рис. 4. Типовые термомагнитные кривые магматических и метамофических пород с различными носителями намагниченности.

а - габбро (Анненский массив), содержащее многодоменные зерна магнетита с признаками высокотемпературного окисления (кривая 1) и серпентинизированный верлит (Кафэнский массив) с однодоменными зернами вторичного магнетита (кривая 2); б - габбро-амфиболит (левобережье р. Икрянки), содержащий пирротин с подчиненным количеством магнетита; в - габбро-диорито-гнейс (район с. Екатериновка) с ферримагнетиком в суперпарамагнитном состоянии; г-е - габбро-амфиболит (Бреевский массив) с маггемитизированными зернами многодоменного магнетита. Обозначения термокривых: 1, 2 - соответственно - нагрев и охлаждение для кривых Is(T) и Irs(T); 3 - 5 - Irs(T): 3 - значения, измеренные при данной температуре нагрева, 4 - то же - после поинтервального подмагничивания в магнитном поле насыщения, 5 - относительное приращение величины Irs (усл. ед.) в каждой точке нагрева после подмагничивания (разностная кривая значений Irs для 3 и 4).

температур около 150°С и 350°С, фиксирующие различные структурные и фазовые превращения [1, 13, 21].

В некоторых сильно гнейсированных породах под микроскопом иногда наблюдаются мелкие реликтовые зерна светлого, практически немагнитного минерала, непокрывающегося магнитной суспензией, - предположительно гемоильменита. Последний может быть ответственен за очень слабую, но магнитожесткую стабильную намагниченность [4], которая практически не уменьшается при размагничивании в переменном магнитном поле до 100 mT и уничтожается лишь при температуре 680°С, близкой блокирующей температуре гематита (рис. 5).

Соотношение величины ЕОН и термоостаточной (Irt) намагниченности, созданной в лабораторных условиях, а также сравнение соответствующих кривых терморазмагничивания для габброидов, содержащих зерна магнетита различного генезиса с отличающимися магнито-структурными характеристиками, достаточно показательны (рис. 6).

Поведение пород при размагничивании переменным магнитным полем и температурой иллюстрируется на рис. 7. На графиках $I_n(T)$ наблюдаются различные типы кривых - от выпуклых (для ультрабазитов с мельчайшими псевдооднодоменными зернами вторичного магнетита - образец Б557-В) до вогнутых (порфировидные габброиды с крупными зернами магнитомягкого магнетита - обр. 289). Кривые $I_n(h)$ характеризуют различную магнитную жесткость ФМ и преобладающие в спектре ЕОН виды намагниченности. В частности, отобранные на вершине

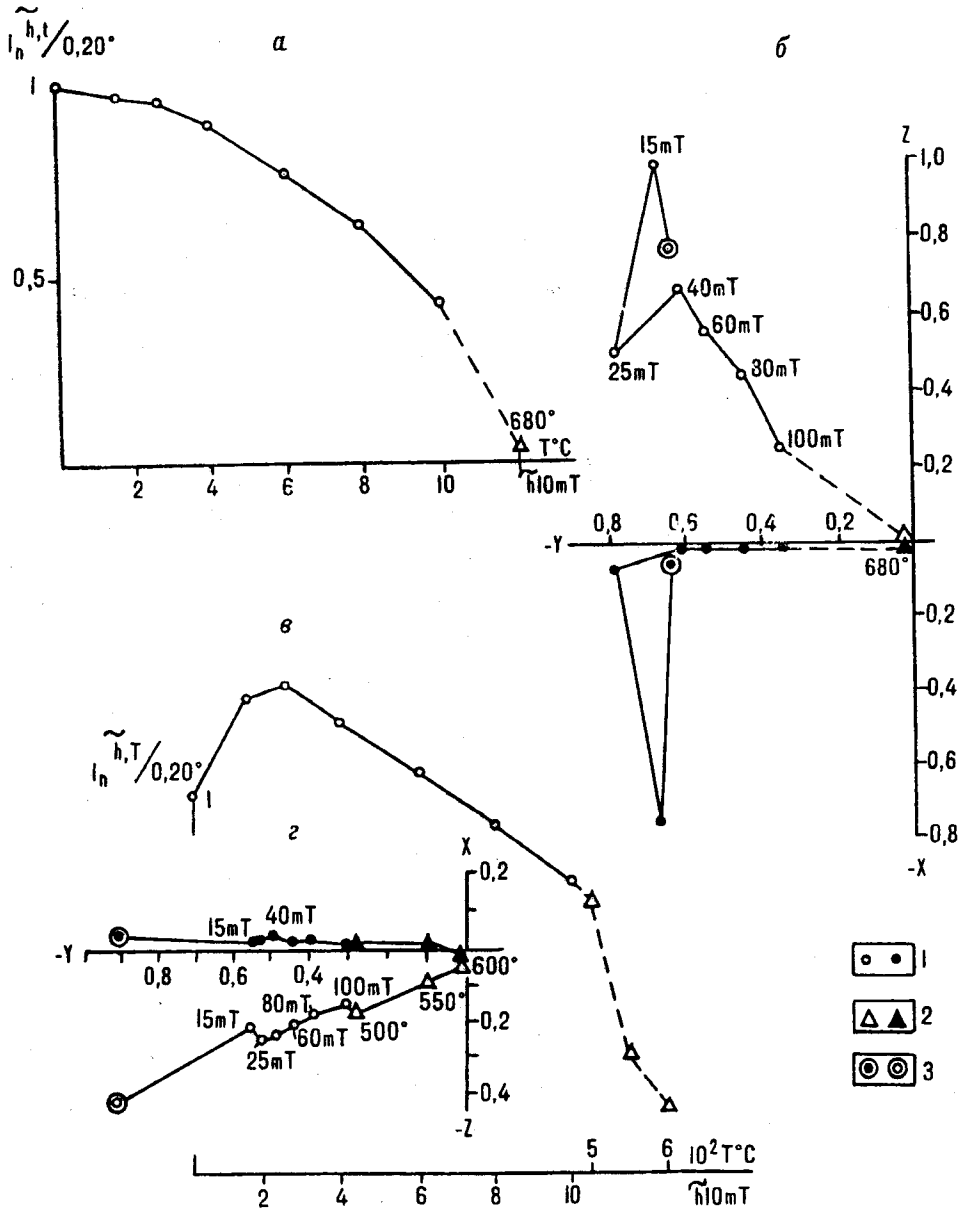


Рис. 5. Комплексное размагничивание магнитожесткой In. Графики $I_n(h,T)$ - а, в; диаграммы Зийдервельда - б, г.

1 - $I_n(h)$, 2 - $I_n(T)$, 3 - начальные положения вектора In. Залитые (полые) фигурные значки на диаграммах - проекции конца вектора I_n на горизонтальную (вертикальную) плоскости. Перидотит (а, б) и габбро-гнейс.(в, г). Район р. Пр. Икрянка (лев. приток р.Партизанки).

безымянной сопки в районе с. Владимиро-Александровское ультраосновные породы имеют явно молниегенную природу (ураганные значения, беспорядочное распределение направлений векторов In на равнопромежуточной полярной проекции, почти полное размагничивание в малых полях до 5 - 7.5 mT - обр. Б557-Б). После удаления у таких пород небольшим переменным полем главной доли ЕОН оставшаяся ее часть (часто не более 1-3 %) показывает обычную, близкую по форме к термоостаточной кривую размагничивания $I_n(T)$ - обр. Б557-В. Возможно, что очень высокие (до первых сотен единиц

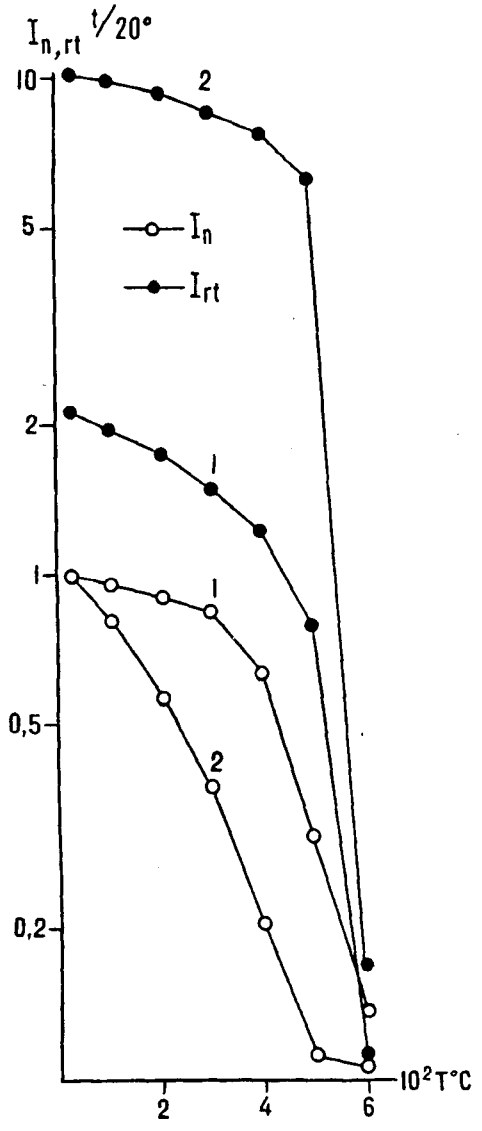


Рис. 6. Соотношение величины In и Irt в габброидах, содержащих различные генерации магнетита.

1 - зерна высокотемпературно окисленного магнетита. Габбро-норит, Чугуевский массив; 2 - новообразования вторичного крупнозернистого перекристаллизованного магнетита. Габбро, бух. Анна.

А/м) значения In отдельных разновидностей ультрабазитов Анюйского и Катэнского массивов обусловлены теми же причинами. Совмещенные диаграммы Зийдервельда [28] (приводятся в системе координат образцов с нормированной величиной In) часто фиксируют присутствие небольшой вязкой компоненты ЕОН, легко удаляемой в начальных интервалах малых магнитных полей и температур. Судя по диаграммам, намагниченность часто практически однокомпонентна (не считая вязкую составляющую), но нередки образцы с двумя слабо выраженными компонентами In, у которых спектры блокирующих температур или размагничивающих полей перекрываются. Это, в частности, имеет место при размагничивании метаморфитов, ФМ которых наряду с магнетитом иногда содержат более поздний пирротин. В зависимости от соотношения размеров их зерен (кластеров) и общей концентрации каждого из этих ферримагнетиков в породе магнитная жесткость таких пород часто оказывается сопоставимой, вследствие чего чистка в переменном магнитном поле не дает желаемого результата (разделения разновременных компонент I_n). В то же время, в процессе терморазмагничивания эти компоненты последовательно удаляются, поскольку носителями их являются ферримагнетики с различными температурами Кюри (блокирующая температура пирротинов, изменяясь в зависимости от состава, не превышает 350°С, Тс магнетита составляет 580°С). В целом, можно отметить, что в ультрабазитах чаще фиксируется одна, вероятно, более поздняя компонента, тогда как габброиды и метаморфиты имеют более сложный для разделения компонентный состав ЕОН.

Хотя оценка палеомагнитной стабильности пород и анализ направлений ЕОН по отдельным объектам выходят за рамки данной публикации, укажем в качестве примера на результаты магнитной чистки метаморфизованных пород Хорского блока. В них, согласно магнитно-минералогическим исследованиям, присутствуют две генерации магнетитов : одна приурочена к мигматизированным габбро-гнейсам и представлена мелкими псевдооднодоменными зернами, с которыми связана обратная полярность и относительно слабая намагниченность пород (единицы, реже десятки mA/м), и вторая генерация, наиболее распространенная в порфировидных габбро более "свежего" облика, которая характеризуется крупными многодоменными зернами, вероятно, более позднего магнетита, обеспечивающего более высокие (свыше 1 А/м) значения ЕОН и ее прямую полярность. Первоначальный разброс направлений векторов In на стереопроекции при первичных измерениях после чистки коллекции переменным магнитным полем до 40 mT и темпера-

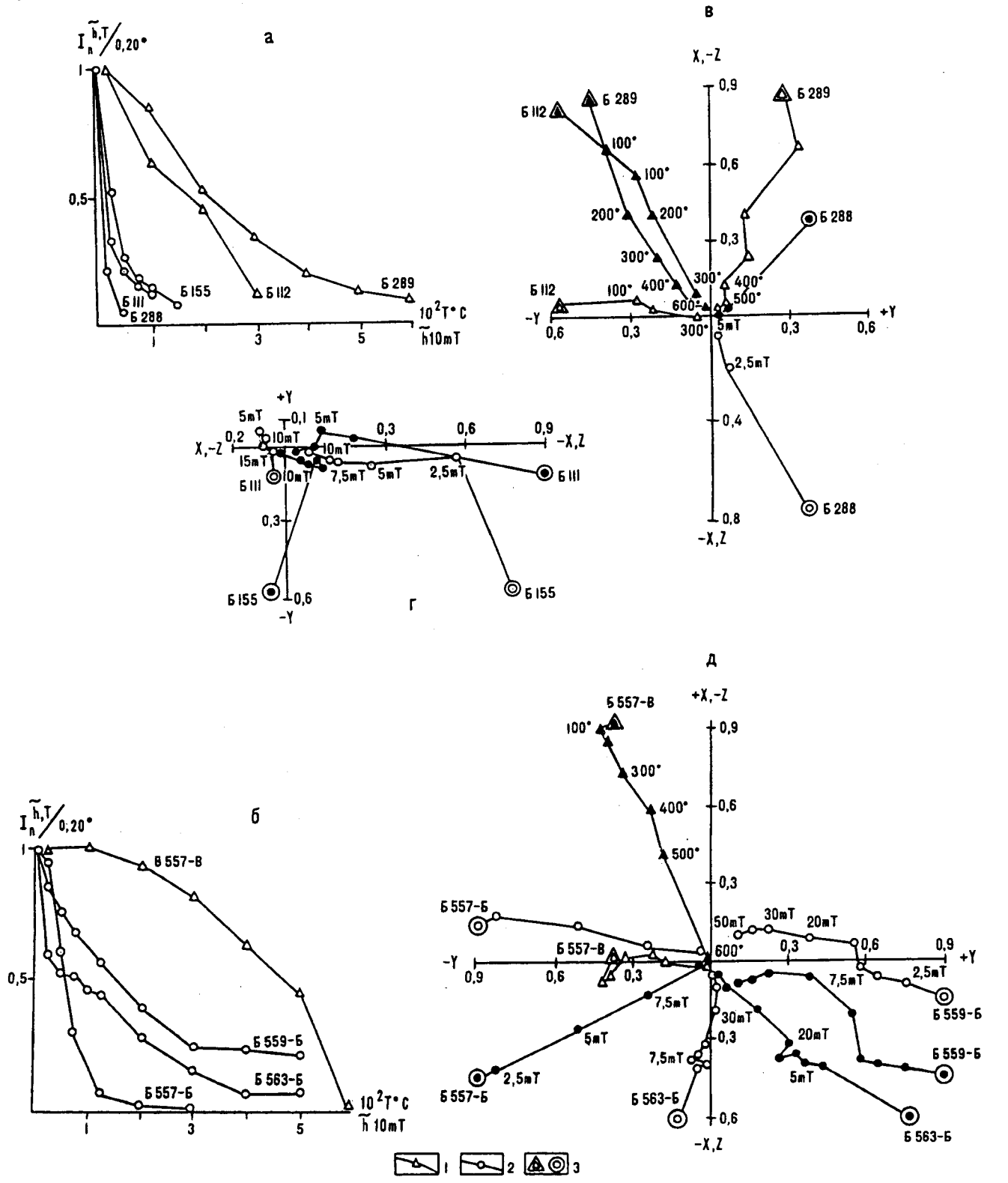


Рис. 7. Типовые графики и векторные диаграммы размагничивания In базит-ультрабазитовых пород.

а, б - графики In(T) - 1 и In(h) - 2; в-д - диаграммы Зийдервельда; 3 - начальные положения векторов In. Залитые (полые) значки - проекции на горизонтальную (вертикальную) плоскости. Значения In на шкале нормированы. Остальные пояснения в тексте.

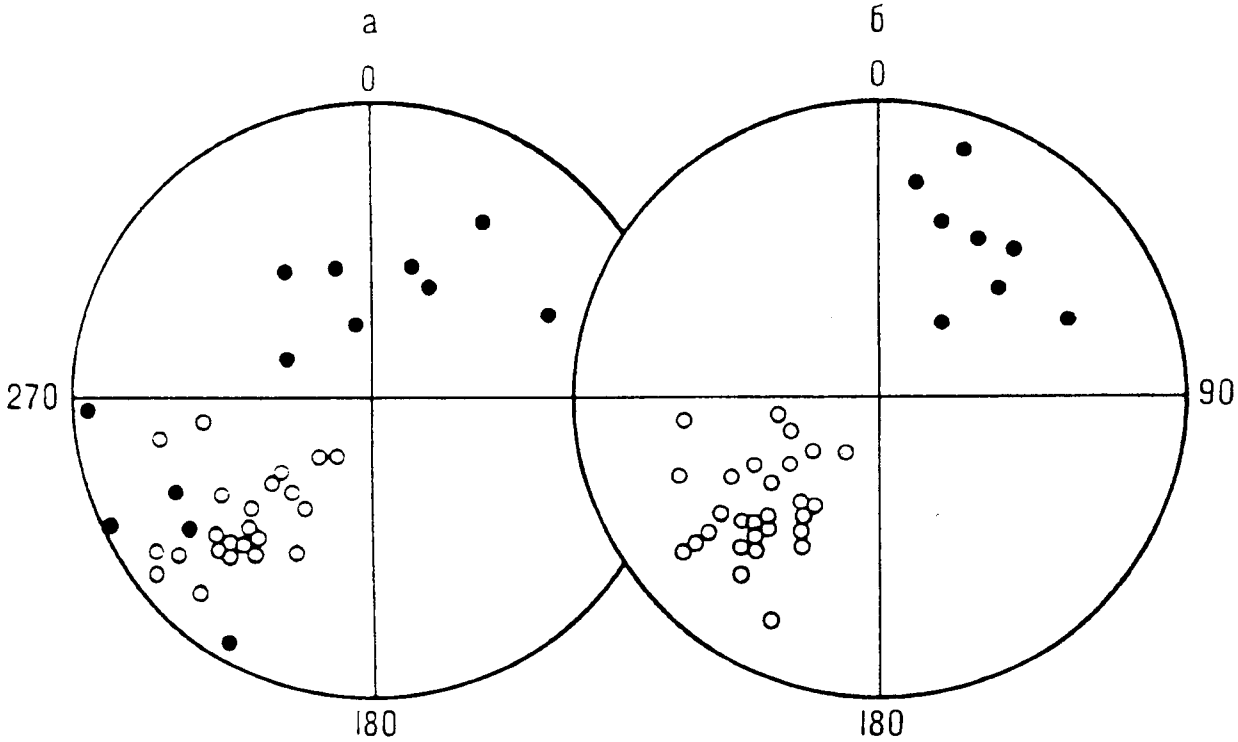


Рис. 8. Распределение векторов In до (а) и после (б) комплексной магнитной чистки.

Залитые (полые) кружки - проекции In на нижнюю (верхнюю) полусферы. Габброиды, правобережье р. Хор. Географическая система координат.

турой до 500°С, сменился более упорядоченным распределением векторов In на сфере, образующим два антиподальных роя прямо и обратно намагниченных образцов (рис. 8). После применения теста обращения [25] были получены следующие палеомагнитные параметры: Dcp = 43°, Icp = 39°, K = 17.3, α_{95} = 5.6°, φ_m = 22°, Λ = 249.5°, Φ = 47.1°, dp = 6.7°, dm =4.0°. Указанные данные, в частности, могут свидетельствовать о значительном перемещении хорских габброидов в течение фанерозоя из более южных широт к их нынешнему местоположению и развороте всего блока по часовой стрелке. Для однозначного принятия такого вывода, однако, необходимы дополнительные доказательства отсутствия вращений изученных пород вокруг горизонтальной оси (достоверное определение палеогоризонтали).

Рассмотренные выше магнитные характеристики магматических и метаморфических пород, отражая их генетические особенности и условия формирования, предопределяют также и различную степень их влияния на интенсивность и конфигурацию наблюдаемых магнитных аномалий. На рис. 9 видно, что базит-ультрабазитовые массивы пространственно тяготеют к переходной градиентной зоне аномального геомагнитного поля $_{\Delta}T(a)$, трассируемой цепочкой локальных повышенных положительных аномалий [7]. Учитывая "бескорневой" характер многих базитовых и ультрабазитовых тел Самаркинского террейна, которые входят в состав офиолитовых аллохтонов, последние, вероятно, лучше всего могут фиксироваться при крупномасштабной магнитной съемке. Это имеет значение и в прикладных целях, т. к. многие ильменит- и титаномагнетит содержащие базиты и гипербазиты (например, Ариадненского массива) представляют интерес как промышленный источник титана.

Исходя из приведенных данных, очевидно, что эффективными аномалиеобразующими объектами практически могут быть лишь тела ультрабазитового состава и, отчасти, массивы, представленные некоторыми разновидностями сильно магнитных габброидов. Неоднородность состава и различная интенсивность намагниченности метаморфизованных базитов Сергеевского террейна обусловливает более дифференцированный и сложный характер геомагнитного поля, что вызывает необходимость сочетания в практических геолого-геофизических исследованиях микромагнитной съемки с детальным петрологическим картированием.

Как показывают проведенные исследования, указанные комплексы пород являются трудными объектами для палеомагнитного изучения. Это в отдельных случаях обусловлено плохой сохранностью остаточной намагниченности, синхронной времени образования породы, вторичным происхождением ФМ - носителей ЕОН , либо даже отсутствием структурированной ферримагнитной фазы у сильно измененных пород. Однако сохранение у магматических пород на ряде исследованных нами объектов признаков термоостаточной или, по крайней мере, парциальной термоостаточной намагниченности, а также обратной полярности и стабильности вектора In при магнитной и температурной чистках, позволяет оценить эти породы, в целом, как перспективные. Кроме того, использование первичной полосчатости кристаллизационного (гравитационно-кумулятивного) происхождения для возможного восстановления палеогоризонтали, наряду с привлечением для исследования других литолого-петрологических разновидностей пород (в первую очередь осадочных), дает возможность применять палеомагнитные методы для решения разнообразных геолого-геофизических задач, в т. ч, по расшифровке геодинамической истории региона.

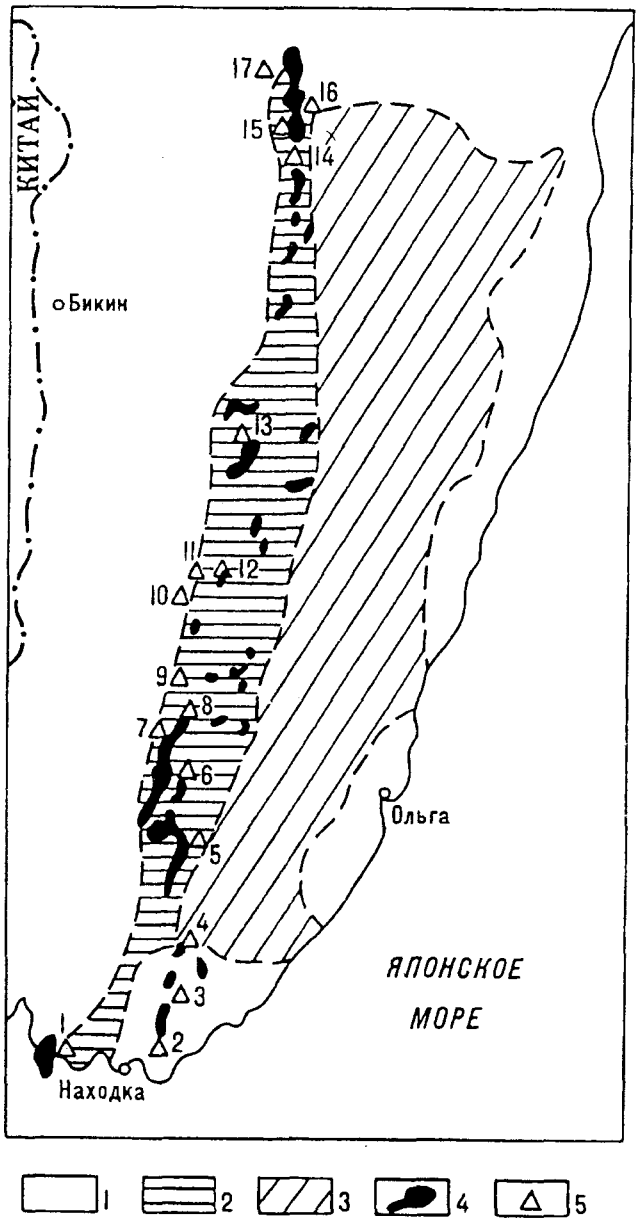


Рис. 9. Схема аномального геомагнитного поля Приморья. Области преобладающих значений .

Δ T(a): 1 - повышенных (более 1 mэ), 2 - знакопеременных (в интервале +1-1 mэ), 3 - пониженных (менее 1 mэ), 4 - локальные положительные аномалии Δ T (a) (более 1 mэ) в слабоградиентном знакопеременном магнитном поле, 5 - расположение изученных массивов базитов и ультрабазитов (номера - см. рис. 1). По [7] с упрощениями.

Выводы: 1. Базиты и ультрабазиты различных по происхождению тектоностратиграфических террейнов Центрального Сихотэ-Алиня обладают дискретными индивидуальными магнитными характеристиками, опосредованно (через состав, концентрацию и магнитную структуру ФМ - носителей ЕОН) обусловленными их генезисом, возрастом и степенью метаморфизма.

2. Присутствие среди этих пород разновидностей, стабильных к воздействию переменного магнитного поля и температуры, а также ряд структурно-минералогических признаков определяют принципиальную возможность сохранения в них первичной (характерной) ЕОН. Последнее создает предпосылки для палеомагнитной оценки тектонической эволюции некоторых террейнов и восстановления их позиций и условий формирования в геологическом прошлом. При этом нельзя исключать возможное частичное перемагничивание пород в мезозой-кайнозое.

3. Базит-ультрабазитовые комплексы, в отличие от метаморфитов, вносят определенный вклад в аномальное геомагнитное поле Центрального Сихотэ-Алиня, коррелируясь с локальными положительными аномалиями $_{\Delta}$T(a) на фоне пониженного, слабо градиентного геомагнитного поля в зоне Центрального Сихотэ-Алинского структурного шва.

Авторы выражают признательность С. А. Щеке и Р. А. Октябрьскому за предоставленные ими образцы, частично использованные в работе.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований по гранту N 95 - 05 - 14137.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бретштейн Ю.С. Магнитные характеристики базальтоидов как индикаторы обстановок вулканизма // Тихоокеанская геология. 1988. N6. С. 36 - 45.
2. Гапеев А. К., Цельмович В. А. Микроструктура природных гетерофазно-окисленных титаномагнетитов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. N 4. С. 100 - 104.
3. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. М.: Недра, 1969.
4. Глевасская А. М. Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. Киев.: Наукова думка, 1983.
5. Голозубов В. В., Мельников Н. Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня/ДВНЦ АН СССР. Владивосток,1986.
6. Змиевский Ю. П. Анюйский выступ и комплексы основания мезозоид Приамурья. Автореф. ... канд. дисс. геол.-минерал. наук / Хабаровск.: ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1980.
7. Карта аномального магнитного поля Δ T(a) СССР М1:2 500 000. М.: МинГео СССР (ВСЕГЕИ), 1974.
8. Коваленко С. В., Давыдов И. А. Новые данные о строении и возрасте древних метаморфических комплексов Сихотэ-Алиня // ДАН СССР. 1990. т. 315. N 4. С. 929 - 933.
9. Коваленко С.В., Давыдов И. А. Сергеевский выступ - древняя структура Южного Сихотэ-Алиня // ДАН СССР. 1991. т. 319. N 5. С. 1173 - 1177.
10. Коваленко С. В., Ханчук А. И. Первая находка глаукофановых сланцев в Сихотэ-Алине // ДАН СССР. 1991. т. 318. N 3. С. 692 - 694.
11. Магматические породы Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1973.
12. Магматические горные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988.
13. Магнитно-минералогические и палеомагнитные исследования красноцветов/Казанский университет. Казань, 1989.
14. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985.
15. Мартынюк М. В. О возрасте метаморфических и интрузивных пород Анюйского выступа фундамента Сихотэ - Алинской складчатой системы. // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток.: 1973.
16. Мартынюк М. В., Михалев Ю. А., Попеко В. А. Rb - Sr возраст древнейшего комплекса Хорского блока кристаллических пород в Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали // Тихоокеанская геология. 1986. N 3. С. 91 - 96.
17. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. В 3 частях/ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1986.
18. Натальин Б. А., Борукаев Ч. Б. Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока //Вестн. ДВО АН СССР. 1990. N 2. С. 68 - 78.
19. Натальин Б. А., М. Фор. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеанская геология. 1991. N 6. С. 3-23.
20. Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород.- М.: Наука, 1975.
21. Писакин Б. Н., Прияткин А. А. Гипергенез и магнитные свойства горных пород // Советская геология. 1979. N 8. С. 110 - 115.
22. Попеко Л. И., Натальин Б. А., Беляева Г. В. и др. Палеобиографическая зональность палеозоя и геодинамика юга Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология.- 1993. N 5. С. 19-30.
23. Ханчук А. И., Кемкин И. В., Панченко И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: 1989. Гл. 13. С. 218 - 254.
24. Ханчук А. И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления Северо-Запада Тихого океана. Автореф. ... докт. дисс. геол.-минерал. наук / М.: ГИН РАН, 1993.
25. Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А., Писаревский С.А. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982.
26. J. M. Ade - Hall, H. C. Palmer and T. P. Hubbard. The magnetic and opaque petrological respons of basalts to regional hydrotermal alteration//Geophys. J. R. astr. Soc. 1971. v. 24. P. 137 - 174.
27. T. Akimoto, H. Kinoshita, T. Furuta. Electron probe microanalysis study on processes of low-temperature oxidation of titanomagnetite//Earth Pl. Sc. Lett. 1984. v. 71. P. 263 - 278.
28. J. D. A. Zijderveld. A. C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism. Amsterdam.: Elsevier Publ. Co. - 1967. P. 254 -286.
29. T. Katsura, I. Kushiro. Titanomaghemite in igneous rocks // Amer. mineral. 1961. v. 46. P. 134 - 145.

Поступила в редакцию 1сентября 1995г.

Yu.S.Bretshtein, A.V.Klimova, S.V.Kovalenko

Petromagnetic characteristics of basite-ultrabasite complexes of the Central and South Sikhote-Alin terranes

Magnetic characteristic features of the basite-ultrabasite rock complexes belonging to some tectonostratigraphic terranes were studied. Their difference for gabbro, ultrabasite and metamorphosed rocks of various genetic types teranes, in particular Sergeyevsky terrane of the Cambrian marginal-continental magmatic arc and Samarkinsky Jurassic-Berriasian terrane of the subduction accretionary prism, were distinguished. Magnetic properties dependence on rock genesis and intensity of their metamorphism is shown through the composition, concentration and ferrimagnetic minerals magnetic structure. Rock magnetic stability and suitability for paleomagnetic investigations are estimated. The relation between the anomalous magnetic pole and magnetic properties and superposition of the basite-ultrabasite associations is noted.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1996, том 15, № 4, с. 102-108

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

УДК 553.98:551.76/77 (571.6)

МЕЛОВЫЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ НА ВОСТОКЕ РОССИИ

В.Г.Варнавский

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Даны типовые модели мезозойского осадочного чехла, литолого-структурные и катагенетические характеристики в различных тектонических зонах Востока России. Меловые комплексы платформенных осадочных бассейнов содержат преимущественно газ, ОБ в области мезозойской складчатости - нефть и газ, а в области кайнозойской складчатости - преимущественно нефть. Практически, ни в одном ОБ Востока России меловые комплексы не исчерпали своих способностей генерировать нефтегазовые флюиды. В поисках нефтегазовых залежей нацеливается внимание на поднадвиговые, тектонически экранированные структуры меловых осадочных образований Корякии, Камчатки, Сахалина и сопряженных с ними зон акваторий.

Проблема рассматривается в рамках задач Проекта 350 МПГК, предусматривающего комплексный анализ геологических событий меловой эпохи и обусловленного ими формирования различных полезных ископаемых, в ряду которых ведущее место занимает нефть и газ.

Нефтегазоносный регион Востока России является звеном обширной Тихоокеанской нефтегазоносной суперпровинции, объединяющей восточную окраину Азиатского континента, Новую Зеландию, Австралию, Океанию, западные окраины Северо- и Южноамериканского материков, сопредельные с ними пространства Тихого океана и окраинных морей. Для суперпровинции свойственна преимущественно кайнозойская нефтегазоносность (табл.). Существенна роль в формировании углеводородного потенциала и мезозойских комплексов пород, в балансе которого определенное место занимают и меловые осадочные образования [13].

Таблица

Размещение начальных разведанных запасов нефти и газа в нефтегазоносных стратиграфических комплексах осадочных бассейнов стран Тихоокеанского региона [13]

Регионы	Нефть (%)			Газ (%)		
	кайнозой	мезозой	палеозой	кайнозой	мезозой	палеозой
Северная Америка	34	19	47	43	15	42
Латинская Америка	68	31	1	65	24	11
Южная и Юго-Восточная Азия*, ДВ	97	2	1	99,5	0,3	0,5
Австралия и Океания	69	17	14	38	30	32

* Без учета месторождений КНР

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕЛОВЫХ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Рассматриваемый комплекс располагается во внутренних зонах и на окраинах платформ и срединных массивов, в областях и системах разновозрастной складчатости (рис.1) [4,7-11,17]. С общегеологических позиций, и тем более, в нефтегазоносном отношении изучен он крайне неравномерно и в целом слабо. Особенно недостаточны знания о его параметрах, а следовательно, и о потенциале нефтегазоносности в области акваторий. Информация по ним на обширных пространствах Японского, Охотского и Берингова морей косвенна и основана на данных геологии сопредельной суши и морских глубинных геофизических исследований, изредка - на данных морского бурения [1,3,8,9,16-18,20 и др.].

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

По полноте представленности (в ранге отделов) и литолого-структурной, стратиграфической компоновке меловых комплексов в толще выполнения осадочных бассейнов (ОБ) и внебассейновых

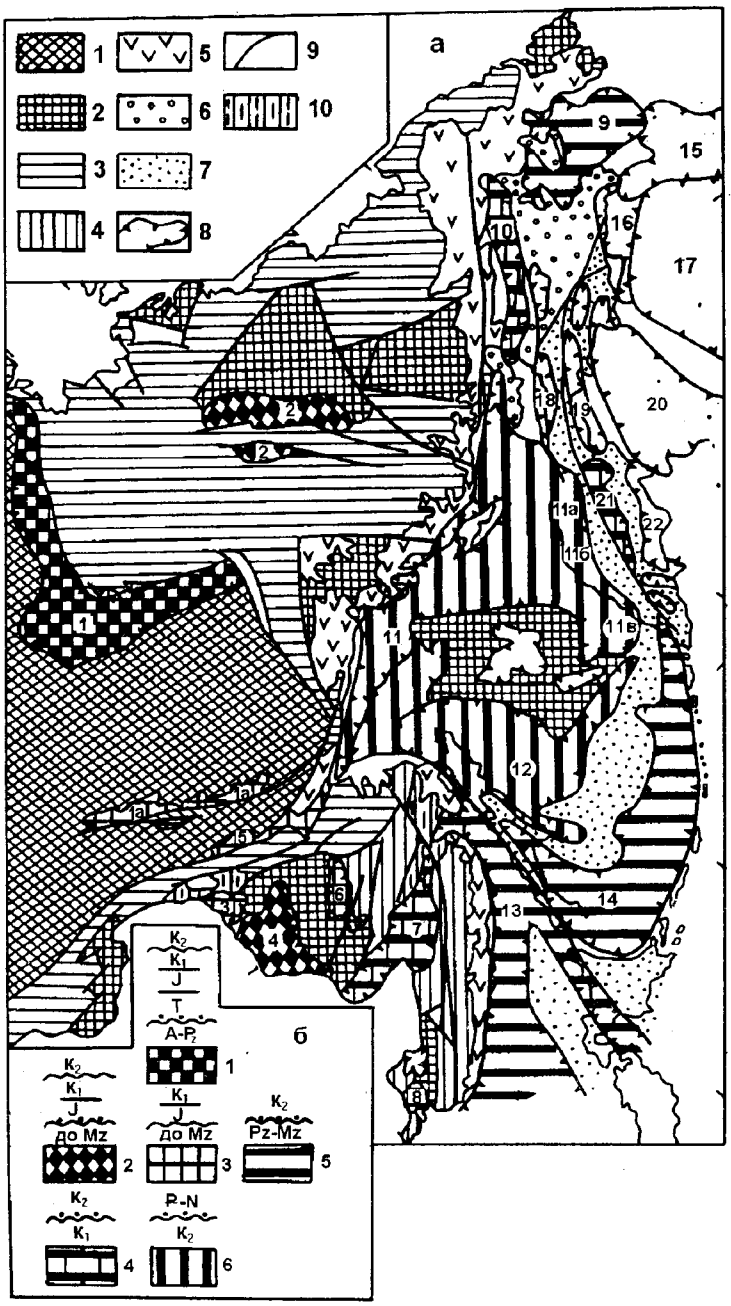


Рис. 1 Схема размещения (а) и литолого-структурного положения (б)*мелового комплекса в осадочных бассейнах Востока России.

1-7 - основные структурные элементы Востока России: Сибирская платформа (1); Срединные массивы дорифейского и байкальского возраста (2), Верхояно-Чукотская и Монголо-Охотская мезозойские складчатые области (3); Сихотэ-Алинская мезозойская геосинклинально-складчатая система (4); Восточно-Азиатский вулканогенный пояс (5); Корякская раннекайнозойская геосинклинально-складчатая система (6); Камчатская и Сахалинская позднекайнозойские геосинклинально-складчатые системы (7); 8 - границы осадочных бассейнов; 9 - разломы; 10 - меловые поля Верхнеамурского осадочного бассейна, Нижнего Приамурья и Северного Сихотэ-Алиня. Осадочные бассейны и внебассейновые структуры (цифры на схеме): 1 - Ленский; 1а - Южно-Якутский; 2 - Момо-Зырянский; 3 - Верхнеамурский (в т.ч. Ушумунская впадина): 4 Зее-Буреинская впадина; 5 - Удско-Верхнезейский; 6 - Верхнебуреинский; 7 - Среднеамурский; 8 - Суйфунский; 9 - Анадырский; 10 - Пенжинский; 11 - Охотско-Западно-Камчатский (11а - Западно-Камчатская группа впадин: Хайрюзовская, Паланская, Воямпольская; 11б - Ичинско-Колпаковский, 11в - Кольский); 12 - Сахалино-Охотский; 13 - Исикари-Западно-Сахалинский; 14 - Южно-Охотский; 15 - Наваринский; 16 - Хатырский; 17 - Алеутский; 18 Пахачинская; 19 - Ильпинско-Карагинский; 20 Олюторско-Командорский; 21 - Центрально-Камчатский; 22 - Восточно-Камчатский. Модели разрезов ОБ (блок б): 1 - Ленская; 2 - Момо-Зырянская; 3 - Южно-Якутская; 4 - Среднеамурская; 5 - Южно-Сахалинская; 6 - Сахалино-Охотская. Волнистая линия с крапом - граница фундамента и осадочного выполнения.

структур выделяются шесть основных типов (моделей) разрезов: Ленский, Момо-Зырянский, Южно-Якутский, Среднеамурский, Южно-Сахалинский, Сахалино-Охотский (рис. 1,2).

В **Ленской модели** разреза мел представлен обоими отделами. Нижнемеловые отложения подстилаются юрскими и триасовыми. Вместе с ними они образуют седиментационный комплекс, ложащийся с размывом и несогласно на архейско-палеозойский фундамент. Верхнемеловые образования с размывом и несогласно перекрывают все нижележащие и, в свою очередь, таким же образом перекрываются кайнозойскими.

В Ленском ОБ* ранний мел распространен повсеместно, его отложения имеют, с юрскими, в основном, постепенные переходы; местами отмечаются местные локальные размывы [4,10,13,15,17]. Среднеюрские морские песчано-глинистые и позднеюрские, преимущественно континентальные песчано-глинистые угленосные образования, в свою очередь, с размывом и несогласно перекрывают песчано-глинистый морской триас (3000 м). Ранний мел представлен континентальными угленосными песчано-глинистыми литологическими ассоциациями

* Под названием Ленского ОБ объединены бассейны Приверхоянской краевой системы [17].

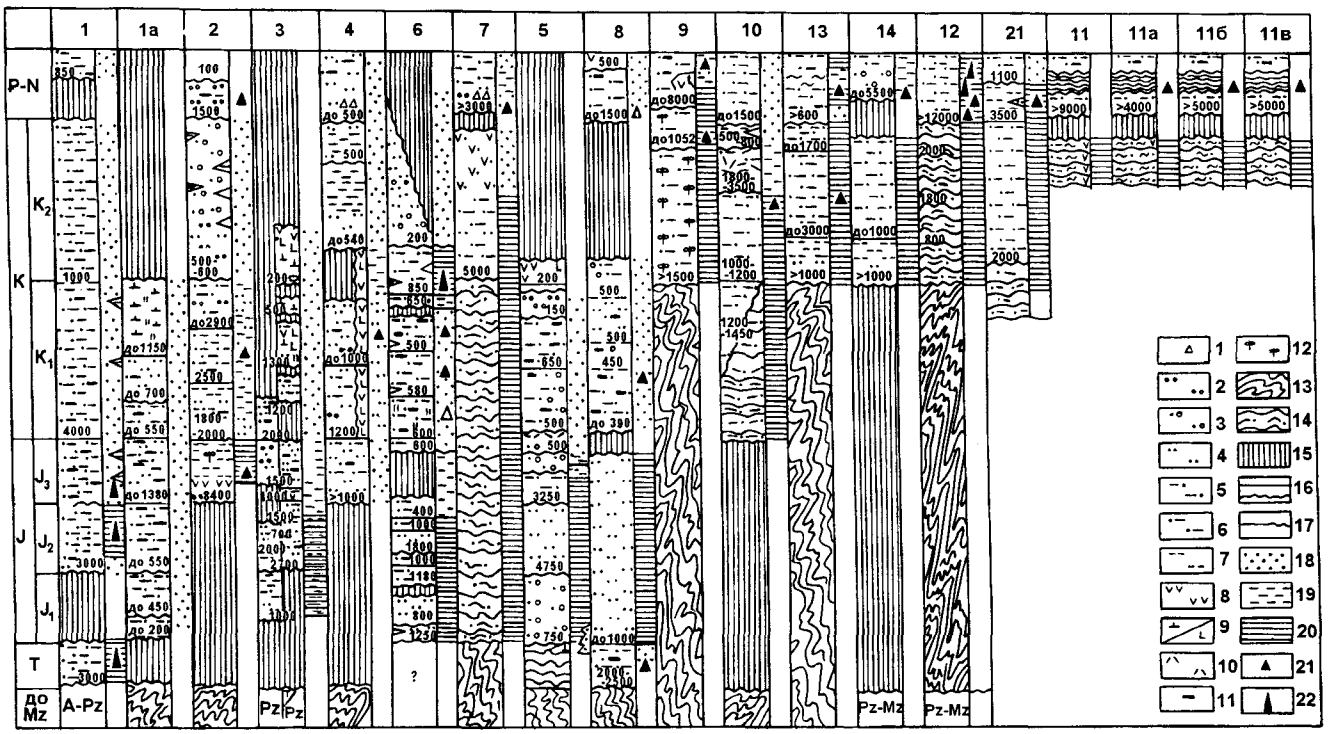


Рис. 2 Корреляционная схема разрезов, литолого-структурного положения, особенностей состава и строения меловых комплексов осадочных бассейнов и внебассейновых структур Востока России. Номера осадочных бассейнов и внебассейновых структур, см. на рис.1).

1-7 - литологические ассоциации: грубообломочные щебнисто-дресвяные, брекчии (1), галечниковые (2), песчано-галечниковые (3), песчаные (4), глинисто-песчаные (5), песчано-глинистые (6), глинистые (7); 8-9, 11 - вулканогенные ассоциации: основного (8), среднего (9) и кислого (10) состава; 11 - угленосность; 12 - флиш, флишоидные переслаивания; 13 - комплекс фундамента; 14 - условный фундамент; 15 - длительные перерывы в осадконакоплении; 16-17 - контакты между породными ассоциациями: повсеместный постепенный и с размывом (16), с локальными размывами (17); 18-21 - фации: континентальные (18), прибрежно-морские (19), морские (20); 21 - проявления нефти и газа; 22 - месторождения нефти и газа.

шлировой или нижнемолассовой группы формаций [17]. Мощность изменяется с запада на восток (от платформенной зоны к Верхоянской складчатой области) от 900 до 4000 м. Степень катагенеза пород изменяется от $ПК_{2-3}$ в платформенной зоне бассейна до $МК_{2-3}$ и даже $МК_4$-$МК_5$ в наиболее погруженных зонах Приверхоянского прогиба [10,17]. Они входят в состав позднепалеозойско-мезозойского нефтегеологического объекта осадочного бассейна, в котором открыты газовые и конденсатные месторождения, установлены многочисленные проявления газа. Доля нефтегазоносности собственно меловых комплексов здесь минимальна [17].

Сравнительно широко развитые верхнемеловые отложения совместно с кайнозойскими образуют орогенный комплекс гравийно-алевритовых континентальных образований верхней молассы мощностью от 100-250 до 1000 м. В нефтегазоносном отношении бесперспективны [17].

В **Момо-Зырянской модели** разреза мел представлен обоими отделами. Нижнемеловой комплекс подстилается верхнеюрским морским и вместе с ним составляет единый структурно-литологический этаж. Верхний мел с размывом и несогласно перекрывает нижний мел и таким же образом перекрывается кайнозоем.

По этой модели развивались одноименный ОБ и Зее-Буреинская впадина Сунляо-Амурского ОБ (см.рис.1,2). В Момо-Зырянском бассейне раннемеловой комплекс совместно с позднеюрским морским и лагунно-морским [Баранова З.Е., 1980 г.] составляет основную часть (до 15 км) его позднегеосинклинального вулканогенного и терригенного молассового и нижнемолассового выполнения. Представлен лагунно-дельтовыми, аллювиально-озерными [Зинченко В.Н., 1978, 1984 гг.] образованиями Зырянской серии. Верхнемеловые осадки имеют незначительное распространение в юго-восточной части ОБ, с размывом и несогласием перекрывают все более древние образования. Совместно с кайнозойскими комплексами они образуют орогенный (послегеосинклинальный)

структурный этаж [17]. Бассейн насыщен (более 100) пластами каменного угля (марки Д-ОС) суммарной мощностью до 140 м и геологическими запасами около 130 млрд т [10]. Установлены многочисленные метановые газопроявления, иногда со следами тяжелых углеводородов. Известны находки битума типа мальт и озокеритов [Чочиа Н.Г. и др. 1976 г.].

В Зее-Буреинской впадине, в наиболее погруженных зонах ее грабенов, раннемеловые осадки вместе с позднеюрскими образуют единый комплекс песчаных, песчано-глинистых, местами угленосных осадков озерно-аллювиальных (иногда глубоководных озер) фаций. В прибортовой зоне грабенов развиты грубообломочные склоновые образования, на обрамлении - вулканогенные тела. Верхнемеловой комплекс осадков завитинской свиты (коньяк-кампан) несогласно с размывом ложится на все более древние образования и, в свою очередь, с размымом перекрывается цагаянским (маастрихт). Кайнозойские угленосные толщи перекрывают мел с размывом [12,14,17,19,22-24]. В раннемеловом разрезе установлены многочисленные газопроявления (метан). К нему приурочена зона активного водообмена с водами азотно-метанового состава (с примесью углекислоты и тяжелых углеводородов) [17].

Южно-Якутская модель разреза характеризуется отсутствием верхнего мела. Ранний мел подстилается юрским континентальным угленосным комплексом, составляя с ним единый угленосный этаж. Эта модель разреза свойственна одноименному, а также Верхнебуреинскому, Удско-Верхнезейскому, Суйфунскому ОБ (см.рис.1,2).

В Южно-Якутском ОБ раннемеловые континентальные песчано-глинистые угленосные образования суммарной мощностью около 2,5 км согласно лежат на юрских, а также континентальных песчано-глинистых угленосных мощностью около 2,6 км. Угли каменные марок Ж - ОС [10].

В Верхнеамурском, Верхнебуреинском, Удско-Верхнезейском и Суйфунском ОБ юрский комплекс морских и прибрежноморских осадков сменяется раннемеловым континентальным песчано-глинистым, угленосным [5,7,11,12,17,19,21]. В толще раннемеловых образований отмечаются газопроявления. Газ метановый. В Верхнебуреинской впадине в апт-сеномане сформировались морские, прибрежно-морские и прибрежно-континентальные глинисто-песчаные и песчано-глинистые образования иорекской (540-650 м) и кындалской (880 м) свит [4,5,19]. Юрский комплекс пород здесь характеризуется уровнем катагенеза ОВ до марок угля К-Т, оценивается как нефтепроизводивший [25]. Позднеюрский-раннемеловой (волжско-аптское время) комплекс, имеющий эти показатели на уровне марок углей Д-Ж, и апт-сеноманские морские образования кындалской свиты с относительно невысоким уровнем катагенеза ОВ (до марок угля $Б_3$; Д) относятся к категории нефтегазопроизводящих [25]. Из кындалской свиты этого комплекса получены промышленные притоки газа [Токарева, 1993 г; 5].

Среднеамурская модель разреза представлена обоими отделами мела, но нижнемеловой комплекс по сумме физико-механических параметров, степени складчатости относится к фундаменту. Верхнемеловые осадочные образования с размывом и несогласно перекрываются кайнозойскими. Эту модель разреза имеют, кроме Среднеамурского, Пенжинский и Центрально-Камчатский ОБ. Глубинное строение их слабо изучено. Сравнительный анализ физико-механических свойств литотипов юрских и раннемеловых пород Приамурья показал значительный разброс этих показателей [6]. Вполне возможно, что в пределах этих бассейнов могут иметь место блоки с пониженными плотностями раннемеловых и, возможно, юрских пород. Поэтому раннемеловой и юрский морские комплексы нами отнесены к "условному" фундаменту (см.рис.2). В Среднеамурском ОБ перспективы нефтегазоносности связываются с объединенной верхний мел-палеогеновой-неогеновой континентальной осадочной толщей суммарной мощностью в наиболее погруженных зонах восточной части впадины более 4000 м.

В Пенжинском ОБ верхнемеловые морские и паралические угленосные континентальные отложения нижнемолассовой группы формаций имеют мощность около 6.0 км. Разрез сложно построен с многочисленными перерывами, размывами и несогласиями. Органическое вещество находится в стадии катагенеза, соответствующей марочности углей Д-Г [10]. Предположительно верхнемеловые образования оцениваются способными к газообразованию, нижнемеловые - к нефтеобразованию [17].

В Центрально-Камчатском ОБ осадочное выполнение изучено крайне слабо. Верхнемеловые отложения выделяются предположительно в Козыревском прогибе - терригенные морские песчано-аргиллитовые отложения максимальной мощностью до 2 км. Фундамент бассейна гетерогенный; выделяется условно внутри толщи верхнего мела по границе изменения петрофизических свойств пород преломляющей поверхности (Vr=5.2-5.6 км/сек) [17]. Можно предположить, что морской песчано-аргиллитовый комплекс верхнего мела может сформировать в поднадвиговых структурах нефтегазовые залежи с аномально высоким пластовым давлением, эффект которого неоднократно отмечался при бурении параметрических скважин.

Южно-Сахалинская модель разреза представлена верхним отделом мела, слои которого несогласно лежат на палеозойско-мезозойском фундаменте и также несогласно перекрываются кайнозойскими образованиями. По Южно-Сахалинской модели построены разрезы Мака–ровской, Владимирской и Анивской впадин Южно-Охотского (по [2]), Южно-Сахалинского (по [17]), а также Анадырского, Исикари-Западно-Сахалинского ОБ.

На Южном Сахалине верхнемеловые граувакковые образования побединской свиты (больше 1000 м), глинисто-граувакковые (до 1000 м) и глинистые (до 1000 м) - краснояркoвской и быковской свит с размывом и несогласно ложатся на палеозойско-мезозойские геосинклинальные сложнодислоцированные, преимущественно морские образования. В свою очередь, они с размывом и несогласно перекрываются олигоцен-неогеновой осадочной толщей суммарной мощностью более 3500 м [3,20]. Перспективы нефтегазоносности здесь связаны с кайнозойским комплексом пород.

В Анадырском ОБ [1,17] выделяются три нефтегазоносных этажа: верхнемеловой, эоцен-олигоценовый, миоценовый. Верхнемеловые (поздний сенон-дат) отложения залегают на нижнемеловых вулканогенных (отнесенных к фундаменту) с угловым несогласием. Мощность их от 1 до 3 км. Перекрываются с размывом и несогласием кайнозойскими отложениями. В разрезе верхнего мела отмечены многочисленные нефтепроявления. Подземные воды здесь слабо соленые гидрокарбонатно-натриевого типа, гидрокарбонатно-хлоридного натриевого и гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией 1,2-8,0 г/л. Газовая компонента подземных вод имеет преимущественно метановый состав. На глубине более 1 км проявляются тяжелые углеводороды. Промышленная нефтегазоносность связана с кайнозоем.

В Исикари-Западно-Сахалинском ОБ нижнемеловой морской комплекс осадков отнесен к фундаменту. Верхний мел представлен переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов с пластами и пропластками каменного угля (арковская и жонкьерская свиты), туфами, туффитами (краснояркoвская свита), сформировавшимися в геосинклинальную и позднегеосинклинальную стадии развития региона. В скважине 4, пробуренной на Большехолмской структуре, из трещиноватых алевролитов и песчаников краснояркoвской свиты получен приток углеводородного (преимущественно метанового) газа. Притоки нефти до 60 л/сут и газа до 100 м^3/сут получены из вышележащих кайнозойских осадков. Не исключено, что в их генерации принимали участие и морские комплексы верхнего мела.

В **Сахалино-Охотской модели** разреза, сформировавшегося в нефтегазоносных Сахалино-Охотском, Охотско-Западно-Камчатском ОБ, перспективно-нефтегазоносных Восточно-Тугурской, Ионинской, Кашеваровской впадинах (см.рис.1), позднемеловому комплексу отведена роль фундамента.

Его морские песчано-глинистые, глинисто-песчаные породы характеризуются плотностью 2,62-2,77 г/см3, интенсивно перемяты, рассечены густой сетью разломов различной амплитуды. Здесь нефтегазоносны и перспективно нефтегазоносны канозойские толщи. Вместе с тем, в верхнемеловых комплексах содержатся пласты угля технологической группы Д-Ж, отвечающей степени катагенеза пород $МК_1$-$МК_3$, зоне главной фазы нефтеобразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характер разрезов осадочного выполнения, его эволюция в домеловой и меловой этап свидетельствуют, что кроме внутриматериковых Южно-Якутского ОБ и Зее-Буреинской впадины Сунляо-Амурского ОБ остальные мезозойские и мезозойско-кайнозойские ОБ (описываемые в статье) имели в разной степени и в разное время терраакваль́ный характер развития. В них осадконакопление мелового этапа происходило в континентальном, прибрежно-континентальном, прибрежно-морском режимах. Положение областей осадконакопления менялось со временем территориально в направлении с запада на восток от древних областей палеозойской и мезозойской складчатости к молодым позднекайнозойским складчатым системам, от внутренних

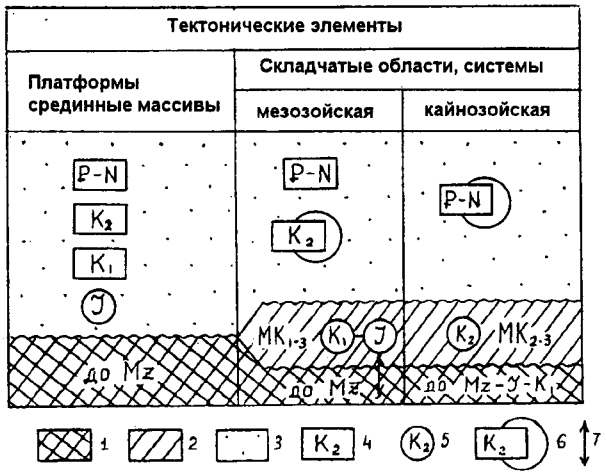


Рис. 3 Схема размещения меловых комплексов в катагенетической структуре осадочных бассейнов.

1 - фундамент; 2 - условный фундамент; 3 - осадочное выполнение; 4-6 - фации: континентальные (4), морские (5), континентальный и морской (6) ,7 - осадочный комплекс в различных тектонических блоках или условным фундаментом.$МК_{1-3}$, $МК_{2-3}$-степени катагенеза

зон континента к его окраинам и сопредельным морям. В этом же направлении менялось и место меловых толщ в катагенетической структуре осадочно-породных комплексов осадочных бассейнов (рис.3).

В этой связи обращает на себя внимание раннемеловой комплекс ОБ областей мезозойской складчатости и позднемеловой комплекс в области кайнозойской складчатости. По сравнению с вышележащими толщами они более катагенезированы. Однако степень их катагенетического преобразования ($МК_{1-3}$ - $МК_{2-3}$) такова, что не позволяет исключить их из расчетов нефтегазового потенциала содержащих их структур. Их следует относить, скорее, к условному (промежуточному) фундаменту, считать чем-то вроде базального этажа перспективно-нефтегазоносного комплекса.

Меловые угленосные континентальные, прибрежно-континентальные комплексы заслуживают внимания прежде всего как газоносные объекты. Однако в определенных геолого-тектонических условиях они могут быть нефтегазоносными за счёт собственной генерации нефтяных флюидов, а также за счёт нижележащих юрских морских комплексов. В этой связи заслуживают внимания Ленский, Южно-Якутский, Момо-Зырянский, Буреинский угленосные бассейны, обладающие огромной массой РОВ и, следовательно, достаточно высоким газовым потенциалом.

В целом, следует ожидать, что в области платформ и срединных массивов меловой комплекс осадочных бассейнов преимущественно газоносен, в зонах мезозойской складчатости - нефтегазоносен, в области кайнозойской складчатости - преимущественно нефтеносен. Практически, ни в одном осадочном бассейне Востока России меловые комплексы не исчерпали способностей генерировать нефтегазовые флюиды. В этой связи особого внимания заслуживают тектонически экранированные и поднадвиговые структуры Корякии, Камчатки, Сахалина и сопряженных с ними акваторий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агатипов Д.И., Иванов В.В., Мотовилов Ю.В., Тютрин И.И. Новые данные о нефтегазоносности Южной Чукотки. //Геология и геофизика. 1983. N10. С.115-118.
2. Атлас структурно-литологических карт кайнозойских осадочных бассейнов Востока СССР. 1:7500 000. Хабаровск: ПО "Дальгеодезия" ГУГК СССР, 1990.
3. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.
4. Варнавский В.Г. О меловых эпохах угленакопления Востока России. //Тихоокеан. геология. 1994. N6.С.149-156.
5. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины. //Тихоокеан. геология. 1994. N6. С.107-121.
6. Варнавский В.Г. Нефтегазогеологическое районирование Приамурья и сопредельного шельфа. // Тихоокеанская геология. 1996. N1. С.129-141
7. Варнавский В.Г., Сорокин А.И. Структурный контроль размещения угольных залежей в мезозойско-кайнозойских впадинах юга материковой части Дальнего Востока. //Геология Верхнего Приамурья. Владивосток, 1977. С.79-83.
8. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, Т.10. М.: Госнаучтехиздат, 1962. 403с.
9. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т.9, кн.1. М.: Недра, 1973. 691с.
10. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т.9, кн.2. М.: Недра, 1973. 399с.
11. Геология СССР, т.9. Хабаровский край и Амурская область. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1978. 271с.
12. Горбачев И.Ф. Геологическое строение и сравнительная характеристика перспектив нефтегазоносности Зее-Буреинской и Суйфунской впадин: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: 1969.
13. Кадастр зарубежных стран, обладающих природными ресурсами нефти и газа. Л.: Недра, 1983.
14. Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейский. //Тихоокеан. геологи. 1994. N6. С.33-54.
15. Нефтяные и газовые месторождения СССР: Справ. Кн. вторая. М.: Недра, 1987.
16. Новые данные по нефтегазовой геологии Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. 140 с.
17. Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности. Л.: Недра, 1987, 260 с.
18. Решения 2-го межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский,1974. Петропавловск-Камчатский,1982. 134 с.
19. Решения 4-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГГП, 1995.
20. Сальников Б.А. Зоны фациальных переходов в меловых и палеоген-неогеновых отложениях Сахалина. // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока СССР.Л., 1985. С.19-23.
21. Семериков А.А., Шарудо И.И., Перепечина Е.А. и др. Геологическое строение и условия осадконакопления на территории Сучанского каменноугольного бассейна. СО АН СССР. Новосибирск, 1964.
22. Сорокин А.П., Худяков Г.И. Особенности мезозойского и канозойского осадконакопления в Амуро-Зейской впадине. //Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток, 1978, С.12-34.
23. Тимофеев А.А. Стратиграфия, литология и условия формирования мезозойских отложений Зее-Буреинской

впадины в связи с поисками нефти и газа. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Томск, 1966.
24. Шарудо И.И., Москвин В.М. Литолого-фациальный состав и условия накопления верхнемезозойских континентальных отложений Амуро-Зейской площади. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение. 1968.
25. Щербаков В.С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1967.

Поступила в редакцию 15 апреля 1996г.

V.G. Varnavsky

Cretaceous oil and gas complexes in East Russia

The paper presents typical models of the Mesozoic sedimentary cover, its lithological-structural and catagenetic characteristics from different tectonic zones of East Ru ssia. Cretaceous complexes of the platform sedimentary basins are characterized by gas predominance; sedimentary basins within the Mesozoic fold area contain oil and gas, and those within the Cenozoic folding - mostly oil. In general, all Cretaceous complexes of East Russia can generate oil and gas fluids. In search of oil/gas deposits a great attention should be focused on underthrust, tectonically screened structures of the Cretaceous sedimentary complexes in Koryakiya, Kamchatka, Sakhalin and adjacent areas.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1996, том 15, № 4, с. 109-116

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24.01

ПРОБЛЕМА ТЕРРЕЙНОВ И ОБЩАЯ ОЦЕНКА КРАЙНЕГО МОБИЛИЗМА

Г.М.Власов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Анализ степени достоверности различных положений крайнего мобилизма показывает: фантастичность представлений о террейновой аккреции континентальной коры; невозможность улучшения тектоники плит путем дополнения ее другими гипотезами и теориями; нереальность появления на основе крайнего мобилизма какой-либо полноценной гипотезы или теории. Прогрессивным направлением дальнейшего развития геотектоники является исследование глубинных, мантийных процессов и структур с учетом материалов и обобщений геосинклинальной теории, идей В.В.Белоусова о магмо-тектонике и данных о динамике планет и космоса.

В более ранней работе [1] автор объединил тектонику плит и "улучшающую" ее гипотезу тектонического расслоения литосферы и дифференцированного движения литосферных пластин в общее направление крайнего мобилизма. В последние десятилетия у представителей этого направления проявилась тенденция к "переосмыслению" региональных геологических, тектонических и металлогенических карт в духе аккреционной тектоники с широким участием террейнов. Характерно при этом, что некоторые авторы уже умалчивают о каких-либо проявлениях субдукции, или даже заявляют об отсутствии необходимости в представлениях об этом процессе. В какой-то мере подобная эволюция взглядов есть результат все более многочисленных со временем, критических высказываний в адрес субдукции.

Возникают вопросы: может быть, действительно, устранение более чем проблематичной субдукции из тектоники плит сделает последнюю вполне приемлемой гипотезой, имеющей перспективу на дальнейшее развитие?; и далее: как оценить террейно-аккреционное направление, быстро распространяющееся в тектонике плит?; может ли быть улучшена тектоника плит дополнением ее другими гипотезами и теориями?; возможно ли появление на базе крайнего мобилизма какой-либо другой полноценной геотектонической гипотезы или теории?

Анализу этих вопросов и посвящена настоящая статья.

"ТЕРРЕЙНОВАЯ ГЕОЛОГИЯ"

Представления о террейнах - блоках, перемещающихся на большие расстояния и затем причленяющихся к континенту - непосредственно вытекают из концепции тектоники плит о неограниченных горизонтальных перемещениях литосферных плит.

Попытка Ю.М.Пущаровского [15] предостеречь исследователей от утрирования роли террейнов в структурообразовании земной коры была безуспешной. Он сам скоро понял, что, попав в мобилистскую "стремнину", противодействовать ее течению невозможно.

Процесс аккреции континентальной коры все более и более наполнялся террейновым содержанием. Ранее установленное геосинклинальное формирование континентов должно было, по представлениям крайних мобилистов, уступить место аггрегации коры за счет присоединения литосферных плит и террейнов. К этому, по существу, призвали сами лидеры тектоники плит: "Крупнейшим достижением геотектоники последнего периода, - писали Ю.М.Пущаровский и др. [17,с.89], - является вывод о возможности приращения материковых массивов путем сиализации окраинно-континентальных областей, с одной стороны, и причленения в результате дрейфа на большие расстояния разнообразных по их характеру и размеру континентальных масс различных экзотических блоков или террейнов - с другой стороны. "Этот вывод - продолжал Ю.М.Пущаровский, - сразу резко ограничил значение геосинклинальной теории, лишил ее универсальности и вообще открыл широкие горизонты для формирования новых взглядов на тектонику Земли".

Большое значение для популяризации концепции террейнов имел международный семинар по аккреционной тектонике, состоявшейся в 1981 г. в Японии. В вводном докладе A.Nur и Z.Avraham [33] демонстрировали карту с непрерывной цепью аллохтонных континентальных масс вдоль периферии Тихого океана.

Г.С.Гусев и В.Е.Хаин [8] предложили вариант сложения Забайкалья и примыкающих к нему районов крупными террейнами (Байкало-Витимским, Алдано-Становым, Монголо-Охотским), состоящими, в свою очередь, из террейнов второго порядка. Наиболее древние блоки, по мнению авторов, представляют обломки архейского суперконтинента (Пангея О). Границами большинства террейнов приняты зоны и сутурные швы с офиолитами, которые рассматривались авторами как остатки океанической коры бывшего азиатского океана, по которому "приплыли" террейны. Остальная кора была субдуцирована у активных краев микроконтинентов. Этой статьей была закреплена и получила дальнейшее развитие ошибка А.В.Пейве: "офиолиты - фрагменты океанической коры прошлого". Фактически зоны и сутурные швы с офиолитами не имеют непосредственного отношения к океану, а в большинстве своем представляют глубинные разломы с внедрениями мантийной магмы [5].

При террейновых реконструкциях какие-либо определенные признаки аллохтонности террейнов обычно не указываются. Иногда ссылаются на палеомагнитные и палеоклиматические данные, не достоверные в силу субъективных суждений, недоучета факторов течений, изменения глубин бассейнов, унаследованности обстановок и др. Делаются, без определенных результатов, попытки выяснить происхождение тектоно-стратиграфических серий микроконтинентов, образование которых предполагается или до, или во время "странствия" террейнов по океанам. Высказываются предположения о возможной связи их образования с субдукцией. Некоторые исследователи объясняют орогенетические процессы столкновения террейнов с континентом или между собой [33].

Во всех относительно хорошо изученных районах легко обнаруживается ошибочность выполненных там террейновых реконструкций. На Сахалине, например, к террейнам отнесены [9] эвгеосинклинальные (островодужные) вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования с офиолитами [7]. Они фактически связаны с проходящим вдоль восточного берега острова глубинным разломом [6]. На Камчатке к аллохтонным образованиям причислялась юго-восточная часть полуострова из-за отличия распространенных там позднемеловых-палеоценовых пород от одновозрастных образований Западной Камчатки. Различия не связаны с террейнами, а объясняются принадлежностью этих двух районов к разным структурно-формационным зонам полуострова: внешней (фронтальной) дуге и краевому прогибу [25]. Совершенно фантастичны представления [30] об аллохтонном характере всех позднемеловых образований восточной Камчатки. Но эти образования связаны постепенными фациальными переходами с палеоценовыми, распространены в протяженных (до 1000 км) зонах внешних дуг, проявляющих связи с глубинными разломами.

Характерен пример Анадырско-Корякского района, который по представлениям крайних мобилистов почти целиком сложен аллохтонными террейновыми блоками. "Корякское нагорье, - пишут К.А.Крылов и С.Д.Соколов, - это гигантское аккреционное складчато-покровное сооружение, в котором аллохтонные пласты различных океанических, островодужных, внутридуговых и окраинно-морских тектоно-стратиграфических террейнов составляют несколько независимых систем тектонических покровов, различных по времени происхождения и причленения к континентальной окраине" [13, с.46]. С.Д.Соколов отмечает, что в покровах широкое участие принимают бескорневые офиолитовые массивы [20].

Объективные материалы, полученные геологическими и разведочными работами "Северовостокгеологии","Камчатгеологии", "Аэрогеологии", тематическими исследованиями сотрудников академического Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института, дают совершенно иную характеристику Анадырско-Корякскому району. Особая заслуга в тщательной обработке, анализе и обобщении обильных материалов по Корякскому нагорью принадлежит О.Н.Иванову [10]. Им справедливо выделяются в районе две геосистемы: Анадырско-Корякская и окаймляющая ее на юго-востоке Олюторская. Последняя отличается большой "пластичностью" тектонических форм и, как хорошо видно на геологической карте м. 1:1500 000 Камчатской области (1976), представляет собой продолжение восточнокамчатских структур. В Анадырско-Корякской геосистеме, по-видимому с архейским фундаментом, развиты протяженные (до 1000 км) грабенообразные прогибы северо-восточного направления. Они характеризуются полицикличностью развития, выполнены инициальными базальтами, кремнисто-вулканогенными породами, офиолитами (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, серпентиниты, плагиограниты). В прогибах проявляются три этапа эвгеосинклинального развития: палеозойский (ордовик-пермь), позднеюрский (оксфорд до готтерива) и позднемеловой (сантон-кампан). В последующем широко проявлялся гранитоидный магматизм. Островодужные структуры того же северо-восточного простирания распространены в виде цепей длиной до 750 км преимущественно по окраинам Анадырско-Корякской системы. Своеобразием этих дуг, отличающим их от большинства тихоокеанских, является нахождение в основании их разрезов субщелочных и щелочных базальтов и относительно небольшие содержания андезитов.

Как видно из сказанного, ничего похожего на террейновую тектонику здесь нет. Геофизическое изучение офиолитовых массивов Анадырско-Корякского района показало существование у большинства их базит-гипербазитовых "корней", продолжающихся до глубин 30-40 км, т.е. до верхов мантии [27].

Увлечение террейновой тектоникой проявилось и на Северо-Востоке России. В 1984 г. Северо-Восточным комплексным научно-исследовательским институтом были опубликованы очерки металлогении и геологии Северо-Востока [14]. Авторы излагают результаты, как они пишут, "переосмысления" прежних взглядов под влиянием тектоники плит. Была составлена металлогеническая карта Северо-Востока, на которой большинство тектонических районов отнесено к аккретированным террейнам, остальные районы - к доаккреционным и постаккреционным поясам. По мнению авторов, аккреция террейнов на территории Северо-Востока закончилась в послеготеривское - предальбское время. Ничего нового подобная систематика не дала, а неудобств вызвала много. Например, А.А.Сидоров [19] вынужден был рассматривать руды эвгеосинклинальных зон с базит-гипербазитовым магматизмом как террейновые доаккреционные, а проявляющиеся черты родства с ними аккреционных и постаккреционных (послегеосинклинальных) руд - объяснить унаследованностью.

Предполагалась крайними мобилистами [29] возможность образования северо-восточного окончания азиатского континента путем сочленения трех крупных террейнов: Колымо-Омолонского блока, Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей. М.Н.Шапиро и В.Г.Ганелин [26] показали необоснованность подобного построения. К выводу об отсутствии террейнов на Северо-Востоке России пришел и О.Н.Иванов, описавший в монографии [11] унаследованное, с позднего докембрия, явно антитеррейновое, тектоническое развитие этой территории.

Не меньше возражений вызывают террейновые построения крайних мобилистов в пределах Тихоокеанского складчатого пояса в целом. Отчетливое зонально-линейное окаймление Тихого океана разновозрастными складчатыми системами, проявление в них определенных эпох диастрофизма - все это не согласуется с их террейновой аккрецией. Строгая синхронность проявления среднемеловых тектонических процессов вокруг Тихого океана, в пределах времени от раннего апта до позднего альба, не может быть объяснена столкновениями террейнов с континентом и между собой A.P. Vandhan [34] и R.L. Rarsen [32] объясняют это явление подъемом на месте Тихого океана суперплюма.

При обилии предполагаемых дрейфующих террейнов, они должны были бы часто обнаруживаться в океанах на "путях следования". Между тем, пока в Тихом океане известен лишь один участок с аномальной "сиалической" характеристикой - между разломами Кларион и Клипертон [18]. Но особенности и этого участка очевидно не связаны с принадлежностью его к террейну. По данным океанического бурения там установлено трансгрессивное залегание мезозойских и кайнозойских отложений, по-видимому, на краю Американского континента [3].

Структурами, к которым первоначально были приложены террейновые построения, являются Американские Кордильеры. Сейчас высказываются против них серьезные возражения. Так, позднепалеозойские породы, отнесенные к аллохтонной серии Кутина Канадской Кордильеры, имеют согласные взаимоотношения с нижележащими отложениями и широко распространены далеко на юг в Американской Кордильере [28].

Общая ошибочность террейновой концепции очевидна: она не подтверждается ни в одном из хорошо геологически изученных районов. Поэтому, вне зависимости от того, используется ли в модернизированной тектонике плит понятие о субдукции или нет, представление о широком участии террейнов в аккреции континентальной коры не может быть принято в геотектонике.

НОВАЯ ПОПЫТКА УЛУЧШЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

Ранее сообщалось [4] о неудачной попытке улучшить мобилистские представления тектоники плит в гипотезе о расслоенности литосферы и дифференциальных движениях литосферных пластин. Недавно новая попытка в этом направлении предпринята В.Е.Хаиным. В содержательной статье [23] он перечисляет поправки и дополнения, которые необходимо внести в тектонику плит, чтобы она осталась основой будущей, более совершенной, геотектонической теории.

Надо учитывать, пишет В.Е.Хаин, что контраст между вязкостью литосферы и астеносферы значительно уменьшается от океана к континенту. Это обусловливает меньшую подвижность континентальных плит. Глубина залегания астеносферы также сильно изменяется при переходе от океана к континенту.

Серьезной поправки, по мнению В.Е.Хаина, требует тезис о монолитности и жестокости литосферы. Разделение литосферы в глобальном масштабе фактически не ограничивается семью крупными и примерно таким же количеством плит среднего масштаба. Приходится выделять большое число малых, микро- и миниплит. Последние уже не литосферные,

а коровые. Главные плиты не монолитные, в них существуют ослабленные зоны - древние межплитные швы, а также рифтовые системы.

"Принимавшиеся ранее относительные горизонтальные перемещения плит трех родов (спрединг, субдукция, движения по трансформным разломам) оказались, - пишет В.Е.Хаин, - значительно сложнее, чем рисовалось, хотя их реальность полностью подтвердилась [23,с.4]. Спрединг существенно меняет скорость как по простиранию, так и во времени, его оси испытывают неоднократный перескок параллельно самим себе, наблюдается разрастание осей спрединга, а в ряде случаев они распадаются на короткие неправильные отрезки, кулисообразно заходящие один за другой. Субдукция протекает в различных формах, изменяются и сопровождающие ее процессы" [23,с.4]. Она не всегда наращивает континентальную кору в форме аккреционных клиньев и вулканических дуг. В ряде случаев вместо аккреции наблюдается тектоническая эрозия нависающей плиты. Трансформные разломы оказались различными по протяженности и значению, от трансокеанических до пересекающих лишь гребневые зоны срединно-океанических хребтов. Перемещения по трансформным разломам сводятся не только к сдвигам, но и к раздвигам или надвигам.

В.Е.Хаин считает, что лишь "с некоторыми допуском, можно принять одно из основных положений тектоники плит об автоматической компенсации спрединга субдукцией, т.е. о неизменности радиуса и объема Земли". Как он пишет: "Короткопериодические изменения скорости вращения Земли указывают на вариации ее радиуса, с чем может быть связана определенная периодичность и в колебаниях интенсивности сейсмичности, вулканизма, интрузивного магматизма, метаморфизма и тектонических деформаций" [23,с.5]. Он высказывается за существование общей тенденции в сокращении радиуса и объема Земли в связи с вековым охлаждением, снижением темпов глубинной дифференциации, постепенным исчерпанием запасов радиоактивных элементов и других причин. Дополнительно к предполагаемым общемантийной и двухярусной конвекциям Земли, движущим литосферные плиты, В.Е.Хаин допускает возможность взаимодействия конвекционных систем: "... более глубокие системы инициируют конвенцию в менее глубоких" [23, с.5].Необъясненными тектоникой плит оставались внутренние дислокации и магматизм. По мнению В.Е.Хаина, они могут быть связаны с воздействием коллизии крупных плит, раздавливанием ансамбля промежуточных микро- и миниплит. "В общем, - продолжает он, - приходится констатировать, что проблема собственно внутриплитного магматизма еще не получила достаточно убедительного решения, увязанного с основной плитотектонической концепцией" [23, с.5].

Осталась за рамками тектоники плит и проблема происхождения окраинных и внутренних морей с корой океанического типа. Предполагается, что оно связано с процессами растяжения в тылу островодужных систем.

Обойдена вниманием в тектонике плит проблема происхождения регматической сети разломов и планетарной трещиноватости. Механизмы этого явления очевидно связаны с ротационным режимом Земли и, как отмечает В.Е.Хаин, "возникающая сеть разломов и трещин должна приспосабливаться к ранее образованной и фиксированной в литосфере" [23, с.8].

"Еще одна сторона тектоники, имеющая первостепенную важность, но не учитывавшаяся классической тектоникой плит, - периодичность изменения интенсивности тектонических и вообще эндогенных процессов. Периодичность эта проявляется в различных масштабах - от короткопериодических, происходящих на наших глазах изменениях сейсмической и вулканической активности до тектонических (тектоно-магматических) мегациклов длительностью около 600 млн лет" [23, с.8]. Периодичность увязывается, с одной стороны, с изменениями частоты инверсий магнитного поля, т.е. с изменениями в глубоких недрах Земли, а с другой - изменениями скорости осевого вращения Земли и параметром ее орбитального вращения (эксцентриситет орбиты, наклон оси, процессия).

В заключительном разделе статьи В.Е.Хаин пишет: "Необходимость учитывать явления и процессы, не нашедшие истолкования в первоначальной концепции тектоники литосферных плит не подрывает ее основ, но показывает, что тектоника плит нуждается в расширении и дальнейшем развитии, которое и происходит на наших глазах" [23, с.9].

Это мнение, высказанное выдающимся исследователем, лидером тектоники плит в России, не воспринимается, однако, как бесспорное. Сделанные им рекомендации по улучшению тектоники плит справедливы по существу. Но одних пожеланий недостаточно для создания полноценной геотектонической теории. Возникает несколько вопросов. Действительно ли основные положения тектоники плит подтвердились с течением времени? "Состыкуются" ли эти положения с высказанными В.Е. Хаином рекомендациями? Сможет ли тектоника плит, как полагает В.Е.Хаин, "вобрать позитивные элементы предшествующих тектонических гипотез - контракционной, пульсационной, ротационной, глубинной дифференциации? Будет ли этот "гибрид" жизнеспособным?

Ответ на первый вопрос кажется достаточно ясным. Один из основных процессов, предполагаемых тектоникой плит - субдукция - не подтвердился [3]. Аккреционные призмы, которые должны были

формироваться у мест субдукции, отсутствуют. Там, где предполагалось погружение литосферных плит и накопление принесенного ими океанического обломочного материала, осадки имеют местное происхождение, за счет размыва океанического склона вулканической дуги. Сопряженными с сейсмофокальными зонами (глубинными разломами) оказываются не погружающиеся океанические плиты, а поднимающиеся из мантии инъекции офиолитовых пород. Выплавка материала океанических плит не могла, в силу своего состава, дать вулканиты островных дуг. Можно указать много других фактов, показывающих нереальность представлений о существовании процесса субдукции.

Явление спрединга оказалось очень сложным. Множество швов, иногда располагающихся кулисообразно, часто затухающих или превращающихся в серии коротких отрезков - все это сильно отличается от рисовавшихся ранее зон раздвигов с четкими осями. Не проще ли предположить, что это обычные трещины в морском дне, продольные по отношению к другим линейным структурам?

Трансформные разломы, в действительности, потеряли черты исключительности, предполагавшиеся первыми их исследователями. Они могут представлять собой простые поперечные разломы, свойственные протяженным геологическим структурам (в которых "где тонко, там и рвется").

Беспредельное размельчение плит, в представлениях сторонников тектоники плит, зашло настолько далеко, что плитами и проблематическими террейнами стали называться отдельные тектонические районы и, даже, небольшие участки их.

Крушение постулата о монолитности и жесткости литосферных плит, естественно, вызывает недоверие к их перемещению на большие расстояния.

Можно, по меньшей мере, усомниться в способности тектоники плит "вобрать в себя" все позитивные элементы других геотектонических гипотез", как пишет В.Е.Хаин. Препятствиями к этому будут специфические особенности тектоники плит: догматизм, механистичность, способность к рассмотрению динамики лишь поверхностных слоев Земли, нетерпимость по отношению каких-либо вертикальных движений земной коры и литосферы. Все, что противоречит ее постулатам - выпадает из поля зрения этой гипотезы и подвергается жестокой критике. Примеров этого более чем достаточно. Прогрессивное учение о глубинных разломах после распространения тектоноплитных представлений ее авторами (Пейве и др.) было коренным образом изменено применительно к горизонтальным (шарьяжным) движениям [1,12]. В другой своей статье [22] В.Е.Хаин пытался доказать, что представления о вертикальных глубинных разломах не чужды и тектонике плит. Однако вот что заявляют последователи тектоники плит в конгрессном докладе [12, с.51]: "Методика поисков рудных полезных ископаемых должна учитывать аллохтонную структуру рудных полей, отказавшись от укоренившегося мнения о непосредственной связи рудных залежей с глубинными разломами, служившими рудопроводящими каналами". Идеи плюмажной магмотектоники игнорировались тектоникой плит в течение нескольких десятилетий. И сейчас еще гипотеза мантийных струй (плюмов, диапиров), уже в значительной мере подтверждаемая рядом фактов, по мнению В.Е.Хаина, "не может считаться доказанной" [23, с.7]. Мотивы, по которым он пришел к такому мнению, более чем спорные: "Вызывает возражение то, каким образом картина вертикального подъема струй с больших глубин сочетается с конвективными течениями в мантии с их длинными горизонтальными ветвями" [с.7]. В данном случае В.Е.Хаин защищает существование горизонтальной конвекции (тоже гипотетической, но нужной ему для перемещения плит) и не принимает противоречащие этим представлениям вертикальные движения в мантии. "Другое серьезное возражение, - продолжает В.Е.Хаин, - выдвинутое О.Г.Сорохтиным и С.А.Ушаковым, касается глубины залегания щелочно-базальтовых расплавов, характерных для горячих точек. Эти глубины, по их расчетам, не могут превышать 60-80 км, иначе говоря, магматические очаги должны располагаться непосредственно под литосферой" [23, с.7]. По мнению В.Е.Хаина, локализация горячих точек может определяться глубинными разломами литосферы, особенно их пересечениями [23, с.7]. В этих рассуждениях имеет место подмена, вероятно непреднамеренная, одного понятия другим. Линейные хребты с последовательно омоложающимися вдоль их простирания вулканами, действительно, в значительной мере сложены щелочными базальтами, с относительно неглубокими очагами. Глубинные мантийные струи - явление совершенно иное, проявляющееся приближением к поверхности больших масс мантийного материала, длительная дифференция которого дает широкую гамму магматических пород в значительной мере ультрабазит-базитового состава. Методы сейсмической томографии показывают возможное положение магматических очагов у граничной поверхности мантии и ядра Земли.

Тектоника плит несовместима с глубинной плюмовой (диапировой) магмо-тектоникой, число сторонников которой быстро растет. Подробно этот вопрос рассмотрен в работе [2]. Противоречия между указанными гипотезами слишком значительны, чтобы можно было надеяться "влить" тектонику плит в гипотезу плюмов или наоборот.

Многие геотектонические теории и гипотезы в той или иной мере объединяются геосинклинальной теорией. "Геосинклиналь" - запрещенный термин в тектонике плит. Его ни разу не упоминает В.Е.Хаин в своей программной статье [23], хотя в своих других работах он широко пользуется им. Без учета материалов геосинклинальной теории, тем более, нельзя надеяться достигнуть успехов в "обновлении" тектоники плит.

У крайних мобилистов сейчас остается надежда лишь на возможность сонахождения в общей глобальной системе Земли тектники плит и плюмовой магма-тектоники.

ПОПЫТКА ОБЪЕДИНЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ И ПЛЮМОВОЙ МАГМА-ТЕКТОНИКИ В ОБЩЕЙ ГЛОБАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ ЗЕМЛИ

Такую возможность, по-видимому, предвидел В.Е.Хаин, указавший в 1989 г., что глобальная геодинамическая модель должна основываться на факте многослойного, оболочечного строения Земли, на относительной независимости процессов, протекающих в каждой из оболочек, но при их взаимодействии [21]. Поэтому он приветствовал в специальной статье [24] выход в свет в 1994 г. юбилейного тома Журнала Японского геологического общества [31], в ряде статей которого провозглашалось вступление в эру новой парадигмы - модели многослойной мантии Земли с господством тектоники плит в верхней зоне, развитием тектоники плюмов в средней и ядерной тектоники - в нижней зоне. Вертикальное движение в мантии, по этой модели, вызывается опусканием на глубину до 2000 км холодной литосферы, субдукцированной по краям материка, и поднятием горючего плюма от земного ядра. В отношении концепции тектоники плит японские авторы отмечают, что существуют много факторов, которые принципиально невозможно вписать в плейттектонику, и что действительная история Земли лежит за ее пределами.

Более осторожен в оценке новой модели Ю.М.Пущаровский, выражающий сомнение в том, что идея японских исследователей может стать новой парадигмой. Но он признает необходимость новых подходов в геотектонике, так как "парадигма тектоники литосферных плит, подобно ее предшественнице (геосинклинальной теории - Г.В.), не столь всеобъемлющая и совершенна, как считают ее ортодоксальные приверженцы" [16, с.39]. В качестве новых подходов Ю.М.Пущаровский указывает расслоенность литосферы, нелинейную геодинамику, асимметрию Земли и др.

Авторы японского юбилейного тома отмечают, что при исследованиях использовались новейшие технические средства (сейсмическая томография, экспериментирование при сверхвысоких давлениях, компьютерное моделирование и др.). Однако очевидно, что основа предполагаемой модели умозрительная с использованием уже скомпрометировавшей себя субдукции.

Весьма велика опасность трактовки новейших материалов (в том числе данных сейсмической томографии) с позиций тектоники плит, и затем - создание новых умозрительных моделей на заведомо негодной основе. Поэтому новая японская геотектоническая модель, являющаяся "якорем спасения" для тектоники плит, не может удовлетворить науку. В перспективе возможно появление новой "парадигмы", столь же несовершенной, как и первоначально "разрекламированная" тектоника литосферных плит. Уже сейчас в японской модели трудно представляется сопряженность горизонтальной и вертикальной ветвей конвекции.

Где же выход? Какими путями выйти геотектонике из ее тяжелого положения? Тектоника плит явно не удовлетворяет запросы науки и практики. Гипотеза тектонической расслоенности литосферы и дифференцированного движения литосферных пластин, рассматривавшаяся первоначально как значительный шаг вперед сравнительно с тектоникой плит, после признания ею террейновой аккреции должна квалифицироваться, наравне с тектоникой плит, как проявление крайнего мобилизма. Ее использование на практике приводит к грубому искажению геологических структур [4]. Предлагаемые Ю.М.Пущаровским в качестве возможной будущей парадигмы вопросы нелинейной геотектоники очень существенны, но вряд ли нелинейность космогеологических и некоторых других природных процессов можно предполагать в качестве основы будущей геотектоники. Следует опасаться, что, по примеру тектоники плит, ортодоксальные последователи нелинейности процессов бросятся в крайности и начнут выискивать примеры нелинейности, предлагать их фантастические умозрительные варианты. Главная же цель геотектонических исследований - выявление основных закономерностей тектонических процессов (а они безусловно есть) - отойдет на второй план.

Прежде всего, по мнению автора этой статьи, крайне желательно признание бывшими ведущими сторонниками тектоники плит ошибочности представлений о субдукции и о возможности беспредельного "террейнового" мобилизма. Существующая двусмысленность в этом вопросе (с одной стороны, основы тектоники плит - хороши, с другой - надо заменить тектонику плит) очень вредит делу, так как задерживает переключение внимания исследователей с тектоники плит на изучение мантийных процессов, глубинных структур Земли, а также на исследование влияния космического окружения Земли на ее тектонические процессы. Сейчас уже ясно, что именно

в таком направлении будет развиваться геотектоника в будущем [2]. При исследованиях возникает необходимость обратиться к материалам и их обобщениям, полученным геосинклинальной теорией. Это тем более важно, что в настоящее время подтвердились связи образования и развития геосинклиналей с мантийными процессами. Таким образом, путь познания глубинных процессов оказался наиболее "коротким" через геосинклинальные структуры [5].

Полезным окажется в будущем и учет идей В.В.Белоусова - одного из основоположников теории глубинных магмо-тектонических процессов и структур.

Объективное рассмотрение старых и новых материалов позволит правильно оценить относительную роль горизонтальных и вертикальных движений в геотектонике Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На все представленные в начале статьи вопросы приходится давать отрицательные ответы. Образование континентов путем аккреции террейнов - не более, чем фантазия. Тектоника плит не может быть улучшена дополнением ее другими гипотезами и теориями. Она несовместима с ними. На основе крайнего мобилизма невозможно появление полноценной прогрессивной гипотезы или теории. Беспредельно увеличивая мобильность литосферы и земной коры, последователи этого направления довели ее до абсурда.

2. Широкое распространение крайнего мобилизма привело к ощутимым потерям: научным (задержка развития прогрессивных теорий, гипотез, идей), материальным (искажение геологических структур и их прогнозных данных) и методологическим (замена объективного геологического картирования субъективными геодинамическими построениями).

3. Появлению и распространению идей крайнего мобилизма способствовали два обстоятельства: отрыв теории от практики и представления о научных революциях и парадигмах. Первое обусловило отсутствие своевременной практической проверки высказанных умозрительных идей. Второе исказило нормальную последовательность научного познания через наблюдения и факты.

Развитие науки, действительно, происходит неравномерно, ускоряется и качественно преображается после важных открытий. Значение того или иного открытия обычно оценивается лишь через некоторое, иногда длительное время. Поэтому заранее, высказывая какую-либо гипотезу, провозглашать, что она делает в науке революцию, что высказывается новая парадигма, нельзя. Гипотеза под воздействием фактов может вскоре рассыпаться как карточный домик. Так получилось, например, с тектоникой плит.

Революции сопровождаются отрицанием старого, достигнутого, и тектоника плит преуспела в "очернительстве" геосинклинальной теории, хотя, по существу, о никаких существенных недостатках ее, кроме несправедливых обвинений ее в "вертикализме" и неспособности расшифровать тектонику океанов, мы не услышали ни от Ю.М.Пущаровского, ни от других последователей тектоники плит.

Между тем, геосинклинальная теория, наряду с вертикальными движениями, признает и горизонтальные, но в определенной мере. Особенности развития таких существенных океанических структур, как островные дуги, гораздо успешнее выявляются и лучше понимаются через геосинклинальную теорию, чем через тектонику плит и гипотезу расслоенности литосферы. Избежала геосинклинальная теория и путаницы офиолитов с океанической корой, которую допустили последователи крайнего мобилизма. Внешние океанические дуги принимались крайними мобилистами за аллохтонные зоны обдукцированной океанической коры. А ведь это глубинные разломы с мантийными внедрениями, потенциальные рудные зоны уральского типа. Прогрессивная геосинклинальная теория развивалась и продолжает развиваться, несмотря на "заупокойные поминания" ее Ю.М. Пущаровским и др. Сейчас готовится к печати монография А.В.Дулина "Основы теории геосинклинального процесса", в которой развитие геосинклиналей охарактеризовано как естественный глубинный, мантийный процесс, вызывающий образование ряда геологических структур в верхних оболочках Земли и на ее поверхности. А.В.Дулин работал над монографией пятнадцать лет, будучи убежден в исключительной важности геосинклинальной теории для всех наук о Земле.

В.Е.Хаин отмечает учащение появления новых парадигм в современное время - раньше они происходили значительно реже, через столетия. Думается, что это связано с предложением в последнее время умозрительных "парадигм", типа тектоники плит. Любители пофантазировать всегда найдутся.

Автору этой статьи кажется, что эволюционное развитие науки, с последовательным накоплением фактов, их анализом и обобщением, более перспективно, чем революционное, с необоснованной ломкой существующих представлений. Если при подобном эволюционном развитии научного процесса будут происходить скачки в развитии науки, вызванные важными научными открытиями, то ведь это превосходно! Но искусственного создания "революций" и "парадигм" надо избегать, от этого больше вреда, чем пользы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власов Г.М. Глубинные разломы, мантийные диапиры и тектоника плит // Тихоокеанская геология. 1992. N 5. С.154-161.
2. Власов Г.М. О вероятном направлении дальнейшего развития геотектоники // Тихоокеанская геология. 1993. N 6. С.136-147.
3. Власов Г.М. Тихий океан: итоги глубоководного бурения и тектоники плит, некоторые геологические проблемы // Тихоокеан. геология. 1994. N 5. С.3-16.
4. Власов Г.М. Геотектоника на распутьи // Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, N 3. С.96-104.
5. Власов Г.М. Что же такое офиолиты? // Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, N 6. С.121-129.
6. Гранник В.М. Новые данные о мезозойских отложениях Тонино-Анивского полуострова (Сахалин)//Докл. АН СССР. 1989. Т.307, N 6. С.1433-1436.
7. Гранник В.М. Петрохимическая характеристика магматических комплексов Восточно-Сахалинской позднемеловой островодужной системы. Препринт. Южно-Сахалинск, 1990, 54 с.
8. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. N 5. С.68-82.
9. Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер.наук. Хабаровск, 1992. 25 с.
10. Иванов О.Н. Объяснительная записка к карте магматических комплексов Корякского нагорья масштаба 1:1000000. Магадан, 1993. 208 с.
11. Иванов О.Н. Верхний докембрий Северо-Востока России. Препринт. Магадан, 1995. 44 с.
12. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Шарьяжно-надвиговый (аккреционный) механизм формирования земной коры // Тектонические процессы. XXУШ Сес. МГК. 1989. С.47-54.
13. Крылов К.А., Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякского нагорья // Геологическая эволюция и строение Азиатского континента и окраинных морей северо-западной части Тихого океана: (тез. к УП сов.-яп. симп., часть 1). Магадан, 1991. С.46-48.
14. Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан: Северо-Восточный комплексный н.-и. институт, 1994. 106 с.
15. Пущаровский Ю.М. Тихоокеан. корреляция в Тихоокеанской лобласти // Геотектоника. 1991. N 6. С.36-43.
16. Пущаровский Ю.М. Парадигмы в геологии // Природа. 1995. N 1. С.33-42.
17. Пущаровский Ю.М., Мозарович А.О., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Тектоническая аккреция на Востоке СССР // Тектонические процессы: Докл. сов. геологов. XXУШ Сессия МГК. 1989. С.89-101.
18. Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука. 1992. 263 с. (Тр. ГИНа, вып.473)
19. Сидоров А.А. Доаккреционные рудные формации Северо-Востока России // Тихоокеан. геология. 1945. Т.14. N 4. С.116-124.
20. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса М.: Наука, 1992. (Тр. Геол.института. Вып. 479).
21. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т.308, N 6. С.1437-1440.
22. Хаин В.Е. Глубинные разломы, геоблоки, террейны и тектоника плит // Сов. геология. 1992. N 6. С.34-41.
23. Хаин В.Е. Тектоника плит: анализ современного состояния // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1994. N 1. С.3-10.
24. Хаин В.Е. От тектоники плит к глобальной геодинамике // Природа. 1995. N 1. С.42-51.
25. Шапиро М.Н. Проблема аллохтонных блоков в структуре Северо-Востока СССР // Тектонические процессы: (докл. сов. геологов 28 Сес. МГК). М., 1989. С.101-112.
26. Шапиро М.Н., Ганелин В.Г. Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозоидах северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. N 5. С.94-104.
27. Шило Н.А., Ващилов Ю.Я., Максимов А.Е. Корневые и бескорневые офиолиты Анадырско-Корякского региона - геофизический аспект // Докл. АН. 1994. Т.339. N 4. С.518-519.

Поступила в редакцию 20 февраля 1996г.

G.M.Vlasov

Problem of terrains and a general estimate of extreme mobilism

Analysis of a degree of certainty of various aspects of extreme mobilism shows: fabulousness of ideas on the terrain accretion of the continental crust; impossibility of improving plate tectonics by means of adding to it other hypotheses and theories; non-reality of appearance of some valuable hypothesis or theory on the basis of extreme mobilism. A progresssive trend of further evolution of geotectonics is the investigation of deep mantle processes and structures taking into account the materials and generalizations of geosynclinal theory, V.V.Belousov's ideas on magmatic tectonics, and data on dynamics of planets and space.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1996, том 15, № 4, с. 117-121

УДК 551.24

ПРОБЛЕМЫ "ЖИВОЙ" ТЕКТОНИКИ

Р.Ф.Черкасов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Кратко рассмотрены актуальные проблемы неотектоники, тектоники и геодинамики, обсуждавшиеся на 29-м совещании Межведомственного тектонического комитета.

Это - впечатления и размышления участника 29-го совещания Межведомственного тектонического комитета (МТК), не претендующие на стандартную хроникальность. Совещание "Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов" состоялось 30 января - 1 февраля 1996 г. в Московском университете. Его открыл Председатель МТК Ю.Г.Леонов. Присутствовало порядка 100 человек. Почтили память членов МТК, ушедших от нас со времени предыдущей встречи (Г.С.Гнибиденко, П.Н.Кропоткин). Оглашено 30 докладов с трибуны и примерно столько же демонстрационным способом. Проводилась ежедневная дискуссия.

Темы сообщений весьма различны и связаны в основном с кайнозойскими процессами и структурами. Рассматривались регионы, суперрегионы, изредка вся планета, в основном же европейская часть бывшего Союза. Пересказывать доклады бесполезно да и нет необходимости: издан полновесный сборник материалов [3]. Попытаюсь выделить актуальные идеи и представления, сосредоточившись не столько на достижениях, сколько на проблемах, имеющих нередко общетектоническое значение.

РАЗНОТОЛКИ О НЕОТЕКТОНИКЕ

Одни ограничивают ее предмет современным рельефом земной поверхности с коррелятными ему отложениями, а также процессами их образования (эту мысль наиболее четко выразил Г.Ф.Уфимцев). Другие определяют указанный предмет по характеру динамики тектонических процессов. Е.Е.Милановский считает, что неотектонический этап начался 10 млн лет назад, когда после штирийской складчатости интенсивное сжатие литосферы сменилось преобладающим ее растяжением (о чем свидетельствует наложение рифтов в Тихоокеанском складчатом поясе, активизация спрединга и т.д.).

Большинство исследователей находится между этими точками зрения и признает внешним проявлением неотектонического этапа современный рельеф. Однако существует с десяток вариантов его нижней возрастной границы - от мезозоя до антропогена. Чаще за нее принимают подошву олигоцена (В.Г.Трифонов, В.Е.Хаин и др.). Вероятно, эта граница является не очень определенной, скользящей от региона к региону, что признают некоторые неотектонисты. Кроме того, в определениях неотектоники существует неясность относительно масштаба рельефа. Современный глобальный рельеф (океанические впадины и континентальные выступы) начал создаваться до кайнозоя, а региональный и особенно локальный рельеф того времени утрачен, во всяком случае, на континентах, где он не защищен от эрозии мощной толщей воды.

ЗНАЧЕНИЕ НЕОТЕКТОНИКИ

Несмотря на указанную неоднозначность, значение неотектоники оценивается высоко, особенно при строительстве в городах, сооружении АЭС и т.д. С.С.Шульц-младший сообщил, что в 1961 г. предупреждал об активных разломах на территории Ленинграда. Но эта информация не была учтена при строительстве метро, в результате чего имели место аварии в 1967 г. и в 1995 г. Указывалось на экологическую опасность живых разломов, не только из-за сейсмичности, но и радиоактивности (радон), эманаций тяжелых металлов. В том же городе выявлена связь учащения заболеваний раком с активными разломами.

Но о фундаментальном значении неотектоники, особенно для реконструкции геологического прошлого, почти не упоминалось. Возможно, это связано с участившейся в последние десятилетия критикой принципа актуализма, вплоть до его полного отрицания. Последнее столь же нерационально, как и сведение проблемы реконструкций к этому принципу. Как и прежде, задача заключается в вычленении из тектонических движений сквозных процессов сохранения, проходивших через всю геологическую историю или ее главные стадии (это, прежде всего, циклы разного ранга, достоверная количественная иерархия которых в полном объеме еще не выявлена), и на этой основе выделение процессов изменения, искажающих указанные циклы вплоть до ацикличности, создающих неповторимость, являющуюся сутью тектонической эволюции. При таком подходе применим и принцип актуализма, и противоположный ему принцип изменения.

НОВЫЙ ТИП ДИСЛОКАЦИЙ

Л.М.Расцветаев выделил содвиги - особый класс дизъюнктивов, противолежащие крылья которых движутся навстречу друг другу поперек разделяющей их поверхности разрыва. То есть содвиги противоположны раздвигам. Это в подавляющем своем большинстве вязкие разрывы (в том числе зоны смятия, шовные зоны, тектонические сутуры и т.д.), сопровождающиеся расплющиванием и продольным течением масс, с которым связаны традиционные ошибки в диагнозе: в зависимости от преобладающего на данном участке направления течения их именовали сдвигами, взбросами, сбросами. Выжимание горных масс из содвига может происходить в разных направлениях: вверх (в том числе с формированием "выжатых покровов"), вбок, вниз. Содвиги особенно характерны для осевых частей альпинотипных горно-складчатых сооружений континентов, где они на неотектоническом этапе заменяют субдукционно-поддвиговые структуры.

Н.В.Короновский, рассматривая современную геодинамику Кавказского сектора Альпийского пояса, отметил важную роль работ Л.М.Расцветаева: при изучении Кавказа он везде выделял сдвиги. Это встречалось поначалу с недоверием, но позднее подтверждалось. Сдвиги определяют структуру Кавказского региона. Ныне этот исследователь впал в крайность: теперь у него нет сдвигов, есть содвиги.

ПУЛЬСАЦИИ ЗЕМЛИ

По Е.Е.Милановскому, фазы некоторого общего расширения Земли, т.е. усиления рифтинга и спрединга, сопровождавшиеся активизацией базальтового вулканизма и тектоноэвстатическим повышением уровня океана (а неотектонический этап - яркий пример такой фазы), чередуются с фазами некоторого общего сжатия Земли, проявляющегося в фазах складчатости, чему сопутствовало ослабление базальтового вулканизма и падение уровня океанов.

Докладчик сослался на последнюю статью [1], в которой помимо обоснования вышеуказанного положения устанавливается синхронность фаз складчатости с периодами учащения геомагнитных инверсий, а фаз расширения - с периодами разрежения или отсутствия последних. Поскольку магнитные инверсии порождаются ядром Земли, то корреляция с ними может иметь решающее значение как для выяснения причины тектонический пульсаций (изменение объема ядра - главного генератора энергии Земли), так и для обоснования глобальности фаз складчатости. Как известно, последнее положение, провозглашенное Г.Штилле, на протяжении 70 лет неоднократно подвергалось сомнению или отрицалось.

РИФТЫ И ГРАНИЦА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

В плитотектонической концепции изначально выделялись современные, смещенные друг относительно друга Евразийская и Северо-Американские плиты. Однако достоверной межплитной границы на значительном протяжении между юго-восточным замыканием срединноокеанического хребта (СОХ) Гаккеля и западным окончанием Алеутского желоба - не обнаруживалось. Граница проводилась: по суше - диагонально (по отношению к меридиану) через Верхоянье, Колыму, Камчатку; по суше и морю - субмеридионально до центральной части Японии и затем диагонально по глубоководному желобу; целиком по морю. Кроме того, граница не показывалась и называлась неопределенной, например, в энциклопедии плитотектоники [4, стр.15, по В.Гамильтону].

Проблема границы, удовлетворяющей плитотектоническому критерию (т.е. узкая сейсмоактивная зона), по-прежнему актуальна. В докладе Н.А. Богданова, В.Е.Хаина и Э.В.Шепилова предложена новая версия границы. Она проведена по шельфу и соединяет Арктические рифты (расположенные в срединной части Гиперборейской платформы) с Берингийскими рифтами в западной части одноименного моря. При этом по трансформному разлому, проходящему через залив Креста, отсекается восточная оконечность Чукотки. Данных о землетрясениях нет (что объясняется отсутствием местных сейсмостанций и редкой населенностью, а также коровым типом землетрясений), но огромное количество оползней в рифтовой зоне указывает на сейсмичность.

Такой подход удовлетворил не всех, тем более, что оползни - неоднозначный критерий распознавания сейсмичности (оползни образуются и вне сейсмических зон). По Н.И.Корчугановой, межплитная граница проходит по Момскому рифту, но не имеет структурного продолжения к северо-западу и юго-востоку. К тому же, рифт не совмещается с узкой сейсмической зоной. Поэтому А.И.Кожурин предположил, что межплитной границей является не узкая полоса выхода сейсмофокальных зон на поверхность, а широкий пояс, включающий горную систему хребтов Черского и Момского. Но в таком случае критерий распознавания межплитных границ становится неопределенным.

РАВНИНЫ (ПЛАТФОРМЫ И ВНУТРИПЛИТНЫЕ ОБЛАСТИ)

С.Л.Юнга (в соавторстве с А.Ф.Грачевым, В.А.Магницким и Ш.А.Мухамедовым) рассмотрел труднообъяснимую сейсмичность платформ. На окраинах Восточно-Европейской платформы магнитуда землетрясений достигает 5,5-6, а на

Северо-Американской платформе превысила 6 (Нью-Мадридское землетрясение). В то же время, в литературе не удается обнаружить хорошо закартированные палеосейсмические дислокации платформ (вероятно, из-за недооценки проблемы).

Г.Ф.Макаренко подчеркнула: на основе данных сейсмотомографии устанавливается, что под платформами астеносфера незначительная, по существу - это астенолинзы на глубине 400-450 км (а под Восточно-Европейской платформой - 650 км). Поэтому плавать континентам не на чем.

5 типов эндогенной внутриплитной активности (магматизм, сейсмичность, гидротермы и т.д.) в океанах проанализировал Е.Г.Мирлин совместно с В.М.Юбко. Примечателен интенсивный трещинный базальтовый магматизм, отличный по составу от базальтов СОХ и плюмов. Для его реализации необходимо допускать длительное существование магматических очагов в океанах. Но проявление этого и других типов активности не затушевывает линейные магнитные аномалии. Это пока не удается объяснить.

ХРЕБТЫ

М.Г.Леонов развил представления С.Кэри и Л.Кинга о реидной тектонике. Главный механизм неотектонического формирования горных сооружений - это перераспределение вещества на разных глубинных уровнях земной коры: нагнетание пластичных масс в поднятия с оттоком их из-под впадин.

В осевой части Атлантического СОХ современные вулканиты часто отсутствуют, а вместо них на поверхность дна выведены глубинные ультрабазиты. Понятие спрединга теряет однозначность. Поэтому, по словам Ю.Н.Разницына, утверждение, что возраст линейных магнитных аномалий на 90% подтвержден бурением, ныне многие исследователи подвергают сомнению.

ПРОГНОЗИРУЕМОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ

Эту проблему наглядно обрисовал Д.А.Лилиенберг на примере Каспия, имеющего важное социальное и хозяйственное значение. Закономерности колебания уровня этого моря, несмотря на долгую историю его наблюдения человеком, изучены недостаточно, что влечет за собой неподтверждаемость долгосрочных прогнозов. Поэтому ныне климатологи и специалисты по геодинамике делают прогнозы только на 1 год.

Опускание Каспийской впадины связано с воздыманием Транскавказской меридиональной зоны и сопровождается эндогенной активностью (сейсмичность, грязевой вулканизм и т.д.). Поэтому традиционная климатическая модель колебания уровня Каспия нуждается в замене на тектоно-климатическую. Значительные надежды возлагаются на реализацию проекта создания Каспийского полигона с мониторингом. Следует отметить, что мониторинг крайне важен для краткосрочного предсказания, а надежность долгосрочных прогнозов может обеспечить лишь знание закономерностей и иерархии циклов нескольких рангов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ

Наибольшие различия во взглядах вызывает глобальное поле напряжений. Как известно, по П.Н. Кропоткину, в земной коре доминирует (95% поверхности) горизонтальное сжатие. По Е.Е.Милановскому, кора находится в состоянии относительного растяжения. В.Г.Трифонов считает, что на континентах она горизонтально сжата (господствуют взбросы), а в океанах - растянута. Ю.Н.Разницын полагает наоборот: в океанах господствует сжатие (ибо судя по механизмам землетрясений преобладают взбросы и сдвиги) и только локально, в осевых зонах СОХ, - растяжение.

Автор попытался выяснить напряженное состояние коро-мантийной оболочки. Из почти полного зеркального соответствия рельефа Земли и подошвы мантии вытекает, что форма океанических блоков относительно континентальных - двояковонутая, а последних - двояковыпуклая. Судя по форме, океанические блоки сжаты по вертикали и растянуты по латерали, а континентальные - наоборот. То есть океанические блоки вдаются в континентальные и, следовательно, межблоковые границы в верхней части должны погружаться под континенты, что подтверждается на активных континентальных окраинах по сейсмофокальным зонам, наклон которых с глубиной возрастает. Из латеральной растянутости океанических блоков следует их более высокая проницаемость, что доказывается высоким стоянием и большой мощностью астеносферы под океанами и низким стоянием и маломощностью - под континентами. Эта интегральная динамическая характеристика охватывает, по меньшей мере, вторую половину кайнозоя. На нее накладываются напряжения, вызванные пульсациями ядра. Кроме того, она относится к супероболочке в целом и напрямую неприменима к ее элементам, в первую очередь к наиболее разнородной коре и литосфере. Они делятся на горизонтальные, наклонные и вертикальные зоны с разными свойствами. В частности, в верхах коры в качестве следствия из закона Терцаги выделены 3 горизонтальные зоны с разными реологическими свойствами (тезисы неоглашенного доклада С.Н.Иванова и К.С.Иванова).

Поле напряжений имеет сложный, "смешанный" характер. Поэтому вычленение локальной, региональной и глобальной составляющих поля - одна из скрытых проблем (например, по сообщению

С.Ф.Скобелева, горизонтальное сжатие Приполярного Урала в 20 раз превышает вертикальное, что приводит к разрушению стенок карьеров, вышек, нефтепроводов; вероятно, здесь доминирует локальная составляющая). На совещании отмечена лишь необходимость выделения рангов полей напряжений (Л.А.Сим).

НЕЛИНЕЙНОСТЬ И ГЕОДИНАМИКА

В последние годы формируется новое научное направление - нелинейная геодинамика (с тектоникой), идейным вдохновителем которого выступает Ю.М.Пущаровский (под его руководством проведено 2 междисциплинарных семинара [2]). Это естественный процесс развития науки: вначале постигаются простые (линейные) явления, затем появляются разделы, изучающие сложные зависимости, когда нелинейные эффекты невозможно свести к линейным (линеаризовать) без потери важнейшей информации.

Ю.К.Щукин посвятил свое сообщение нелинейности геологической среды и глубинных тектонических процессов. Необходимость такого подхода он мотивировал выявившимися резкими противоречиями между прогнозами и реальной геологической средой, весьма частыми несоответствиями геофизических (в первую очередь, скоростных) параметров и геологических объектов, расположенных на разных глубинах, наличием в коре и верхах мантии наряду с геологическими (структурно-вещественными) границами отчетливых разделов, отражающих, скорее всего, геодинамическое состояние среды (динамические границы). Доклад привлек к себе повышенное внимание и вызвал ряд вопросов, которые можно свести к одному: "А что такое нелинейность?" Ответ (нелинейное - то, что отклоняется от нормального закона распределения) не удовлетворил всех слушателей, даже последовала реплика "нелинейность - это модное слово".

На мой взгляд, невосприимчивость многих геологов к новому подходу вызвана традиционным пониманием линейности и нелинейности в разных разделах геологии (минеральная и т.д. линейность, линеаменты, криволинейные и кольцевые разломы, линейные складки и др.). Причем не всегда это представление однозначно и непротиворечиво. Например, отличительным признаком линейных складок является их большая протяженность (по сравнению с брахискладками), а не прямолинейность их осей. Обобщенно линейность и нелинейность, отраженную в геологических словарях, можно охарактеризовать как структурно-морфологическую. Это самый простой и наглядный их вид. Но сейчас становится актуальным познание нелинейности явлений и процессов. В работах по нелинейной геодинамике понятие нелинейности не определяется, а обычно указывается, со ссылкой на неравновесную термодинамику и синергетику, что ее существенным признаком является неупорядоченность. Все же это частное понимание нелинейности, хотя и важное, ибо любая эволюция, в том числе тектоническая, принципиально нелинейна в силу своей неповторимости (а неповторимость - одно из проявлений хаоса). Но не всякая нелинейность ведет к неупорядоченности. Например, из нелинейности закона всемирного тяготения не следует, что он вызывает хаос. Скорее, наоборот.

Понятие линейности и нелинейности впервые появилось в математике. Оно имеет наиболее широкий смысл и точное определение. Линейность (или линейная функция) - зависимость, графически отражаемая прямой линией (в декартовой системе координат). И, соответственно, нелинейность (нелинейная функция) - зависимость, график которой не является прямой линией.

ЧТО ПОДТВЕРЖДАЕТ ГЕОДЕЗИЧЕСКИЙ ПОДХОД-ФИКСИЗМ ИЛИ МОБИЛИЗМ?

Наиболее критическим был доклад геодезиста М.М.Машимова. Он признал неудачи геодезии в определении расстояний между континентами: в 20-х годах неверные определения запутали А.Вегенера, который считал, что Гренландия сближается с Европой со скоростью 10-32 м в год. В 50-е годы одни результаты указывали на сближение Америки и Европы со скоростью 40 см в год, другие - на удаление с такой же скоростью. 60-90-е годы - становление космической геодезии. На основе ее данных тектонисты считают, что расстояния между континентами меняются на несколько сантиметров в год, не учитывая изменение формы геоида и многих других параметров. Собственные движения обсерваторий, данные которых используются для вывода о дрейфе континентов или плит, превышают указанные смещения. Дело в том, что исходя из тектонических концепций, в геодезические данные за рубежом вносятся поправки.

Глобальная геодезия не подтверждает ни фиксистские, ни мобилистские построения. По М.М.Машимову, ситуация сложнее, ибо в последнее десятилетие параметры Земли менялись следующим образом: радиус уменьшался на 1 см в год; центр масс смещался ежегодно на 2 см, что должно было вызывать перемещение масс; полярное сжатие внушительно уменьшалась, что отражалось на форме геоида; уменьшалась скорость вращения Земли; уменьшались все моменты инерции (что указывает на дифференциацию вещества); изменялись еще 3 важных параметра. К сожалению, даже дорогостоящие международные проекты, такие как "Лазерная локация спутников" и "Длиннобазисная радиоинтерферометрия", выполняются без выяснения вышеназванных 8 параметров, ибо у руля стоят негеодезисты. Поэтому их результаты малополезны.

Собственный вывод докладчика (Земля уменьшается в размерах, т.е. сжимается) уязвим без

указания, что он относится только к периоду наблюдения - последнему десятилетию существования Земли. Экстраполяция современных замеров в глубь геологической истории на десятки и сотни миллионов лет - распространенная погрешность, ибо при этом игнорируется геологическая и негеологическая цикличность многих рангов. Например, с изобретением компаса человек считал, что северный конец его стрелки всегда показывает на север. Наблюдения магнитных обсерваторий, начиная с 1829 г., позволили уточнить ориентировку этой стрелки. Но из гигантской совокупности магнитологических наблюдений никак не следует, что 1-1,5 млн лет назад северный конец стрелки компаса показывал бы на юг. Этот вывод явился важнейшим результатом палеомагнитных реконструкций, приведших к открытию инверсий геомагнитного поля.

М.Т.Прилепин, огласивший коллективный доклад по спутниковым технологиям, отметил, что не все так печально, как изложил М.М. Машимов. В последнее десятилетие "Спутниковая система глобального определения местоположения" стала основным средством изучения геокинематики, существенно дополняя данные, полученные методами лазерной локации спутников и длиннобазисной радиоинтерферометрии.

С.Н.Устинов указал на недостаток геодезических инструкций, которые способствуют фальсификации данных даже на геодинамических полигонах: на Душанбинском полигоне мы установили большие движения, а у геодезистов получилась невязка 42 мм. Их заставили в соответствии с инструкцией устранить невязку, свести ее к нулю (ибо не допускается, что невязка может быть вызвана не только ошибками измерений, но и тектоническими движениями, происшедшими в период проведения наблюдений). И тут грянуло землетрясение.

В заключение Почетный председатель МТК Ю.М.Пущаровский и Ю.Г.Леонов подчеркнули, что в океанах неотектоника почти не изучена. Н.И.Николаев - патриарх неотектоники, создатель первой лаборатории и первой неотектонической карты мира - отметил: проблемы неотектоники переходят в XXI век. И надежда на молодых, которые не только бы владели компьютером, математикой, физикой, но и любили бы науку не меньше, чем мы.

По словам Ученого секретаря МТК Ю.В. Карякина, тема следующего, юбилейного совещания- "Тектоника Евразии".

ЛИТЕРАТУРА

1. Милановский Е.Е. Пульсации Земли//Геотектоника. 1995. N 5. С.3-24.
2. Нелинейная геодинамика/ Отв. ред. Ю.М.Пущаровский. М.: Наука, 1994. 191 с.
3. Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: программа и тезисы. М.,1996. 169 с.
4. Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т.3. 350 с.

Поступила в редакцию 8 мая 1996г.

R.F.Cherkasov

Problems of "live" tectonics

Topical problems of neotectonics, tectonics and geodynamics, which were discussed at the 29th Meeting of the Interdepartmental Tectonic Committee, are briefly considered.

Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1996. Т. 15, № 4