

Том 14, номер 3
ISSN 0207-4028

Май - Июнь 1995

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



Российская академия наук

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 14 № 3 1995 Май - Июнь

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, Ю.Ф. Малышев, В.Г. Моисеенко, Л.И. Попеко, К.Ф. Сергеев,
В.И. Сухов, М. Хэлбути (США), Чень Гоода (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),
П.М. Сычев, 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 333-743, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1995 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

Vol. 14 № 3 1995 May-June

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), M. Halbouty (USA), Yu.F. Malyshev,
V.G. Moiseenko, L.I. Popeko, K.F. Sergeev, V.I. Sukhov, B.I. Vasilyev, G.M. Vlasov, A.A. Vrublevsky

Editorial Council

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. Nozawa (Japan), H. Okada (Japan), V.P. Pan, A. Panteleyev (Canada),
W. Patton (USA), S. Porter (USA), M. Shimazu (Japan), Sun Shu (PRC), P.M. Sychyov, V.B. Troyan

Head of Editorship S. Stavitskaya

Editorial office address: 65, Kim Yu Chen Str., 680063, Khabarovsk, tel.: 21-08-59
Fax: 74212 333-743, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch RAS, 1995

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Н.А. Шило</i> Проблема механизма формирования парагенезисов минералов в россыпях, образующихся в перигляциальных и аридных условиях	3
<i>Zhang Qinhuа, Bi Hua, Wei Zhouling</i> A new look at the evolution of the East China sea basin	12
<i>М.А. Баранов</i> Покровная тектоника Мырговаамской “впадины” (северо-запад Центральной Чукотки)	17
<i>Л.И. Попеко</i> Зональное расчленение каменноугольных отложений Монголо-Охотской складчатой области по мшанкам	23
<i>О.А. Мельников</i> О распространении и значении палеогеновых ракушняков-устричников на Сахалине	30
<i>С.С. Щека, Р.А. Октябрьский</i> Мегакристы хромдиопсида как индикаторы внутреннего строения массива Сыбах (Южная Якутия)	36
<i>Л.Г. Филимонова</i> Металлоносные микроксенолиты базитов из невадитов Дукатского рудного поля в связи с проблемой генезиса месторождений	42
<i>Р.Н. Ахметов, Р.Н. Бучко</i> Геологическое строение и платиноносность массива базитов кл. Веселого (Верхнее Приамурье)	53
<i>Г.Ф. Макаренко</i> Покровные базальты и данные сейсмической томографии	60
<i>В.И. Исаев, Н.А. Волкова, Т.В. Ним</i> Решение прямой и обратной задачи геотермии в условиях седиментации	73
<i>К.В. Симаков</i> О структуре теоретико-познавательного аппарата стратиграфии	81
<i>Г.М. Власов</i> Геотектоника на распутье	96
<i>С.С. Зимин, Б.М. Тишкин</i> Аккреционно-трибохимическая модель формирования Земли как планеты	105

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>Л.Н. Хетчиков, В.А. Пахомова</i> Возможности определения состава и параметров минералообразующих растворов по включениям в минералах (результаты изучения включений в синтетическом кварце, выращенном в растворе NaOH+KOH)	111
<i>Г.А. Гоневчук, С. Ишхара, В.Г. Гоневчук</i> О возрастной корреляции магматизма гранитоидов Мяо-Чанской и Харпийской вулканических зон	114
<i>В.В. Пуринг, А.В. Молчанов</i> Геолого-геофизическая модель Чаро-Олекминского блока	118
<i>Э.А. Альфтан</i> Новая гипотеза о роли и значении электрического поля в океанах	121

CONTENTS

<i>A.N. Shilo</i> The mechanism of mineral paragenesis formation in placers of periglacial and arid environments	3
<i>Zhang Qinhua, Bi Hua, Wei Zhouling</i> A new look at the evolution of the East China sea basin	12
<i>M.A. Baranov</i> Nappe tectonics of the Myrgovaamsky basin (Northwest of Central Chukotka).....	17
<i>L.I. Popoko</i> Zonal stratification on the Carboniferous deposits of the Mongol-Okhotsk fold system on the basis of Bryozoa	23
<i>O.A. Melnikov</i> On the location of the Paleogene shell oyster beds on the Sakhalin Island and their implications	30
<i>S.S. Shcheka, R.A. Oktyabrsky</i> Megacrysts of chrome diopside as an indicator of a deep structure of the Sybakh massif (Southern Yakutiya)	36
<i>L.G. Filimonova</i> Metal-bearing microxenoliths from the Ducat ore field nevadite in connection with problem of ore substance source	42
<i>R.N. Akhmetov, I.V. Buchko</i> Geological structure and presence of platinum in the Vesely basit massif	53
<i>G.M. Makarenko</i> Blanket basalts and seismic tomography data	60
<i>V.I. Isaev, N.A. Volkova, T.V. Nim</i> Solution of direct and inverse problems of the geothermy in the sedimentation conditions	73
<i>K.V. Simakov</i> On the epistemological apparatus of stratigraphy	81
<i>G.M. Vlasov</i> Geotectonic at the crossroads	96
<i>S.S. Zimin, B.M. Tishkin</i> Accretion-tribochemical model of the formation of the Earth as a planet	105

BRIEF COMMUNICATIONS

<i>L.N. Khetchikov, V.A. Pakhomova</i> Determination of composition and parameters of mineral-forming solutions from the inclusions in minerals	111
<i>G.A. Gonevchuk, S. Ishihara, V.G. Gonevchuk</i> The granitoid age correlation of magmatism of Myao-Chan	114
<i>V.V. Puring, A.V. Molchanov</i> Geological-geophysical model of the Charo-Olekminsky block	118
<i>E.A. Alfian</i> A new hypothesis on the role and importance of the electric field in the oceans	121

Н. А. Шило

ПРОБЛЕМА МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ПАРАГЕНЕЗИСОВ МИНЕРАЛОВ В РОССЫПЯХ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ И АРИДНЫХ УСЛОВИЯХ

Рассматривается проблема формирования парагенезисов минералов в россыпях перигляциальных и аридных обстановок. Эволюция процесса разделяется на две фазы: эндогенную и экзогенную; в последней выделяются три стадии: элювиальная, аллювиальная и литоральная. В эндогенную фазу происходит бифуркация петрогенных и рудогенных элементов. В экзогенную - в перигляциальном поясе осуществляется последовательная сегрегация эндогенных россыпеобразующих минералов от жильного материала во все три стадии. Максимального значения она достигает при аллювиальной переработке обломочного класса пород, что приводит в этой обстановке к образованию протяженных и богатых аллювиальных россыпей, даже при отсутствии адекватных коренных источников.

В аридных обстановках образование парагенезисов россыпеобразующих минералов связано дефляционной деятельностью ветра; в семиаридных условиях - формированию конусов выноса.

Сделана попытка математического модельного описания образования минеральных парагенезисов в каждой из выделенных фаз и стадий развития процесса.

В 1985 году проф. Д.К. Хауллбайер из Йоганнесбурга передал мне коллекцию из золоторудного месторождения Витватерсранд, представленную сферическими образованиями агрегатов пирита, которые Д.К. Хауллбайер вместе с Э. Дж. Кабле в одной из работ, опубликованных в западной литературе, назвали "пиритовой картечью". Д.К. Хауллбайер указал, что этот окатанный пирит - одно из свидетельств его аллювиального происхождения, подтверждает аллювиальный генезис месторождения золота. Однако, длительное время изучая россыпи, возникшие в неодинаковых физико-географических обстановках и в ходе развития различных типов континентального литогенеза, я никогда не встречал подобного "окатанного" пирита, что легко объясняется физическими свойствами его кристаллов.

Усомнившись в правильности определения генезиса пиритовых образований - "пиритовой картечи", я решил подвергнуть их тщательному изучению, что и было осуществлено вместе с М.С. Сахаровой (МГУ). Полученные данные позволили полностью отвергнуть идею аллювиального происхождения "окатанного" пирита или "пиритовой картечи" из золоторудного месторождения Витватерсранд [10]. В 1994 году академик А.Д. Щеглов, посетивший Витватерсранд и отобравший на месторождении коллекцию руд, при их изучении согласился с нашими выводами о происхождении "пиритовой картечи". В опубликованной им работе [8] сделана попытка образования пиритовых агрегатов объяснить окатыванием пирита в гидротермальных потоках, отнеся таким образом все месторождение к гидротермальному типу. Прочитав его работу, я нашел ошибочным это объяснение. Такое "окатывание" должно

было сопровождаться растворением (коррозией) кристаллов пирита, его граней и ребер, чего на самом деле нет. Согласно известному принципу Кюри о соответствии формы тела и среды, в которой оно возникает, образование подобных сферических агрегатов пирита возможно было только в жидкой неподвижной среде, по вязкости сравнимой с гелями. Глобулы могут возникать и в гидротермально-метаморфических условиях при резком изменении РТ-параметров. Вероятно также шаровидные формы пирита ("пиритовую картечью") можно связывать с метасоматическим воздействием сероводорода на оолитовые образования железа, иными словами, относить их к псевдоморфозам пирита по оолитам железа.

Все это побудило снова обратиться к проблеме механизма формирования парагенезисов минералов в россыпях, образующихся в различных условиях, которую я рассматривал в "Основах учения о россыпях" [9]. Однако из этого пока исключаются гумидные и ледовые обстановки, хотя образующиеся в них месторождения также требуют более глубокого анализа, особенно это касается парагенетических минеральных ассоциаций в корах выветривания гумидных областей.

Напомню, что все россыпеобразующие минералы включают в себя семейства самородных элементов, простых и сложных окислов, вольфраматов, силикатов, фосфатов, карбонатов и янтарь - фоссилизованные и поликонденсированные смоляные и терпеновые кислоты. Образующиеся в некоторых случаях россыпи хромита, барита и киновари мною не рассматриваются вообще, как не имеющие промышленного значения.

ных условиях, поэтому представляется целесообразным начать рассмотрение обозначенной темы с напоминания некоторых главнейших особенностей эндогенного минералообразования, как одну из фаз общего природного процесса. Вторую фазу - экзогенное формирование минеральных парагенезисов в россыпях в перигляциальном поясе планеты я разделяю здесь на три стадии, а именно: элювиально-солифлюкционную, аллювиальную и литоральную, исключив делювиально-солифлюкционную, как не вносящую специфического вклада в общий ход россыпеобразующего процесса. Россыпеобразование в аридной обстановке можно разделить на эоловую и дефляционную стадии.

ЭНДОГЕННЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Как известно, эндогенное рудообразование независимо от того, связано ли оно с магматическими процессами, с послемагматической гидротермальной деятельностью, с метасоматозом или с метаморфизмом разных глубин и фаций, может быть отнесено к геохимическим открытым равновесным системам, как показал Д.С. Коржинский [4], с вполне подвижными компонентами. В ходе эволюции этих систем возникают условия дифференциации вещества, когда химические элементы или их соединения в различных фазовых состояниях разделяются или группируются по энергетическим кристаллохимическим параметрам или уровням, что приводит к формированию петрогенных и рудогенных парагенезисов; происходит как бы бифуркация развивающихся систем, сопровождающаяся образованием устойчивых парагенетических ассоциаций химических элементов и минералов двух ветвей - петрогенной и рудогенной.

Дифференциация вещества в эндогенных системах с равновесным характером развития и их бифуркация на две ветви регулируются периодическим законом менделеевской системы элементов.

Минералообразующие системы развиваются в ходе взаимодействия элементов или их соединений друг с другом; эти взаимодействия характеризуются химическими реакциями, протекающими в соответствии со свойствами элементов, которые определяются их позицией в периодической системе. Поэтому реакции можно описать в общем случае уравнением изобарно-изотермического потенциала (ΔZ), имеющим следующий вид:

$$\Delta Z = \Delta H - T \cdot \Delta S$$

$$\Delta Z = \Delta U - T \cdot \Delta S + P \cdot \Delta V,$$

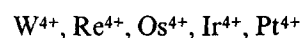
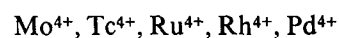
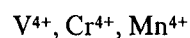
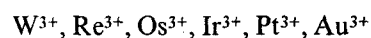
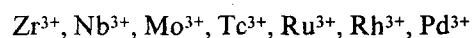
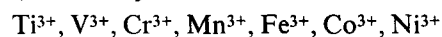
где ΔH - разность энтальпий кристаллических структур, ΔS - разность энтропий кристаллических структур, ΔU - разность внутренних энергий решеток, ΔV - разность объемов исходных веществ и продуктов реакций, T - абсолютная температура, P - давление.

Причем в химических реакционных взаимодействиях веществ наблюдается строгий принцип или закон, заключающийся в том, что устойчивыми являются соединения или сочетания жестких кислот и жестких оснований, мягких кислот и мягких оснований; за счет отсутствия промежуточных соединений ввиду их неустойчивости, количество природных соединений, как известно, не превышает 2.5 тыс. минеральных видов, хотя химические элементы, известные в настоящее время, могли бы дать бесчисленное множество сочетаний.

Разделение минерального вещества по признаку кислотности в силикатных системах является мощным фактором формирования эндогенных парагенезисов; в них, если не считать P_2O_5 - соединения, имеющего сравнительно небольшое распространение и, как правило, не входящего в состав алюмосиликатов, кремнезем является наиболее кислотным. Ему принадлежит ведущая роль в формировании парагенетических минеральных ассоциаций как петрогенного, так и рудного комплексов: в насыщенных кремнеземом средах (гранитоидный и липаритовый магматизм) формируются одни ассоциации, в недонасыщенных им (ультраосновной и базальтоидный магматизм) совершенно другие.

В мою задачу не входит всестороннее рассмотрение формирования эндогенных парагенезисов. Тем не менее, в дополнение к сказанному выше в самой сжатой форме остановлюсь на некоторых деталях проблемы, совершенно необходимых для понимания экзогенных минералообразующих систем. В целом она достаточно полно освещена в работах Д.С. Коржинского [4], В.С. Урусова [7], А.А. Маракушева [5], Л.А. Годовикова [2, 3].

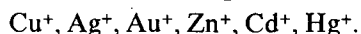
Согласно фундаментальным свойствам элементов, вытекающим из их позиции в менделеевской системе, четко обрисовывается образование изовалентных ассоциаций, в основе которых лежит внешнее электронное строение и тип их конфигураций, а также стабильность окислительных состояний, которая понижается в каждой ассоциации с уменьшением порядковых номеров, в пределах периода она понижается с возрастанием номера элемента. Ими определяются парагенетические ассоциации элементов в трехвалентном или четырехвалентном состоянии, они следующие:



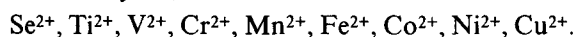
Как видим, одни и те же элементы в трехвалентном и четырехвалентном состоянии дают ассоциации и устойчивые эндогенные парагенезисы. Это

титан, ванадий, рутений, родий, палладий, осмий, иридий, хром, платина.

В изовалентных ассоциациях обнаруживается корреляция элементов, отвечающих минимуму средних потенциалов, которые дают следующий ряд, пользующийся широким распространением в полиметаллических месторождениях с золотом, а именно:



При максимальных средних потенциалах ионизации возникает совершенно иной парагенетический ряд. Он следующий:



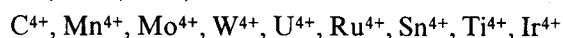
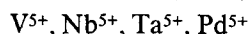
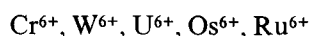
Если первый ряд напоминает ассоциацию рудных элементов, связанную с кислым магматизмом, то второй близок к парагенезисам базитового магматизма. В этих двух рядах последовательно нарастают электросродство, поляризационные свойства и сродство к сере относительно сродства к кислороду.

Общее сродство элементов характеризует их химическую активность, тенденцию элементов образовывать соединения с кислородом, серой или выделяться в самородном виде. Именно эти эндогенные ассоциации составляют главную часть россыпеобразующих минералов. Следует отметить, что в эндогенных условиях самородные элементы или минералы с ростом давления утрачивают сродство к сере и увеличивают сродство к кислороду, что объясняется большой плотностью кислородных соединений.

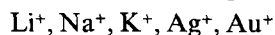
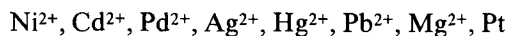
Золото, серебро и обе триады платиноидов в силу своих химических свойств не образуют в рудных месторождениях соединений, их ряд выглядит следующим образом:



Максимальное сродство к кислороду имеют следующие элементы в различных валентных состояниях:

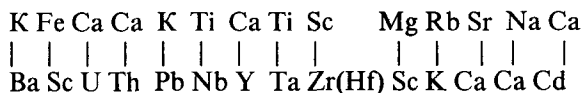


Минимальное сродство к кислороду имеют следующие элементы:

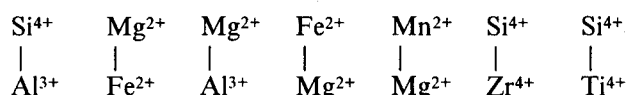


В россыпеобразующих минералах широко развит изоморфизм; особенно хорошо он проявлен в сложных окислах, силикатах и фосфатах, впрочем и семейство минералов, принадлежащих к элементам, не лишено этого важного признака их поведения в эндогенных минералообразующих системах. Одним из примеров может служить триада золото-серебротеллур, дающая ряд минеральных видов: кренерит, калаверит, сивланит, петцит, эмпрессит, гессит. В сложных окислах к подобному типу минералов, в которых широко представлены изоморфные приме-

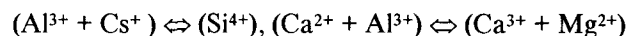
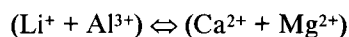
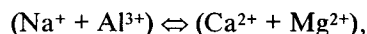
си, можно отнести приорит и циркелит; не лишены этого важного свойства и силикаты. Изоморфизм усиливает плотность решетки, что делает минералы устойчивыми в экзогенных условиях. В качестве общего порядка проявления изоморфизма можно привести известные следующие два ферсмановские ряда изоморфного замещения элементов:



В этих двух рядах элементы нижнего замещают элементы верхнего ряда. Возможен изоморфизм, определяющийся валентным состоянием элементов, в этом случае можно их представить в следующих двух рядах, где также, как и в ферсмановских рядах, элементы нижнего ряда изоморфно замещают элементы верхнего ряда.



В некоторых ситуациях эндогенного минералообразования происходит гетеровалентное изоморфное замещение, и тогда ряд изоморфизма можно представить в следующем виде:



В свое время мною была предложена уже упоминавшаяся выше классификация россыпеобразующих минералов и для каждого из них выведена константа гипергенной устойчивости ($K_{гн}$). Этой безразмерной величиной количественно оценивается устойчивость минералов в гипергенных условиях.

Константа гипергенной устойчивости минералов имеет функциональную логарифмическую зависимость от твердости (H) и их плотности (ρ), то есть от химического состава минералов и от упаковки атомов в кристалле; безразмерный параметр носит линейный характер. Его величина у россыпеобразующих минералов колеблется от 2.17 у иридийной платины и до 1.27 у паризита (карбонат цезия). Повидимому, за пределами значений $K_{гн}$ в большую сторону от 2.17 должны лежать "сверхустойчивые" минералы - химически чистые, с идеальной решеткой, лишенной каких бы то ни было дефектов, в меньшую сторону за пределами 1.26 - область всех других и в том числе породообразующих минералов, не накапливающихся вследствие своей неустойчивости в экзогенных процессах в россыпях. Минералы семейства элементов имеют среднюю величину константы гипергенной устойчивости, равную 1.82, простые и сложные окислы, а также вольфраматы - 1.49, силикаты - 1.43, фосфаты - 1.37, карбонаты - 1.29, кварц, разделяющий рудные и породообразующие минералы - 1.26.

ЭКЗОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОГО ПОЯСА

Элювиально-солифлюкционная стадия

Всякое рудное месторождение или рудопроявление, являющееся источником россыпеобразующих минералов, выведенное тектоническими и эрозионными процессами на дневную поверхность Земли, в перигляциальной обстановке заканчивает свое существование образованием элювиально-солифлюкционного комплекса пород, слагающих так называемый деятельный слой. Этот слой представляет собой сложную открытую инфильтрационную, динамически напряженную физико-химическую систему. Ее термодинамика определяется волнообразными колебаниями в значительном диапазоне суточных и сезонных температур (рис. 1), а также присутствием в течение всего года в породном каркасе воды в трех неравновесных фазовых состояниях. Фазовые переходы воды сопровождаются разрушением эндогенных и петрогенных минеральных парагенезисов и формированием ассоциации минералов, характерных для россыпей перигляциальных областей. В ходе развития этой системы происходит дробление горных пород, заключающих рудные минеральные парагенезисы, и их начальная физико-химическая переработка с образованием бинаровских структур (мерзлотные шестигранники).

Характер физико-химических процессов, протекающих в деятельном слое, определяется низкими, не превышающими 5.0-5.2 значениями рН среды, насыщенной гуминовыми кислотами, которые обра-

зуются в перигляциальных обстановках вследствие подавленного отрицательными среднегодовыми температурами окисления органического вещества. В этой среде окисление сульфидов доходит только до сульфатной стадии, а разложение алюмосиликатных минералов сопровождается частичным выносом алюминия в виде трехвалентного гидроксила $Al(OH)_3$; не вынесенная часть алюминия абсорбируется и идет на постройку диоктаэдрических, с гидроксидом в решетке алюмосиликатов. Кремний или накапливается вследствие своей неподвижности при указанных значениях рН среды, о чем свидетельствует широкое развитие в высоких широтах планеты подзолистых почв, или идет на постройку водных алюмосиликатов. С появлением в деятельном слое вторичных продуктов выветривания и достаточного количества мелкоземистых частиц возрастает скорость ионно-обменных реакций, которые с понижением температуры периодически и волнообразно проявляются в сезонном и суточном разрезе; усиление ионно-обменных процессов происходит в первую очередь за счет K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} . Пылевая фракция обладает большой емкостью поглощения, так как на ее поверхности в промерзающих породах появляются многовалентные катионы (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+}). Таким образом, выветривание горных пород здесь приобретает специфические черты и характеризуется сульфатной и монтмориллонит-бейделлит-каолиновой линиями, в ту или иную сторону сдвигающимися в зависимости от состава подвергавшихся экзогенному выветриванию горных пород. Экзогенное минералообразование происходит при частичном разрушении рудных эндогенных парагенезисов и при выводе из системы неустойчивых в экзогенных условиях минералов, которыми в первую очередь являются сульфиды и др. В деятельном слое остается вместе с обломочными породами гипергенно устойчивая ассоциация минералов, большая часть которых заключена в псефитовом материале, что, понятно, исключает их концентрацию на той стадии развития россыпеобразующих систем.

Отличительные особенности эволюции элювиально-солифлюкционного россыпеобразования иллюстрируются материалами изучения россыпей, возникших в четвертичное время в перигляциальном поясе Земли.

По специфическому характеру термодинамических процессов, развивающихся в деятельном слое, его можно идентифицировать как диссипативную систему. На это указывают турбулентные движения в нем вещества и образующиеся в ходе его развития бинаровские структуры; их широкое распространение, особенно на плоско-равнинных площадях северных районов, общеизвестно. Распределение температур в деятельном слое по сезонам в многолетнем разрезе и движение вещества, как показали специальные наблюдения, образуют сходные кривые (рис. 1), подобием которых может служить кривая плотности производства энтропии [6] в сложных

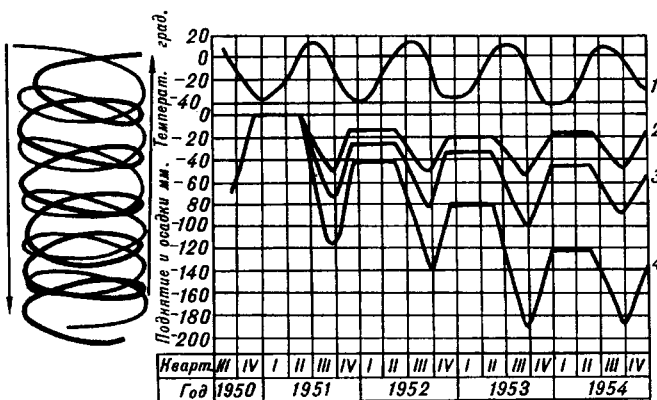


Рис. 1. Поднятие и осадка свободной дневной поверхности опытной площадки на Аркалаге и схема движения грунта в деятельном слое (по материалам ВНИИ-1, Магадан)

1 - средняя температура воздуха; 2 - колебание поверхности площадки, сложенной торфяно-суглинистыми грунтами; 3 - колебание поверхности площадки, сложенной пылеватыми и супесчаными гравийно-галечными грунтами; 4 - колебание поверхности площадки, сложенной песчано-гравийно-галечными грунтами; 5 - схема движения репера в течение года

системах (рис. 2). Однако эта проблема требует специального дополнительного изучения и разработки математического аппарата для их описания. Пока же для этой цели можно предложить следующее уравнение, в какой-то, может быть, приближенной форме описывающее осцилляции в деятельном слое.

$$\frac{dP}{dt} = -\frac{2}{T^2} \int dV \sum_{i1} \left(\frac{\partial \mu_i}{\partial m_1} \right) \frac{\partial m_i}{\partial t} \cdot \frac{\partial m_1}{\partial t}$$

P - давление, t - температура, T - абсолютная температура, V - объем, μ - химический потенциал компоненты, m - масса единицы объема.

Аллювиальная стадия

В долины элювиально-солифлюкционный глинисто-щебневый материал транспортируется делювиально-солифлюкционными потоками, развивающимися по склонам речной сети, которые практически его не изменяют. Только в долинах осуществляется его переработка, причем здесь проявляется механическое разрушение крупнообломочных пород, заключающих рудные парагенезисы, во флювиальных потоках также продолжается криогенное выветривание, которое не только не затухает, как часто принято считать, но еще больше усиливается. Одновременно с дроблением обломочного материала в водном потоке, что приводит к высвобождению россыпеобразующих минералов, он подвергается и классификации как по удельному весу, так и по крупности. Интенсивность сортировки аллювия, выступающая на первый план при образовании его русловой фации, определяется геологической дея-

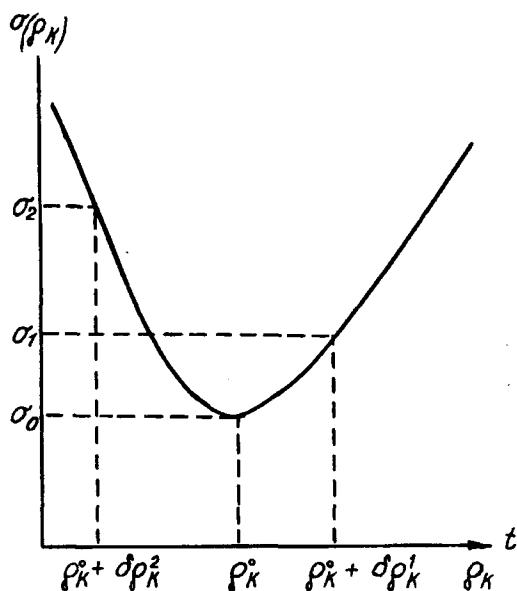


Рис. 2. Производство энтропии в деятельном слое
 σ - плотность производства энтропии; ρ_k - стационарное состояние системы; $\delta\rho_k^0$ - отклонение от стационарного состояния системы; $\rho_k + \delta\rho_k$ - изменение состояния системы во времени t .

тельностью рек. Однако общей особенностью работы водного потока является полное удаление легко растворимых солей, играющих существенную роль в балансе твердого стока многих рек северных широт. Вслед за ним происходит вынос илистого, глинистого (монтмориллонитового) и песчаного материала. Вынос мелких фракций происходит все время по мере их возникновения в ходе переработки псефитового аллювия.

Перенос материала при образовании металлоносного аллювия в потоке происходит под действием турбулентных вихрей, имеющих сложную структуру, определяющуюся характером дна русел, распределением на нем крупнообломочного материала. Частицы пород или отдельных минералов, в том числе и рудных, будучи приподнятыми над дном русла вихрями потока, в отдельные моменты могут задерживаться в его толще, такая взвесь обычно возникает в тыловых частях вихрей, при попадании ее в лобовую область вихрей она ускоряет свое движение, опускаясь в точках, отстоящих от места поднятия. При увеличении количества транспортируемого аллювия происходит его волнообразное движение, оно формирует рифы, гребни, валы, косы, перекаты; эти структурные образования создают пороги или барьеры; именно в связи с ними происходит интенсивная переработка аллювия, освобождение рудных минералов от жильных и других пород, а также их концентрация.

Таким образом, речной поток долины выполняет несколько функций: перерабатывает крупнообломочный псефитовый материал, поступающий со склонов, что сопровождается освобождением минеральных рудных ассоциаций; осуществляет концентрацию (накапливание) россыпеобразующих минералов в аллювиальных отложениях; удаляет за пределы речной долины в конечные водоемы стока мелкие фракции перерабатываемого материала и растворенные соли. Все эти процессы увязаны между собой, так как в речном потоке на твердое тело оказывает воздействие сила его собственного веса, динамическая сила текущей воды, силы вертикальной составляющей скорости потока, силы удара и трения. Соотношение этих сил определяется тремя меняющимися с течением времени элементами: удельным весом (плотностью) зерен или обломков, их крупностью и уклоном дна реки; при этом скорость потока в конечном итоге будет оказывать решающее значение на концентрацию тяжелых минеральных компонентов в аллювиальных отложениях. Этот процесс может быть описан следующим уравнением:

$$V_c = c \sqrt{V_0^2 - V_{cp}^2}$$

V_c - смывающая скорость струи воды, c - коэффициент, учитывающий уклон русла, V_0 - конечная скорость падения тела в воде, V_{cp} - среднее значение вертикальной составляющей скорости потока.

В аллювиальной зоне на любой стадии развития речной долины, в которой формируется россыпь, вследствие разнообразных условий переработки обломочного материала накопление шлиховых минералов происходит неравномерно; оно определяется указанными выше аккумулятивными и эрозионными структурами дна или барьерами, хотя накопление минералов происходит в силу одних и тех же причин, и поэтому участки, благоприятные для концентрации одного минерала, одновременно являются и участками благоприятных условий концентрации для всех других минералов, однако в силу различных величин константы гипергенной устойчивости, максимальные значения накопления одних минералов не будут совпадать с другими.

Это определяется разной подвижностью минералов в водно-аллювиальной среде, обусловливаемой разными значениями константы гипергенной устойчивости минералов и их гидравлической крупностью. Миграционная способность минералов в свое время мною была выражена рядом: алмаз-циркон-ильменит-монацит-магнетит-шеелит-касситерит-вольфрамит-золото-платина. Крайними членами этого ряда, с одной стороны, являются минералы с самым низким удельным весом, но с максимальной из всех известных природных веществ твердостью, с другой - минерал с наибольшим удельным весом, но с малой для россыпеобразующих минералов твердостью. В первом случае в качестве крайнего члена этой шкалы выступает алмаз, являющийся наиболее подвижным в водно-аллювиальной среде минералом, во втором - платина иридиастая, при быстром освобождении от жильного материала в речной долине образующая автохтонные россыпи. Этот факт указывает на то, что миграционные свойства минералов в аллювиальном процессе определяются не только параметрами гипергенной их устойчивости, но и некоторыми другими причинами, к которым относятся пространственно-временные условия, характер среды, в которой осуществляется их миграция, форма и т. д.

При изучении миграции минералов, а следовательно и механизма россыпеобразования, в которой турбулентная, а не ламинарная структура играет решающую роль, необходимо учитывать динамическую скорость потока, в свое время рассматривавшуюся Л. Прандлем; эта скорость V описывается следующим выражением:

$$V = \sqrt{gRi},$$

где g - ускорение силы тяжести в пункте измерения, R - гидравлический радиус зерен или обломков, i - гидравлический уклон русла.

Концентрация минералов, осуществляющаяся водным потоком с турбулентной структурой, зависит также от их равнопадаемости. Физический смысл этого параметра состоит в том, что для разных минералов с одинаковой скоростью свободного падения в движущемся потоке отношение диаметров

кристаллов пропорционально плотности минералов и среды, а также коэффициентам сопротивления среды равнопадающих зерен, а именно:

$$d_1 / d_2 = \left[(\delta_2 - \Delta) \psi_1 \right] / \left[(\delta_1 - \Delta) \psi_2 \right],$$

где d_1 и d_2 - диаметры равнопадающих зерен минералов, δ_1 и δ_2 - плотности равнопадающих минералов, Δ - плотность среды (жидкости), ψ_1 и ψ_2 - коэффициенты сопротивления среды движению зерен минералов.

Равнопадаемость представляет собой математическое выражение совокупности признаков, определяющих парагенетические ассоциации и разнофракционный состав минералов в каждой данной точке пласта россыпи. В реальных условиях при образовании россыпей в речном потоке всегда существует вертикальная составляющая его скорости, поэтому помимо гидравлической крупности и коэффициента равнопадаемости для процесса дифференциации частиц важное значение имеет коэффициент равноскоростности (e), равный коэффициенту равнопадаемости в степени $3/2$:

$$e = (d_1/d_2)^{3/2}$$

Динамическое взаимодействие частиц минералов или горных пород соответствующей крупности со средой в той или иной степени определяется различными свойствами зерен или обломков пород и их размерами, поэтому все природные минералы, участвующие в образовании россыпей в аллювиальной зоне, можно разделить на три группы: зерна минералов или горных пород такого размера, при котором их обтекание в приграничном слое турбулентно, вторая группа имеет ламинарный режим обтекания, третья - вязкожидкий.

Таким образом, перемещение обломочного материала, согласно законам гидродинамики и гравитации, сопровождается его дифференциацией по крупности и плотности, в ходе которой фракционируются тяжелые, гипергенно устойчивые минералы вместе с соответствующим коррелятивным им классом обломочных пород. Этот процесс имеет статистический, а развивающаяся россыпеобразующая система - линейный характер.

Формирование парагенетических ассоциаций россыпеобразующих систем по разному протекает в долинах зоны высокогорного, среднегорно-мелкогорного и равнинного рельефа. В высокогорных долинах преобладает перенос аллювия. В зоне среднегорно-мелкогорного рельефа в речных долинах перигляциальных областей развивается интенсивная переработка псефитового аллювия, сопровождающаяся освобождением рудного вещества от жильного материала, и концентрация преимущественно тяжелых, гипергенно устойчивых россыпеобразующих минералов, вынос растворимых солей и мелкой фракции аллювия, с которой транспортируются и легкие россыпеобразующие минералы. В речных долинах равнинного рельефа перенос аллювия

подавляет все другие процессы; вместе с ним за пределы этой зоны удаляются легкие, преимущественно мелкая фракция, рудные минералы, которые накапливаются в литорали.

В зоне среднегорно-мелкогорного рельефа, где формируются парагенезисы минеральных ассоциаций россыпеобразующих систем, сопровождающиеся образованием россыпей золота, платиноидов, касситерита, вольфрамитов, иногда алмазов, процесс освобождения рудного вещества от жильного материала не всегда доходит до конца. Часть рудных минералов остается заключенной в крупной фракции аллювия.

Этот факт наглядно иллюстрируется данными уникального опыта (рис. 3), проведенного П.П. Аносовым еще в 1836 году на Миасских россыпях золота (Урал). Экспериментатор подверг переработке пробу в 10 тыс. пудов (160 т). Часть золотосодержащих песков обработана обычной промывкой, извлеченное золото принято за 1 (№ 1 на рис. 3). Затем галечный отвал был обработан на толчее, извлечение золота увеличилось и оказалось больше 1 (2). Затем была осуществлена обработка песков промывкой с амальгамацией, получено золота в 7 раз больше (3). Затем была осуществлена плавка песков в металлургической домне (4), она дала золота в 28 раз больше, чем обычная промывка. Затем часть пробы П.П. Аносов подверг плавке в медеплавильной печи, получено золота в 84 раза больше по сравнению с промывкой (5). Затем пески (6) подверглись плавке в тиглях с углем и флюсом; получено золота в 95 раз больше от исходного (промывки песков). Затем часть пробы обработана царской водкой - получено золота в 131 раз больше (7), по сравнению с той частью, которая подвергалась промывке на бутаре (рис. 3). Подобные результаты позволяют предположить, что в обломочном материале часть золота находилась в виде ультратонкой фракции, которая могла быть извлечена только при химической обработке; возможно, что оно находилось в виде каких-то соединений.

Литоральная группа

Зона литорального россыпеобразования может рассматриваться в качестве барьера между областью развития континентального литогенеза и морского на мористом шельфе осадконакопления. Формирующиеся здесь парагенезисы образуют общую геохимическую систему, поддающуюся статистическому описанию, одна сторона которой отличается специфическим проявлением гидродинамических явлений, определяемых волноприбойной деятельностью, где и формируются литоральные или прибрежно-морские россыпи специфической ассоциации минералов; к ним, в частности, относятся россыпные месторождения касситерита, ильменита, шеелита, магнетита, циркона и др.

По характеру седиментогенеза волноприбойная зона отличается от области рассмотренных выше

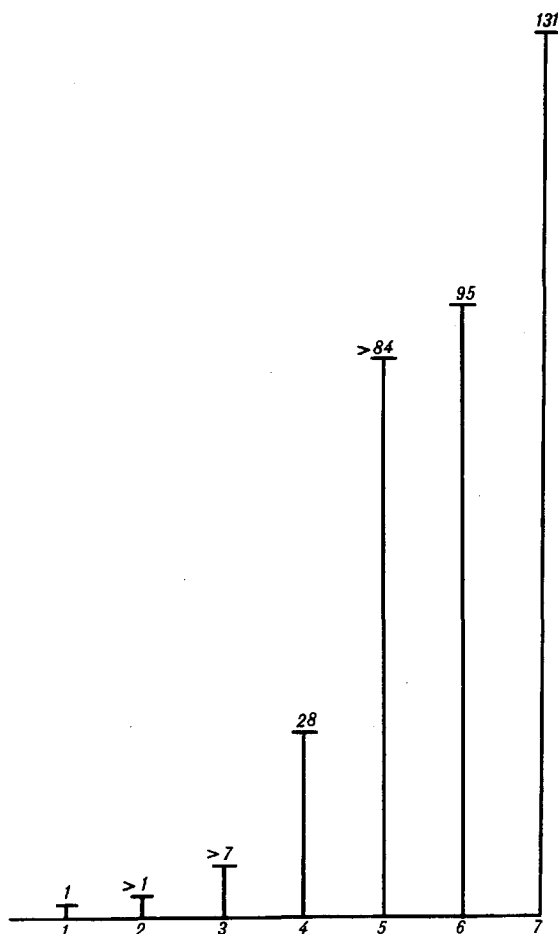


Рис. 3. Результаты эксперимента, проведенного П.П. Аносовым на Миасских приисках, 1836 год (пояснение в тексте).

флювиальных процессов, протекающих как в организованных, так и в слабовыраженных аперриодических руслах. Изучение волновой деятельности в этой зоне и экспериментальные данные свидетельствуют о принципиальном сходстве динамики турбулентного режима в накатывающейся волне и в речном потоке. Поэтому и здесь основные законы поведения минерального вещества в водной среде сохраняют свою силу. Тем не менее, несмотря на сходство механизмов переноса, дифференциации перенесенного с материковых областей материала и концентрации рудного вещества в речном потоке и в волноприбойной зоне морской литорали, все же они не могут быть полностью отождествлены. Возникающие в том и другом случае россыпи характеризуются рядом отличительных геологических особенностей, которые и позволяют волноприбойную литоральную зону рассматривать в качестве специфической геологической обстановки, в которой происходит образование россыпных месторождений, обладающих только им присущими особенностями. Они сводятся к тому, что в толще прибрежных отложений формируются струи с косым залеганием, с ме-

нящимся содержанием рудных минералов как по простиранию пласта, так и в поперечном направлении. П.А. Волковым [1] было выведено эмпирическое уравнение, которым можно более или менее точно описать процесс накопления рудного вещества на литорали; оно имеет следующий вид:

$$V_c = 41.4 \cdot Y^{2/3} \cdot d^{1/3} \cdot T^{1/4},$$

V_c - срывающая критическая скорость волнового потока, d - диаметр зерен, мм, Y - удельный вес минералов или зерен пород, г/см³, T - период волны, с.

В рассматриваемой литоральной зоне россыпеобразования нельзя выделить эстуарную область, где происходит встреча пресных речных вод с солеными морскими; здесь важное значение имеют геохимические процессы, иногда коллоидные взаимодействия, сопровождающиеся коагуляцией минералов преимущественно глинистого состава. Важным осаждающим фактором является укрупнение взвеси за счет коагуляции; одновременно этот процесс в ряде случаев усиливает осаждающую способность минералов за счет их укрупнения и осаждения при различном уровне солености воды в этой области. Кроме глинистых минералов, среди которых на первое место выступает монтмориллонит, в коагуляционный процесс вовлекаются органо-железистые соединения, различные редкоземельные элементы, а также Sn, Bi, Ca, Hg, Cu и другие.

В широком смысле этот по существу геохимический процесс может быть описан феноменологической моделью, которой аппроксимируется пространственное распределение элементов, имеющее по существу статистический характер. Эту операцию можно осуществить следующим уравнением:

$$C(X, Y, Z) = \sum_{i=1}^k d_i \cdot f_i(X, Y, Z),$$

где $f_i(X, Y, Z)$ - базисная функция.

Решая задачу корреляции элементов как в волноприбойной зоне, то есть в нашем случае в литорали, так и в эстуарной области можно определить тип парагенезисов. Если речь идет о перигляциальных условиях, то надо иметь в виду подавленность в них биохимических процессов, что в какой-то степени отражается и на геохимических парагенезисах.

ЭКЗОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ АРИДНЫХ ОБСТАНОВОК

В аридных обстановках, возникающих в виде приэкваториальных и полярных песчаных или каменистых пустынь, литогенетические процессы развиваются без участия воды, которая в ходе адвективного обмена по тем или иным причинам не достигает каких-то областей, или же испарение влаги и сублимация снега и льда во много раз превышают

количество выпадающих осадков. В таких зонах гипергенез приобретает специфические черты, определяющиеся прямым воздействием солнечных лучей на горные породы и резкими, порой значительными перепадами суточных и сезонных температур; последнее особенно характерно для полярных областей или вообще высоких широт (Якутия, Чарская котловина Восточной Сибири). Не трудно понять, что, как бы полно не сегрегировались рудные парагенезисы от вмещающих горных пород или жильного материала, их концентрация отсутствует; однако такое утверждение имеет силу только для условий аккумулятивных процессов, то есть для песчаных пустынь и областей накопления лессовых отложений. При формировании же каменистых пустынь, где дефляционные процессы резко преобладают над аккумулятивными, по мере образования пылевидной подвижной фракции пород (песка, пыли) она выдувается, при этом на поверхности остаются тяжелые минералы, не поднимающиеся в воздух при характерных для пустынь скоростях движения воздушных потоков. В этом случае происходит остаточная аккумуляция минералов; они могут сколь угодно длительное время концентрироваться в виде тонкого слоя на поверхности дефляционных пространств. В последующем эти концентрации могут перекрываться песчаным или лессовым материалом и в виде тонких пластов оформляться в россыпь.

Дефляционные россыпи могут возникать за счет концентрации таких минералов как золото, платина, тяжелых минералов из семейства простых и сложных окислов. Некоторые исследователи предполагают, что подобным образом происходила концентрация золота в золоторудном месторождении Витватерсранд. Имеются также данные, позволяющие утверждать, что заключенные в девонских кварцевых песках Тимана прослойки, содержащие большие концентрации золота, образовались именно в ходе дефляционной деятельности ветра. Формы золотин в этих прослойках отличаются своеобразием, характерным, как показано было, именно для дефляционных процессов.

Золотые пустыни и области накопления лесса могут с позиций оценки их на россыпную металлоносность иметь также интерес, так как такими отложениями могут перекрываться россыпи, сформировавшиеся в других литогенетических обстановках.

В связи с рассматриваемой проблемой особое место занимают семиаридные области, где периодически и в течение короткого времени может развиваться флювиальная деятельность. Возникающие потоки воды в этих случаях способны транспортировать по небольшим долинам огромное количество несортированного обломочного материала и накапливать его в виде конусов выноса. Этот материал может содержать иногда значительные концентрации тяжелых минералов. Их парагенетические ассоциации носят случайный характер, определяющийся накопившимися на склонах или водоразделах отложениями, содержащими то или иное количество

вскрытых от горных пород россыпеобразующих минералов.

Итак, мною рассмотрены различные механизмы формирования минеральных парагенезисов, которые просматриваются от эндогенных условий и в перигляциальной обстановке от элювиально-солифлюкционной стадии россыпеобразования и до морской литорали, а в аридных зонах до развивающейся там дефляционной деятельности ветра. Строго говоря, все эти процессы протекают в гравитационном поле, и если отвлечься от той сложной стороны развивающихся систем, которая может быть интерпретирована с позиций их нелинейности, то всю цепочку событий формирования парагенетических ассоциаций можно было бы выстроить в иерархической последовательности, опираясь на фундаментальные положения, а именно: химическое равновесие, термодинамическое равновесие, термическое равновесие. Все эти положения описываются известными уравнениями Гиббса, который в свете гравитационного поля дает следующую им интерпретацию: "если... масса находится в равновесии под влиянием тяготения и имеет во всех своих частях одни и те же независимо изменяющиеся компоненты, то внутренние потенциалы для каждого из этих компонентов в данном уровне постоянны и равномерно уменьшаются с возрастанием высоты, причем разность значений внутренних потенциалов любого компонента для двух различных условий равна работе, произведенной силой тяжести, когда единица вещества попадает с более высокого уровня на более низкий".

До сих пор в значительной своей части геология россыпей опиралась на обильный материал полевых геологических и горных работ, дававших массу фактов, требовавших интерпретации, в которой описательная часть подавляла теоретические разработки.

Теперь же сама жизнь со сложными комбинациями различных социальных сил, определяющих общественными процессами последних двух десятилетий XX века, вынуждает расширять фундаментальные теоретические исследования в этой области: они всегда требуют меньше затрат и дают наиболее эффективные решения задач, упрощают самые трудные вопросы техники и производства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волков П.А. Экспериментальное исследование механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря. Геология россыпей. М.: Наука, 1965, с. 344-351.
2. Годовиков А.А. Химические основы систематики минералов. М.: Недра, 1979, 303 с.
3. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1983, 646 с.
4. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 184 с.
5. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Недра, 1979, 260 с.
6. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах. Изд-во "Мир", М., 1979, 512 с.
7. Урусов В.С. Энергетическая кристаллография. М.: Наука, 1975, 333 с.
8. Щеглов А.Д. О металлогении Южно-Африканской республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. Изд-во ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 1994, 43 с.
9. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1985, 398 с.
10. Шило Н.А., Сахарова М.С. Природа пиритовых образований из отложений Витватерсранда. Геология рудных месторождений, № 2, М.: Наука, 1986, с. 85-89.

*Институт геологии рудных месторождений
петрографии минералогии и геохимии
Российской академии наук
г. Москва*

*Поступила в редакцию
11 декабря 1994 г.*

Shilo N.A.

THE MECHANISMS OF MINERAL PARAGENESIS FORMATION IN PLACERS OF PERIGLACIAL AND ARID ENVIRONMENTS

The mechanisms of mineral paragenesis formation in placers of periglacial and arid environments are concerned. This process includes two phases: endogenic and exogenic. Bifurcation of petrogenic and ore-forming elements occurs in the endogenic phase. Release of the endogenic placer-forming minerals from ore-bearing hard rocks derives in three stages: eluvial, alluvial and littoral shelf ones. Segregation of the matter peaks by alluvial reworking of clastic rocks that brings to formation of the extended placers with high content of beneficial minerals even through equivalent primary sources are missed. In arid environments formation of placer-forming mineral paragenesis owes its origin to deflation wind activity; in semi-arid conditions it is connected with proluvial cones. An attempt of mathematical model description of mineral paragenesis in different phases and stages of this process was undertaken.

Zhang Qinhua, Bi Hua, Wei Zhouling

A NEW LOOK AT THE EVOLUTION OF THE EAST CHINA SEA BASIN*

A "Persistent Extending-Pulsative Compressing" Model

There are at present two models for the evolution of the East China Sea Basin, i.e. "backarc spreading" and terrane matching". Evidence from such diverse fields as geology, seismology and geophysic explorations indicates that the two models cannot be reasonably used to explain the evolutionary feature of the basin. A new model, "persistent extending-pulsative compressing" model, is proposed in this paper. An active persistent extensive oceanward stress took place in the margin of the continental lithosphere, for its inhomogeneous compositions, texture and thermal state. This extension is the main cause for the evolution of the East China Sea Basin. On the other hand, the northwestward movement of the Philippine Sea lithosphere provides the basin with a compressive stress. The stress is short in time and powerful in force strength, i.e., in a pulsative form, relative to the extension. When the compression weakens, the extension dominates the tectonic movement, and the extensive structures appear. When the compression caused by the Philippine Sea lithosphere takes place, the extension weakens, and the tectonic movement is characterized by compressive structures. The "persistent extending-pulsative compressing" model exactly means an alternation of the persistent extension eastward (or southeastward) of the lithosphere in the East China Sea Basin and the pulsative compression northwestward of the Philippine Sea lithosphere. The East China Sea Basin has been evolving in such dynamic circumstances as persistent extending-pulsative compressing-persistent extending-pulsative compressing- Finally, it is considered that the extensional forces result from the mantle creep current from west to east (or southeast), the extension of continental crust (thicker) to oceanic crust (thinner), and the lateral spreading and the lithospheric bottom bed thermal erosion caused by the local convection cell; the compressional force is derived from the northwestward movement of the Philippine Sea lithosphere.

Key Words: basin, evolutionary model, dynamic mechanism, the East China Sea basin.

1. ON THE EVOLUTIONARY MODELS OF THE EAST CHINA SEA BASIN

Attention of many geologists over the world has been paid to the East China Sea Basin (Fig. 1) for its favourable oil/gas potential. Many inquiries have been made into tectonics, especially evolution of the basin [1-6]. There are two main models for the evolution of the East China Sea Basin, i.e. "backarc spreading" [7] and "terrane matching" [8]. Evidence from such diverse fields as geology, seismology and geological and geophysic explorations indicates that the models cannot be reasonably used to explain the evolutionary feature of the basin. A new model, "persistent extending-pulsative compressing" model, is proposed in this paper to induce others to come forward with valuable contributions.

1.1. A discussion on the "backarc spreading" model

The "backarc spreading" model for the evolution of the East China Sea Basin was early proposed for its location behind the Ryukyu Arc [7]. There are some opposite facts as follows:

A. The Shelf Basin, a subgrade basin of the East China Sea Basin, formed during the Late Cretaceous to Eocene by fault-depressing, while the Ryukyu Arc-Trench is a present mobile belt and at least not existing until 60 Ma [9] or 80 Ma [3, 10]. It is not in accordance



Fig. 1. A sketch map of the East China Sea Basin
 WDP-Wengdong depression; ZDD-Zhoudong depression; FJD-Fujiang depression; XHD-Xihu depression; DBD-Diaobei depression; ZDU-Zhoudong upwell; YSDU-Yushandong upwell; HPJU-Hupijiao upwell.

* This paper is one of the achievements of the project "construction of historic-causationist geotectonics and its application"

until 60 Ma [9] or 80 Ma [3, 10]. It is not in accordance with the "backarc spreading" model that needs an arc-trench first, then forms the backarc spreading basin.

B. Data on geophysical explorations and drills show that the crust in the East China Sea Basin belongs to a typical continental type, while backarc basins generally belong to oceanic types. The thickness of deposits in both the Shelf Basin and the Okinawa Trough Basin is much greater in their central axes than in their flanks [11], which is just opposite to the "backarc spreading" model.

C. There is a strong suspicion against the B-subduction in the Ryukyu Trench because there develop many normal faults and thrust faults dipping south-eastward according to seismological reflection data [12, 13, 14].

D. Research results from trace elements and isotopic geochemistry of the Quaternary volcanic rocks in the Ryukyu suggest that there is poor relationship between components of the volcanic rocks and subduction of the oceanic plate [15,16].

The above facts clearly demonstrate that the backarc spreading caused by the oceanic plate subduction does not play a decisive role in the formation and evolution of the East China Sea Basin.

1.2 A discussion on the "terrane matching" model

In the situation of the "terrane matching" model, the structural configuration is dominated by the compressive structures, like those in the west coast of America. But the China Continental Shelf, including the East China Sea Basin, is in a different situation because of the following evidence:

A. In the East China Sea Basin developed the basin-range structure, ranging in alternation of the NE-trenching fault-depression-sag basins and upwellings [17]. Extensive faults occur everywhere in the basin, especially in the southern portion of the Shelf Basin, where the density of the normal faults is 0.5 km/km² [18].

B. The crustal thickness of the East China Sea shows an obvious feature of thinning eastward. The crust thickness in the Shelf Basin commonly ranges from 20 km to 30 km, and in the Okinawa Trough Basin is 18-20 km [19], the thinnest is 15 km [11]. The Moho uplifts a lot in the Okinawa Trough and Ryukyu Trench [8]. The regional gravity anomaly is featured by the increasing positive values of Bouguer anomaly eastward: 0-40 mgal in the Shelf Basin, 160 mgal in the Okinawa Trough Basin. The increasing values of Bouguer anomaly are related to the uplift of the Moho. The high positive free air anomaly, with a value range of 40-60 mgal, in the deep-water Okinawa Trough indicates that the Okinawa Trough is in a state of extreme nonisostasy, and there is an upward force (i.e. upwelling force of the earth's mantle) except the gravity because of the thinner crust than the normal crust. The upward force from the mantle certainly causes the crust to extend [19]. In the

Okinawa Trough there is high heat flow 3.62 HFU in average and the highest 10.40 HFU [3]. The above data show dynamic circumstances of the asthenosphere upwelling and the lithosphere thinning and extending.

C. Since the Late Cretaceous a vast amount of alkali-feldspar miarolites have been emplaced and formed a well-known miarolite zone in East China and Southeast Korea. The zone is featured by the typhonic and hypabyssal, and emplaced extensive tectonic circumstances based on the study of petrology and geochemistry [8,20].

To sum up, the tectonic setting and feature of the East China Sea Basin resulted mainly from an extensive dynamic condition and they can not be explained by the "terrane matching" model.

2. THE "PERSISTENT EXTENDING-PULSATIVE COMPRESSING" MODEL

The discussion above displays apparently that both the "backarc spreading" and the "terrane matching" models are contradictory to some existing facts in the East China Sea Basin. The authors are proposing a new evolutionary model - "persistent extending-pulsative compressing" model based on the synthetic analysis of the data in geology, geophysics, geochemistry exploration, etc. (Fig. 2). This model can reasonably account for the tectonic feature and evolutionary process in the East China Sea Basin.

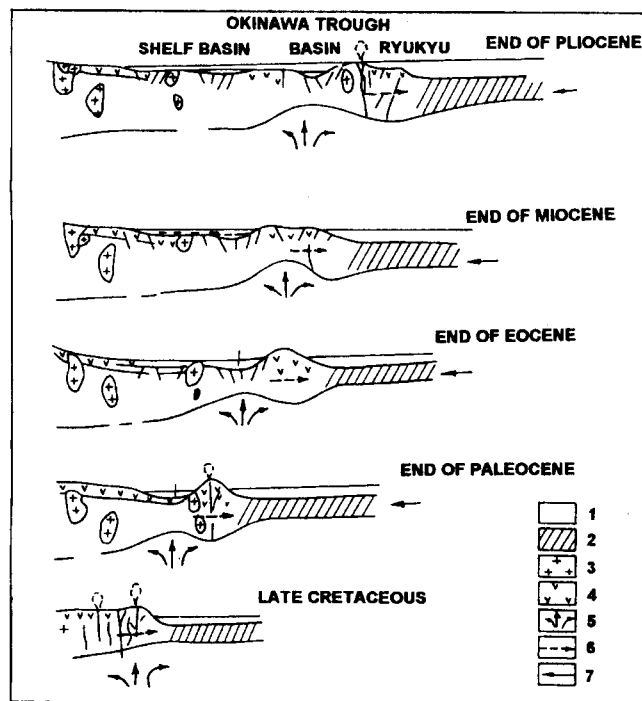


Fig. 2. A diagram to illustrate the "persistent extending-pulsative compressing" model

1-continental lithosphere; 2-oceanic lithosphere; 3-intrusive rock; 4-intrusive rock; 5-persistent creep force of the asthenosphere; 6-persistent extensive force of the continental lithosphere; 7-pulsative compressive force of the oceanic lithosphere.

An active persistent extensive oceanward stress took place in the margin of the continental lithosphere, for its inhomogeneous composition, texture and thermal state, and controlled by the deep-seated (mantle) geological process. This extension is the main cause for the formation and evolution of the East China Sea Basin. The northwestward movement of the Philippine Sea lithosphere provides the basin with a compressive stress. The stress is short in time and powerful in force strength, i.e., in a pulsative form, relative to the extension.

When the compression weakens, the extension dominates the tectonic movement, and the extensive structures appear. When the compression caused by the Philippine Sea lithosphere takes place, the extension is weakened, and the tectonic movement is characterized by the compressive structures. The "persistent extending-pulsative compressing" model exactly means an alternation of the persistent extension eastward (or southeastward) of the lithosphere in the East China Sea Basin and the pulsative compression northwestward of the Philippine Sea Crust body. The East China Sea Basin has been evolving in such dynamic circumstances as persistent extending-pulsative compressing-persistent extending-pulsative compressing-...

The data on seismic profiles and wells [3, 8, 10, 18, 21, 22] indicate that the history of the formation and evolution of the East China Sea Basin can be traced back to Late Cretaceous time. At that time, extensive dynamic circumstances dominated the continental crust in the area and faulting (regmagensis) took place in the upper of the crust. Afterwards the faulting strengthened and the fault displacement got great, and there formed some small fault-depression basins which were the embryo of the East China Sea Basin. In the embryo, the Late Cretaceous-Paleocene (?) sandstone, mudstone and proclast deposited with the greatest thickness of 8500 m in the Wengdong and Zhoudong depressions, etc. This period (K_2-E_1) is the first persistent extending. The first pulsative compressing appeared at the end of the Paleocene. The compressing event, i.e., the Oujiang or Wengdong movement, made the Cretaceous-Paleocene fold, and faulting and magmatism occurred.

From the beginning of the Eocene, the extensive stress dominated the basin. The extending rate of the basin increased gradually with the fault-depression deposition, and the depositional center migrated eastward to the Xihu and Diaobei depressions with 1000-6000m in thickness. This is the second period of persistent extending (E_2). At the end of Eocene, the second pulsative compression, a folding movement (i.e. the Yuquan or Qinjing movement), occurred in the basin. The compressive event lasted a short time with great strength and caused the Eocene to fold, the crust to uplift and the basin deposits to become eroded in some areas.

The third period of persistent extending happened in the Oligocene-Early Miocene. The basin, having experienced the transient pulsative compressing, was gradually dominated by subsiding and soon reached its prime of

the basin evolution with a high accumulative rate 0.26-0.27 mm/a in average [18]. This extending period (E_3-N_1) was the main development period of the basin. At the end of the Miocene, the East China Sea Basin experienced the third pulsative compressing, i.e., the Longjin or Donghai movement. After the short event, the Miocene and Paleocene in the Shelf Basin folded, and the elongated Zhoudong upwell, Yushandong upwell, etc. formed in an echelon. The crust in the eastern edge of the continental shelf extended and formed a new rift, i.e., the embryo of the Okinawa Trough.

At the beginning of the Pliocene, the basin turned to the fourth persistent extending period. The Shelf Basin subsided steadily and locally received thick deposits with a sedimentation rate of 0.29 mm/a in the Okinawa Trough [18]. At the end of the Pliocene, the fourth persistent extending was alternated with the fourth pulsative compressing i.e., the Okinawa or Taiwan movement, which mainly occurred in the Okinawa Trough. The Pliocene folded, volcanoes erupted, and intrusive rocks emplaced during the compressive event.

Since the Pleistocene, the East China Sea Basin, including the Okinawa Trough, has been in the extending stress field, and it extended persistently, depressed and subsided steadily.

On the whole, persistent extending has been dominant since the Late Cretaceous, and there developed successively the Shelf Basin and the Okinawa Trough Basin in the area. The compressing events were pulsative, i.e., transient and strong, and local, e.g. the Yuquan movement at the end of the Eocene affected only the western portion of the Shelf Basin [18]; the Longjing movement at the end of the Miocene influenced only the Xihu and Jilong depressions, and the northern Okinawa Trough [3] the Okinawa movement at the end of the Pliocene stirred the Okinawa Trough and the southern portion of the East China Sea [10].

3. DYNAMIC MECHANISM

On the basis of the feature of formation and evolution of the East China Sea Basin, the authors consider that extensive forces causing its formation and evolution resulted from three aspects, the mantle creep-flow below the lithosphere in eastern China from west to east (or southeast), the extensive process from the continental crust (thicker) of lithosphere itself to the oceanic crust (thinner), and the lateral spreading and the thermal erosion at the lithosphere bottom caused by local mantle convection. The force of compression was derived from the northwestward movement of the Philippine Sea lithosphere.

The inhomogeneity of the interior of the Earth, mainly the mantle materials (including, radioactive elements, etc.), leads to the differences in temperature and density, and results in mantle creep-flow current [1]. According to the study of stress field, the mantle creep-flow of the continental margin of eastern China has at least been existing since the beginning of Quaternary

time [23, 24, 25]. The continental lithosphere gradually moved to the east (or southeast) due to the drag of the mantle creep-flow. The lithosphere gradually extended and thinned to form a series of extensive faults and basins at its top, e.g. the Shelf Basin and the Okinawa Trough Basin, because of its great displacement and strong brittleness.

There is enough evidence to show that the crust of the East China Sea Basin, similar to that of the others of eastern China, underwent Mesozoic diwa-type (activated) orogeny featured by fault-compression and granite magmatic activity. According to the isostatic theory, the continental compressive orogenic belt is characterized by the thickened crust (upwelling, topography and underthrusting mountain root). The result of theoretical calculations reveals the evident difference of rock static pressure between the thickened crust and adjacent normal crust or between continental crust (thicker) and oceanic crust (thinner). This evident difference will cause the thickened crust or continental crust to extend outward. The crust does its most to extend outward in the horizontal direction to reduce its inhomogeneity of thickness and the difference of relative potential [26]. Especially, if there is a free boundary, i.e., a boundary between oceanic and continental crust, the continental crust will easily extend and slide oceanward.

The activated orogeny is always accompanied by asthenospheric deformation and large-scale "upwellings" or "depressions" of the ringoid structural layer, and results in the asthenospheric injection into the lithosphere. Asthenospheric upwellings with low density and its injection have slope-form tops. Horizontal shear slide occurs along their dip surfaces during an isostatic event. In addition, asthenospheric materials try to recover the shape of a ball, which causes local convection of asthenosphere, and the lateral flow and lateral spreading causes the extension in the coupled part between asthenosphere and lithosphere. Finally, the crust extends and thins [27, 28].

The three above-mentioned forces supplement each other. They are devoted together to the formation of the thinning-faulting-depressing basin in the continental margin in eastern China.

The force source of "pulsative compressing" is mainly from the northwestward movement of the Philippine Sea lithosphere. It is clear from the above study that the Philippine Sea lithosphere, located in the latitude of 22-24° N, moved northwestward at the end of the Paleocene, Eocene, Miocene and Pliocene respectively and formed the four pulsative compressions in the East China Sea Basin. This conclusion can be proved by emplacement of high-potassium andesite in the direct collisional zone, e.g. the coast mountain of eastern Taiwan, Green Island and Lanyu Island in the Eastern Sea of Taiwan [29]. At present, the Philippine Sea lithosphere is still moving northwestward at a speed of 7 cm/a, which causes an uplift of Taiwan at an average speed of 5 mm/a. This is the highest record of uplift and erosion

so far all over the world [30]. From this point, the fifth pulsative compressing may begin now.

The East China Sea Basin has been developing and evolving under the various (extension and compression) forces as those mentioned above.

REFERENCES

1. Chen Guoda, Historistic-causationist geotectonics. *Geotectonica et Metallogenia*, 1992, 16 (1), 1-92.
2. Ding Peiming, The geotectonic characteristics of the Yellow Sea and the East China Sea. *Geotectonica et Metallogenia*, 1985, 9 (3), 195-210.
3. Qin Yunshan et al., *Geology of the East China Sea*. Science Press, Beijing, 1987.
4. Li Siguan, *An outline of geomechanics*. Science Press, Beijing, 1973.
5. Kirillova G. L., Structure and evolution of the Cenozoic sedimentary basin in the East China Sea. *Pacific Geology (in Russian)*, 1991, (5), 64-82.
6. Kirillova G. L., Types of the Cenozoic sedimentary basin in the active continental margin of East Asia. *Pacific Geology (in Russian)*, 1992, (5), 19-32.
7. Jin Xingchun, *The fundamentals of plate tectonics*. Shanghai Science and Technology Press, Shanghai, 1984.
8. Le Junying and Xu Weiling, Brief introduction of crustal structure of the Donghai Sea. *Chinese Geology*, 1992, (6), 29-30.
9. Rodnikov A. G., G. G. T. *Geotraverse China - Philippine Sea - Pacific*. *Pacific Geology (in Russian)*, 1991, (4), 3-18.
10. Jin Xingchun, Some problems about tectonic evolution of the East China Sea. *Taiwan Petroleum Newsletter*, 1992, 9 (1), 1-5.
11. Jiang Yongquan, *Geology around Taiwan - geotectonic background and crustal tectonic evolution in the East China Sea*. *Taiwan Petroleum Newsletter*, 1989, 6 (2), 56-66.
12. Lallemand S. et al., Subduction of the Daiichi Kashimi Seamount in the Japan Trench. *Tectonophysics*, 1989, 160, 231-247.
13. Von Huene R et al., Tectonic erosion at the front of the Japan Trench convergent margin. *Tectonophysics*, 1989, 160, 75-90.
14. Choi D. R. et al., Paleoland crustal structure and composition under the northwestern Pacific Ocean. A new concept in globe tectonics. Edited by Sanker Chatterjee et al., *Texas Tech. Univ. Press*, 1992, 179-192.
15. Nakamura E et al., Chemical geodynamics in the back-arc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd isotopic composition. *Tectonophysics*, 1990, 174, 207-233.
16. Notsu K et al., Sr-isotope feature of the island-arc volcanic rocks at the beginning of the Philippine Sea plate subduction in southeastern Japan. *International volcanology*, 1990, (4), 86-97.
17. Zhou Caifan, Oil-gas explorations in the East China Sea and the main achievements. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 1989, 9 (3), 51-61.
18. Wang Guochun, Formation and evolution of the East China Sea Basin. *Acta. Petrologica Sinica*, 1987, 7 (4), 18-25.

19. Yang Sennan et al., Regional geotectonics of China. Geological Press, Beijing, 1985.
20. Hung Xuan and Sun Shihuo, Nd-Sr isotopic study of Cretaceous magmatic rocks from Fujian Province, Acta Petrologica Sinica, 1986, 2 (2), 50-63.
21. Wang Guochun, A discussion on the pre-Tertiary system and ancient buried hill oil pool in the East China Sea Basin. Petroleum Exploration and Development, 1991, 18 (2), 11-18.
22. Zhao Naizhuang, Tectonic evolution and oil/gas prospect of the Taipei depression of the East China Sea comparing with the Liaohai depression, Taiwan Petroleum Newsletter, 1991, 8 (2), 1-2.
23. Huang Peihua and Fu Rongshan, The mantle convection pattern and lithosphere tectonic movement of continent in China. Science Geological Sinica, 1984, 23S-242.
24. Wei Shiyu, Teng Jiwen et al., The lithospheric structure and dynamics of the continental margin in eastern China. Science Press, Beijing, 1990.
25. Chen Guoda, Deep structures of the Southeast China diwa region and their evolution, In: The New Progresses of Diwa Theory. Science Press, Beijing, 1992.
26. Arthyushkov E.V., Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. J. Geophys. Res., 1973, 78, 7675-7708.
27. Wei Zhouling, Shen Ping et al., The polygenetic compound oil and gas pool in Northern China. Petroleum Industry Press, Beijing, 1993.
28. Zhong Dalai et al., A discussion on the dispression of Gondwana and the accretion of Asia based on Tethys evolution in Sanjiang and its adjacent area. In: Accretion of Asia, 145-175, Seismological Press, Beijing, 1993.
29. Ruan Weizhou et al., Deformation of the interaction between the Deshi thrust system in western Taiwan and the transitional continental crust-plate. Taiwan Petroleum Newsletter, 1990, 7 (1), 65-71.
30. Dorsey R J, Provenance evolution and unroofing history of a modern arc-continental collision: evidence from petrography of Plio-Pleistocene sandstones, eastern Taiwan. Journal of Sedimentary Petrology, 1988, 58 (2), 208-218.

ABOUT THE FIRST AUTHOR

Zhang Qinhu, Doctor of Science, is a senior research fellow at Changsha Institute of Geotectonics, Academia Sinica. His research includes geotectonics and sedimentary formation. His articles have appeared in "Geotectonica et Metallogenia", "Petroleum Geology of Xinjiang", "Geological Review", etc. He received his B.S. from Zhejiang University in 1982, M.S. and Ph. D. from Changsha Institute of Geotectonics, Academia Sinica in 1985 and 1989 respectively.

Address: Zhang Qinhu
 Changsha Institute of Geotectonics, Academia Sinica
 Tongzipo, Changsha, 410013
 Hunan, P.R.China

М.А. Баранов

**ПОКРОВНАЯ ТЕКТОНИКА МЫРГОВААМСКОЙ "ВПАДИНЫ"
(СЕВЕРО-ЗАПАД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ)**

Геологическим картированием (ГСР-50) в пределах позднемезозойской Мырговаамской впадины Центральной Чукотки выявлено широкое развитие взбросо-надвиговых дислокаций. Установлено, что позднеюрская раучуанская свита сложена пакетом моноклинально залегающих пластин, полого надвинутых друг на друга и разделенных зонами неоднородно милонитизированных отложений верхнего триаса. Видимая стратиграфическая мощность отложений раучуанской свиты составляет не более 600-800 м; эта же мощность, оцененная без учета ее строения, составляет 1600-2200 м. Данные по характеру взаимоотношений раучуанской свиты с отложениями других свит позднего мезозоя и верхнего триаса позволяют считать, что породы раучуанской свиты слагают крупную аллохтонную пластину. Эта структура - Мырговаамский тектонический покров - по времени своего формирования отвечает, вероятнее всего, аптской фазе тектогенеза.

Мырговаамская впадина в качестве самостоятельной раннеорогенной структуры, выполненной верхнеюрскими отложениями, выделена К.В. Паракецовым [3]. Полоса выходов этих отложений, представленных преимущественно кварц-полевошпатовыми песчаниками раучуанской свиты оксфорд-кимериджского возраста, протягивается на 150 км в северо-западном направлении от верховьев р. Ольвегыргываам до бассейна р. Погынден. Обычно она рассматривалась как южная краевая часть позднеюрско-раннемелового Раучуанского прогиба, расположенного на границе между Анойской и Чаунской складчатыми зонами Чукотской системы [2]. По мнению К.В. Паракецова, единого Раучуанского прогиба не существует; на его месте кроме Мырговаамской впадины он выделяет еще два самостоятельных структурных элемента: позднеорогенные Раучуанскую и Певекскую впадины [3].

Строение Мырговаамской впадины до недавнего времени представлялось относительно простым с преобладанием пологих мильдообразных складок, в которые смяты несогласно залегающие на верхнетриасовых отложениях породы раучуанской свиты. В 1985-92 гг. на большей части впадины была проведена геологическая съемка масштаба 1:50000, в которой принимал участие автор. Полученные при этом данные свидетельствуют о значительно более сложном строении изученной территории и широком развитии пологих надвигов. В ходе апробации отчета была поставлена задача вскрыть горными выработками поверхности некоторых наиболее крупных разрывных нарушений. Эти работы были выполнены в 1990 году, их результаты наряду с материалами геологической съемки положены в основу настоящей статьи.

В основании разреза залегают песчано-глинистые отложения верхнего триаса (кувеемкая свита) и нижней юры (кэзельвунская толща).

Кувеемкая свита в нижней части видимого разреза сложена пачкой (100 м) серых мелкозернистых слюдястых песчаников с прослоями тонкослоистых алевролитов. Средняя часть (30 м) представлена переслаиванием тонкослоистых черных алевролитов и мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов (1-2 мм). Верхняя часть (50 м) сложена преимущественно темно-серыми и черными алевролитами с прослоями аргиллитов. Общая мощность кувеемкой свиты 180 м, к западу увеличивается до 300 м. Среди собранной в триасовых отложениях многочисленной фауны Ю.М. Бычков выделил несколько возрастных комплексов. Наиболее древний принадлежит средненорийской местной зоне *Otapiria ussuriensis*. Следующий комплекс характерен для зоны *Monotis scutiformis* (верхняя часть среднего нория). Наибольшее развитие на территории района имеют окаменелости зоны *Monotis ochotica* (верхний норий). В соответствии с решением 2-го Межведомственного стратиграфического совещания (1975 г.) к кувеемкой свите относятся отложения, содержащие два верхних фаунистических комплекса. Мы условно в состав этой свиты включаем и литологически идентичные слои зоны с *Otapiria ussuriensis*.

К кэзельвунской толще отнесены черные и темно-серые алевролиты, песчаные алевролиты с обилием мелких чешуек серицита, локально распространенные и содержащие отпечатки тонкорестристых раковин двустворок, представленных, по заключению Ю.М. Бычкова и Л.В. Миловой, геттангсинемюрскими формами. Породы интенсивно раздроблены, милонитизированы и изучать детально их разрез не удалось. В целом в составе толщи видимой мощностью до 100 м преобладают алевролиты, а в верхней части отмечаются редкие маломощные прослои (5-10 см) мелкозернистых олигомиктовых песчаников. Верхнетриасовые и нижнеюрские отложе-

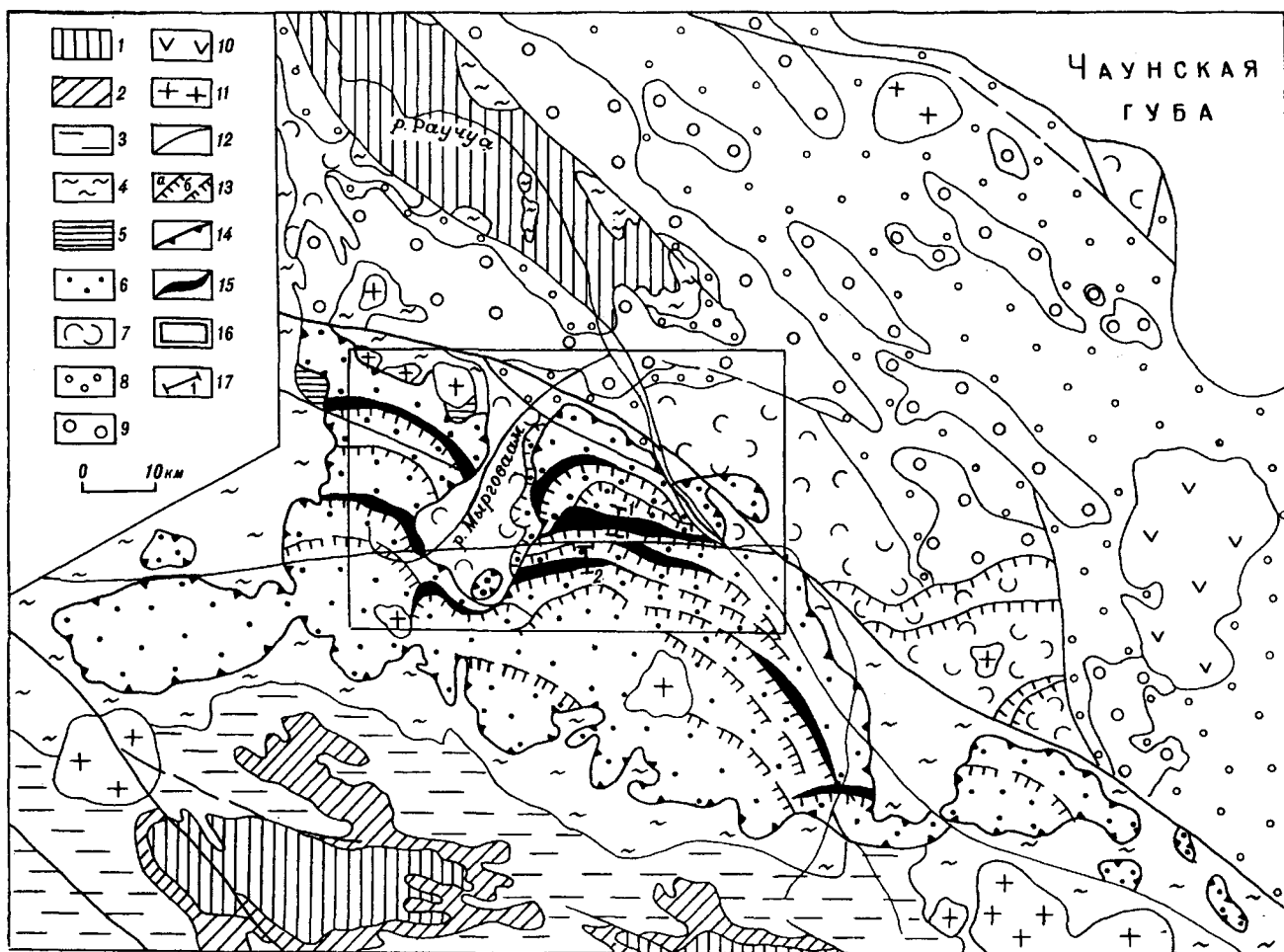


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северо-западной части Центральной Чукотки.

1 - нижний триас; песчаники, известковистые песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые аргиллиты, туфопесчаники, субпластовые тела габбро-диабазов; 2 - нижний-средний триас; песчаники, алевролиты, аргиллиты; 3 - верхний триас, карнийский ярус; песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 - верхний триас, норийский ярус; кувеемская свита; песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзы гравелитов, конгломератов; 5 - нижняя юра, геттангский-синемюрский ярусы, кэльвунская толща; аргиллиты, алевролиты, песчаники; 6 - верхняя юра, оксфордский-кимериджский ярусы, раучуанская свита; песчаники, алевролиты, аргиллиты; 7 - верхняя юра, волжский ярус, нетпнейвеемская свита; песчаники, алевролиты, туффиты, туфы кислого и среднего состава, туфоконгломераты; 8 - нижний мел, утувеемская свита; аргиллиты, алевролиты, песчаники, линзы гравелитов; 9 - нижний мел, погынденская свита; аркозовые песчаники, аргиллиты, алевролиты; 10 - нижний мел, альбский ярус; андезиты, дациты, риолиты; 11 - раннемеловые гранитоиды, нерасчлененные. Разломы: 12 - субвертикальные; 13 - надвиги; а - установленные, б - предполагаемые; 14 - срыв в основании Мырговаамского покрова; 15 - выходы тектонизированных отложений норийского яруса; 16 - район съемки; 17 - места изучения зон шарьирования в коренных обнажениях.

ния завершают разрез миогеосинклинального комплекса Анюйской складчатой зоны.

Выше они сменяются позднемезозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями Раучуанского прогиба, которые залегают на подстилающих толщах с угловым несогласием и стратиграфическим перерывом. Они расчленяются на раучуанскую, нетпнейвеемскую, утувеемскую и погынденскую свиты. Раучуанская свита сложена чередующимися пачками мелко-среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников (15-20 м) и тонкопереслаивающихся аргиллитов и песчаников (3-5 м). На отложениях верхнего триаса и реже геттанг-синемюра в пределах изученной территории она повсеместно залегают с тектоническим контактом.

Песчаники характеризуются выдержанной мощностью пластов по простиранию, массивным однородным строением. Отмечаются отдельные пласты песчаников мощностью от 5 до 15 м с характерными включениями остроугольных обломков (0.5 см и более) черных аргиллитов. Закономерности в приуроченности этих пластов к определенным частям разреза не наблюдается. Распределение обломков внутри пластов неравномерное, признаки градиционной слоистости отсутствуют. Обломочная часть состоит из зерен кварца, олигоклаза, калиевого полевого шпата. Отличительной особенностью является присутствие решетчатого микроклина (10-15%). Литокласты представлены кварцитами, кварц-серицитовыми сланцами и эффузивами кислого-среднего состава. Отложения свиты содержат фауну

бухий, которая позволяет уверенно датировать их оксфорд-кимериджским возрастом [3]. Литологически песчаники раучуанской свиты очень сходны с породами погынденской свиты, охарактеризованными валанжинскими окаменелостями на правом берегу р. Раучуа (Раучуанская впадина). Это сходство порождало постоянную путаницу у геологов, проводивших здесь геологосъемочные работы.

Мощность раучуанской свиты ранее считалась очень большой и разными авторами оценивалась величинами от 1600 до 2200 м [3]. В результате съемки выяснилось, что породы свиты слагают пакет моноклинально залегающих тектонических пластин с юго-западным падением, полого надвинутых одна на другую и разделенных горизонтами перемежных, милонитизированных песчано-глинистых отложений норийского возраста. Эти горизонты, собственно, и маркируют надвиговые швы. С учетом чешуйчатонадвигового залегания раучуанской свиты видимая мощность ее отложений оценивается не более, чем в 600-800 м.

Нетпнейвеемская свита сложена различными осадочными и вулканогенно-осадочными породами. С раучуанской свитой повсеместно имеет тектонические контакты, залегая структурно ниже. За пределами изученного района несогласно перекрывает верхнетриасовые и нижнеюрские отложения (рис. 1). Выделяется три подсвиты. Для нижней (150-350 м) характерно переслаивание черных тонкослоистых алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых горизонтально-слоистых песчаников. Мощности песчаниковых прослоев меняются от 0.2-0.6 м на севере до 5-10 м в южной части района. Отложения, слагающие среднюю подсвиту (240-300 м), являются своеобразным литологическим репером нетпнейвеемской свиты. Среди них преобладают массивные темные зеленовато-серые туфопесчаники, туфоалевролиты с линзовидными прослоями туфоконгломератов. Контакт средней подсвиты с нижней согласный и проводится по появлению в породах примеси вулканогенного материала. В низах верхней подсвиты преобладают алевропелитовые разности с прослоями мелкозернистых песчаников. Выше по разрезу они постепенно замещаются мелко-, средне- и крупнообломочными породами вплоть до гравелитов и конгломератов. Для верхней подсвиты, так же как и для средней, характерна фациальная изменчивость, невыдержанность отдельных пачек и горизонтов по простиранию. Мощность свиты 750-770 м. В туфоконгломеративном горизонте средней подсвиты собраны многочисленные отпечатки двустворок хорошей сохранности, позволяющих датировать возраст волжским веком.

Утувеемская свита (нижний мел, берриасский ярус) представлена флишоидным переслаиванием маломощных пластов аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников. Распространена, главным образом, в Раучуанской впадине за пределами закартированной площади. В границах последней обнажена преимущественно в бассейне

р. Мырговаам, где залегают на различных частях разреза нетпнейвеемской свиты, с которыми соприкасается по разрывным нарушениям, возможно представляющим собой листрические сбросы. Местами на нее тектонически налегают песчаники раучуанской свиты, иногда подстилаемые милонитизированными породами верхнего триаса. Подразделяется на две подсвиты. Нижняя (150 м) представляет собой переслаивание тонкоплитчатых алевролитов, песчаных аргиллитов и редких горизонтов мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников. К верхней (490 м) отнесены ритмично переслаивающиеся черные, темно-серые мелко-среднезернистые полимиктовые песчаники, алевролиты и тонкослоистые аргиллиты. В алевролитах верхней подсвиты собраны отпечатки бухий, определяющие возраст вмещающих отложений берриасом.

Погынденская свита развита ограниченно на севере района работ. Сложена преимущественно аркозовыми песчаниками. Подчиненную роль играют аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники. Залегают согласно на отложениях утувеемской свиты. Граница между ними, не всегда достаточно четкая, на отдельных участках проводится условно по начинающемуся преобладанию в разрезе песчаников. Возраст свиты считается берриас-валанжинским [3]. Характерной особенностью отложений погынденской свиты является их повышенная известковистость, что выражается появлением в разрезе темно-серых песчаников с карбонатным цементом. Мощность свиты 800-900 м.

Геологическое картирование в масштабе 1:50000 показало, что породы раучуанской свиты вместе с подстилающими их, но сорванными с основания и тектонизированными породами кувеемской свиты слагают крупную аллохтонную пластину, для которой предлагается название Мырговаамский тектонический покров. Автохтоном для него служат неперемещенные верхнетриасовые и нижнеюрские отложения, а также отложения нетпнейвеемской и утувеемской свит, обнаженные в бассейне р. Мырговаам (рис. 1).

Поверхность шарьирования занимает субпараллельное, а чаще - секущее положение по отношению к напластованию песчаников раучуанской свиты и предположительно имеет полого-волнистую форму с углами падения от 5 до 20°. Она обычно сопровождается зоной тектонической брекчии мощностью 5 и более метров, возникшей, скорее всего, за счет пород верхнего триаса. Это рыхлое образование черного цвета с мелкозернистым землистым матриком, в который погружены обломки алевропелитовых пород.

Надвигами второго порядка Мырговаамский покров разбит на серию сложенных песчаниками раучуанской свиты чешуй, в основании которых в большинстве случаев залегают интенсивно дислоцированные и тектонизированные менее компетентные породы верхнего триаса (рис. 2, 3). Последние хоро-

шо картируются благодаря характерной литологии и находкам монотисовой фауны. Чешуйчатая структура подчеркивается куэстовым типом рельефа и отчетливо дешифрируется на аэрофотоснимках. Отдельные надвиговые швы прослеживаются по простиранию на 18-20 км при ширине маркирующих выходов верхнетриасовых отложений от 0.2 до 1.5 км. Фронтальные части надвиговых пластин имеют конфигурацию дуг, обращенных выпуклой стороной на северо-восток. Поверхности сместителей падают на юг или юго-запад. Углы падения колеблются от 15 до 50° с выполаживанием на глубину. С целью изучения строения зоны одного из надвигов были пройдены две канавы.

Канавы 31 вскрывают верхнюю и среднюю части зоны разлома (рис. 3). В обобщенном виде ее разрез может быть представлен следующим образом (снизу вверх):

1. Интервал 0-50 м (кувеемкайская свита). Ритмичное переслаивание серых мелкозернистых горизонтальнослоистых и косослоистых песчаников (0.1-0.2 м) и черных листоватых алевролитов (0.1 м). Азимут падения слоистости 140°/30°. В песчаниках отмечается тонкое расщепление, совпадающее со слоистостью. На плоскостях скола - мелкая сыпь чешуек серицита.

2. Интервал 50-97 м. Характер переслаивания прежний. На этом интервале алевролиты и мелкозернистые слюдистые песчаники деформированы в складки продольного изгиба. Отмечаются многочисленные зоны дробления с прожилками карбонатного материала, срывы, трассирующиеся участками раздробленных и перетертых пород мощностью от 1 до 3 м.

3. Интервал 97-190 м. Характеризуется преобладающим переслаиванием алевролитов с мелкозернистыми песчаниками. Отложения деформированы в лежащие, опрокинутые складки, к замковым частям которых приурочены срывы, выраженные зонами милонитов мощностью 0.5-2 м.

4. Интервал 190-210 м. Зона интенсивно перетер-

тых пород. Представлена синевато-черной глиной с древесовидными обломками алевролитов и песчаников. Падение зоны пологое на юго-восток под углом 15-20°. Азимут простирания зоны 330-340°. Истинная мощность милонитов составляет 5.5-6 м. Выше по разрезу на милониты налегают песчаники раучанской свиты. В ее основании отмечается пласт трещиноватых среднезернистых полимиктовых песчаников (0.6 м) с многочисленными закономерно ориентированными обломками черных алевролитов размером от 1 мм до 2 см. Здесь же отмечаются тонкие прожилки кальцита. Выше по разрезу наблюдается переслаивание массивных зеленовато-серых мелко-среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников (2-10 м) и алевролитов (0.3-0.5 м) раучанской свиты. Азимут падения алевролитовых прослоев 140°/15°.

Канавы 31-а характеризует нижнюю часть надвигового шва и контакт с подстилающими песчаниками раучанской свиты (рис. 3).

1. Интервал 0-36 м (кувеемкайская свита). Сложен пачкой переслаивания алевролитов (0.6-0.8 м) и мелкозернистых слюдистых песчаников (0.1-0.2 м). Песчаники интенсивно трещиноваты, с прямоугольной мелкоплитчатой отдельностью. Алевролиты расщеплены, с многочисленными зеркалами скольжения, плоскости которых субпараллельны слоистости. Отмечаются многочисленные срывы, сопровождаемые зонами милонитов мощностью 0.5-2 м.

2. Интервал 36-57 м. В полотне канавы вскрыт выступ нижележащей пластины массивных зеленовато-серых песчаников раучанской свиты. Этот выступ облекается милонитизированными отложениями кувеемкайской свиты мощностью 0.2-0.7 м.

3. Интервал 57-81 м. Сложен интенсивно дислоцированными алевро-песчаниковыми отложениями кувеемкайской свиты. Отмечается переслаивание интенсивно расщепленных алевролитов (5-10 см) и мелкозернистых песчаников (0.2 м). В отдельных местах (инт. 57-63 м) песчаники интенсивно расщеплены с появлением бугристой будинированной

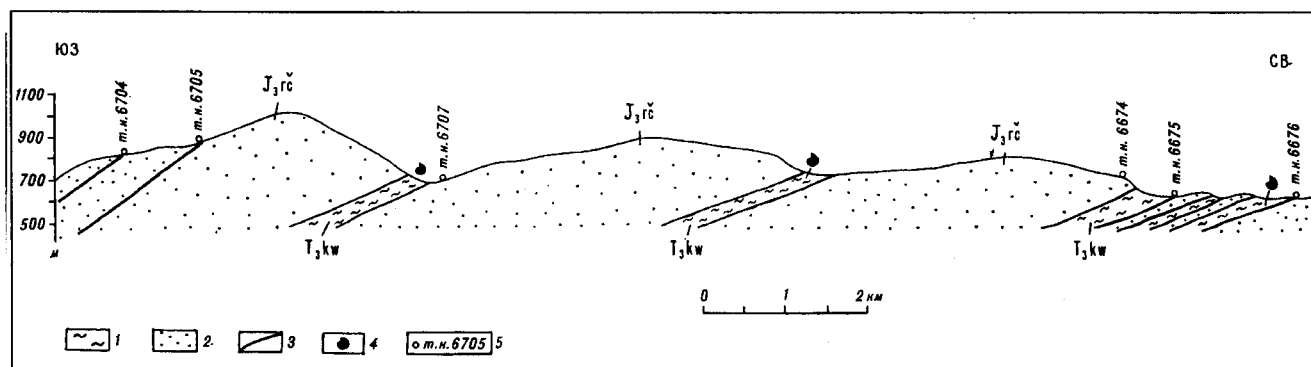


Рис. 2. Чешуйчатое строение Мырговаамского тектонического покрова.

1 - милонитизированные отложения верхнего триаса, кувеемкайская свита; 2 - верхняя юра, раучанская свита; 3 - плоскости шарьирования надвигов; 4 - места находок поздне триасовой фауны; 5 - точки наблюдений и их номера.

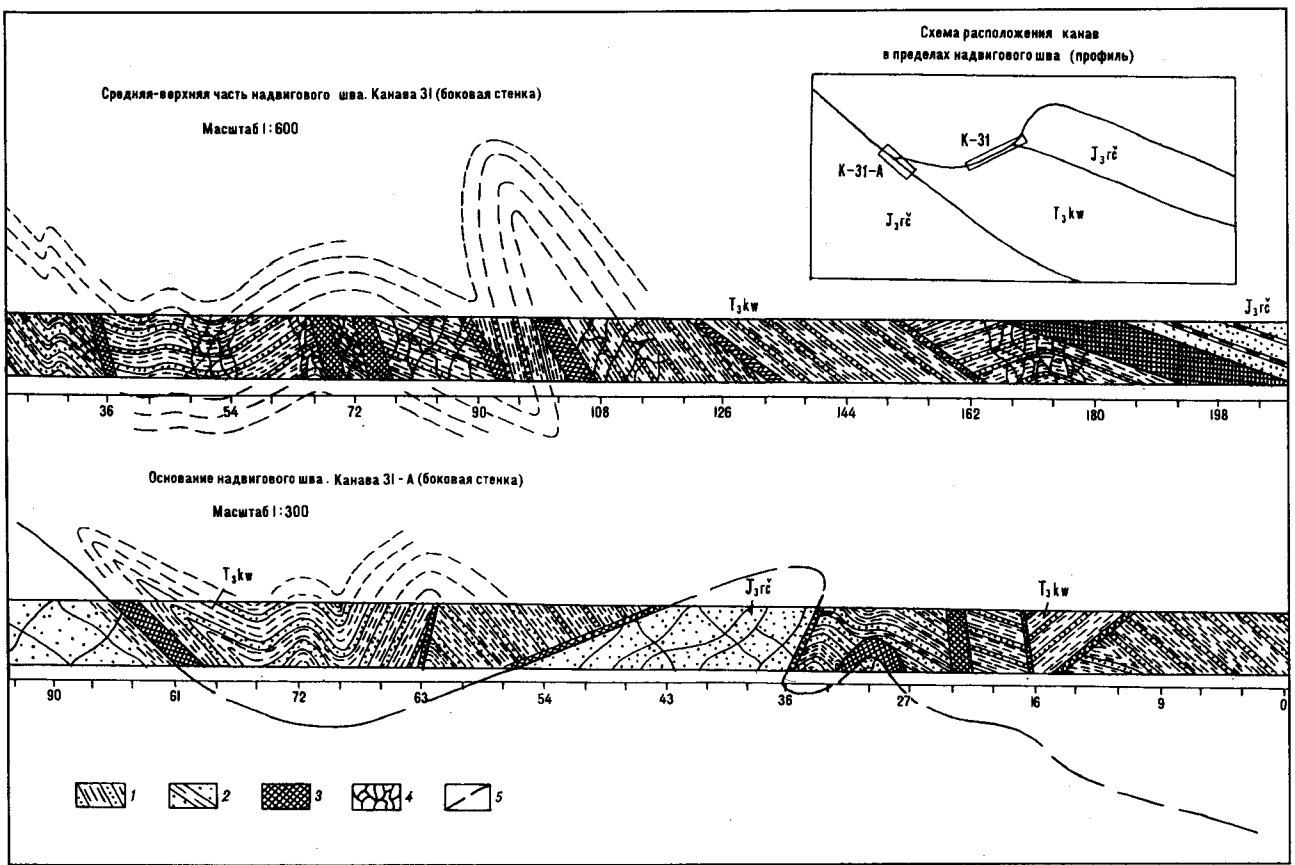


Рис. 3. Характер строения надвигового шва в верховьях руч. Гусино (профиль 1 на рис. 1).

1 - верхний триас, кувеемкая свита (T_3kw); 2 - верхняя юра, раучанская свита ($J_3rč$); 3 - милониты; 4 - зоны дробления и повышенной трещиноватости; 5 - предполагаемое положение основания надвигового шва.

отдельности. На всем интервале отмечаются сложные опрокинутые складки, которые, по-видимому, можно отнести к складкам волочения. На отметке 81 м зафиксировано налегание рассланцованных алевролитов кувеемкой свиты на массивные зеленовато-серые кварц-полевошпатовые песчаники раучанской свиты. Контакт тектонический, сопровождается зоной милонитов мощностью 0,4 м. Азимут падения контакта по подошве милонитов $150 \angle 45^\circ$. Непосредственно у контакта песчаники раучанской свиты сильно рассланцованы. Плоскость рассланцевания согласна с плоскостью контакта милонитов.

В 8 км к юго-западу от канавы 31 зафиксирован выход поверхности шарьирования в коренном обнажении. Сланцево-алевролитовая толща верхнего триаса зажата здесь между двумя пластинами песчаников раучанской свиты. Поинтервальное описание дает представление о внутреннем строении этой зоны.

1. Раучанская свита. Песчаники окварцованные дробленные темносерые 35 м

2. Зона интенсивно перетертых алевролитов с мелкой дресовидной отдельностью 5 м

3. Кувеемкая свита. Алевролиты с тонкими (0,5 см) прослоями светлокорицевых песчаников. Азимут падения $190 \angle 45^\circ$ 8 м

4. Алевролиты тонкослоистые ненарушенные 2 м

5. Зона дробленных алевролитов 5 м

6. Алевролиты с прослоями коричневатого цвета. Азимут падения $180 \angle 50^\circ$ 19 м

7. Интенсивно перемятые алевролиты с обилием зеркал скольжения. Местами растерты в черную землистую массу 37 м

8. Раучанская свита. Песчаники темно-серые интенсивно трещиноватые 6 м

9. Зона дробления и ожелезнения в песчаниках 7 м.

Выше по разрезу залегают массивные зеленовато-серые кварц-полевошпатовые песчаники раучанской свиты. Общая мощность закартированной зоны шарьирования составляет 124 м. Принадлежность милонитизированных алевросланцевых отложений в кувеемкой свите подтверждается находкой в пределах этой зоны отпечатка *Monotis cf. scutiformis* (Tell.).

Обобщая данные по внутреннему строению надвиговых зон, можно отметить следующие их особенности. Практически во всех вскрытых зонах

мощность милонитов в висячем крыле значительно больше, чем в лежащем. В первом случае она составляет от 6 до 37 м. В лежащем крыле надвиговых швов мощность милонитов колеблется от 0.5 до 5 м. Отмечаются различные углы падения плоскостей шарьирования в висячем и лежащем крыльях надвиговых структур. Угол падения плоскости шарьирования в висячем крыле составляет не более 15-20°, лежащее крыло надвигового шва залегает, как правило, более круто, под углом 40-45°.

Анализ условий залегания раучуанской свиты на всей территории ее распространения, наличие среди полей развития пород кувеемкой свиты небольших изолированных выходов раучуанских песчаников, которые, вероятнее всего, представляют собой тектонические останцы, дают основание предполагать, что и за пределами закартированной территории свита слагает покровную структуру. В этом случае Мырговаамский покров достигает в длину 150 км при ширине от 15 до 50 км. Средняя его мощность 600-800 м, в местах интенсивного скупивания тектонических чешуй она достигает 1200-1300 м. Максимальную величину горизонтального перемещения Мырговаамского покрова в целом можно оценить в достаточной степени условно в 40-50 км, исходя из размеров тектонического окна, в котором обнажены породы нетпнейвеемской свиты. Особенности строения надвиговых зон, преобладающая северная вергентность всех дислокаций определенно указывают на перемещение горных масс в северном направлении. Формирование покрова могло быть обусловлено гравитационным сползанием толщ раучуанских песчаников в сторону Раучуанского прогиба со склона, формировавшегося южнее Кэпэрвеемского поднятия.

Возраст покровных и надвиговых дислокаций определяется как средний-поздний апт [4]. Аптский век в геологической истории региона занимает особое место. Он характеризуется разнообразными геологическими событиями, с которыми связаны дислокационные процессы, интрузивный магматизм

и рудообразование. Геодинамическая обстановка этого времени характеризуется возникновением тангенциальных напряжений, вызванных, как предполагается, сближением Анюйского и Айонского блоков кристаллического фундамента [1]. Оно, по-видимому, привело к закрытию Раучуанского прогиба и усилению (или возобновлению) роста смежных поднятий. Этот процесс проявлялся в сокращении объема прогиба, формировании складчатых структур разных порядков, образовании региональных систем пологих нарушений. По мере нарастания сжимающих усилий, очевидно, происходила дилатация (разогрев, тепловое расширение) осадочных толщ, причем в силу различных физических свойств пород раучуанской и кувеемкой свит их пластичность и текучесть менялись по разному. Развитие этого процесса и воздействие силы тяжести привели к срыву песчаников раучуанской свиты вместе с частью подстилающих пород с их более пластичного основания и формированию Мырговаамского покрова. При движении покрова происходило его тектоническое торшение с образованием взбросов, пологих надвигов, по которым отдельные тектонические пластины напозлали друг на друга, создавая линзовидно-чешуйчатый рисунок надвиговых зон. При этом к поверхности были выведены динамометаморфизованные алевропесчаниковые отложения верхнего триаса, залегающие в основании покрова и отдельных надвиговых чешуй и выполняющие роль своеобразной "смазки".

ЛИТЕРАТУРА

1. Бегунов С.Ф. Этапы развития мезозойд Центральной Чукотки и металлогения // Колыма. 1990. № 11. С. 6-10.
2. Геология СССР. Северо-Восток СССР. Т. XXX. Кн. 2. М.: Недра, 1970.
3. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989.
4. Тибилев И.В. Тектонические покровы Центральной Чукотки // Геология и геофизика. 1982. № 6. С. 70-75.

*Чаунское государственное
горно-геологическое предприятие*

г. Певек

*Поступила в редакцию
28 июля 1994 г.*

М.А. Баранов

NAPPE TECTONICS OF THE MYRGOVAAMSKY BASIN (NORTHWEST OF CENTRAL CHUKOTKA)

Overlap-thrusting displacements have been distinguished within the Late Mesozoic Myrgovaamsky basin (Central Chukotka) by the geologic mapping. It is established that the Late Jurassic Rauchansky suite is composed of a member of monoclinaly occurring plates, gently overlaid each other and separated by heterogenously mylonitized Upper Triassic deposits. Visible stratigraphic thickness of the Rauchansky unit is about 600-800 m. This thickness without its composition attains 1600-2200 m. Data on the relationship of the Rauchansky unit with other Late Mesozoic and Upper Triassic deposits allow to consider that the Rauchansky unit makes up a large allochthonous plate. This complex - Myrgovaamsky nappe - corresponds to the Aptian phase of tectogenesis.

Л.И. Попеко

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ПО МШАНКАМ

Установлены последовательная смена мшанковых комплексов в каменноугольных отложениях Монголо-Охотской складчатой области, отражающая изменение систематического состава во времени, и пространственное распространение комплексов. На основании этих данных проведено зональное расчленение карбона региона по мшанкам.

По своему широкому распространению и разнообразию видов каменноугольные мшанки Монголо-Охотской складчатой области зачастую превосходят другие группы фауны. Они распространены практически во всех структурно-фациальных зонах, но наиболее обильны, обладают лучшей сохранностью и полнее изучены в Забайкальском звене Монголо-Охотии. Впервые они отмечены в 1915 г. Г.Н. Фредериксом в Восточном Забайкалье [15]. В последующие годы мшанки были обнаружены во многих местонахождениях, но сведения о них долгое время ограничивались либо констатацией их присутствия, либо списками предварительных определений. Первое монографическое описание позднетурнейских мшанок из бассейна р. Газимур было сделано В.П. Нехорошевым [8]. Тринадцать новых видов фенестеллид серпуховского возраста из Западного Забайкалья описаны Н.А. Шишовой [16]. На основании распространенного тогда мнения о возрасте сопутствующих им брахиопод они были датированы ранней пермью. В Ланской зоне Т.В. Романчук [13] установлен комплекс среднекаменноугольных мшанок. Отсюда ею описано 11 новых видов и один новый род.

Автором послойно изучены и частично монографически описаны мшанки от нижнего турне до башкирского яруса среднего карбона включительно из наиболее полных разрезов, расположенных преимущественно на западных флангах российской части Монголо-Охотской области [4, 12]. Фаунистически охарактеризованные отложения более высоких стратиграфических уровней (московского яруса и среднего карбона) на всей территории области не известны. В результате установлены последовательно сменяющие друг друга в разрезе мшанковые комплексы и их пространственное распространение, что позволило провести зональное расчленение каменноугольных отложений рассматриваемого региона по мшанкам. Выделено 8 зон (снизу вверх): 1) *Semicoscium intermedium* - *Arborocladia argolensis*, 2) *Polyporella spininodata*, 3) *Fenestella zabaikalica*, 4) *Polypora zvonkovaе*, 5) *Sulcoretopora minor*, 6) *Dyscritella mergensis* - *Streblotrypa mongolica*, 7) *Spinofenestella kangilensis*, 8) *Primorella tenuis* -

Streblotrypa clivosa. Распространение отложений этих зон показано на рис. 1, распределение таксонов по разрезу приведено в таблице.

Соотношение числа представителей разных отрядов менялось во времени (рис. 2). В раннетурнейское время, особенно в конце его, наибольшим распространением пользовались трепостомиды и фенестеллиды. Начиная с позднего турне, трепостомиды утрачивают свою роль, будучи вплоть до среднего карбона представлены единичными видами. При этом возрастает число рабдомезид, достигая максимума в раннем визе. Одновременно сокращается число фенестеллид. С конца визе и в серпуховском веке фенестеллиды становятся доминантами. Рабдомезиды резко уступают им по числу видов. Нового расцвета они достигают в башкирском веке. Что касается цистопорид, то в карбоне региона они всегда были представлены единичными видами, и только в раннем визе число последних достигает шести, но все они принадлежат одному роду *Sulcoretopora*.

Зона *Semicoscium intermedium*- *Arborocladia argolensis*

Виды-индексы - *Semicoscium intermedium* Nekhoroshev, 1926; *Arborocladia argolensis* Popeko, 1977.

Стратотип - нижняя часть (35 м) газимурозаводской свиты на водоразделе рек Котихи и Быстрой (Восточное Забайкалье, район Газимуровского Завода), согласно залегающая на яковлевской свите, верхи которой являются аналогами слоев Этрень и характеризуются присутствием *Pseudobatosomella longipora* (Nekh.), *Crustopora irregularis* (Nekh.), *Stictoporina? bifurcata* (Nekh.), типичных для брахиоподовых слоев тарханской свиты Рудного Алтая [8]. Нижняя граница определяется появлением видов-индексов, а также многочисленных представителей фенестеллид и единичных рабдомезид. Наиболее характерны *Rectifenestella serratula* (Ulrich), *Minilya kulindina* (Popeko), *Reteporina altaica* Nekh., *Semicoscium tzugolensis* Popeko, *Hemitrypella altaica* Nekh., *Polypora bukhtarmensis* Nekh., *Reteporidra ovalifenestra* Nekh., *Nikiforovella kashakhstanica* Nekh.

Обращает на себя внимание существенная роль трепостомид родов *Neotrematopora* и *Eostenopora*, представленных новыми видами, часть из которых переходит из подстилающих отложений. Наибольшее число общих видов связывает зональный комплекс с мшанками нижней части ретепориновых слоев тарханской свиты Рудного Алтая [8]. Присутствуют единичные виды, общие с мшанками бухтарминской свиты Рудного Алтая и фоминского горизонта Кузбасса [14], а также космополитные виды, существовавшие на протяжении практически всего раннего карбона. Зона прослежена на Аргунском массиве (в хр. Аргалей и бассейнах рек Котихи и Средней Кулинды), а также в Верхнеамурской зоне.

Возраст. Нижнетурнейский подъярус, нижняя часть павловского горизонта.

Зона *Polyporella spininodata*

Вид-индекс - *Polyporella spininodata* (Ulrich), 1890.

Стратотип - часть газимурозаводской свиты мощностью 45 м, залегающая непосредственно на отложениях зоны *Semicoscium intermedium* - *Arborocladia argolensis* на водоразделе рек Котихи и Быстрой. Нижняя граница маркируется появлением вида-индекса, а также видов *Stenodiscus? glaber* (Nekh.), *Pseudobatosomella minima* (Nekh.), *Fenestella exigua* Ulrich. 14 видов, среди которых представители трепостомид родов *Neotrematopora*, *Eostenopora*, *Crustopora*, а также многочисленные фенестеллиды *Rectifenestella serratula* (Ulrich), *R. rudis* (Ulrich), *Minilya kulindina* (Popoko), *Semicoscium tzugolensis* Popoko, *Reteporina altaica* Nekh., *Hemitrypella* sp. и др. и новые виды *Nikiforovella* связывают эту зону с предыдущей. В зональный комплекс входят виды, общие с мшанками горизонта С ретепориновых слоев тарханской свиты Рудного Алтая [8]. Вид-индекс в других регионах имеет более широкое распространение. В Рудном Алтае он присутствует в отложениях бухтарминской и ульбинской свит, в Кузбассе распространен от тайдонского до верхотомского горизонта [14]. В Северной Америке этот вид присутствует в слоях варсау и сен-луи [17]. Зона прослежена в бассейнах рек Котихи, Средней Кулинды, в хр. Аргалей, в составе толщи песчаников и алевролитов в Ланской зоне, предполагается при-

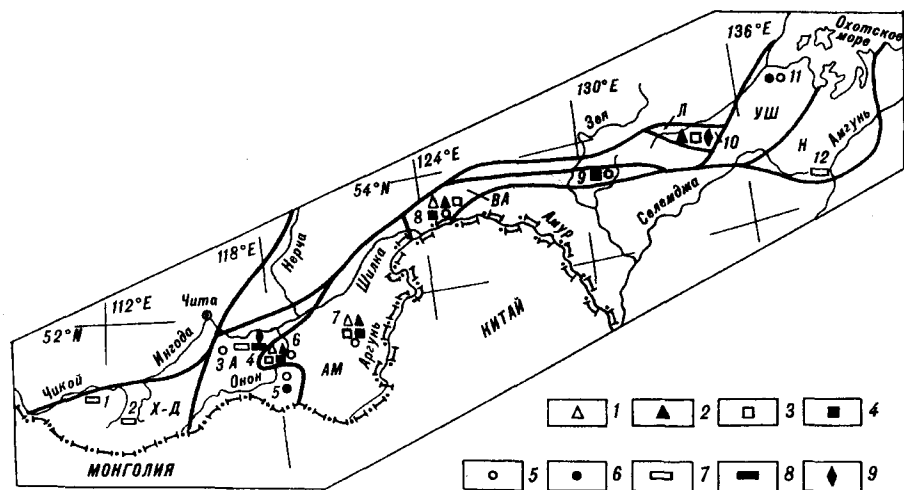


Рис. 1. Схема распространения местных биостратиграфических зон, выделенных по мшанкам в Монголо-Охотской складчатой области.

Структурно-фациальные зоны и районы: ХД - Хэнтэй-Даурская (1 - р. Мергень, 2 - верховья р. Ингоды); А - Агинская (3 - р. Зун-Шивей, 4 - Чиронский район, 5 - г. Тасырхой); АМ - Аргунский массив (6 - хр. Аргалей, 7 - Газимуровский район); ВА - Верхнеамурская (8 - Омугнинский, 9 - Гагско-Сагоянский районы); Л - Ланская (10 - р. Лан); УШ - Удско-Шантарская (11 - р. Тьль); Н - Ниланская (12 - р. Нилан). Биостратиграфические зоны: 1 - *Semicoscium intermedium* - *Arborocladia argolensis*, 2 - *Polyporella spininodata*, 3 - *Fenestella zabaikalica*, 4 - *Polypora zvonkova*, 5 - *Sulcoretopora minor*, 6 - местонахождение средне-поздневизейских мшанок, 7 - *Dyscritella mergensis* - *Streblotrypa mongolica*, 8 - *Spinifenestella kangilensis*, 9 - *Primorella tenuis* - *Streblotrypa clivosa*.

существование ее в составе типаринской свиты в Верхнем Приамурье.

Возраст. Нижнетурнейский подъярус, средняя часть павловского горизонта.

Зона *Fenestella zabaikalica*

Вид-индекс - *Fenestella zabaikalica* Popoko, 1977.

Стратотип - часть газимурозаводской свиты мощностью около 80 м на водоразделе рек Котихи и Быстрой, залегающая непосредственно на отложениях зоны *Polyporella spininodata*. Нижняя граница определяется по появлению вида-индекса, а также наиболее характерных *Neotrematopora* sp., *Leptotrypella* sp., *Fenestella quadrulla* Nekh., *Alternifenestella triangularis* (Nekh.), *Septopora rara* Popoko. 13 видов родов *Neotrematopora*, *Crustopora*, *Pseudobatosomella*, *Fenestella*, *Rectifenestella*, *Hemitrypella*, *Reteporina*, *Semicoscium*, *Nikiforovella* связывают зону с подстилающими отложениями. Наибольшее число общих видов позволяет коррелировать зональный комплекс с мшанками верхов ретепориновых слоев тарханской свиты Рудного Алтая [8]. Распространение зоны такое же, как предыдущей.

Возраст. Нижнетурнейский подъярус, верхняя часть павловского горизонта.

Зона *Polypora zvonkovae*

Вид-индекс - *Polypora zvonkovae* Popeko, 1977.

Стратотип - часть газимурозаводской свиты мощностью около 200 м, залегающая непосредственно на отложениях зоны *Fenestella zabaikalica* на водоразделе рек Средней и Малой Кулинд (район Газимурского Завода, Восточное Забайкалье). Нижняя граница установлена по появлению вида-индекса, а также многочисленных ромбопор, преобладанию среди фенестеллид родов *Rectifenestella* и *Hemitrypa*. Из разреза полностью исчезают *Semicoscinium* и *Reteporina*, резко сокращается видовое разнообразие трепостомид. Зональный комплекс: *Flexifenestella taidonica* (Nekh.), *Rectifenestella multispinosa* (Ulrich), *R. tenax* (Ulrich), *R. cesteriensiformis* (Nekh.), *Diploporaria* sp., *Hemitrypa proutana* Ulrich, *Polyporella undulata* (Trizna), *Polypora zvonkovae* Popeko, *Rhombopora binodata* Trizna, *R. floriformis* Trizna, *R. simplex* Trizna, *R. attenuata* Ulrich, *Klaucena* sp., *Rhabdomeson* sp. Наибольшее число общих видов комплекс имеет с мшанками бухтарминской свиты Рудного Алтая [8] и фоминского горизонта Кузбасса [14]. Зона прослежена в бассейне р. Средней Кулинды и в хр. Аргалей (Восточное Забайкалье), в верхах нижней подсвиты типаринской свиты (Верхнее Приамурье).

Возраст. Верхнетурнейский подъярус, ямкунский горизонт.

Зона *Sulcoretepora minor*

Вид-индекс - *Sulcoretepora minor* Nekhoroshev, 1956.

Стратотип - верхняя часть газимурозаводской свиты мощностью около 300 м, залегающая на отложениях зоны *Polypora zvonkovae* на правом берегу р. Малой Кулинды (район Газимурского Завода). Нижняя граница связана с появлением вида-индекса и многочисленных видов родов *Sulcoretepora* и *Rhombopora*, которым сопутствуют переходящие из подстилающих отложений фенестеллиды. Зональный комплекс: *Polypora varsoviensis* Prout, *Rhombopora exigua* Ulrich, *Sulcoretepora minor* Nekh., *S. zigzag* (Ulrich), *S. toimensis* (Tolm), *S. altaica* Nekh. и др. Наибольшее число общих видов связывает зональный комплекс с мшанками ульбинской свиты Рудного Алтая [8]. Зона прослежена в Восточном Забайкалье в бассейне р. Малой Кулинды, в верхах аргалеской свиты в хр. Аргалей (Аргунский массив), в бассейне р. Зун-Шивея в средней части зуншивейинской свиты (Агинская зона), в Верхнем Приамурье в составе верхней подсвиты типаринской свиты, предположительно - в верхах чумавринской толщи (Тыльский район Удско-Шантарской зоны).

Возраст. Нижневизейский подъярус, кулиндинский горизонт.

Сравнение турнейских и визейских мшанок российской части Монголо-Охотской складчатой области с мшанковыми комплексами менее удаленных, чем Алтай и Кузбасс регионов, в частности, Монголии и Северо-Востока России, затруднено недостаточно детальной изученностью их на этих территориях. В Монголии раннекаменноугольные мшанковые ассоциации относятся к нерасчлененным турнейскому и визейскому ярусам [2]. На Северо-Востоке раннекаменноугольные мшанки изучены начиная с раннего визе [6]. Однако и в том, и в другом случаях среди них присутствуют, кроме многочисленных эндемиков, космополитные виды, большей частью имеющие значительный возрастной диапазон в раннем карбоне, известные и в Монголо-Охотии (*Rectifenestella multispinosa*, *R. rudis*, *Hemitrypa proutana*, *Polypora varsoviensis* и др.).

Более молодые (средне-поздневизейские) мшанки в Монголо-Охотской области пользуются малым распространением. Они зафиксированы в известняках мелкосопочника Тасырхой в средней части уртуйской свиты (Агинская зона). Этот комплекс включает *Stenophragmidium verchotomicum* (Trizna), *Alternifenestella* ex gr. *donatica* (Lebed.), *Polypora varsoviensis* Prout, *Reteporidra* sp., *Rhombopora insinuata* Trizna, *R. floriformis* Trizna, *Saffordotaxis incrassatus* (Ulrich), *Sulcoretepora altaica* Nekh. Облик его достаточно своеобразен. Он определяется присутствием как позднетурнейских и ранневизейских видов (*Saffordotaxis incrassatus*, *Rhombopora floriformis*, *R. insinuata*, *Sulcoretepora altaica*), так и видов, характеризующих более поздние образования.

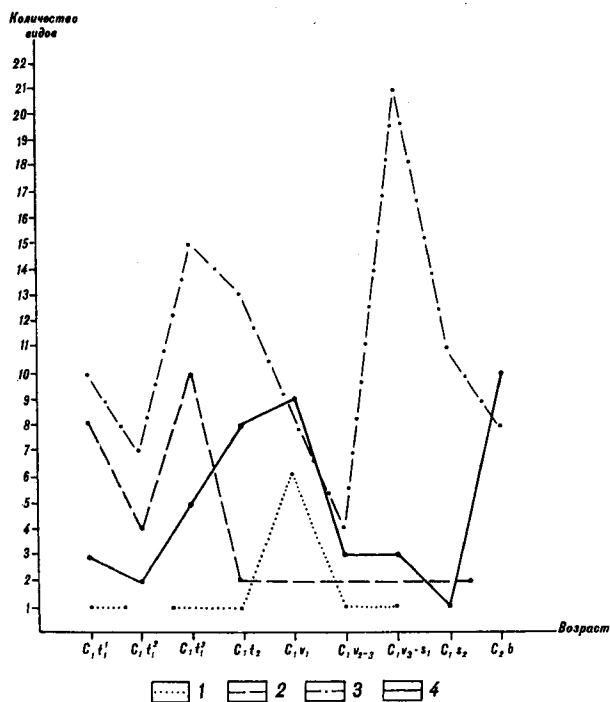


Рис. 2. Количественные соотношения видов разных отрядов в разрезах каменноугольных отложений Монголо-Охотской складчатой области.

1 - Cystoporida, 2 - Trepostomida, 3 - Fenestellida, 4 - Rhabdomesida.

Alternifenestella donaista (Lebed.) и близкие ей формы известны из самых верхов визейского, в серпучовском ярусе и даже в среднем карбоне многих регионов [9, 10]. *Stenophragmidium verchotomicum* (Trizna) известен только из верхотомского горизонта Кузбасса [14]. *Polypora varsoviensis* Prout также присутствует в этом горизонте. Поэтому возраст комплекса с достаточной долей условности может быть определен как средне-поздневизейский.

От выделения отложений, вмещающих этот комплекс мшанок, в качестве зоны представляется целесообразным воздержаться по следующим причинам. Этот комплекс присутствует в известняках, образующих тело эллиптической формы с площадью выхода около 0.5 км² среди мощной (около 3000 м) толщи кремнисто-терригенно-вулканогенных пород, не содержащих органических остатков, относимых к уртульской свите. Многими исследователями известняки рассматривались как рифовая постройка [1, 11]. Однако вещественный состав и характер дислокаций уртульской свиты позволяют считать, что она составляет аккреционный комплекс, а известняки являются либо крупным олистолитом, либо тектонической пластиной. Плохая обнаженность и интенсивные дислокации затрудняют точное определение положения известняков Тасырхоя внутри уртульской свиты. Отсутствие данных о возрасте вмещающих их пород также не дает уверенности в том, что известняки находятся *in situ*. Таким образом, объем зоны точно определен быть не может.

Отложения, охарактеризованные мшанками поздневизейско-башкирского возраста, повсюду в Монголо-Охотской области, за исключением Ланской и части Хэнтей-Даурской зон, пространственно разобщены с более древними каменноугольными отложениями, либо отделены от них перерывом. Мшанки этого возрастного диапазона характеризуются доминированием представителей отряда Fenestellida, единичными видами цистопорид, трепостомид, рабдомезид. Последние к концу диапазона становятся более обильными и разнообразными. Существенно изменяется родовой состав по сравнению с вышеописанными раннекаменноугольными комплексами (таблица). Приемственность на видовом уровне отсутствует.

Зона *Dyscritella mergensis* - *Streblotrypa mongolica*

Виды-индексы - *Dyscritella mergensis* Popeko, 1967; *Streblotrypa mongolica* Popeko, 1967.

Стратотип - нижняя часть гутайской свиты мощностью около 100 м (слой 3 в [4]) на правом борту долины р. Мерген в Западном Забайкалье. Нижняя граница фиксируется по появлению видов-индексов, а также *Fabifenestella fabalis* (Shishova), *F. sibirica* (Shishova), *Laxifenestella gutayensis* (Shishova), *Rectifenestella dashinojensis* (Popeko), *R. mergensis* (Shishova), *R. invulgata* (Shishova), *R. rarituberculata*

(Popeko), *Spinofenestella ungadyjensis* (Popeko), *Alternifenestella media* (Nikif.), *A. galinae* (Popeko), *Lyrocladia mariae* Shishova, *L. tschironensis* Popeko, *Hemitrypa carinata* Shishova, *Polyporella radialisiformis* (Shishova), *Polypora tschironensis* Popeko, *Penniretepora tschironensis* Popeko, *Acanthocladia morozovae* Popeko, *Nikiforovella vachromeevi* Nekh., *Streblotrypa mongolica* Popeko, *Sulcoretepora mergensis* Nekh. Большинство видов впервые описаны в Забайкалье. Пять видов этого комплекса (*Rectifenestella invulgata*, *Alternifenestella galinae*, *Penniretepora tschironensis*, *Nikiforovella vachromeevi*, *Sulcoretepora mergensis*) известны в ельцовской свите Колывань-Томской складчатой зоны. Четыре вида (*Dyscritella mergensis*, *Alternifenestella media*, *Nikiforovella vachromeevi*, *Sulcoretepora mergensis*) установлены в верхней части урмугтейульской свиты в Северной Монголии [4]. *Alternifenestella media* обнаружена в верхней части нижнего - среднем карбоне Донецкого бассейна [10]. Вид *Polypora tschironensis* близок к *Polypora sibirica* Jan. - руководящей визейской форме, распространенной в Рудном Алтае и Колывань-Томской зоне. *Nikiforovella vachromeevi* присутствует в среднем карбоне Северо-Восточного Прибалхашья [7]. Виды *Sulcoretepora mergensis*, *Nikiforovella vachromeevi*, *Fabifenestella sibirica*, *F. fabalis*, *Spinofenestella ungadyjensis* указаны в средней части магарского надгоризонта на Северо-Востоке России [6]. Учитывая сказанное, а также данные по распространению "остроугольного" комплекса брахиопод [3, 5], сопутствующего мшанкам, возраст зоны определяется как поздневизейский - раннесерпучовский. По объему она сопутствует мергенскому горизонту. Кроме стратотипической местности, прослежена в верховьях р. Ингоды, в Агинской (тутхалтуйская свита) и Ниланской зонах.

Зона *Spinofenestella kangilensis*

Вид-индекс - *Spinofenestella kangilensis* (Popeko), 1967.

Стратотип - харашибирская свита в верховьях пади Большой Кангил (Чиронский район Агинской зоны, Восточное Забайкалье), залегающая на отложениях зоны *Dyscritella mergensis* - *Streblotrypa mongolica*. Нижняя граница связана с появлением вида-индекса. Зональный комплекс представляет собой резко обедненный комплекс предыдущей зоны, включая *Rectifenestella annae* (Shishova), *R. invulgata* (Shishova), *R. dashonojensis* (Popeko), *Alternifenestella galinae* (Popeko), *Lyrocladia mariae* Shishova, *L. tschironensis* Popeko, *Polypora tschironensis* Popeko, *Nikiforovella vachromeevi* Nekh., *Sulcoretepora mergensis* Nekh. Единственным новым элементом является вид-индекс, распространение которого ограничивается только этой зоной. Наибольшее число общих видов зональный комплекс имеет с мшанками средней части магарского надгоризонта [6]. Развита в Агинской структурно-фациальной зоне.

Возраст. Верхняя часть серпуховского - низы башкирского (?) яруса, харашибирский горизонт.

Зона *Primorella tenuis* - *Streblotrypa clivosa*

Виды-индексы - *Primorella tenuis Romantchuk*, 1975 и *Streblotrypa clivosa Romantchuk*, 1975.

Стратотип - шазагайтуйская свита на водоразделе Берея - Жипхоши (Чиронский район Агинской зоны), залегающая на отложениях *Spinofenestella kangilensis*. Нижняя граница фиксируется по появлению видов-индексов, а также многочисленных новых видов родов *Rhombopora*, *Rhabdomeson*, *Primorella*, *Streblotrypa*. Распространена в Агинской и Ланской структурно-фациальных зонах. С подстилающими отложениями комплекс связан восемью общими видами: *Rectifenestella mergensis* (*Shishova*), *R. annae* (*Shishova*), *R. invulgata* (*Shishova*), *R. dashonjensis* (*Popoko*), *Lyrocladia mariae* *Shishova*, *L. tschironensis* *Popoko*, *Nikiforovella vachromeevi* *Nekh*.

Возраст. Большое количество видов, не известных за пределами Монголо-Охотской области, делает затруднительным определение возраста комплекса. Однако обилие новых видов свидетельствует скорее всего не о большом эндемизме, а о слабой изученности мшанок рассматриваемого стратиграфического интервала на соседних территориях. Сопутствующий мшанкам комплекс брахиопод хорошо сопоставляется с брахиоподами наталинского горизонта Верхоянья и низов ольчинского горизонта Северо-Востока России. Поэтому возраст зоны определяется как башкирский (шазагайтуйский горизонт).

The research described in this publication was made possible in part by Grant N RKH000 from the International Science Foundation.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Амантов В.А.* Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья // Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 81. Л., 1963. С. 3-14.

Институт тектоники и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук

г. Хабаровск

2. *Горюнова Р.В., Морозова И.П.* Позднепалеозойские мшанки Монголии // Тр. ССМПЭ, вып. 9. М.: Наука, 1979.
3. *Котляр Г.В.* Биостратиграфия верхнепалеозойских отложений Забайкалья по брахиоподам // Автореф. канд. дисс. Л., 1967.
4. *Котляр Г.В., Понько Л.И.* Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя Забайкалья // Зап. Забайкал. филиала Географ. о-ва СССР, вып. XXVIII. Чита, 1967.
5. *Котляр Г.В., Понько Л.И.* Региональные стратиграфические подразделения карбона Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеанская геология, №2, 1995.
6. *Морозова И.П.* Позднепалеозойские мшанки Северо-Востока СССР // Тр. ПИН АН СССР. М.: Наука, 1981.
7. *Нехорошев В.П.* Каменноугольные мшанки Северо-Восточного Прибайкалья // Изд-во АН КССР, Алма-Ата, 1948.
8. *Нехорошев В.П.* Нижнекаменноугольные мшанки Алтая и Сибири // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 13. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
9. *Никифорова А.И.* Каменноугольные отложения Средней Азии. Материалы к познанию нижнекаменноугольных мшанок // Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 207. Л.-М.: ГНТГРИ, 1933.
10. *Никифорова А.И.* Среднекаменноугольные мшанки Донецкого бассейна // Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 237. Л.-М.: ГНТГРИ, 1933.
11. *Понько Л.И., Понько В.А.* Морфологические особенности Тасырхойского каменноугольного рифа (Восточное Забайкалье) // Зап. Забайкал. филиала Географ. о-ва СССР, вып. LXXXIV. Чита, 1972, с. 28-33.
12. *Понько Л.И.* Новые виды раннекаменноугольных мшанок Забайкалья // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. Вып. 4. М.: Наука, 1977. С. 92-95.
13. *Романчук Т.В.* Первые находки каменноугольных мшанок в Тугуро-Чумиканском районе Хабаровского края // Палеонт. журн., №2, 1975. С. 69-78.
14. *Тризна В.Б.* Раннекаменноугольные мшанки Кузнецкой котловины // Л. Гостоптехиздат, 1958.
15. *Фредерикс Г.Н.* О палеозое Восточного Забайкалья // Геол. вестник, т. 1, вып. 3. 1915.
16. *Шишова Н.А.* Новые пермские мшанки Западного Забайкалья // Палеонт. журн. №1, 1960. С. 73-83.
17. *Ulrich E.O.* Palaeozoic Bryozoa. // Geol. Surv. Illinois, v. VIII, pt. II, 1890.

Поступила в редакцию
25 декабря 1994 г.

L.I. Popoko

ZONAL STRATIFICATION ON THE CARBONIFEROUS DEPOSITS OF THE MONGOL-OKHOTSK FOLD SYSTEM ON THE BASIS OF BRYOZOA

There has been ascertained successive alternation of Bryozoa assemblages in the Carboniferous deposits of the Mongol-Okhotsk fold system which reflects the change of systematic composition through time, and spacial distribution of the assemblages. These data were the basis for zonal stratification of Carboniferous deposits of the region according the Bryozoa.

О.А. Мельников

О РАСПРОСТРАНЕНИИ И ЗНАЧЕНИИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ РАКУШНЯКОВ-УСТРИЧНИКОВ НА САХАЛИНЕ

Дается описание вновь установленных местонахождений ракушнякав-устричников в палеогеновых отложениях на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория на Сахалине и определяется их значение в решении ряда вопросов научного и практического характера: в увязке и корреляции разрезов, выяснении формационной принадлежности и генезиса вмещающих их отложений, тектонической позиции, использования в народном хозяйстве.

Обломки, а иногда и хорошо сохранившиеся целые единичные раковины устриц из рода *Ostrea* встречаются в разрезе кайнозойских отложений Сахалина во многих его районах, но в виде обильных скоплений преимущественно *Ostrea agnevoensis* Laut. и *Ostrea esutoruensis* L.Krisht с образованием крупных прослоев и даже пластов ракушнякав мощностью в несколько метров они до сих пор отмечались лишь вдоль западного побережья Сахалина в составе развитой там так называемой краснопольской свиты палеогенового (эоцен-олигоценового) возраста [1]. Развитые на Сахалине отложения сравнительно богаты различными растительными и животными остатками. В меловых отложениях в большом количестве встречаются раковинные остатки аммонитов иноцерамов, а в третичных - морских и пресноводных моллюсков. Остатки толстостенных раковин иноцерамов иногда столь обильны, что образуют гнездообразные, линзовидные и даже пластовые скопления до ракушнякав включительно. Остатки раковин других моллюсков в некоторых случаях также образуют скопления типа ракушнякав в виде гнезд или линзовидных сантиметрово-дециметровых прослоев. Горизонт гнездообразных ракушняковых скоплений раковин рода *Thiasira* отмечается в кровле палеогеновых отложений на юго-западе Сахалина [3]. Обильные скопления (до образования ракушнякав) раковин *Yoldia*, *Malletia* и *Nuculana* в виде отдельных линз мощностью 0.1 м или переполненного этими раковинами регионально развитого горизонта наблюдаются в Чеховском, Холмском и Анивском районах [4]. Линзообразные прослои ракушнякав иногда образуют скопления раковин *Mastra* или *Pecten*. Однако лишь остатки представителей рода *Ostrea* слагают на Сахалине крупные по мощности (до нескольких метров) и многочисленные (до 8 в разрезе по р. Августовка в Лесогорском районе) пласты ракушнякав. Недаром эти ракушнякав в единственном случае для Сахалина входят в состав литотипа краснопольской свиты [2, 8] или являются патрическим элементом парагенеза горных пород отвечающей этой свите элементарной формации - крупношлифовидно переслаивающихся ракушняков, конгломератов, алевроли-

тов, аргиллитов и песчаников (РКАП). Кроме того, эти ракушнякав-устричники, будучи столь строго приуроченными к разрезу одной краснопольской свиты и отвечающей ей элементарной формации, имеют очень важное стратиграфическое значение как надежный репер при сопоставлении разрезов и определении возраста отложений. Заслуживают ракушнякав не только чисто научного, но и практического интереса - как возможное исходное сырье в строительной и цементной промышленности и в сельском хозяйстве.

До самого последнего времени ракушнякав-устричники на Сахалине не отмечались нигде, кроме эоцен-олигоценовой краснопольской свиты, развитой исключительно вдоль западного побережья острова (западное крыло Западно-Сахалинского антиклинория) от г. Александровска на севере до г. Томари на юге. Лишь в 1990 г. нами ракушнякав-устричники были впервые встречены в составе так называемой гастелловской свиты и на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория в разрезе по р. Шир - правому притоку р. Орловки в Смирныховском районе [6]. Это позволило впервые выделить структурно-вещественный (формационный) аналог краснопольской свиты в составе гастелловской свиты на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория, надежнее увязать разрезы обоих крыльев этого антиклинория, доказать развитие палеогеновых, точнее эоцен-олигоценовых отложений и на его восточном крыле, а на этой основе подтвердить ряд важных, ранее сделанных выводов [5], в частности, о едином седиментационном бассейне на месте Западно-Сахалинского антиклинория в течение всего палеогена и большей части неогена, широком развитии явления миграции фаций в слагающих антиклинорий палеоген-неогеновых отложениях, молодом плиоценовом возрасте возникновения и инверсионном характере этого антиклинория и т.д.

В последнее время нами получены новые данные о развитии палеогеновых ракушняков-устричников на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория не только в центральной, но и в южной части Сахалина (рис. А). Прежде всего, новый выход

ракушняков-устричников обнаружен в центральной части Сахалина в Смирныховском районе в том же, что и р. Шир, бассейне р. Большой Орловки, на левом склоне речного русла небольшого левого притока р. Малой Орловки - крупного правого притока р. Большой Орловки, расположенного южнее и впадающего в нее восточнее р. Шир. Выход этот находится на юго-восточном продолжении отвечающей краснопольевской свите угленосно-ракушняк-конгломерат-алевролит-песчаниковой (УРКАП) формации, вскрываемой на р. Шир, в 2 км от выхода нижнего пласта ракушняков-устричников (рис. Б) в разрезе этой формации на этой реке и, по всей видимости, этому нижнему пласту и отвечающего, поскольку непосредственно рядом за этим выходом вверх по течению ручья в его русле и на обоих обрывистых склонах русла вскрывается залегающая ниже по разрезу не менее мощная, чем на р. Шир, песчаник-конгломератная (ПК) формация, сложенная преимущественно типичными для нее крупноциклическими переслаивающимися разногалечными конгломератами. Разделяющая в разрезе по р. Шир УРКАП и ПК формации семидесятиметровых угленосно-песчаник-алевролит-аргиллитовая (УПА) формация здесь, по-видимому, выклинивается в связи с общим сокращением разреза в восточном направлении. Обнаружение этого нового выхода ракушняков-устричников по соседству с их развитием на р. Шир свидетельствует не о случайном (единичном), а о более широком (площадном) распространении ракушняков-устричников и вмещающей их эоцено-олигоценовой УРКАП формации на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория, по крайней мере в центральной части Сахалина.

Совершенно новый район распространения ракушняков-устричников в палеогеновых отложениях на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория установлен нами на юге Сахалина в Анивском районе, непосредственно южнее железной и шоссейной дорог Южно-Сахалинск-Холмск в междуречье рек Владимировка и Вахрушевка, точнее, правого притока р. Владимировки - р. Успенки и одного из левых безымянных притоков в верховьях р. Вахрушевки (рис. А и В). Формационный разрез первого района нами достаточно подробно опубликован [6], а описание для второго района подобного формационного разреза находится еще в печати. В этом втором районе разрез представлен тремя общесахалинскими мегаформациями: позднемеловой метаобломочно-литолитовой, завершающей метаморфитовую надформацию, палеогеновой обломочно-литолитовой и миоценовой вулканит-кремнисто-литолитовой, слагающими нижнюю половину литолитовой надформации [7]. Позднемеловая метаобломочно-литолитовая мегаформация в этом районе вскрыта лишь своими верхами - двумя завершающими ее элементарными формациями (снизу вверх): тонкослоистых алевролитов и аргиллитов (А), отвечающей быковской свите турон-сантонского возраста, и крупноциклической вулка-

нит-конгломерат-алевролит-песчаниковой (вКАП), отвечающей красноярковской свите кампандатского возраста. Палеогеновая обломочно-литолитовая мегаформация, отвечающая в данном районе нижней части гастелловской свиты, состоит из трех элементарных формаций (снизу вверх): крупноритмослоистой песчаник-конгломератной (ПК), охватывающей базальные конгломераты гастелловской свиты, крупношлифоиднослоистой ракушняк-конгломерат-алевролит-песчаниковой (РКАП) и слабо сцементированных неяснослоистых песчаников, песчаных алевролитов и аргиллитов (пА), слагающих среднюю часть гастелловской свиты. Наконец, миоценовая вулканит-кремнисто-литолитовая мегаформация представлена в данном районе лишь своей нижней половиной, выраженной двумя элементарными формациями (снизу вверх): вулканитовой дацит-андезитовой (Вд-а), охватывающей верхи гастелловской свиты, и тонкослоистых кремнистых алевролитов и аргиллитов (кА), отвечающей холмской свите ранне-среднемиоценового возраста. Позднемеловая метаобломочно-литолитовая мегаформация слагает западную часть района - западное надвиговое крыло и присводную часть Западно-Сахалинского антиклинория, нарушенную Тымь-Поронайским (Центрально-Сахалинским) взбросо-надвигом, а две другие мегаформации - сложно дизъюнктивно-пликативно-дислоцированное восточное поднадвиговое крыло этого антиклинория.

Ракушняки в этом районе встречены в нескольких местах, причем в виде двух резко отличных по своему составу разновидностей: либо в виде обильных скоплений раковин или обломков раковин рода *Mastra*, либо в виде не менее обильных скоплений раковин или обломков раковин рода *Ostrea*, то есть ракушняков-устричников. В верховьях реки Вахрушевки гнездообразные скопления раковин *Mastra* отмечаются в песчаниках, выходящих на правом обрывистом склоне речной долины и в русле самой реки в 200 м вверх по течению от устья левого притока, непосредственно вблизи от выхода на поверхность Тымь-Поронайского (Центрально-Сахалинского) взбросо-надвига, по которому приведены в контакт позднемеловая алевролит-аргиллитовая (А) и палеогеновая ракушняк-конгломерат-алевролит-песчаниковая (РКАП) формации (см. рис. В). Напротив, ракушняки-устричники в виде обильных скоплений крупных (до 10 см длиной), хорошо сохранившихся раковин *Ostrea*, образующих отчетливо стратифицированный прослой мощностью 10-20 см в мелкозернистых песчаниках, вскрываемых в небольшом прирусловом обрыве высотой около 1 м на левом берегу небольшого левого притока р. Вахрушевки в 300 м выше его устья. Судя по замерам элементов залегания и визуально наблюдаемому выходу в обнажении этот прослой ракушняков-устричников полого, под углом 13°, погружается в южном направлении. Исключительно хорошая сохранность раковин, часто в виде целых

экземпляров с обейми, правильно совмещенными створками, свидетельствует о прижизненном захоронении устриц и отсутствии значительного переноса материала. На это же указывает и мелкозернистый состав обломочного материала песчаников, вмещающих эти ракушняки-устричники.

В двух местах встречены ракушняки и в верховьях р. Успенки. Одно из них расположено почти в

самых верховьях этой реки в правом обрывистом склоне ее речного русла (см. рис. В). В песчаниках, вскрывающихся в этом обнажении, в изобилии встречаются хорошо сохранившиеся отпечатки и сами раковины рода *Maetra*. но самым большим и эффективным местом распространения ракушняков в этом районе является крупное, высотой до 10 м и длиной не менее 100 м обнажение на левом обрывистом склоне речной долины этой реки примерно в 3 км от впадения ее в р. Владимировку. Почти вплотную к этому обнажению подходит сильно заросшая травой и кустарником, плохо проезжая для автотранспорта лесная дорога (см. рис. В). В этом вытянутом по простиранию пород обнажении вскрывается пачка мощностью 10-15 м, состоящая из

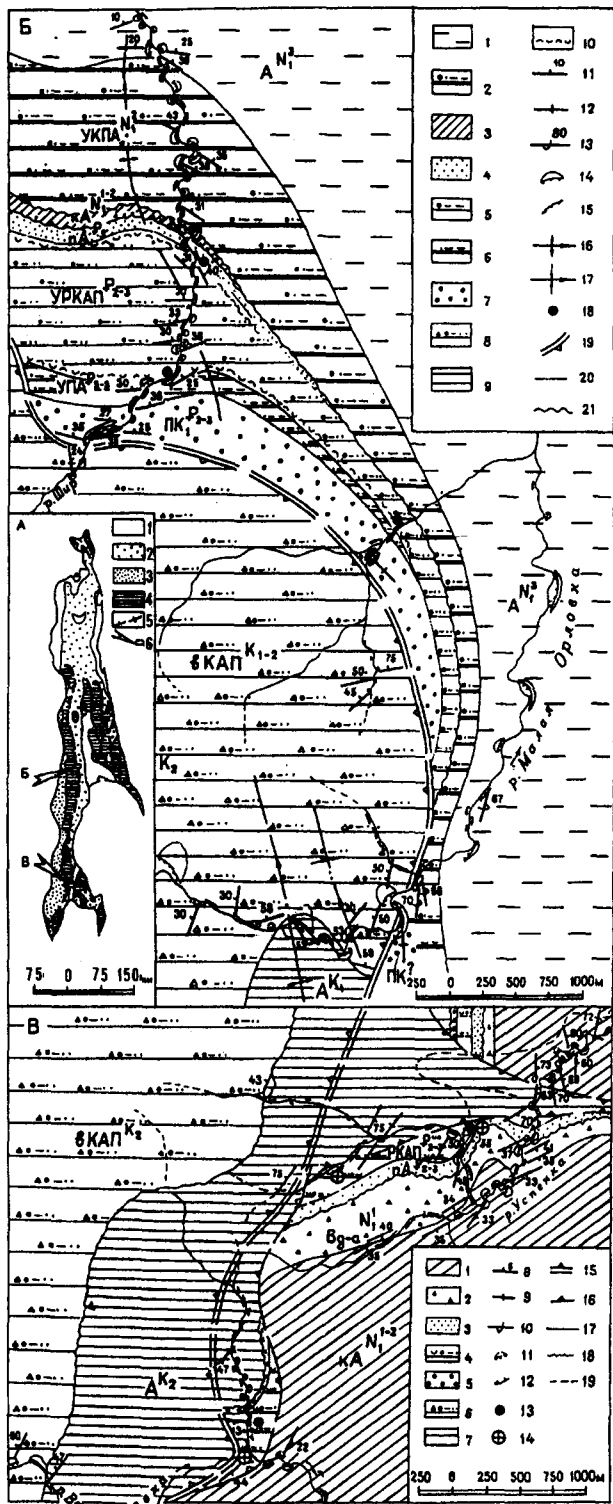


Рис. Обзорно-формационная схема Сахалина (А) и формационные карты двух участков (Б и В) в Смирныховском и Анивском районах на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория.

А: 1-4 - отложения надформаций: 1 - седиментивной четвертичного возраста; 2-3 - литологической, преимущественно неогенового возраста (2) и палеогенового и неогенового возраста примерно в равном соотношении (3); 4 - метаморфитовой палеозой-мезозойского возраста; 5 - крупные разрывные дислокации взбросо-надвигового характера; 6 - участки крупномасштабного формационного катирования в Смирныховском (Б) и Анивском (В) районах.

Б: 1-9 - отложения элементарных формаций: 1 - позднемиоценовой аргилито-алевритовой - AN_1^1 ; 2 - среднемиоценовой угленосно-конгломерат-песчаник-алевролит-аргиллитовой - $UKPA$; 3 - ранне-среднемиоценовой кремнистых алевритов и аргиллитов - KA ; 4 - олигоценовой слабо сцементированных песчаников и песчанистых алевритов и аргиллитов - PA ; 5 - эоцен-олигоценовой угленосно-ракушняк-конгломерат-алевролит-песчаниковой - $URKA$; 6 - эоцен-олигоценовой угленосно-песчаник-алевролит-аргиллитовой - UPA ; 7 - эоцен-олигоценовой песчаник-конгломератной - PK ; 8 - альб-сенноманской вулканит-конгломерат-алевролит-песчаниковой - KA ; 9 - альбский алевролит-аргиллитовой - AK_1 ; 10 - прослой ракушняков-устричников в эоцен-олигоценовой угленосно-ракушняк-конгломерат-алевролит-песчаниковой формации; 11-13 - залегание пород: 11 - нормальное; 12 - вертикальное; 13 - опрокинутое; 14-15 - обнажения: 14 - крупные; 15 - мелкие и в русле ручьев и рек; 16-17 - оси и шарниры складок: 16 - антиклинальных; 17 - синклиналиных; 18 - места выходов ракушняков-устричников; 19 - выход на поверхность Тымь-Поронайского (Центрально-Сахалинского) взбросо-надвига; 20-21 - границы формаций: 20 - согласные; 21 - стратиграфически несогласные - с размывом и перерывом в осадконакоплении.

В: 1-7 - отложения элементарных формаций: 1 - ранне-среднемиоценовой кремнистых алевритов и аргиллитов - KA ; 2 - раннемиоценовой вулканитовой дацит-андезитовой - AN_1^1 ; 3 - эоцен-олигоценовой слабо сцементированных песчаников и песчанистых алевритов и аргиллитов - PA ; 4 - эоцен-олигоценовой ракушняк-конгломерат-алевролит-песчаниковой - RKA ; 5 - эоцен-олигоценовой-песчаник-конгломератной - PK ; 6 - кампан-датской вулканит-конгломерат-алевролит-песчаниковой - KA ; 7 - турон-сантонской алевролит-аргиллитовой - AK_2 ; 8-10 - залегание пород: 8 - нормальное; 9 - вертикальное; 10 - опрокинутое; 11-12 - обнажения: 11 - крупные; 12 - мелкие и в русле ручьев и рек; 13-14 - места выходов ракушняков; 13 - с *Ostrea* (устричники); 14 - с *Maetra*; 15 - Тымь-Поронайский (Центрально-Сахалинский) взбросо-надвиг и оперяющие его второстепенные взбросо-надвиги - 16; 17-18 - границы формаций; 17 - согласные; 18 - стратиграфически несогласные, с размывом и перерывом в осадконакоплении; 19 - лесные дороги.

переслаивающихся разномерных песчаников - мелко и среднезернистых, иногда очень глинистых, до перехода в песчаные алевролиты. Порода сравнительно слабо уплотнена, сильно выветрена и с поверхности ожелезнена, обладая в связи с этим желтовато-коричневой окраской. Неясная слоистость, постепенные переходы между различными переслаивающимися породами не дают возможности подразделить эту пачку на отдельные, четко обособленные пласты или слои той или иной мощности и проследить их поведение по разрезу или по простиранию. Намечается лишь в весьма общем виде уменьшение плотности, слоистости и зернистости вверх по разрезу пачки с обособлением в нижней части более плотных, слоистых и относительно более крупнозернистых песчаников по сравнению с почти рыхлыми, неяснослоистыми, глинистыми песчаниками, переходящими в песчаные алевролиты в верхней части пачки.

В нижней части пачки намечается слабо выраженная дифференциация разреза по размеру слагающей породы обломочного материала с образованием некоторой ритмичной или циклической перемежаемости более крупнозернистых и менее крупнозернистых пород. В этой нижней части вскрываемой пачки и отмечаются прослои ракушняка, причем отчетливо выделяются, по крайней мере, два резко отличных по составу раковин и обособленных друг от друга прослоя или горизонта, выдерживающихся на всем протяжении обнажения. Нижний прослой или горизонт состоит из раковин *Ostrea*, а верхний горизонт, почти непосредственно перекрывающий нижний, - преимущественно из раковин *Mastra*. Оба горизонта ракушняка, хотя и прослеживаются на всем протяжении обнажения, не имеют резких и четких границ с вмещающими их песчаниками, в связи с чем их мощность оценивается ориентировочно в несколько десятков сантиметров и вряд ли составляет более 0.5-1 м. Эти два горизонта ракушняка - ракушняк-устричник внизу и ракушняк с *Mastra* сверху непрерывно или прерывисто, вероятно с разной степенью прерывистости для каждого из них, прослеживаются на всем протяжении этого района, то есть на расстоянии не менее 3 км, и стратиграфически явно приурочены к основанию палеогеновых отложений на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория, несколько выше по разрезу базальных конгломератов или ПК формации, залегающей в основании палеогенового разреза. Наличие столь частых выходов ракушняка, особенно ракушняков-устричников, в толще, непосредственно сменяющей ПК формацию, говорит о несомненном развитии и в этом районе, наряду со Смирныховским, на крайнем юге Сахалина на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория вещественного, да по-видимому и в какой-то мере возрастного аналога палеогеновой (эоцено-олигоценной) ракушняк-конгломерат-алевролитопесчаниковой (РКАП) формации, отвечающей краснопольевской свите на западном крыле Западно-

Сахалинского антиклинория. Если подтвердится строгое спорадическое распространение ракушняков-устричников в палеогеновых отложениях только в этих двух районах на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория, то это, скорее всего, будет объясняться кулисообразно-эшелонным расположением частных прогибов-синклиналиев (Чеховско-Холмского на юге Сахалина и Углегорско-Красногорского в центральной части острова), составляющих палеогеновый седиментационный бассейн на месте Западно-Сахалинского антиклинория [5, 7, 8], точнее - расположением центральных и периферийных частных прогибов-синклиналиев. По всей видимости, эти два района с ракушняками-устричниками в палеогеновых отложениях на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория являются наиболее восточными периферийными участками этих двух прогибов, охватывающих в палеогене не только западное надвиговое крыло и присводную часть антиклинория, но и распространявшихся на его поднадвиговое восточное крыло, по крайней мере, в этих двух районах. Участок восточного крыла Западно-Сахалинского антиклинория между двумя районами, тяготеющий к наиболее узкой части Сахалина - Пояску, где ракушняки-устричники не отмечаются в разрезе палеогеновых отложений восточного крыла антиклинория, приурочен к границе между двумя упомянутыми выше палеогеновыми прогибами, чем возможно и объясняется отсутствие здесь рассматриваемых ракушняков-устричников и отсутствие в палеогеновом разрезе РКАП или УРКАП формаций, отвечающих краснопольевской свите западного крыла Западно-Сахалинского антиклинория.

Устрицы, как установлено [10], живут или одиночно, или колониально, густыми поселениями на ограниченных участках, образуя береговые устричники или банки. Береговые устричники тянутся вдоль береговой линии более или менее узкой сплошной или прерывистой полосой, а устричные банки, представлявшие частично приподнятые над дном скопления огромного количества многих поколений раковин, располагаются и на значительном удалении от берега. Подавляющее большинство устриц живет на небольших глубинах - не глубже 50 м, в теплых морских водах с нормальной соленостью и в разной степени опресненных (в приустьевых частях рек и заливах). Наиболее благоприятным субстратом для устриц является уплотненный песчаник, омываемый достаточно активными течениями, обеспечивающими устриц пищей и кислородом. Устрицы широко распространены во всех теплых и умеренно теплых современных морях, встречаются вдоль берегов в тропических и умеренных водах Атлантического, Тихого и Индийского океанов. В виде единичных экземпляров раковины устриц очевидно можно встретить в любых прибрежно-морских мелководных отложениях, сформировавшихся в тропических и умеренно-теплых условиях, но в виде прослоев, слоев и особенно пластов

значительной мощности - только на устричных банках и береговых устричниках. Наиболее мощные пласты ракушняков-устричников, по всей видимости, могут формироваться на устричных банках, а форма и размеры таких пластов будут, очевидно, определяться размерами и формой самих банок и длительностью их устойчивого существования. Менее мощные, но более протяженные слои и прослои ракушняков-устричников формируются на береговых устричниках в приливно-отливной зоне при активной эрозии и миграции морских берегов [9]. С учетом этого, мощные отложения краснопольевской свиты на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория, скорее всего, сформировались большей частью на устричных банках, осложнявших мелководные морские бассейны в Углегорско-Красногорском и Чеховско-Холмском прогибах-синклинориях, а более тонкие и протяженные прослои ракушняков-устричников, развитые в отложениях гастелловской свиты в Смирныховском и Анивском районах на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория, образовались из береговых устричников в волно-прибойной полосе мигрировавшего на восток мелководного морского бассейна вдоль крайних восточных периферийных частей тех же двух Углегорско-Красногорского и Чеховско-Холмского прогибов-синклинориев.

Выделение ракушняков-устричников в качестве патрического элемента структурно-вещественной ассоциации (парагенеза) пород ракушняк-конгломерат-алевролит-песчанниковой (РКАП) и угленосно-ракушняк-конгломерат-алевролит-песчанниковой (УРКАП) элементарных формаций придает этим последним исключительное своеобразие и специфичность. Региональное распространение этих формаций в составе палеогеновой обломочно-литолитовой мегаформации Хоккайдо-Сахалинской складчатой области, формировавшейся в задуговом бассейне в начале островодужной стадии развития этой области, возможно делает эти элементарные формации весьма важными - индикаторными формациями особых морских бассейнов, в частности задуговых бассейнов или каких-то их частей, в признаках выделения которых всегда испытывался острый недостаток.

Из изложенного следует:

1. Ракушняки-устричники с остатками раковин рода *Ostrea*, являющихся характерным литотипом палеогеновой (эоцен-олигоценовой) краснопольевской свиты и патрическим элементом парагенеза (структурно-вещественной ассоциации) отвечающих этой свите ракушняк-конгломерат-алевролит-песчанниковой (РКАП) или угленосно-ракушняк-конгломерат-алевролит-песчанниковой (УРКАП) формаций, развиты не только на западном надвиговом крыле Западно-Сахалинского антиклинория, но встречаются, по крайней мере, в двух районах - Смирныховском в центральной части Сахалина и Анивском на юге острова - и на восточном поднадвиговом крыле этого антиклинория.

2. Установление отчетливо выраженных, вполне самостоятельных пяти выходов ракушняков-устричников на восточном поднадвиговом крыле Западно-Сахалинского антиклинория указывает на широкое (региональное) развитие включающих эти ракушняки-устричники РКАП и УРКАП формаций. Это дает возможность строже и надежнее увязать разрезы западного и восточного крыльев этого антиклинория и подтвердить ряд ранее сделанных выводов, в частности, о едином седиментационном бассейне на месте Западно-Сахалинского антиклинория в палеогене и большей части неогена, о явлениях миграции фаций, свойственных палеоген-неогеновым отложениям Сахалина, о молодом плиоцен-четвертичном возрасте и инверсионном характере этого антиклинория.

3. Ракушняки-устричники, являясь характерными литотипами РКАП и УРКАП формаций, позволяют успешнее выделить эти формации в разрезах, тем самым более дробно расчленять эти последние, а благодаря маркирующим свойствам, строже и однозначно проследить эти формации по площади, то есть вести геологическое (формационное) картирование и составлять крупномасштабные формационные карты - более детальные (информативные), чем составляемые в настоящее время геологические карты, что наглядно видно на приводимых примерах двух закартированных участков (см. рис.).

4. Судя по распространению, вещественному составу и мощностям ракушняков-устричников в палеогеновых отложениях Сахалина ракушняки-устричники западного надвигового крыла Западно-Сахалинского антиклинория формировались, скорее всего, на устричных банках, осложнявших мелководный морской бассейн на месте палеогеновых Углегорско-Красногорского и Чеховско-Холмского прогибов-синклинориев, тогда как ракушняки-устричники восточного поднадвигового крыла этого антиклинория формировались в береговых устричниках в периферийной части мигрировавшего на восток морского бассейна на восточных крыльевых участках тех же двух прогибов-синклинориев.

5. Формации РКАП и УРКАП возможно окажутся индикаторами при выделении различных седиментационных бассейнов, в частности, задуговых бассейнов в островодужной стадии развития некоторых областей.

6. Помимо чисто научного интереса рассматриваемые ракушняки-устричники могут привлечь внимание в качестве объекта для практического использования - как возможный заменитель известняка в строительной и цементной промышленности и в сельском хозяйстве, для чего необходимо проведение специального опробования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. т. 33, ч. 1. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970, 431 с.

2. *Захарова М.А.* Литология палеогеновых отложений Сахалина и условия их образования. Из-во "Наука" Сибирского отделения. Новосибирск, 1973.
3. *Мельников О.А.* О маркирующем триазировом горизонте в палеогеновых отложениях Южного Сахалина. В кн.: Вопросы геологии и газонефтеносности южной части Сахалина. Южно-Сахалинск, 1968. С. 181-184.
4. *Мельников О.А.* О вулканогенном маркирующем горизонте в миоценовых отложениях Южного Сахалина. В кн.: Вопросы геологии и газонефтеносности южной части Сахалина. Южно-Сахалинск, 1968. С. 65-72.
5. *Мельников О.А.* История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1970.
6. *Мельников О.А.* О наиболее представительном разрезе палеогеновых отложений на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория (о. Сахалин). Тихоокеанская геология, № 1, 1993. С. 86-94.
7. *Мельников О.А.* Геологические формации Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. Владивосток, 1988. С.
8. *Мельников О.А., Захарова М.А.* Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина. М.: Наука, 1977.
9. Седиментология. Из-во "Недра", 1980.
10. Справочник по экологии морских двустворок. Из-во "Наука", М., 1966.

*Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской академии наук
г. Южно-Сахалинск*

*Поступила в редакцию
4 апреля 1994 г*

O.A. Melnikov

ON THE LOCATION OF THE PALEOGENE SCHELL OYSTER BEDS ON THE SAKHALIN ISLAND AND THEIR IMPLICATIONS

Newly established schell oyster bed location occurring in the Paleogene deposits in the eastern flank of the West Sakhalin anticlinorium has been described with the reference to their implication for the solution of the scientific and commercial problems. Among them are cross-section ties and correlation, determination of the formation affinity and wall rocks genesis, tectonic setting and utilization in national economy.

Щека С.С., Октябрьский Р.А.

МЕГАКРИСТЫ ХРОМДИОПСИДА КАК ИНДИКАТОРЫ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ МАССИВА СЫБАХ (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

В титанавгитовых пироксенитах габбро - монцонит - пироксенитового массива Сыбах (Южная Якутия) обнаружены и детально изучены крупные (до 3.5 см) мегакристы хромдиопсида. Взаимоотношения последних с вмещающими пироксенитами, химическая зональность зерен и аналогия их состава составу хромдиопсидов из массива Кондер показывают их принадлежность к хромдиопсидовым пироксенитам, окружающим дунитовое ядро. Наличие последнего на глубине в массиве Сыбах подтверждается также находками ксенолитов дунитов в пироксенитах. Близповерхностный характер структур пород, обилие в них зональных более глубинных вкрапленников, железисто-титанистый состав темноцветных минералов, интенсивное ороговикование вмещающих пород свидетельствуют о малой глубине эрозионного среза массива и о кристаллизации магмы в процессе подъема. Полученные материалы позволяют положительно оценить перспективы платиноносности массива.

Массив Сыбах является типичным представителем формации щелочно-ультраосновных концентрически-зональных интрузивов Восточной Сибири, включающей такие известные массивы, как Кондер, Чад, Арбарастах. В связи с промышленной платиноносностью последних данные по внутреннему строению рассматриваемого массива имеют несомненный практический интерес. Кроме того, на примере массива Сыбах могут быть уточнены некоторые детали механизма внедрения концентрически-зональных интрузивов.

Массив Сыбах расположен в междуречье рек Чумикан и Маймакан, в 30 км к северо-западу от Чацкого интрузива [3]. Он прорывает породы утукачанской свиты верхнеархейского возраста, слагающие кристаллический фундамент района. Ввиду отсутствия рифей-вендских отложений чехла и по аналогии с другими массивами данной формации (Кондер, Арбарастах, Ингили и др. - абсолютный возраст 630 - 670 млн. лет по данным [2,3]), для Сыбахского интрузива принимается тот же возраст.

Контуры массива очерчены магнитометрической съемкой, их достоверность подтверждена вскрытием канавой активного (с роговиками) контакта с вмещающими породами в его западной части. Интрузив имеет форму овала, удлинённого в широтном направлении (рис. 1). Длина его достигает 2.1 км, ширина - 1.3 км, площадь около 2.7 км². О форме массива на глубине можно судить лишь по косвенным признакам. Так, в западной части вскрыты только ультраосновные породы, тогда как в восточной, помимо пироксенитов, обнажены габброиды и монцониты с трахитоидными и порфиродолеритовыми структурами. В западной части породы более крупнозернистые, а элементы прототектоники (трещины, трахитоидность, полосчатость) и тело дунитов в целом круто (под углом 50-60°) погружаются на запад. В современном рельефе восточная часть массива на 90 м выше западной. Эти

факты свидетельствуют об общем погружении массива в западном направлении. Такое его положение обуславливает и петрографическую асимметрию - западная часть сложена пегматоидными оливиновыми пироксенитами, включающими линейное тело дунитов размером 400x60 м, к востоку пироксениты переходят в крупно-среднезернистые разновидности, которые постепенно сменяются габбро, габбро-монцонитами и лейкократовыми монцонитами. Все это свидетельствует о большей глубине эрозии западной части интрузива.

Главными типами пород массива являются дуниты, оливиновые пироксениты, габбро и монцониты. Жильная серия представлена магнетитовыми пироксенитами, монцонитами, диоритами, кварцпорфирами. Фельдшпатоидные породы отсутствуют.

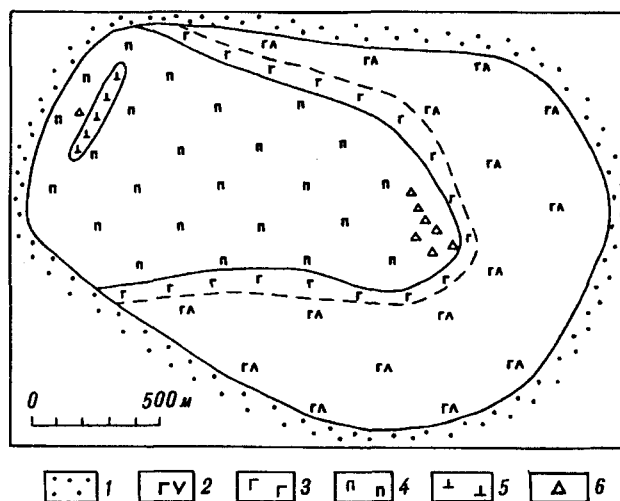


Рис. 1. Схематическая геологическая карта массива Сыбах. 1 - зона ороговикования; 2 - монцониты и габбро - монцониты; 3 - габбро; 4 - пироксениты; 5 - дуниты; 6 - находки мегакристов хромдиопсида.

Химический состав минералов дунитов массива Сыбах
(обр. СЫ-2/32, рентгеновский микроанализатор
ЛХА-5, ДВГИ ДВО РАН, мас.%)

Комп.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	38.81	38.74	38.58	42.91	-	-
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	2.28	3.20	1.48
Al ₂ O ₃	-	0.04	0.06	12.14	12.21	12.18
Fe ₂ O ₃	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	23.20	26.66
FeO	19.49	19.43	19.42	7.95	31.44	26.89
MnO	0.24	0.28	0.26	0.06	0.67	0.60
MgO	41.43	41.35	41.85	16.02	3.10	4.63
CaO	0.06	0.06	0.04	11.90	-	-
Na ₂ O	-	-	-	2.39	-	-
K ₂ O	-	-	-	1.08	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	0.13	1.01	27.20	26.47
Сумма	100.04	99.91	100.34	97.74	101.75	99.75
f	20.9	20.8	20.6	22.0	90.4	86.0
f ^{''}	-	-	-	-	39.9	47.2
f _c	-	-	-	-	59.9	59.3

Примечание: 1-3 - оливин: 1 - центр вкрапленника, 2 - край, 3 - основная масса; 4 - роговая обманка; 5 - 6 - хромит. Здесь и в последующих таблицах (в ат. %): f = Fe/(Fe+Mg), f^{''} = Fe⁺³/(Fe⁺³+Fe⁺²), f_c = Cr/(Cr+Al), н.а. - не анализировалось, "-" - содержания ниже предела обнаружения.



Рис. 2. Долеритовый агрегат плагиоклаза и авгита в интерстициях крупнозернистого пироксенита (обр. СЩ-10/9, увеличение 40, николи скрещены).

Тело дунитов является, по-видимому, ксенолитом. На это указывает то, что крупнозернистые оливиновые пироксениты по контакту с дунитами приобретают тонкозернистую роговиковую структуру, в них исчезает оливин, но резко возрастает доля титаномagnetита. В дуните появляются порфиробласты клинопироксена, т.е. пироксениты имеют зону закалки по контакту с дунитами. Дуниты наиболее изменены и имеют мелкозернистую порфировидную структуру. В структуре основной массы, первоначально гипидиоморфнозернистой, в результате наложенной амфиболизации появляются участки с аллотриоморфнозернистой структурой. Порода сложена (в об.%): оливином (90-95), авгитом (до 10), керсутитом (3-5), содержит аксессуарный хромит и отдельные зерна хромдиоксида. Дуниты химически однородны, что обусловлено постоянством состава породообразующих оливинов (табл. 1). Железистость оливина достаточно высока (20.6-20.9%) и заметно выше, чем в кондерских дунитах [4]. Хромиты и хроммагнетиты отличаются от кондерских хромитов более высокой железистостью и низкой хромистостью, однако родство хромитов Сыбаха и Кондера подчеркивается их высокими титанистостью и окисленностью железа (табл. 1). Керсутит образует пойкилокристы и содержит повышенные концентрации Ti, Cr, Al, что указывает на его позднемагматическую природу.

Клинопироксениты слагают основной объем интрузива и представлены несколькими разновидностями. Наиболее распространены среднекрупнозернистые порфировидные оливиновые разновидности с биотитом и флоголитом почти черного цвета. Вкрапленники сложены титанистым авгитом, редко оливином. Основная масса породы имеет гипидиоморфнозернистую структуру и состоит (об.%) из авгита (70-80), оливина (до 15), бурой роговой обманки (2-5) и биотита (до 1). Magnetит (до 7%) образует отдельные зерна или заполняет интерстиции в пироксеновом агрегате. В большинстве образцов присутствуют округлые зерна апатита. По бурой роговой обманке развивается бесцветный амфибол тремолит-актинолитового ряда. Состав минералов пироксенитов приведен в табл. 2. Характерно, что более крупные зерна авгита зональны (табл. 3) - в направлении от центра к краю растет титанистость, железистость и глиноземистость, но падает содержание хрома.

Своеобразна переходная зона от пироксенитов к габбро и монзонитам. В более глубинной западной части в крупнозернистых пироксенитах появляются крупные таблицы плагиоклаза с увеличением их доли по направлению к краю массива. Мощность зоны перехода составляет первые метры. В восточной оконечности массива межзерновые промежутки в клинопироксенитах выполняются микродолеритовыми лейстовидными агрегатами плагиоклаза (рис. 2), их количество возрастает по мере удаления от пироксенитов, и порода превращается в офитовое габбро. В другом случае маломощная (до 2 м) оторочка "долерит-пироксенитов" сменяется породами,

Таблица 2

Химический состав минералов оливиновых пироксенитов
(обр. СЦ-10/4, рентгеновский микроанализатор
Camscan, кафедра петрологии МГУ, мас.%).

Комп.	1	2	3	4	5
SiO ₂	38.71	51.32	46.74	44.12	-
TiO ₂	-	0.70	0.01	1.27	3.98
Al ₂ O ₃	0.16	4.06	0.36	16.43	2.32
Fe ₂ O ₃	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	60.63
FeO	25.34	8.42	40.83	5.70	32.04
MnO	0.56	0.17	0.11	0.18	0.21
MgO	35.21	13.06	10.79	24.86	0.36
CaO	0.03	21.63	0.54	0.13	0.02
Na ₂ O	-	0.50	0.33	0.85	0.10
K ₂ O	-	0.04	0.25	5.80	-
Cr ₂ O ₃	-	0.09	0.06	0.66	0.31
Сумма	100.01	99.99	100.04	100.00	99.97
f	28.8	26.5	67.9	11.3	-

Примечание. 1 - оливин; 2 - авгит; 3 - амфибол; 4 - флогопит; 5 - магнетит.



Таблица 3

Зональность авгита из оливиновых пироксенитов
(обр. СЦ-10/3, рентгеновский микроанализатор
Camscan, мас.%).

Комп.	1	2	3	4
SiO ₂	55.16	55.35	52.02	51.78
TiO ₂	0.26	0.26	0.55	0.69
Al ₂ O ₃	0.94	0.85	3.78	3.52
FeO	4.33	3.18	8.47	7.98
MnO	0.07	0.17	0.11	0.35
MgO	15.76	16.34	12.47	13.40
CaO	22.68	23.00	22.14	21.65
Na ₂ O	0.39	0.47	0.43	0.62
K ₂ O	-	-	-	0.01
Cr ₂ O ₃	0.43	0.41	0.04	-
Сумма	100.02	100.03	100.01	100.00
f	13.3	9.8	27.6	25.0

Примечание. 1 - центр зерна; 4 - край. Точки через 30 мкм

где зерна авгита цементируются микрозернистым агрегатом ортоклаз-пертита, и породы переходят в мелкозернистые габбро-монциты, а затем в трахитоидные и порфиновые монциты. Отмеченное сочетание глубинных и близповерхностных структур, зональность крупных зерен пироксена свидетельствуют о начале кристаллизации магмы в глубинных условиях и ее завершении - в близповерхностных.

Другими словами, кристаллизация протекала в процессе подъема магмы. Это явление характерно для всех массивов рассматриваемой зоны (Кондер,

Рис. 3. Мегакристал хромдиопсида (светлое) в титанавгитовом пироксените (черное) с многочисленными рудными и газовой-жидкими включениями (обр. СЦ-10/4).

А - николи параллельны, увеличение 10. Б - то же в скрещенных николях, увеличение 40. На контакте видна резкая зональность.

Инагли и др.) и представляет специфическую особенность механизма кристаллизации концентрически-зональных интрузивов, что отмечалось ранее и для интрузивов Аляски [5].

Габбро слагают маломощное обрамление ядра и имеют порфировидную средне-мелкозернистую структуру. Вкрапленники представлены зональными клинопироксеном и плагиоклазом (№ 65-40). Основная масса состоит главным образом из мелкозерни-

Таблица 4

Зональность мегакристов хромдиопсида
(обр.СЩ-10/4, рентгеновский микроанализатор
Camscan, мас.%).

Комп.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	55.73	55.80	55.53	55.66	53.12	52.58	51.90
TiO ₂	-	0.12	0.05	0.09	0.60	0.42	0.60
Al ₂ O ₃	0.63	0.72	0.84	0.71	2.85	2.69	3.48
FeO	2.74	2.83	2.29	2.29	7.24	7.71	7.52
MnO	0.09	0.06	0.09	-	0.13	0.11	0.06
MgO	16.70	16.32	16.93	16.83	13.63	14.15	13.59
CaO	23.38	23.20	23.12	23.66	22.16	21.60	22.20
Na ₂ O	0.28	0.33	0.42	0.13	0.19	0.72	0.61
K ₂ O	0.03	-	-	-	0.03	-	-
Cr ₂ O ₃	0.45	0.61	0.73	0.65	0.05	0.03	0.05
Сумма	100.03	99.99	100.00	100.02	100.00	100.01	100.01
f	8.4	8.8	7.1	7.1	23.0	23.3	23.8

Примечание. 1 - центр зерна; 7 - край. Точки через через 100 мкм.

того агрегата клинопироксена, плагиоклаза (№ 50), магнетита и апатита.

В восточной части массива между пироксенитами и монцонитами находится зона офитовых габбро, сложенных идиоморфными лейстами плагиоклаза и ксеноморфными зернами авгита. Постепенно доля клинопироксена в них уменьшается, растет содержание биотита и калиевого полевого шпата, и порода переходит в порфирировидный габбро-монцонит. В последнем вкрапленники представлены зональным плагиоклазом (табл. 4) и оливином, более железистым, чем в дунитах и пироксенитах. Основная масса сложена плагиоклазом, обогащенным калием, Na-ортоклазом и биотитом (до 5%) с умеренным содержанием глинозема. Родственность ультраосновных пород и монцонитоидов подчеркивается повышенными содержаниями хрома в минералах последних.

Примечательная особенность массива - присутствие крупных (до 3.5×1.5 см²) мегакристов зеленого хромдиопсида в титанавгитовых пироксенитах (рис. 3). Такие зерна особенно широко распространены в восточной части интрузива. К западу и югу размер зерен диопсида уменьшается до 3-5 мм в диаметре, их количество падает, и в пироксенитах западной части они отсутствуют. По форме более крупные зерна (3-3.5 см) представляют обломки призм, более мелкие имеют округлые очертания.

Микроскопические наблюдения показали, что зерна диопсида имеют реакционные взаимоотношения с вмещающими пироксенитами (рис. 3Б). По контакту зерен хромдиопсида с титанавгитом и биотитом основной массы развивается амфибол, а титанавгитовый агрегат имеет мелкозернистое строение. Отчетливо видна резкая зональность по краям зерен. Мощность контактовых зон - от 100 до 150 мкм, зона перехода от хромдиопсида к авгиту - не более 20-30 мкм. Помимо зональности, в кристаллах хромдиопсида наблюдается еще одна особенность - они насыщены большим количеством мелких (1-1.5 мкм) включений хромшпинелидов, которые располагаются в виде параллельных прямых цепочек по всему зерну (рис. 3А).

Шаговое сканирование мегакристов на микроанализаторе "Camscan" (Кафедра петрологии МГУ) показывает (рис. 4), что основной объем зерна сложен умеренно хромистым диопсидом, состав которого практически не меняется по площади мегакриста. Краевая оторочка отвечает титанистому авгиту, причем состав его к краю зерна изменяется резко. Оторочка, таким образом, имеет "инфильтрационный" характер в отличие от мелких зерен авгита в пироксенитах (табл. 5).

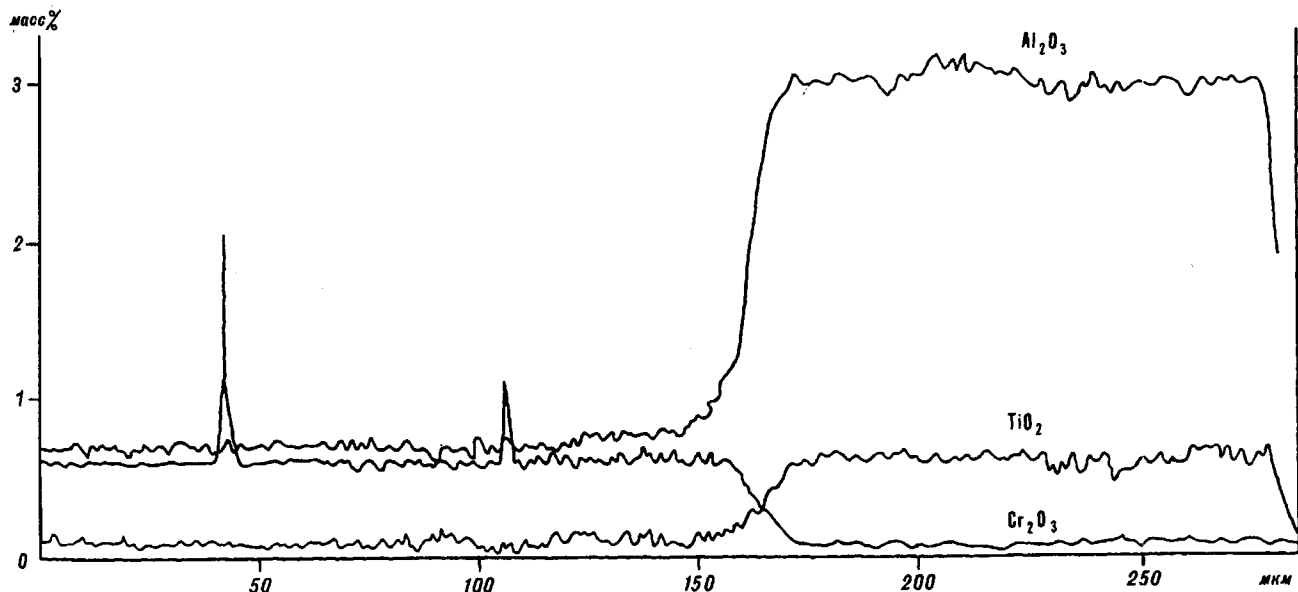


Рис. 4. Профиль сканирования мегакриста хромдиопсида. Электронный микроанализатор "Camscan" (Кафедра Петрологии МГУ).

Химический состав минералов из порфиридного габбро - монцонита
(обр. СЫ-3/55, рентгеновский микроанализатор JXA-5, мас.%)

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	36.46	51.44	55.87	56.54	64.29	65.16	36.41	-	-
TiO ₂	-	0.63	0.01	0.01	0.01	0.01	3.63	2.61	3.76
Al ₂ O ₃	-	2.72	27.52	26.94	22.22	18.89	13.46	1.29	1.24
Fe ₂ O ₃	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	60.45	60.69
FeO	33.08	9.09	0.25	0.13	0.22	0.16	22.92	33.12	34.06
MnO	0.63	0.24	-	-	-	-	0.21	0.29	0.53
MgO	30.05	13.81	-	-	-	-	9.27	0.12	0.06
CaO	0.12	20.56	10.31	8.66	3.25	0.49	0.08	-	-
Na ₂ O	-	0.52	5.10	6.05	9.00	3.86	0.13	-	-
K ₂ O	-	0.01	0.32	0.35	0.62	10.91	9.72	-	-
Cr ₂ O ₃	-	0.14	-	-	-	-	0.21	1.49	0.34
Сумма	99.34	99.16	99.38	99.68	99.61	99.48	96.04	99.37	100.68
f	38.2	27.0	-	-	-	-	58.1	-	-
Ап	-	-	52.7	44.3	16.6	-	-	-	-

Примечание. 1 - включение оливина в клинопироксене; 2 - вкрапленник клинопироксена; 3-4 - плагиоклаз: 3 - центр вкрапленника, 4 - край; 5-7 - основная масса: 5 - плагиоклаз, 6 - ортоклаз, 7 - биотит; 8-9 - магнетит: 8 - включение в клинопироксене, 9 - основная масса; Ап - содержание Са - составляющей в полевых шпатах.

Последнее объясняется или полной переработкой вмещающей пироксенитовой магмой мелких мегакристов хромдиоксида, или длительной кристаллизацией пироксенов в близповерхностных условиях с нарастанием титанистости расплава к концу кристаллизации. Поскольку подобная зональность пироксенов широко проявлена не только в пироксенитах Сыбаха, но и в Кондерском массиве, вторая модель кристаллизации кажется нам предпочтительнее при объяснении наблюдаемой картины. Подтверждением этого является приводимый

график (рис. 5), где область составов пироксенов Кондерского массива равномерно заполняет разрывы в составах пироксенов Сыбаха. При этом мегакристам Сыбаха соответствуют хромдиоксиды из пироксенитов Кондера, непосредственно обрамляющих дунитовое ядро. Здесь же оказываются и хромдиоксиды из гигантозернистых шпиров и жил в дунитах массива Инагли [1].

Приводимые данные не оставляют сомнения в том, что мегакристы хромдиоксида в массиве Сыбах являются фрагментами нижележащих зон хромдиоксидовых пироксенитов, собственных всем массивам с дунитовым ядром. Принимая во внимание ксенолитовую природу дунитов, повышенную железистость минералов и близповерхностный характер структуры пород, можно утверждать, что в настоящее время эрозией вскрыты лишь верхние, апикальные части массива Сыбах, а на глубине находится ядро, состоящее из дунитов и хромдиоксидовых пород. Это, наряду с находками платиноидов в дельте массива, значительно расширяет перспективы его платиноносности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Корчагин А.М. Хромдиоксид из Инаглинского массива // Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973.
2. Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Сапин В.И. и др. Новые данные о породах метаморфического обрамления Кондерского массива // Докл. АН СССР. 1991. Т.319. №5.
3. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994.

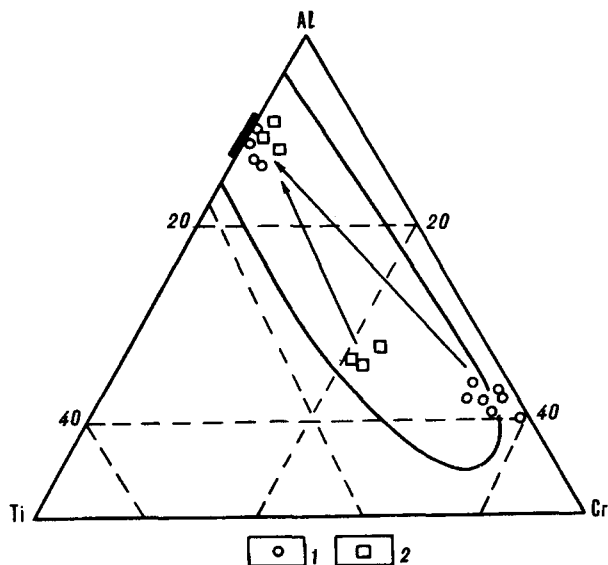


Рис. 5. Диаграмма составов пироксенов из пород массива Сыбах. 1 - мегакристы хромдиоксида; 2 - крупные зерна авгита. Стрелками показана зональность пироксенов от ядра к краю. Утолщенная линия очерчивает область составов пироксенов массива Кондер [3].

4. Приходько В.С., Пономарев Г.П. Составы породообразующих минералов дунитов Кондерского массива // Тихоокеанская геол. 1990. №2.

5. Rucknick J.C., Noble J.A. Origin of the ultramafic complex of Union Bay, Southern Alaska // Geol. Soc. Am. Bull. 1959. V.70. №8.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук

г. Владивосток

Поступила в редакцию
23 ноября 1994 г.

S.S. Shcheka, R.A. Oktyabrsky

MEGACRYSTS OF CHROME DIOPSIDE AS AN INDICATOR OF A DEEP STRUCTURE OF THE SYBAKH MASSIF (SOUTHERN YAKUTIYA)

Large (up to 3.5 cm) megacrysts of chrome diopside were found in titanaugite pyroxenites of gabbro - montzonite - pyroxenite Sybakh massif (Southern Yakutiya) and precisely studied. Their relationship to host pyroxenites, crystal zoning and the similarity of their composition to that of chrome diopside from the Kondyor ring complex suggest their affinity to chrome diopside pyroxenite, surrounding dunite core. The presence of dunite at deep levels of the Sybakh massif is also confirmed by the occurrence of dunite xenoliths in pyroxenite. Shallow-depth of structures of the rocks, abundance of zonal intratelluric pyroxene phenocrysts in them, iron - titanium composition of mafic minerals, and a wide aureole of hornfels in host rocks show a shallow erosional level of the massif and magma crystallization during its ascent.

The data obtained permit to evaluate positively platinum - bearing perspectives of the Sybakh massif.

Л.Г. Филимонова

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ МИКРОКСЕНОЛИТЫ БАЗИТОВ ИЗ НЕВАДИТОВ ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В риолитовых неках, контролирующих серебро-полиметаллическое месторождение Дукат, обнаружены металлоносные микроксенолиты базитов двух типов. Микроксенолиты плагиоклазовых пироксенитов содержат самородные Pb, Sn, Cu, Ni, Pb-стистаит. Они характерны для K-Na риолитов и были заимствованы из субщелочных габброидов нижней коры, которые были преобразованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Микроксенолиты зеленых сланцев содержат самородное Ag, AgS, CdS, ассоциируют с частицами из самородных Cu, Zn, латуни. Они характерны для K- и для K-Na риолитов, были заимствованы из комплекса мезозойских геосинклинально-складчатых пород, включающих субщелочные базальтоиды, органогенные осадки, субмаринные залежи, преобразованных в условиях метаморфической фации зеленых сланцев. Полученные результаты на новой основе подтверждают представления о том, что рудное вещество крупных гидротермальных месторождений может быть заимствовано из глубинных горизонтов литосферы и регенерированных древних рудных залежей

При изучении акцессорных минералов невадитовых риолитов Дукатского рудного поля были обнаружены микроксенолиты метаморфизованных базитов, содержащие самородные Pb, Zn, Sn, Sb, Ag, их сплавы и интерметаллиды. В предлагаемой работе приводятся данные о внутреннем строении и химическом составе сосуществующих минералов металлоносных ксенолитов, позволяющие оценить параметры физико-химических условий, благоприятных для процессов первичной мобилизации и переотложения рудных компонентов на разных уровнях земной коры.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Крупное гидротермальное серебро-полиметаллическое месторождение Дукат, наиболее ценным компонентом которого является серебро, было открыто в семидесятые годы нынешнего столетия на территории Балыгычан-Сугойского (или Омсукчанского) прогиба - фрагмента Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса (рис. 1). До открытия этого месторождения территория прогиба рассматривалась в качестве классической оловоносной провинции, где, по мнению М.Г. Руб [16] и других исследователей, оловянная минерализация силикатного и сульфидного типов в пространстве и во времени тесно ассоциирует с орогенными вулканоплутоническими комплексами мелового возраста.

Месторождение Дукат приурочено к кольцевой вулканоплутонической структуре на водоразделе рек, впадающих в Охотское море и Северный Ледовитый океан (рис. 1 и 2). В ее строении, по данным А.И. Калинина [6], М.И. Константинова и др. [8], принимают участие породы геосинклинально-

складчатого фундамента и орогенные вулканогенно-осадочные комплексы. В строении мощной (до 10 км) мезозойской геосинклинально-складчатой толщи фундамента Омсукчанского прогиба принимают участие породы верхоянского комплекса, представленные главным образом алевролитами и песчаниками с прослоями базальтов и других вулканитов, а также, как указывает В.М. Кузнецов [9], битуминозных и сульфидизированных сланцев, включающих рудопроявления железа, марганца, фосфоритов. Слабо дислоцированные апт-альбские угленосные отложения омсукчанской свиты, широко распространенные в Омсукчанском прогибе, в пределах структуры представлены маломощными терригенными толщами (десятки метров), инъецированными более поздними силлами, дайками липаритов и базальтов.

В строении стратифицированной вулканогенной толщи орогенных вулканитов, несогласно залегающих на породах основания, доминируют ультракислые калиевые липариты аскольдинской свиты, К-Аг возраст которых, по данным В.Н. Волкова с соавторами [2], варьирует в пределах от 84 до 79 млн. лет. Они слагают ядро структуры и представлены пластообразными телами кристаллокластических и витрокластических игнимбритов, силлами мелкопорфировых, флюидалных и сферолитовых липаритов. Вулканиты среднего состава, принадлежащие тавватумской свите, широко распространены за пределами купольной структуры, а в пределах рудного поля известны лишь маломощные дайки и силлы. Их возраст колеблется в пределах 88-80 млн. лет. Калиево-натриевые умеренно кислые вулканиты наяханской свиты завершают разрез стратифицированной вулканогенной толщи. Тела игнимбритов, лав, туфов располагаются по периферии структуры. Их радиологический возраст колеблется в пределах

76-83 млн. лет. Суммарная мощность субазральных вулканитов в пределах структуры достигает 2000 м. Вулканогенная толща прорвана некками крупнопорфировых невадитовых риолитов, которые по химическому составу и радиологическому возрасту соответствуют стратифицированным калиевым и калиево-натриевым липаритам.

Рудная минерализация в пределах вулканокупольной структуры представлена системой не выходящих на поверхность гидротермальных жил и прожилково-вкрапленных зон, прослеженных до глубины 1000 м от современной поверхности, локализованных главным образом в центре вулканической структуры среди калиевых липаритов аскольдинской свиты [6]. Сульфиды Fe, Pb, Zn, Cu, Cd, Ag широко распространены в различно ориентированных продуктивных жильных телах, метасоматических и прожилковых зонах. Самородное Ag и акантит концентрируются в зонах, ориентированных в субмеридиальном и северо-западном направлениях, где тесно ассоциируют со сфалеритом, Fe-хлоритом, адуляром, родонитом, родохрозитом.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА НЕВАДИТОВЫХ ЛИПАРИТОВ ДУКАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В пределах Дукатского рудного поля располагаются два крупных некка невадитовых риолитов (рис. 2). Одно из них, по составу соответствующее раннемеловым калиевым липаритам аскольдинской свиты, локализовано в центральной его части, а другое, сходное по химическому составу с умеренно кислыми калиево-натриевыми липаритами поздне-меловой наяханской свиты, располагается на его периферии. Диаметр штоков достигает 1.5 - 2.0 км.

Риолитовые некки имеют зональное строение. Центральные их части представлены крупнопорфировыми разностями, в которых крупные вкрапленники кварца и полевых шпатов (размеры колеблются в пределах 0.5 - 2.0 см) составляют до 40-50% их общего объема. Состав вкрапленников полевых шпатов в калиевых и калиево-натриевых разновидностях невадитов различен. В калиевых разновидностях преобладает ортоклаз, а в калиево-натриевых - щелочной полевой шпат со структурами распада, а также зональный плагиоклаз, ядро которого представлено олигоклазом, а периферия - альбит-олигоклазом. Структура связующей массы микрофельзитовая, фельзитовая, местами гранофировая. В ее составе резко доминируют мельчайшие зёрнышки кварца, ортоклаза, альбит-олигоклаза, отмечаются рассеянные деформированные листочки биотита и еще более редкие выделения роговой обманки.

В периферических зонах штоков невадитов количество вкрапленников убывает, они приобретают пелитизированный облик. В сложении основной массы появляются визуально различимые элементы флюидальной и сферолитовой текстур. Появление

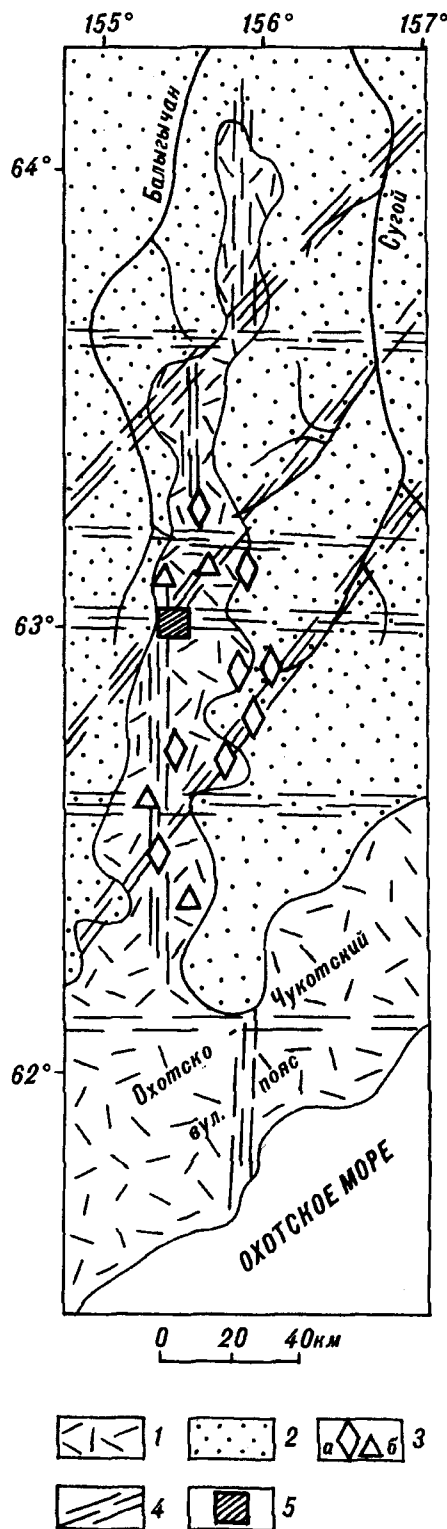


Рис. 1. Элементы геологического строения Балгыгчан-Сугойского прогиба и размещение оловянных и полиметаллических месторождений.

1-2 - ареалы распространения орогенных мел-палеогеновых вулканитов (1) и пород триасово-юрского верхоянского геосинклинально-складчатого комплекса (2); 3 - оловянные (а) и серебро-полиметаллические (б) гидротермальные месторождения; 4 - системы трансформных широтных, рифтогенных субмеридиальных и др. разломов планетарного масштаба; 5 - площадь Дукатского рудного поля.

многочисленных полостей придает породам пузырчатый облик (рис. 3). Полости, размеры которых могут достигать 2-3 см, имеют преимущественно овальную форму. Границы некоторых имеют фестончатые очертания, формы которых свидетельствуют о сегрегации мелких газовых пузырьков в еще не отвердевшей породе. Полости минерализованы. Минеральные агрегаты, присутствующие внутри, обычно не образуют тесных сростаний с породообразующими минералами стенок полостей, и их общая масса занимает не более 15-20% общего объема пустот.

В химическом составе фациальных разновидностей риолитов периферических зон штоков в отли-



Рис. 2. Схема геологического строения Дукатской купольной структуры.

1 - алевролиты и песчаники верхоянского комплекса; 2 - углисто-алевролитовая толща омсучанской свиты; 3-5 - стратифицированные вулканогенные образования: туфы и игнимбриты калиевых липаритов аскольдинской свиты (3), известково-щелочные андезиты тавватульской свиты (4), туфы, лавы и игнимбриты наяханской свиты (5); 6 - силы флюидальных и сферолитовых липаритов; 7-8 - невадиты калиевого (7) и калиево-натриевого (8) состава; 9 - рудные тела; 10 - пункты отбора проб субвулканических пород.

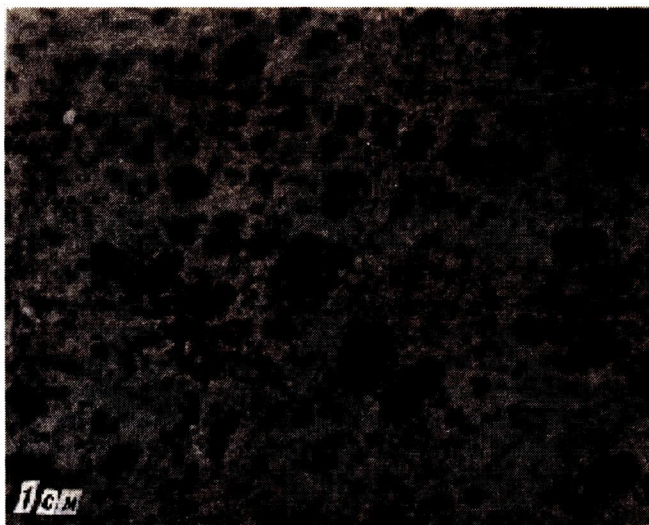


Рис. 3. Штуфной образец пористого невадита из эндоконтактной зоны субвулканического тела (черное-полости и поры).

чие от крупнопорфировых разновидностей повышается роль калия и алюминия, что приводит к появлению ультракалиевых разновидностей, пересыщенных глиноземом. Для этих разновидностей пород установлены повышенные содержания Ag, Pb, Ni, Zn, Sn, Cu, которые могут достигать соответственно 10, 100, 50, 200, 10, 50 г/т. При этом аналогичные значения для крупнопорфировых разновидностей значительно ниже и близки к средним уровням содержаний микроэлементов в кислых магматических породах, рассчитанных А.П. Виноградовым.

Среди акцессорных минералов риолитовых невадитов наиболее широкой распространенностью пользуются циркон, ильменит с высоким содержанием пирофанитового компонента, анатаз, ортит, апатит. Отмечаются редкие зерна монацита, ксенотима, флюорита, эгирина, корунда, ставролита. Многие зерна акцессорных минералов, размеры которых редко превышают 0.5 мм, концентрируются в полостях пузыристых эндоконтактных фаций риолитовых неков. Поэтому тяжелые фракции протолок этих пород значительно богаче аксессуориями по сравнению с аналогичными фракциями крупнопорфировых разновидностей риолитов. Кроме перечисленных известных акцессориев нами были обнаружены микроксенолиты высокожелезистых эклогитов, субщелочных офиолитов [18, 19], а также металлоносные микроксенолиты, результаты изучения которых представлены в настоящей статье.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В процессе исследования было изучено несколько десятков металлоносных микроксенолитов, размеры которых колеблются в пределах 0.25-2.0 мм. Большая их часть была извлечена из тяжелых фракций искусственно приготовленных шлихов дробленных проб риолитов весом 10-15 кг. Идентичность мине-

рального состава микроксенолитов, извлеченных из искусственных шлихов и находящихся среди породообразующих минералов, была продемонстрирована нами ранее [18].

Морфология и минеральный состав микроксенолитов изучались с помощью аналитического электронного микроскопа JEM-100С с рентгеновским

энергодисперсионным спектрометром "Keveks"- 5100 (аналитик Н.В. Трубкин). Для каждой микрочастицы (0.5-5.0 мкм) суспензионного препарата, изготовленного из микроксенолита, получали химический состав, изображение, микродифракционные картины. Химический состав наиболее крупных (20-50 мкм) минеральных зерен микроксенолитов опре-

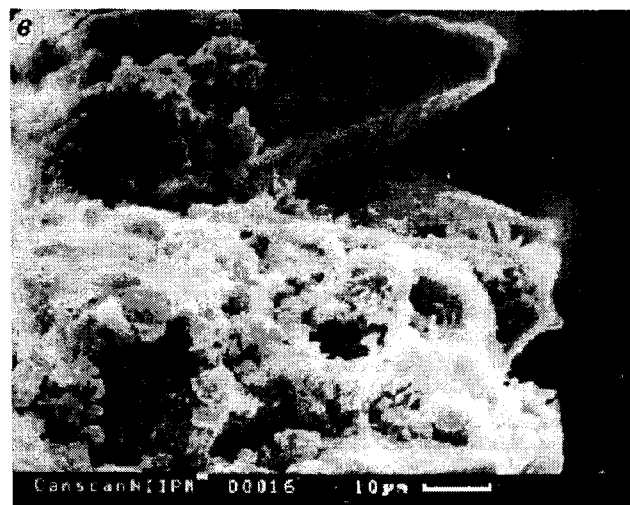
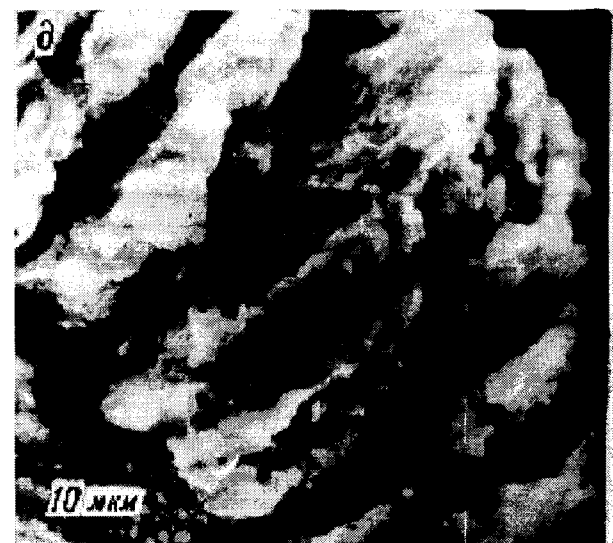
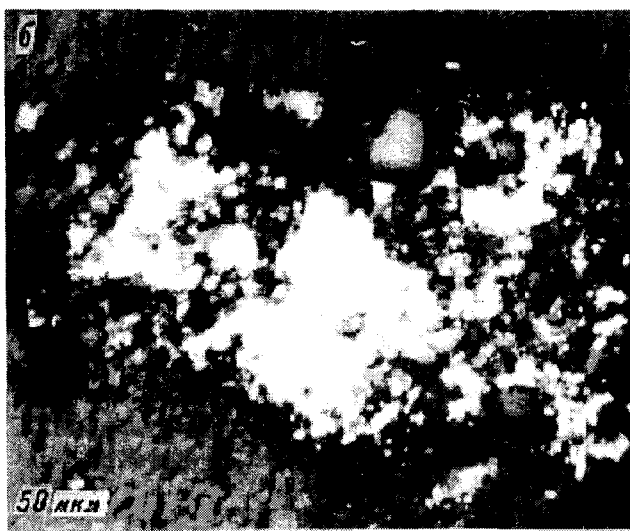


Рис. 4. Поверхность металлоносных ксенолитов и их внутреннее строение в СЭМ (а, в, д), в ПЭМ (г) и в отраженном свете (б).

А - шаровидный, металлоносный микроксенолит, включающий два идиоморфных кристалла циркона и волокно керита (внизу слева). Б - на полированной поверхности металлоносного ксенолита видны угловатые и овальные выделения клинопироксена, андезина, альбита, кварца, самородных олова, свинца (серое), стистаита (белое), цементированные керитом. В - в металлоносном ксенолите зеленого сланца пирамидальные кристаллы анатаза с характерной штриховкой находятся в тесном срастании с листоватыми выделениями хлорита, фенгита и цементируются комковатой скрытокристаллической массой, содержащей графит, самородное Ag, CdS, гидроокислы марганца. Г - спутанно-волоконистые агрегаты проволоковидного самородного серебра и овального акантита в срастании с гексагональными листочками хлорита, фенгита из металлоносного ксенолита зеленого сланца. Д - фрагмент поверхности лентовидного металлоносного микроксенолита, включающего самородный цинк и цинкит. На вершинах гребней видны пластины цинкита и овальные выделения аморфных фаз.

делялся рентгено-спектральным методом на микроанализаторе MS-46 Самеса (аналитик И.П. Лапутина).

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ МИКРОКСЕНОЛИТОВ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ, СОСУЩЕСТВУЮЩИХ В НИХ

В результате исследования внутреннего строения металлоносных микроксеронолитов и химического состава минералов, их слагающих, были выделены две их разновидности, которые характеризуются не только определенными парагенезисами силикатов, но и включают различные самородные металлы, их сплавы и интерметаллиды.

Первая разновидность микроксеронолитов представлена металлоносными плагиоклазовыми пироксенитами. Они характерны для пузырчатых фаций умеренно кислых калиево-натриевых риолитов, где локализуются в полостях, не образуя тесных сростаний ни с породообразующими минералами стенок полостей, ни с другими акцессорными минералами. Микроксеронолиты плагиоклазовых пироксенитов имеют овальную, уплощенную или жгутовидную форму. Размеры редко превышают 1 мм, а в основном колеблются в пределах 0.1-0.5 мм. В окраске преобладают серые и темносерые тона. Поверх-

ность матовая, шероховатая, реже гладкая с металлическим блеском. Иногда она бывает осложнена выступами прозрачных кристаллов циркона, частично погруженных в плохо раскристаллизованную матрицу (рис. 4а).

В шлифах изготовленных из микроксеронолитов, видно, что их внутреннее строение характеризуется полукристаллической структурой с элементами полифировой и брекчиевой (рис. 4б). Различные идиоморфные и гипидиоморфные зерна минералов составляют менее половины общего объема микроксеронолитов. Среди них доминируют зерна пироксенов, полевых шпатов, кварца, стистаита (размер зерен <50 мкм), самородных Pb, Sn (размер зерен <20 мкм). В наиболее крупных микроксеронолитах наблюдаются элементы зональности. Во внутренних зонах доминируют ксерономорфные зерна клинопироксена, андезина, сфена, стистаита, самородных Pb, Sn. В периферических зонах зерна минералов имеют преимущественно гипидиоморфный облик, а их количество снижается до 20-30% от общей массы. Среди них преобладают альбит, кварц, ортопироксен, реже встречаются эпидот, циркон. Полукристаллическая основная масса, цементирующая перечисленные минеральные зерна, представлена керитом, содержащим мельчайшие пылевидные концентрации главных минералов (силикатов и металлов).

Таблица 1

**Химический состав нерудных минералов из металлоносных ксеронолитов,
извлеченных из невадитовых риолитов Дукатского рудного поля**

Компонент	ПОРОДА									
	плагиоклазовый пироксенит					зеленый сланец				
	МИНЕРАЛ									
	К. пир.	Ор. пир.	Плаг.	Альб.	Эпид.	Хлорит	Фенгит	Анализ	Эпид.	Ильм
SiO ₂	49.18	59.51	58.87	67.85	39.34	21.67	47.12	2.18	39.45	
TiO ₂	1.28			0.10		4.44	0.18	95.13		49.09
Al ₂ O ₃	6.27		25.67	18.14	21.91	21.98	34.00	0.42	26.48	
FeO	5.51	11.34			12.81	31.56	2.55		9.05	50.82
MnO	0.05	0.44			0.19	7.51	0.01		0.21	1.58
MgO	14.72	27.46			0.27	2.98	0.65			0.04
CaO	22.80	0.59	7.86	0.59	23.48		0.01	0.06	22.49	
Na ₂ O	0.40		5.99	12.66			0.11			
K ₂ O	0.02		0.20	0.06			8.51	0.06		
Cr ₂ O ₃	0.44	0.01			0.22					0.06
Сумма	101.00	99.53	98.58	99.40	98.74	90.14	93.14	98.47	97.68	101.49
Si ^{IV}	1.79	2.15	2.12	2.40	3.10	2.41	3.18		3.08	
Al ^{IV}	0.21					1.59	0.82			
Al ^{VI}	0.06		1.09		2.03	1.28	1.86		2.44	
Ti	0.04					0.37	0.01			0.91
Fe ⁺³	0.09				0.84				0.41	0.17
Fe ⁺²	0.08	0.34				2.93	0.15		0.15	0.88
Mn	0.01				0.01	0.71			0.01	0.03
Mg	0.80	1.48				0.49	0.07			
Ca	0.89	0.02	0.31	0.02	1.98					1.88
Na	0.03		0.42	0.87			0.02			
K			0.01				0.73			
Cr	0.01									

Ксеноморфный клинопироксен из микроксенолитов представлен хромсодержащим маложелезистым авгитом, который содержит 46% воластонитовой, 41% энстатитовой, а также несколько процентов акмитовой и жадеитовой составляющих (табл. 1). Для минерала характерны высокие содержания окиси титана при содержании Al в тетраэдрической позиции более 10%. Плаггиоклаз представлен андезином, содержащим 42% анортитовой молекулы и 58% альбитовой. Сфен, ассоциирующий с плаггиоклазом и клинопироксеном, обладает повышенным содержанием окислов железа и алюминия, величины которых соответственно достигают 4.10 и 1.15%.

Гипидиоморфный ортопироксен из микроксенолитов относится к бронзиту, в котором отсутствует глинозем и величина содержания энстатитовой компоненты достигает 80%, ферросалитовой - 19%. Эпидот содержит примеси окиси магния, а величина содержания пистацитового компонента в нем достигает 88% (табл. 1). Альбит, ассоциирующий с гипидиоморфными ортопироксеном и эпидотом, может иметь угловатые и овальные очертания. Его химический состав близок к идеальному альбиту (табл. 1). α -кварц практически не содержит примесей, обладает розово-красным свечением в рентгеновских лучах. Циркон представлен прозрачной, слабо окрашенной разновидностью, обладающей алмазным блеском. На хорошо выраженных его гранях и ребрах (рис. 4а) видны следы механических деформаций. Судя по видимым ориентациям граней кристалла, он представляет собою короткопризматическую разновидность (удлинение около 2) с хорошо развитыми гранями призм двух родов и гранями тупой пирамиды.

Циркон обладает высокими содержаниями окислов гафния и иттрия, величины которых колеблются соответственно в пределах 2.08-2.24% и 0.55-0.69%. Величина отношения Zr/Hf варьирует от 50 до 54. Кристаллы аксессуарного циркона из риолитов Омсукчанского прогиба и Дукатского рудного поля характеризуются значительным удлинением (более 5), хорошо развитой цирконовой призмой, а также низким содержанием окислов Hf и Y (соответственно менее 1.7 и 0.2%) и высоким значением отношения Zr/Hf, которое колеблется от 70 до 130 [11].

Самородный свинец из микроксенолитов характеризуется гранецентрированной кристаллической решеткой с $a=4.95 \text{ \AA}$. Его неправильные зерна содержат мельчайшие включения самородного Sn, благодаря присутствию которых в составе свинца величина содержания этого металла достигает 10 и более % (табл. 2). Возможно также присутствие сульфидов и силикатов, так как в составе свинцовой матрицы всегда фиксируются десятые доли процента серы, кремния и других элементов. Самородное олово и его никелистая разновидность характеризуются тригональной ячейкой с $a=5.8 \text{ \AA}$, $c=3.18 \text{ \AA}$. В отличие от самородного свинца эти фазы содержат меньше примесей. Для идиоморфных кристалликов Pb-стистаита установлены дифракционные картины гранецентрированной кристаллической решетки с $a=6.1 \text{ \AA}$. В его химическом составе установлено около 47% сурьмы. Кроме перечисленных металлических фаз в составе микроксенолитов зафиксированы более редкие зерна, представленные сплавами Cu, Sn, Ni.

Перечисленные минеральные зерна микроксенолитов цементируются плотной полукристаллической и скрытокристаллической массой, в составе которой преобладает бесформенный, волокнистый, каплевидный керит наряду с редкими графитом и практически недифрагирующими фазами. Хотя цементирующая масса плохо окристаллизована, с некоторых ее участков были получены графитоподобные кольцевые рефлексы, расположение которых позволило рассчитать параметры межплоскостного расстояния d_{002} равного $3,43 \text{ \AA}$ при $d_{110} = 1,23 \text{ \AA}$. Керит микроксенолитов содержит многочисленные механические примеси кварца, альбита. В его химическом составе энерго-дисперсионным методом установлены Si, Ca, K, Na, Cl, S, P, более редкие Pb, Sn, Ni, Cr, Fe, Ag.

Микроксенолиты зеленых сланцев, представляющих вторую разновидность металлоносных агрегатов, содержат самородное серебро и сульфиды. Они широко распространены как в пузырчатых, так и в порфириновых фациях риолитов Дукатского рудного поля. Их размеры могут достигать 2-3 мм.

Таблица 2

Химический состав самородных металлов и сплавов из металлоносных ксенолитов, извлеченных из невадитовых риолитов Дукатского рудного поля

Порода	Металл	Pb	Sn	Zn	Sb	Cu	Cd	Ni	Fe	S	Mn	Si	Сумма
Плаггиоклазовый пироксенит	Pb	83.19	11.08	0.37	0.26	0.16	0.17	0.22	0.13	0.45	0.26	0.05	96.49
	Sn	4.31	93.59	0.12	1.60			0.10		0.16			100.28
	Pb стистаит	20.22	35.83	0.26	46.55		0.87	0.10	0.02	0.04	0.20	0.09	104.11
Зеленый сланец	Zn			98.46	0.04		0.25				0.11		98.86
	Cu		0.08	0.10		92.05				0.67	0.09		92.99
	латунь			36.66	0.04	56.55					0.07	0.04	93.36

В минеральном составе доминируют Fe-хлорит, фенгит, анатаз, кварц, кальцит. Очертания ксенолитов, располагающихся среди кварц-полевошпатовой основной массы порфириновых риолитов, сглажены и очевидно оплавлены. При небольшом увеличении под микроскопом в их составе удается различить листочки хлорита и слюд, кристаллики анатаза, сцементированные скрытокристаллической массой. Среди микроксенолитов, извлеченных из искусственных шлихов, встречаются минеральные агрегаты со свежей поверхностью, на которой хорошо различимы даже при небольшом увеличении остроконечные кристаллы анатаза, тесно срастающиеся с листочками хлорита и слюд (рис. 4в). В полированных шлифах, изготовленных из микроксенолитов зеленых сланцев, видно, что для них характерны полифировые, брекчиевые структуры. Количество ксеноморфных и гипидиоморфных минеральных зерен доминирует над скрытокристаллической основной массой и достигает 80-90% от общей массы микроксенолитов. Наблюдается зональное строение микроксенолитов. В центральных зонах доминирует хлорит, фенгит, сфен, кальцит, а в периферических зонах повышается роль анатаза и кварца.

Хлорит из характеризуемых ксенолитов представлен серовато-зелеными пластинами высокожелезистого тюрингита ($c = 14 \text{ \AA}$). Характерными чертами химического состава является высокое содержание алюминия в тетраэдрической позиции и значительные примеси окиси марганца и цинка, величины которых соответственно достигают 8.5 и 3.0% (табл. 1).

Фенгит, ассоциирующий с хлоритом в ксенолитах, относится к железистой разновидности, практически не содержит окиси магния ($< 0.5\%$). Величина фенгитовой компоненты в нем колеблется в пределах 15-20%.

Анатаз составляет основную массу некоторых ксенолитов и его размеры могут достигать 0.5-1.0 мм. Он представлен прозрачными, окрашенными в серовато-бежевые тона дипирамидальными кристаллами с хорошо выраженными ребрами и гранями дитетрагональной дипирамиды и характерной штриховкой на этих гранях. Размер кристаллов может достигать 0.2-0.3 мм. При большом увеличении в сканирующем электронном микроскопе видны тесные срастания этого минерала с чешуйками хлорита и фенгита. Характерной особенностью химического состава анатаза являются значительные величины примесей окислов алюминия и кремния (табл. 1). При этом во внутренних зонах отдельных кристаллов обнаружены микрофазы со значительными содержаниями кремния и кальция, которые предположительно можно отнести к включениям кварца и кальцита.

Эпидот представлен маложелезистой, содержащей примеси марганца разновидностью с величиной содержания пистацитового компонента около 50%

(табл. 1). Ильменит из данной ассоциации также содержит марганец и количество пиррофанитового компонента в некоторых кристаллах достигает 10%. В химическом составе сфена зафиксировано присутствие окислов алюминия и железа, величины которых соответственно достигают 3.70 и 2.05%. Хорошо оформленные, удлиненные, дипирамидальные кристаллы циркона обладают значительными содержаниями окислов Hf (до 2.0%). Величина отношения Zr/Hf колеблется около 50%, что близко к таковому для циркона из микроксенолитов пироксенитов. При этом содержание Y в них снижается до 0.2%, в то время как у циркона из микроксенолитов пироксенитов достигает 0.7%. В зернах α -кварца установленные не имеющие четких очертаний включения, которые, судя по преобладанию в их составе титана, кальция, могут принадлежать сфену и кальциту.

Указанные нерудные минералы маталлоносных ксенолитов зеленых сланцев сцементированы темной скрытокристаллической массой, которая представлена главным образом тончайшими листочками Fe-хлорита, фенгита, графитом, гидроокислами марганца, среди которых установлен Zn-бернессит, а также плохо окристаллизованными, слабо дифрагирующими фазами. Присутствуют также спутанно-волоконистые агрегаты проволоковидного самородного Ag, обрастающегося гирляндами акантита (рис. 4г), гринокит (CdS), а также включения редкоземельных фосфатов, представленных крандаллитом и рабдофанитом. В составе тонкодисперсной массы тех микроксенолитов, в которых главные минералы характеризуются плохой сохранностью, существенную роль приобретает каолинит и кварц.

Микроксенолиты зеленых сланцев, включающие самородное серебро, акантит, гринокит, присутствуют только в риолитовых неках Дукатского рудного поля, где также используются широким распространением частицы самородного Zn, Cu, латуни.

Частицы самородного Zn имеют лентовидную форму, осложненную параллельными срастаниями пластин, ориентированных перпендикулярно их удлинению, окрашены в темно-серые и черные тона, обладают шероховатой, матовой поверхностью. На торцевой поверхности пластин при большом увеличении в электронном микроскопе видны наросты пластинчатого цинкита и овальные выделения керита (рис. 4д). Параметры элементарной ячейки для самородного цинка $a = 2.68 \text{ \AA}$; $c = 4.95 \text{ \AA}$. Среди элементов-примесей в его составе установлены Cd и Mn, содержания которых достигает десятых долей процента (табл. 2).

Самородная медь слагает уплощенные или овальные частицы, поверхность которых чаще всего покрыта черным налетом окислов и сульфидов. На срезе частицы обладают металлическим блеском и окрашены в красновато-розовые тона. Самородная медь характеризуется гранцентрированной кри-

сталлической решеткой с $a=3.61 \text{ \AA}$ и содержит в качестве элементов-примесей Sn, Zn, S, Mn.

α -латунь слагает золотисто-желтые серповидные частицы, обладающие металлическим блеском. В сростании с ней установлен цинкит. Для этой разновидности латуни установлены параметры решетки, аналогичные параметрам самородной меди. Содержание цинка достигает 37%, а в качестве элементов-примесей установлены Sb, Mn, Si.

УСЛОВИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ РАВНОВЕСИЙ В МЕТАЛЛОНОСНЫХ КСЕНОЛИТАХ И ВОЗМОЖНЫЕ ИХ ИСТОЧНИКИ

Перечень нерудных минералов, принимающих участие в строении металлоносных микроксенолитов, свидетельствует о том, что они не характерны для включающих их кислых пород и, вероятно, были заимствованы с различных глубинных уровней земной коры.

Так, в области формирования металлоносных плагиоклазовых пироксенитов исходный состав пород мог приближаться к субщелочным габброидам, принимающим участие в строении нижних уровней земной коры зон субдукции на территории Тихоокеанской переходной зоны. Как показали исследования Р. Лоукса и др. [27], именно для этого комплекса пород характерен хромсодержащий моноклиный пироксен с высоким содержанием титана и Al в тетраэдрической позиции. Вместе с тем, по данным В.В. Наседкина [12], Д.К. Цаманского и др. [23], клинопироксен кислых вулканитов, ассоциирующий с породообразующим кварцем и полевыми шпатами, характеризуется высокой железистостью, низким содержанием титана. Следует полагать, что в минеральном составе глубинных габброидов кроме андезина и клинопироксена принимала участие щелочная роговая обманка, в результате разложения которой образовались гипидиоморфные зерна кварца, не содержащего алюминий, маложелезистого ортопироксена, альбита, эпидота. Подобные превращения могли происходить в P-T условиях, характерных для нижних уровней эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма при 600-650°C и 6-7 кбар., при участии маловодного флюида и низкой фугитивности кислорода, контролируемой QFM буфером [4]. В этих условиях могли формироваться короткостволчатые, дипирамидальные кристаллики циркона, обладающие высокими содержаниями Y и Hf. Подобные кристаллы циркона были описаны В.В. Архангельской [1] в минерализованных редкометалльных метасоматитах, локализованных в породах, измененных в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. При преобразовании щелочных габброидов в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма с низким окислительным потенциалом, вероятно, протекали процессы высвобождения при-

месей халькофильных элементов из силикатов с последующим переотложением их в металлической форме. Согласно расчетам, проведенным Е.Б. Курдюковым и И.А. Зотовым [10], фугитивность кислорода, контролируемая QFM буфером, способствовала образованию Sn, Pb, Sb, Cu, Ni, обнаруженных в микроксенолитах пироксенитов, в самородном состоянии, тогда как Fe и Zn оставались в качестве примесей в составе алюмосиликатов. Перечень установленных металлов близок к тому, который наблюдался нами в аксессуарных металлоносных частицах кислых вулканитов Южного Сихотэ-Алиня [17], а также В.В. Ковалевским и Б.В. Олейниковым [7] среди серпентинизированных включений базитов кимберлитовых пород. Уровни содержаний элементов-примесей (в частности Ni) в химическом составе самородного свинца, олова и Pb-стистаита существенно отличаются от этих уровней у аналогичных самородных металлов и сплавов, обнаруженных и описанных М.И. Новгородовой [13] в гранитоидах и гидротермальных рудах.

В иных условиях происходило преобразование вещества в тех глубинных уровнях, из которых были заимствованы металлоносные микроксенолиты зеленых сланцев, включающих Ag, AgS, CdS, и частицы самородных Cu, Zn, латуни. Судя по тому, что основная масса микроксенолитов представлена Fe-хлоритом, фенгитом, анатазом, кварцем, кальцитом, ильменитом, следует полагать, что они были заимствованы из тех глубинных уровней коры, где были широко проявлены процессы зеленосланцевого метаморфизма. Присутствие в микроксенолитах сфена, а также кварца, анатаза, кальцита, которые могли формироваться за счет его разложения, свидетельствуют о том, что в процессы метаморфизма вовлекались субщелочные базальтоиды.

Появление указанной минеральной ассоциации, а также характер перераспределения Fe и Mg между содействующими Fe-хлоритами и фенгитами дает основание полагать, что, согласно экспериментальным данным Р. Джеймса и др. [26], Р. Рейо [28], наблюдениям Т. Итава и М. Отзуки [25], изучавшим строение метаморфической зоны Санбагава в геосинклинально-складчатом комплексе пород Японских островов, P-T условия зеленосланцевого метаморфизма могли ограничиваться 350-550°C и 4-7 кбар при высоких значениях фугитивности CO₂ во флюиде. При этом могли формироваться и идиоморфные мелкие кристаллики циркона, обогащенные Hf, что, как упоминалось, характерно для его метасоматической разновидности. Пониженное содержание иттрия в нем по сравнению с новообразованным цирконом из ксенолитов плагиоклазовых пироксенитов обусловлено тем, что параллельно кристаллизовались собственные редкоземельные минералы (карбонаты и фосфаты).

Появление в микроксенолитах зеленых сланцев графита, гидроокислов Mn, сульфидов, повышенные содержания Zn в хлоритах, окислах Mn и Fe, фенгитах вряд ли можно связывать с особым химическим

составом базальтоидов. По-видимому, толща, подвергавшаяся изменениям, имела сложное строение, что характерно для геосинклинальных толщ рифтовых зон и, в частности, для пород верхоянского комплекса исследуемой территории. Кроме базальтоидов в ее состав могли входить битуминозные сланцы, субмаринные рудные залежи, подобные тем, которые наблюдаются в настоящее время на дне Тихого океана в местах функционирования так называемых "черных курильщиков" [3]. Они занимают структурную позицию, аналогичную позиции месторождения Дукат (узлы пересечения широтных трансформных и рифтогенных субмеридиональных разломов), содержат значительные концентрации сульфидов Cu, Zn, Ag, скопления корок и конкреций окислов марганца, а также фосфаты и минералы редких земель.

В связи с этим находит объяснение присутствие в микроксенолитах зеленых сланцев гидроокислов Mn, самородного Ag, CdS, AgS, а также появление ксенолитов, представленных самородными Cu, Zn, их сплавами. Процессы перекристаллизации толщи, содержащей сульфиды, фосфаты, органическое вещество, происходили при активном участии углеродосодержащих флюидов. Восстановительную обстановку создали не только соединения углерода, которые в достаточном количестве имелись на месте, но и соединения разновалентного марганца, способного восстанавливать цинк.

Значительный градиент значений фугитивности кислорода мог стать причиной появления обособленных частиц, содержащих самородный цинк, медь, цинкистую медь и другие соединения. Так, при разложении кадмиевого вюрцита может формироваться, как показали исследования Д.О. Онтоева и др. [15], более устойчивый в данной обстановке гринокит. Высвобождавшийся при этом цинк входил в состав хлоритов, бернессита, а также мог в благоприятных условиях восстановиться до уровня нулевой валентности. Присутствие в составе самородных Cu, Zn и латуни примесей Cd, Mn свидетельствует в пользу того, что они были сформированы при метаморфических процессах преобразования сульфидной субмаринной залежи, обогащенной сфалеритом, халькопиритом.

Локализация большей части металлоносных микроксенолитов внутри газовых полостей риолитов, присутствие в их минеральном составе соединений углерода, хлора, серы являются свидетельством того, что транспортировка микроксенолитов происходила в потоке восстановительных флюидов, что, видимо, является одной из главных причин их сохранности в кислом магматическом расплаве. Мало-водные флюиды, обогащенные указанными летучими компонентами, как показали экспериментальные исследования С.Н. Шиловреовой и А.Н. Кадика [21], В.Ю. Чевычелова и Н.Б. Эпильбаума [20], слабо растворимы в кислом расплаве. Моделью такого процесса может являться пенная флотация, широко известная для многих технологических циклов в

обогащительных процессах. Аналогичная модель привлекалась ранее для объяснения появления ксеногенного алмаза в трубчатых телах гранитоидов Средней Азии [14].

Окончательная раскристаллизация минеральных агрегатов, сложенных ксеногенными минералами, и конденсация восстановительных флюидов в виде керита и других плохо окристаллизованных фаз происходила на фоне быстрого падения температур в процессе становления риолитовых некков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В риолитовых некках, контролирующих позицию Дукатского рудного поля, обнаружено два типа металлоносных микроксенолитов.

Микроксенолиты металлоносных плагиоклазовых пироксенитов, характеризующихся полукристаллической, полифировой, брекчиевой структурами, включают обломочные и новообразованные зерна содержащего Cr и Ti клинопироксена, андезина, сфена, ортопироксена, альбита, эпидота, самородных Pb, Sn, Ni, Cu, Pb-стистаита, которые сцементированы керитом. Эти микроксенолиты были заимствованы из субщелочных габброидов, претерпевших метасоматические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Микроксенолиты металлоносных зеленых сланцев состоят из Fe-хлорита, фенгита, анатаза, кальцита, кварца, сцементированных скрытокристаллической массой гидроокислов Mn, графита, включающих Ag, AgS, CdS и другие компоненты. С микроксенолитами ассоциируют частицы самородных Cu, Zn, латуни. Они были заимствованы из мезозойских геосинклинально-складчатых толщ верхоянского комплекса, претерпевших метасоматические преобразования в условиях метаморфизма фации зеленых сланцев. В процессы изменений кроме субщелочных базальтоидов были вовлечены субмаринные сульфидные залежи, органогенные осадки, марганцевые конкреции.

Следовательно, в толще коры, служащей фундаментом для орогенной вулканической структуры, существовали два глубинных уровня, в пределах которых происходили особые преобразования субстрата, приведшие к концентрации и переотложению цветных металлов. На уровне базитового слоя происходила концентрация Pb, Sn, Sb, Ni, Cu, которые были заимствованы преимущественно из породообразующих минералов в процессе дезинтеграции субщелочных габброидов. На уровне гранитного слоя коры самородные Ag, Zn, Cu были заимствованы из сульфидных субмаринных залежей.

Полученные результаты исследования металлоносных микроксенолитов на новой основе подтверждают существовавшие ранее представления о том, что полезные компоненты гидротермальных месторождений могут поступать в рудогенери-

рующую область из древних разновозрастных толщ литосферы, как было показано Б. Р. Доу [24] на основе изучения изотопного состава свинца галени-тов, или из регенерированных древних рудных залежей, как было показано Г. Шнейдерхеном [22] на основе изучения разновозрастных гидротермальных месторождений.

В связи с изложенным, кольцевая структура Ду-катского рудного поля может быть рассмотрена в качестве длительно развивающейся конструктивной структуры, которые характерны, как было показано В.И. Казанским [5], для подвижных зон современных Тихоокеанских окраин. Концентрация, переотложение рудного вещества в их пределах происходи-ли как в геосинклинальный этап развития террито-рии, так и в орогенный.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 93-05-9811).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архангельская В.В.* Раннепротерозойские редкометал-ные метасоматиты в породах амфиболитовой фации ме-таморфизма. В кн. *Метасоматиты докембрия и их рудо-носность*. М.: Наука, 1989. С. 116-131.
2. *Волков В.Н., Аракелянц М.М., Роднов Ю.П.* Возраст магматизма и рудогенеза в Балыгычан-Сугойском нало-женном прогибе Северо-Востока СССР по данным калий-аргонового метода. В кн. *Масс-спектрометрия и изотоп-ная геология*. М.: Наука, 1993. С. 137-149.
3. *Гаврилов В.П.* Геология и минеральные ресурсы мирово-го океана. М.: Недра, 1990. 363 с.
4. *Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др.* Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
5. *Казанский В.И.* Эволюция структур земной коры и эндо-генных рудообразующих систем. В кн. *Эндогенные источ-ники рудного вещества*. М.: Наука, 1987. С. 160-173.
6. *Калинин А.И.* Структура серебрянорудного поля и место-рождения в ультракислых липаритах Охотско-Чукотского вулканического пояса. В кн. *Структуры рудных полей и месторождений вулканических поясов*. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 56-71.
7. *Ковалевский В.В., Олейников Б.В.* Самородные металлы и природные полиминеральные сплавы Cu, Zn, Pb, Sn, Sb в породах кимберлитовой трубки "Ленинград". ДАН СССР, 1985. Т. 285, № 1. С. 203-208.
8. *Константинов М.М., Калинин А.И., Щитов В.И.* О ме-ханизме формирования рудоносных купольных структур. Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка, 1980. № 2. С. 60-67.
9. *Кузнецов В.М.* Обстановка позднепалеозойского и мезо-зойского осадконакопления в юго-восточной части Яно-Колымской системы. Тихоокеанская геология, 1988, № 1. С. 28-39.
10. *Курдюков Е.Б., Зотов И.А.* Об устойчивости само-родных металлов в магмах. ДАН СССР, 1984. Т. 278, № 2. С. 425-429.
11. *Левашев Г.Б., Романенко И.М., Стрижкова А.А.* Ци-рконий-гафниевое отношение к особенности распределения некоторых элементов в цирконах магматических пород Балыгычан-Сугойской зоны. В кн. *Минералы-индикаторы петрогенезиса*. Владивосток, 1980, ДВНЦ АН СССР. С. 106-119.
12. *Наседкин В.В.* Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975. 198 с.
13. *Новгородова М.И.* Самородные металлы в гидротер-мальных рудах. М.: Наука, 1983. 287 с.
14. *Новгородова М.И., Трубкин Н.В., Ахмедов Н.А., Сат-валдиев М.Х.* Включения фторидов натрия и высокоше-лочных силикатных стекол в ксеногенном алмазе из гра-нитоидов. ЗВМО, ч. 122, № 1. С. 88-101.
15. *Онтоев Д.О., Дружинин А.В., Цепин А.И. и др.* Мине-ралы ряда гринокит-вюрцит Кти-тебердинского место-рождения. Новые данные о минералах, вып. 29. М.: Наука, 1981. С. 152-157.
16. *Руб Г.М.* Особенности вещественного состава и генези-са рудоносных вулcano-плутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 363 с.
17. *Филимонова Л.Г.* Акцессорные самородные металлы в субвулканических телах как индикаторы рудоносных площадей. Тихоокеанская геология, № 2, 1988. С. 53-63.
18. *Филимонова Л.Г.* Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных Тихоокеанских окраин. М.: Недра, 1985.
19. *Филимонова Л.Г., Боярская Р.В., Лапутина И.П., Труб-кин Н.В.* Хромсодержащие минералы риолитов Балыгы-чан-Сугойского прогиба. Тихоокеанская геология, № 4, 1990. С. 62-68.
20. *Чевычелов В.Ю., Эпильбаум Н.Б.* Распределение Pb, Zn и петрогенных компонентов в системе гранитный расплав-флюид. Очерки физико-химической петрологии. вып. 13. М.: Наука, 1985. С. 120-136.
21. *Шилобреева С.Н., Кадик А.А.* Растворимость CO₂ в магматических расплавах при высоких температурах и давлениях. Геохимия, 1989, № 7. С. 950-960.
22. *Шнейдерхен Г.* Успехи в познании вторично-гидротермальных месторождений. В кн. *Рудные регенери-рованные месторождения*. М.: Иностранная литература, 1957. С. 43-81.
23. *Czamanske G.K., Dillet B.* Alkali amphibole, tetrasilicic mica and sodic pyroxene in peralkaline siliceous rocks, Questa caldera, New Mexico. Amer. Journ. Science, v. 288-A, 1988, p. 358-392.
24. *Doe B.R., Steven T.A., Delevanx M.N., et al.* Genesis of ore deposits in the San Juan volcanic field, southwestern Colorado - lead isotope evidence. Economic Geology, v. 74, №1, 1979, p. 12-26.
25. *Itaya T., Otsuki M.* Stability and paragenesis of Fe-Ti oxide minerals and sphene in the basic schists of the Sanbagava metamorphic belt in central Shikoku, Japan. J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol., 1978, v. 73, № 12, p. 359-379.

26. James R.S., Turnock A.C., Fawcett J.J. The stability and phase relations chlorite below 8,5 kb. P_{H2O} Contrib. mineral and petrol., 1976, v. 56, № 1, p. 1-25.

27. Loucks R.R. Discrimination of ophiolitic from non ophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. Geology, v. 18, № 4, p. 346-349.

28. Rao R. Distribution of element between coexisting phengite and chlorite from the greenschist facies of the Tennant Creek area, Central Australia. Lithos, v. 10, № 2, 1977, p. 103-112.

*Институт Геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук*

г. Москва

*Поступила в редакцию
28 июля 1994 г.*

L. G. Filimonova

METAL-BEARING MICROXENOLITHS FROM THE DUCKAT ORE FIELD NEVADITE IN CONNECTION WITH PROBLEM OF ORE SUBSTANCE SOURCE

There were two type metal-bearing microxenoliths are discovered in rhyolite necks, checked the Ducat deposit position. Plagioclase pyroxenite microxenoliths contain native Pb, Sn, Cu, Ni, PbSb. They are typical for K-Na rhyolite and had been borrowed from deep crust subalkali gabbroids, that had been changed in epidote-amphibolic metamorphic facies conditions. Green schist microxenoliths contain native Ag and AgS, CdS, associated with native Cu, Zn, CuZn and are typical for K- and K-Na rhyolites. They had been borrowed from geosyncline-folded rock complex, including subalkali basalts, organic sediments, submarine sulphide deposition, that had been changed in green schist metamorphic facies conditions Received results allow to confirm the presentation about ore substaces borrows from the diferent deep crust level and ancient ore deposition on new base.

Р.Н. Ахметов, И.В. Бучко

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЛАТИНОНОСНОСТЬ МАССИВА БАЗИТОВ КЛ. ВЕСЕЛОГО (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

Рассматриваемый массив базитов кл. Веселого по петрохимическим характеристикам аналогичен Лукин-денскому массиву. В нижней ультраосновной серии массива впервые выделены оливин-хромитовые горизонты с содержаниями платиноидов. Массив кл. Веселого представляет собой обнаженную часть более крупного массива, по своим параметрам, геологическому строению и наличию платиноносных хромитовых горизонтов сопоставимого с платиноносным массивом Стиллуотер.

Рассматриваемый массив базитов расположен на юго-западе Амурской области в бассейне верховьев р. Средний Уркан и представляет собой вытянутое в субширотном направлении зональное тело длиной 8 км и шириной 3 км (рис. 1).

В структурном плане массив находится в пределах Урканского блока, сложенного преимущественно докембрийскими комплексами и относимого к Становой складчато-блоковой системе Алдано-

Станового щита. На изданной карте региона БАМ масштаба 1:500 000 породы массива кл. Веселого отнесены к раннепротерозойскому лукиндинскому комплексу. По А.Н. Неелову [1], проводившему исследования в этом районе, центральная часть интрузий (5.5×1 км) сложена перидотитами. Она окружена оболочкой амфиболовых пироксенитов и пироксеновых амфиболитов мощностью 0.3-0.7 км. В периферических частях массива распространены габбро-

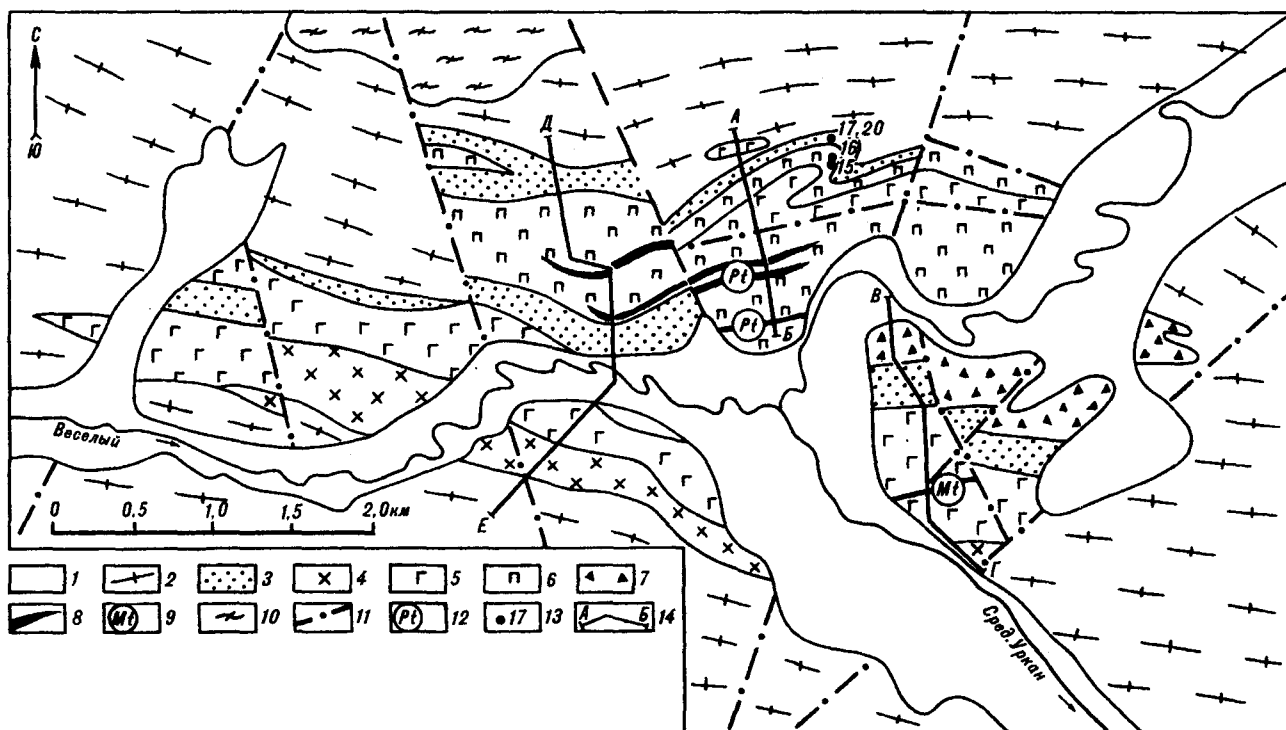


Рис. 1. Схема геологического строения массива кл. Веселого

1 - четвертичные отложения, 2 - граниты и плагитограниты гнейсовидные, 3-9 - породы расслоенного массива кл. Веселого, 3 - переслаивание горнблендитов и амфиболитов, 4 - диориты с прослоями габбро-норитов, 5 - габбро роговообманковое с прослоями габбро-норитов, горнблендитов, плагиоклазовых горнблендитов, оливин-пироксеновых амфиболитов, отдельные горизонты магнетитовых габбро, 6 - пироксениты роговообманковые, оливин-роговообманковые с прослоями пироксенитов, амфиболитов, роговообманковых габбро, габбро-норитов, 7 - дуниты серпентинизированные, роговообманковые перидотиты, оливиновые горнблендиты, ортопироксениты, 8 - горизонты хромитовых оливинитов с прослоями оливин-хромитовой руды, 9 - горизонт магнетитовых габбро, 10 - амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы, 11 - разрывные нарушения, 12 - проявления платиноидов, 13 - места взятия проб на силикатный анализ и их порядковые номера в соответствии с табл. 1, 14 - линии геолого-геофизических профилей.

нориты и роговообманковые габбро. В краевых частях массив амфиболитизирован, что связывается с воздействием вмещающих позднеархейских древне-становых гранитоидов. Исходя из этого, возраст массива считается верхнеархейским.

В районе массива проведены геологическая, аэрогеофизическая и гравиметрическая съемки масштаба 1:200 000. В центральной части массива на площади 2 км² выполнены поисковые работы масштаба 1:10 000 на медно-никелевые руды, не выявившие промышленных концентраций этих металлов.

С целью выяснения возможной платиноносности массива нами в 1991 г. в районе массива проведены поисковые маршруты и шлихогеохимическое опро-

бование водотоков. В средней части массив с севера на юг пересечен геохимическим профилем с систематическим отбором проб и магнитометрическими наблюдениями с шагом 2-10 м. Пробы подвергнуты спектральному анализу на 36 элементов, сцинтилляционному анализу на платину, палладий, родий и золото. В результате были выявлены аномалии платиноидов, никеля, хрома и кобальта (рис. 2).

В 1992 году наиболее контрастные из выявленных аномальных на платиноиды зон были детально опробованы с шагом 1 м. Пробы исследованы спектральным сцинтилляционным методом на платину, палладий, родий. Часть проб со значимыми содержаниями платиноидов заверены атомно-абсорбционным методом. Изучены шлифы и аншлифы, вы-

Таблица 1

Химический состав пород массива кл. Веселого, мас.%

№	№ пробы	SiO ₂	TiO ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	FeO	H ₂ O	л.п.п.	Cr ₂ O ₃	Сумма
1	1007/10	33.4	0.860	5.54	8.59	0.173	3.01	27.60	0.35	0.05	0.020	10.43	0.80	5.01	5.14	100.17
2	1013/25	34.4	0.021	0.40	16.49	0.181	0.48	32.65	0.19	0.01	0.041	4.26	2.04	10.95	0.005	100.07
3	1007/11	34.6	0.990	5.53	9.87	0.174	4.09	24.58	0.30	0.11	0.024	9.47	0.29	4.72	4.41	98.77
4	1012/14	34.8	0.041	0.38	17.10	0.121	0.37	32.10	0.28	0.04	0.033	4.01	1.48	10.59	0.006	99.87
5	1012/19	35.5	0.025	0.38	15.04	0.122	0.31	32.55	0.19	0.04	0.038	5.79	1.84	10.06	0.006	100.05
6	1013/17	39.7	0.040	2.34	9.13	0.221	4.86	29.15	0.99	0.07	0.042	7.06	1.33	6.21	0.05	100.04
7	1013/5	44.1	0.667	3.75	6.97	0.159	7.00	26.30	0.74	0.11	0.039	6.51	0.69	3.78	0.19	100.32
8	1013/19	47.0	0.538	3.40	1.82	0.150	13.50	22.00	0.54	0.07	0.026	9.27	0.65	1.41	0.06	99.78
9	1007/5	48.3	0.670	4.42	2.14	0.143	12.62	21.15	1.05	0.19	0.029	7.87	0.55	1.19	0.20	99.97
10	1008/9	49.5	0.592	3.93	1.84	0.148	16.08	18.70	0.52	0.04	0.014	7.52	0.51	0.91	0.20	99.99
11	1007/7	50.3	0.577	3.77	2.78	0.171	12.29	20.40	0.75	0.03	0.022	8.30	0.40	0.28	0.22	99.89
12	1013/20	51.0	0.383	3.34	4.02	0.189	4.17	25.90	0.65	0.07	0.018	8.17	0.66	1.79	0.13	100.03
13	1012/22	43.7	1.897	7.81	6.05	0.135	10.17	19.55	1.34	0.39	0.055	6.87	0.54	2.20	0.05	100.22
14	1012/7	46.1	1.049	5.48	6.62	0.139	11.67	19.20	1.72	0.24	0.055	5.50	0.69	2.24	0.06	100.07
15	12/24	48.1	0.790	4.39	2.41	0.142	17.60	17.90	0.61	0.12	0.033	6.29	0.15	0.84	0.20	99.63
16	12/23-2	48.2	0.740	4.07	2.73	0.159	16.35	19.40	0.58	0.08	0.028	5.71	0.25	1.78	0.31	100.45
17	12/25	49.9	0.620	4.17	3.64	0.168	12.80	20.05	0.55	0.13	0.035	5.55	0.22	1.42	0.18	99.39
18	1008/46	50.0	0.638	4.86	1.94	0.131	18.20	16.45	0.73	0.12	0.026	5.92	0.45	1.02	0.19	99.78
19	1007/38	50.1	0.670	3.95	2.12	0.136	17.80	18.35	0.59	0.16	0.025	5.73	0.04	0.65	0.32	100.92
20	12/26-1	50.0	0.840	4.96	2.68	0.165	17.80	16.70	0.61	0.14	0.028	5.55	0.20	0.80	0.10	100.47
21	1008/49	45.0	0.843	15.50	2.67	0.106	12.49	14.10	1.84	0.22	0.023	5.35	0.54	1.83	0.06	100.03
22	1008/35	41.4	2.822	17.71	6.79	0.096	10.15	6.82	3.12	0.68	0.026	8.59	0.50	1.44	0.007	99.45
23	1011/40	44.7	2.188	18.18	3.99	0.084	10.92	8.54	2.59	1.36	0.052	4.99	0.60	2.50	0.02	100.01
24	1008/39	46.8	2.006	8.36	2.64	0.129	12.88	16.60	1.45	0.32	0.032	7.64	0.43	1.18	0.09	100.13
25	1008/51	43.3	2.544	15.22	2.16	0.097	11.52	13.15	2.47	0.58	0.021	7.14	0.38	1.87	0.02	100.09
26	1011/6	45.2	3.140	13.60	4.01	0.120	9.22	11.95	2.86	1.01	0.087	6.92	0.35	1.74	0.01	99.87
27	1010/37	47.9	1.790	8.97	3.69	0.152	12.07	14.35	1.41	0.44	1.050	6.86	0.52	2.16	0.09	100.93
28	1011/76	48.8	0.293	20.05	2.27	0.094	9.62	7.96	3.38	1.20	0.045	3.61	0.61	2.59	0.01	99.92
29	1011/30	51.7	0.704	17.44	1.92	0.121	10.76	8.40	2.93	0.37	0.041	4.76	0.35	0.75	0.04	99.94
30	1010/13	61.3	0.763	16.78	2.17	0.099	3.86	2.69	4.55	3.41	0.287	2.74	0.41	1.05	0.02	99.72
31	1010/24	59.9	0.867	16.64	2.22	0.109	4.48	3.12	4.78	3.01	0.245	3.55	0.38	0.74	0.02	99.68

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории АмурКНИИ ДВО РАН, аналитик С.М. Радомский. 1007/10, 1013/25, 1007/11, 1012/14, 1012/19 - оливиниты, дуниты; 1013/17 - лерцолит; 1013/5 - роговообманковый перидотит; 1013/19, 1007/5, 1008/9, 1007/7, 1013/20 - вебстериты; 1012/22 - оливин-пироксеновый горнблендит; 1012/7 - горнблендит; 12/24, 12/23-2, 12/25, 1008/46, 1007/38, 12/26-1 - клинопироксениты; 1008/49 - оливиновое габбро; 1008/35, 1011/40, 1008/39 - амфиболовое габбро; 1008/51, 1011/6, 1010/37, 1011/76 - габбро; 1011/30 - габбро-норит; 1010/13 - диорит; 1010/24 - кварцевый диорит.

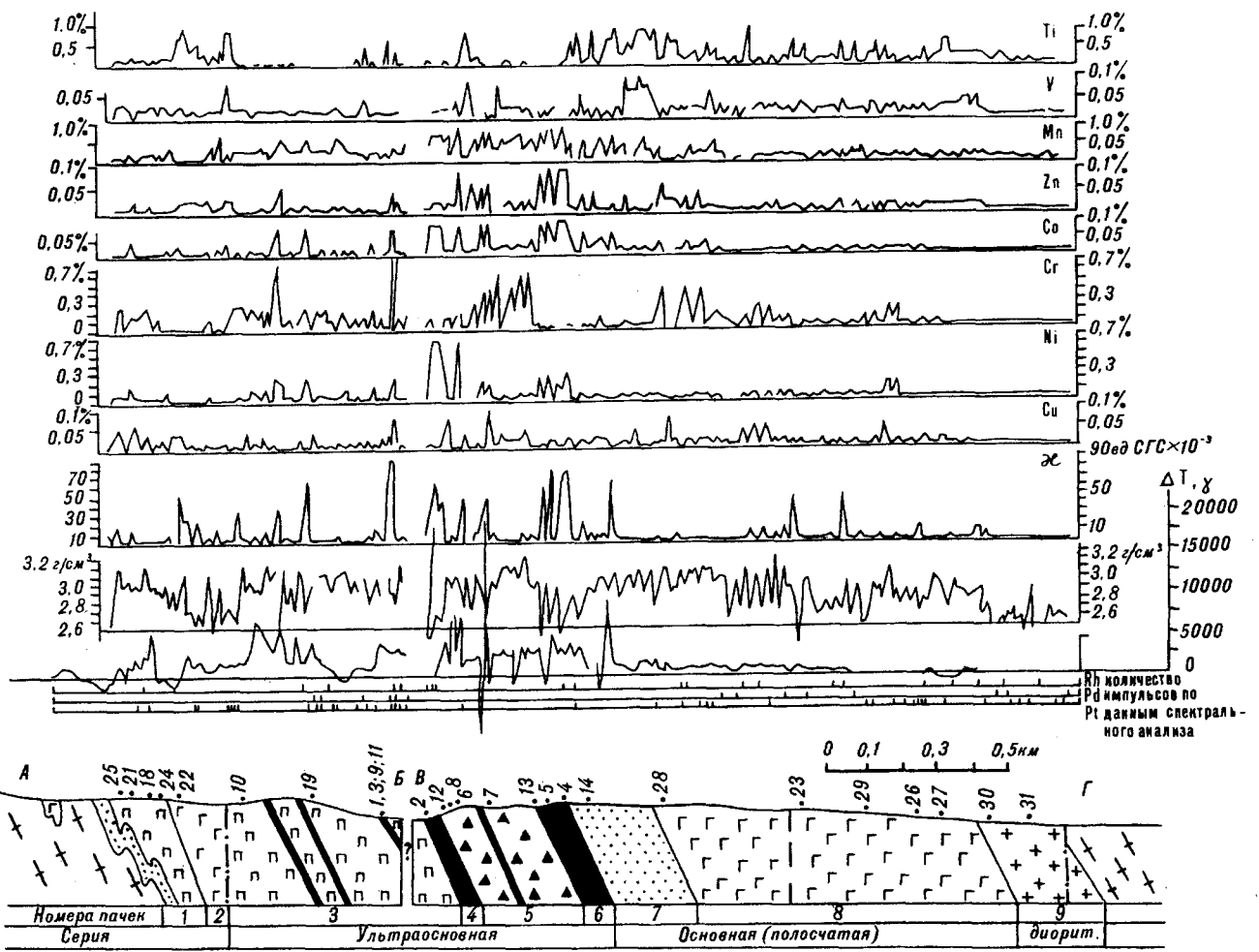


Рис. 2. Геолого-геохимический разрез массива кл. Веселый по линии А-Б и В-Г.
Усл. обозн. см. на рис. 1, объяснения в тексте.

полнены анализы пород массива на порообразующие оксиды (табл. 1) и элементы-примеси (табл. 2).

Эти данные, а также анализ имеющихся геологических и геофизических материалов позволили нам уточнить внутреннее строение массива кл. Веселого, выявить проявление платиноидов в оливин-хромитовых горизонтах. Установлен расслоенный характер массива с чередованием пород ультраосновного, основного и среднего составов. По преобладанию в разрезе пород определенного петрографического состава, изменению их магнитной восприимчивости, плотности, содержания элементов-примесей по геолого-геофизическому профилю А-Б и В-Г выделяется 9 пачек (зон) (рис. 2), характеристика которых приводится ниже (с севера на юг).

Пачка 1 (пироксенитовая) мощностью 150 м сложена крупнозернистыми роговообманковыми пироксенитами с прослоями оливин-роговообманковых габбро. В верхней части пачки в пироксенитах отмечается полосчатость, обусловленная присутствием тонких (до 2 см) прослоев существенно плагиоклазового состава. Здесь же отмечается вкрапленность пирита (до 2%). На контакте с древнестановыми

плагиигранитами породы пачки подвергнуты гранитизации с широким развитием в них бледно-зеленой роговой обманки и преобразованием их в амфиболиты. Преобладающая разновидность пород пачки соответствует клинопироксениту (проба 1008/46), прослой соответствуют амфиболовому габбро (1008/39) и габбро (1008/51).

Пачка 2 (габбровая) мощностью 140 м представлена полосчатыми средне- и крупнозернистыми роговообманковыми габбро, отмечаются прослой горнблендитов и плагиоклазитов. Полосчатость габбро выражена чередованием слоев мощностью 2-20 см, в которых содержание коричневой роговой обманки варьирует от 30 до 80%. Нижние 30 м пачки содержат вкрапленность (от 2 до 10% в сумме) ильменита, магнетита, пирита, в незначительном количестве - пирротина, халькопирита. Геохимически пачка аналогична габброидам верхней части разреза. Снизу вверх по разрезу пачки отмечается пульсационное уменьшение магнитной восприимчивости пород, содержания титана, меди. От выше- и ниже-лежащих пород пачка отличается относительно высокими содержаниями титана, низкими - хрома, никеля, марганца (рис. 2). Эти две пачки прослежи-

Геохимическая характеристика пород массива кл. Веселого, г/т

№ п/п	№ пробы	Содержание элементов-примесей в г/т													
		Co	Ni	Cr	Zn	Ag	Rb	Cu	V	Ba	Sb	Au	Pt	Pd	Rh
1	1007/10	80	846	35200	362	58	2	40	410	664	<50	0.09	-	0.2	1 зн
2	1013/25	220	552	36	202	20	2	116	<50	66	<50	-	-	0.04	-
3	1007/11	160	1000	29400	340	58	10	46	360	1800	72	0.02	-	0.08	3 зн
4	1012/14	184	328	16	202	27	4	132	<50	<5	50	-	-	-	-
5	1012/19	162	356	46	82	23	4	56	<50	<5	50	-	-	-	-
6	1013/17	180	428	308	164	58	4	107	100	144	5	-	-	0.01	-
7	1013/5	90	346	1330	96	45	4	102	130	22	46	0.08	0.04	-	-
8	1013/19	70	200	390	128	78	0.2	72	100	38	32	-	-	-	-
9	1007/5	70	366	1410	72	150	2	260	200	90	50	-	-	-	-
10	1008/9	20	212	1388	62	108	2	200	240	42	44	-	-	-	-
11	1007/7	50	132	1494	96	110	2	166	230	404	40	0.2	-	-	-
12	1013/20	100	360	964	108	126	2	236	160	600	32	-	-	-	-
13	1012/22	80	38	300	40	317	4	118	114	104	38	0.4	-	-	-
14	1012/7	74	96	430	56	181	8	100	100	354	66	0.05	0.06	-	-
15	12/24	60	450	1400	60	130	5	230	260	95	74	-	0.05	0.05	-
16	12/23-2	54	520	2100	90	120	6	140	140	1900	74	0.3	-	-	-
17	12/25	68	410	1200	92	120	12	120	120	1800	66	0.02	-	-	-
18	1008/46	40	178	1900	46	128	2	82	190	54	62	-	-	-	-
19	1007/38	58	410	2200	86	110	6	190	250	54	80	-	0.108	-	-
20	12/26-1	46	190	700	60	110	6	72	250	84	97	0.05	0.06	-	-
21	1008/49	50	222	484	70	1244	10	44	160	166	60	-	-	-	-
22	1008/35	60	36	58	208	1335	3	210	680	1216	52	-	-	-	-
23	1011/40	49	106	168	10	1456	36	86	340	792	56	-	-	-	-
24	1008/39	60	214	566	116	415	2	190	380	184	50	-	-	-	-
25	1008/51	40	92	140	142	1317	2	136	360	384	44	-	-	-	-
26	1011/6	60	70	112	44	602	16	88	540	536	64	0.01	-	-	-
27	1010/37	72	162	640	120	424	4	96	360	128	70	-	-	-	-
28	1011/76	32	72	108	10	1344	28	86	50	502	62	-	-	-	-
29	1011/30	40	44	276	30	768	4	42	120	196	34	-	-	-	-
30	1010/13	26	20	148	56	746	68	34	100	1052	80	-	-	-	-
31	1010/24	20	26	156	16	832	52	26	120	882	64	-	-	-	-

Примечание. Атомно-абсорбционный анализ элементов-примесей выполнен лабораторией АмурКНИИ ДВО РАН, аналитик С.М. Радомский. Au, Pt, Pd, Rh - определены сцинтилляционным спектральным методом в Институте геохимии г. Иркутск, аналитик С.И. Прокопчук. Во всех пробах Pb<100, Cs - 2, Mo - 50-70, Li - 5-9, Cd - 4-12 г/т.

ваются только в северо-западной части массива (рис. 1) и отделены разломом субширотного простирания от остальной его части.

Пачка 3 (пироксенитовая) мощностью 400 м сложена средне- и крупнозернистыми роговообманковыми и оливин-роговообманковыми пироксенитами, отмечаются отдельные прослои плагиоклазовых пироксенитов, горнблендитов, роговообманковых габбро и габбро-норитов. В горнблендитах и, частично, в пироксенитах коричневая роговая обманка замещена бледно-зеленой разновидностью с преобразованием пород в амфиболиты. На горизонтах 100-110 м, 160-170 м и 330-350 м от подошвы пачки залегают серпентинизированные мелкозернистые хромитовые оливиниты, отличающиеся от остальной части разреза высокими значениями магнитной вос-

приимчивости (до 57×10 ед. СГС), низкой плотностью (2.6 г/см^3), повышенными содержаниями хрома, никеля, кобальта, цинка, марганца (рис. 2). В среднем и верхнем горизонтах отдельные прослои оливинитов обладают сидеронитовой структурой. Интерстиции между изометричными серпентинизированными зернами оливина выполнены агрегатом хромита и магнетита, содержание которых в сумме достигает 15%. Содержание оксида хрома по данным химического анализа составляет 4.41-5.14% (табл. 3, анализы 1007/10, 1007/11). Выше этого горизонта пироксениты содержат вкрапленность (в сумме 2-5%) пирротина, пирита, магнетита, пентландита, халькопирита. Спорадически эти рудные минералы отмечаются в количестве до 1-2% по всему разрезу пачки.

**Содержание палладия, платины, родия, иридия, золота в породах
массива кл. Веселого, г/т**

№ п./п	№ проб	Характеристика породы	Атомно-абсорбционный анализ					Сцинтилляционный спектральный анализ			
			Pt	Pd	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Rh	Au
1	1009/8	роговообманковый пироксенит	0.084	0.04	0.015	0.012	не опр.	-	0.004	-	0.1
2	1007/10	оливинит с хромитом	0.18	0.06	<0.005	0.014	не опр.	-	0.2	1 зн	0.09
3	1011/6	габбро	0.12	0.014	<0.005	0.009	не опр.	0.04	-	-	0.01
4	1010/37	габбро-норит	0.6	0.004	<0.005	0.011	не опр.	0.04	-	-	-
5	1012/19	серпентинизированный дунит	0.6	0.004	0.005	0.006	не опр.	0.008	-	-	-
6	1013/20	вебстерит	0.6	0.010	0.015	0.011	не опр.	-	-	-	-
7	1008/35	мегагаббро	0.6	0.026	0.012	0.03	не опр.	-	-	-	-
8	1013/17	серпентинизированный лерцолит	0.03	0.004	0.02	0.012	не опр.	-	-	-	-
9	1007/11	оливинит с хромитом	0.1	0.01	-	не опр.	не опр.	0.04	0.03	2 зн	0.02
10	1007/38	клинопироксенит	-	-	0.1	не опр.	не опр.	0.108	-	-	-
11	12/23-2	-//-	-	-	-	не опр.	не опр.	0.04	0.005	12 зн	0.3
12	12/24	-//-	-	-	-	не опр.	не опр.	0.008	-	7 зн	-
13	12/25	-//-	-	-	0.08	не опр.	не опр.	-	-	22 зн	0.02
14	13/17	оливин-хромитовая руда	0.41	1.03	не опр.	не опр.	0.020	5.26	0.47	-	не опр.
15	13/17-а	-//-	0.45	1.29	не опр.	не опр.	0.028	0.4	0.36	-	не опр.
16	13/17-б	-//-	0.28	0.97	не опр.	не опр.	0.020	0.03	0.13	-	не опр.
17	13/27	серпентинизированная хромит-оливиновая порода	0.09	0.14	не опр.	не опр.	0.005	-	0.14	-	не опр.
18	13/28	-//-	0.07	0.15	не опр.	не опр.	0.002	0.02	0.18	-	не опр.
19	13/31	-//-	0.075	0.23	не опр.	не опр.	<0.002	0.24	0.02	-	не опр.
20	1011/60	пироксенит	0.028	0.069	не опр.	не опр.	<0.002	0.18	-	не опр.	-
21	13/53	серпентинизированная хромит-оливиновая порода	0.05	0.15	не опр.	не опр.	<0.002	0.3	0.03	-	не опр.
22	17/2	-//-	0.07	0.195	не опр.	не опр.	<0.002	0.67	0.08	-	не опр.

Примечание. Атомно-абсорбционный анализ 1-13 выполнен в лаборатории АмурКНИИ ДВО РАН, аналитик С.М. Радомский; 14-22 - в Аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН, аналитик В.Г. Цимбалист. Сцинтилляционный спектральный анализ выполнен в Институте геохимии СО РАН, аналитик С.И. Прокопчук. Места взятия проб: пачка 2 - 1008/35; пачка 3 - 1007/38, 12/23-2, 12/24, 12/25; второй горизонт хромитовых оливинитов - 13/53; третий горизонт хромитовых оливинитов - 1007/10, 1007/11, 13/17, 13/17а, 13/17б, 13/27, 13/28, 13/31, 17/2, 1009/8; пачка 4 - 1013/20; пачка 6 - 1012/19; пачка 8 - 1011/6, 1010/37, 1011/60. Результаты определения родия по данным сцинтилляционного анализа даны в знаках (импульсах).

По данным геохимического опробования верхний горизонт хромитсодержащих серпентинизированных оливинитов выделяется аномальными содержаниями платины, палладия, родия. При детальном изучении этой аномалии в отвалах старой канавы были обнаружены обломки размером до 15×10×10 см среднезернистой оливин-хромитовой руды. Распределение хромита в породе полосчатое, мономинеральные хромитовые прослои мощностью от 1 до 5 см чередуются с прослоями хромит (5-15%) - оливиновой породы. В породе отмечается

мелкая рассеянная вкрапленность сульфидов (пирротина, пентландита). Эти оливин-хромитовые руды характеризуются наиболее высокими содержаниями платиноидов (табл. 3, анализы 13/17, 13/17а, 13/17б).

По данным анализа преобладающей разновидности пород пачки 4 являются вебстериты (табл. 1, анализы 1007/5, 1008/9, 1007/7). Верхний горизонт ультраосновных пород по составу соответствует оливинитам, отличается высокими содержаниями оксидов хрома и алюминия (табл. 1, анализы

1007/10, 1007/11), которые, по-видимому, входят в состав рудного.

Пачка 3 распространена севернее приустьевой части руч. Веселого и по правобережью р. Средний Уркан (рис. 1).

Пачка 4 (дунитовая) мощностью 40 м представлена мелкозернистыми дунитами. Оливин в породе почти нацело замещен серпентином и гистерогенным магнетитом, линзовидные агрегаты которого ориентированы параллельно сланцеватости породы. Кроме того, в породе отмечаются более крупные ксеноморфные агрегаты магнетита, подчеркивающие контуры зерен замещенного серпентином оливина с включениями мелких (0.2 мм) зерен сульфидов (пирита, миллерита?). Отличительными особенностями пачки являются высокие содержания никеля (до 0.7%), кобальта (0.1%) и очень незначительные - хрома (0.001-0.07%). Последнее является уникальным для пород ультраосновного состава и, по-видимому, объясняется осаждением хрома в ранее закристаллизовавшихся пачках массива. От хромированных оливинитов пачки 3 дуниты отличаются незначительным содержанием оксидов титана, алюминия, хрома.

Пачка 4 распространена только на левобережье р. Средний Уркан, западнее она не наблюдалась и, по-видимому, перекрыта рыхлыми кайнозойскими отложениями по долине руч. Веселый или же выклинивается.

Пачка 5 (перидотитовая) мощностью 250 м сложена роговообманковыми перидотитами, оливинными горнблендитами, ортопироксенитами. В 100-120 м от подошвы пачки обособляется горизонт серпентинизированных перидотитов, отличающихся повышенными содержаниями хрома, никеля, кобальта. В верхней части горизонта в перидотите отмечается вкрапленность рудных (5%), представленных магнетитом, пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Слагающие пачку породы отвечают по составу перидотитам (1013/5, 1013/17), вебстеритам (1013/19, 1013/20) и горнблендитам (1013/22). От выше- и нижележащих пород пачка отличается высокой плотностью, повышенными содержаниями хрома, пониженными - кобальта, цинка (рис. 2).

Пачка 6 (дунитовая) мощностью 70 м представлена мелкозернистыми серпентинитами, развитыми по дунитам и гарцбургитам. Наряду с гистерогенным магнетитом, образующим вытянутые по сланцеватости породы агрегаты, отмечается магнетит, заполняющий интерстиции между зернами почти нацело серпентинизированного оливина. В нем содержатся мелкие включения пикотита, пирротина. Геохимически пачка аналогична пачке 4, ее породы по составу соответствуют дунитам (табл. 1, анализы 1012/14, 1012/19).

Пачка 7 (горнблендитовая) мощностью 200 м сложена средне- и крупнозернистыми грубополосчатыми горнблендитами, содержащими в различных слоях плагиоклаз в количестве от 5 до 20%, оливин -

5-10%, пироксены. Отмечаются отдельные прослои меланократового амфиболового габбро, серпентинитов. От остальной части разреза массива пачка отличается высокими содержаниями титана, ванадия, низкими - кобальта, хрома, никеля (рис. 2, табл. 1, 2, проба 1012/7).

Пачка 8 (габбровая) мощностью 760 м сложена средне-, крупнозернистыми роговообманковыми габбро с прослоями габбро-норитов, горнблендитов и плагиоклазовых горнблендитов, оливин-пироксеновых амфиболитов. Отмечаются отдельные горизонты габбро, содержащие магнетит до 15%, апатит до 5%, хромит, пирит, халькопирит (менее 1%). В верхней части пачки присутствуют мелкозернистые разновидности роговообманковых габбро с офитовой структурой. По химическому составу породы пачки соответствуют габбро (табл. 1, пробы 1011/61, 1010/37, 1011/76), амфиболовому габбро (1011/40), габбро-нориту (1011/30).

Пачка 9 (диоритовая) мощностью до 400 м представлена массивными и гнейсовидными среднезернистыми, реже порфирированными биотит-роговообманковыми диоритами, содержащими в отдельных слоях сфен в количестве 2-5%. В нижней части пачки отмечаются прослои лейкократовых роговообманковых габбро-норитов. Породы пачки по составу соответствуют диоритам (табл. 1, проба 1010/13) и кварцевым диоритам (1010/24). Диоритовая пачка распространена по южной окраине массива и, по-видимому, частично ассимилирована вмещающими гранитами.

Таким образом, общая видимая мощность расчлененного массива кл. Веселого, исключая слагающие отдельный блок пачки 1 и 2, составляет более 2000 м.

Выделенные нами пачки (зоны) 3-6 объединяются в ультраосновную серию видимой мощностью 760 м, пачки 7 и 8 - в основную (полосчатую) серию мощностью 960 м, а пачка 9 представляет собой верхнюю диоритовую серию видимой мощностью 400 м (рис. 2). Пачки 1-2, по-видимому, являются частью разреза основной серии. Базальная (или краевая) серия в массиве кл. Веселого не выявлена, она, вероятно, уничтожена гранитами или же не обнажается на современном эрозионном срезе.

Большая часть пород массива отвечает нормальному ряду натриевой серии и характеризуется низкой глиноземистостью. Такая же закономерность в изменении петрохимических характеристик снизу вверх по разрезу установлена для Лукиндинского массива.

Средневзвешенная плотность пород массива кл. Веселого составляет 2.92 г/см³, магнитная восприимчивость - 8.49×10 ед. СГС, эти же характеристики для вмещающих гранитоидов составляют 2.52 г/см³ и 2.51 ед. СГС. Такие различия в физических свойствах открывают возможность для интерпретации глубинного строения массива.

По данным сцинтилляционного спектрального анализа 360 геохимических проб, отобранных по профилю А-Б, В-Г с шагом 5-10 м, присутствие платины выявлено в 57 пробах, палладия - в 21, родия - в 38. На рис. 2 содержания этих металлов показаны в импульсах, количество которых отражено высотой гистограмм, соответствующих одному, двум или трем импульсам. Поскольку единичный импульс одного из платиноидов может быть "шумом" и не отражать аномальное содержание металла, мы, согласно предложениям С.И. Прокопчука, считаем, что аномальными являются только те участки, где одновременно фиксируется два или три платиноида. Этому условию в изученном разрезе отвечает верхний горизонт хромитсодержащих оливинитов (рис. 2), где при детализации и были выявлены оливин-хромитовые руды с содержаниями суммы трех платиноидов до 5.73 г/т (по данным атомно-абсорбционного анализа - до 2.04 г/т). Отношение Pt:Pd в оливин-хромитовых рудах составляет 0.3-0.6, в оливинитах с хромитом - 3-10, в пироксенитах - 0.4-6.0, в габбро и габбро-норитах - 8-15.

Анализ геолого-геофизических материалов дает основание предположить о существовании в верхнеархейское время в пределах Могочинского и Урканского блоков крупного расслоенного массива базитов (250×80 км), от которого сохранились лишь отдельные блоки (Устьбурпалинский, Верхнетын-

*Амургеолком
Амурский Комплексный
научно-исследовательский институт
г. Благовещенск*

динский, Лукиндинский массивы, массив кл. Веселого). Восточнее последнего в долинах ручьев прослеживается цепочка небольших массивов вплоть до верховьев Большого Уркана. Все они совместно с массивом кл. Веселого в геофизических полях объединяются в единое тело длиной 30 км и шириной до 5 км и по существу являются эрозионными окнами выходов пород единого тела.

В нижней части ультраосновной серии массива кл. Веселого так же, как и в массиве Стиллутер, выделены оливин-хромитовые горизонты с повышенными содержаниями платиноидов. Их практическая ценность не ясна, необходима проходка канав и скважин для оценки количества, мощности хромитовых горизонтов и их платиноносности. Учитывая, что в массиве Стиллутер промышленный платиноносный горизонт J-M располагается в нижней части полосчатой серии, представляется, что и в массиве кл. Веселого в нижней части основной (полосчатой) серии (нижняя часть пачки 8 до горизонта магнетитового габбро), возможно выявление аналогичного платиноносного горизонта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965.

*Поступила в редакцию
19 августа 1994 г.*

R.N. Akhmetov, I.V. Buchko

GEOLOGICAL STRUCTURE AND PRESENCE OF PLATINUM IN THE VESELY BASIT MASSIF

As to the petrochemical characteristics, the Vesely basit massif is similar to the Lukindinsky massif. Olivin-chromite horizons containing platinoids have been first determined. The Vesely massif represents an exposed part of a larger massif which is correlated with platinum-bearing Stillwater massif referred to their parameters, geological structure and the presence of the platinum-bearing chromite horizons.

Г.Ф. Макаренко

**ПОКРОВНЫЕ БАЗАЛТЫ И ДАННЫЕ
СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ**

Лавы на дне мирового океана появились в течение тех же пяти коротких импульсов покровного вулканизма, что и на материках. Эти импульсы приходятся на рубежи геологических периодов: Р/Т; Т/Л; Л/К; К/Р; Р/Н. Появление площадных базальтовых покровов совпадает с замыканием складчатости и завершением орогенеза в геосинклиналях. Базальты изливаются в тыльных областях складчатых зон. Они - представители финального (постгеосинклинального по Штилле) магматизма на платформах и в областях завершённой складчатости для геотектонических циклов последних 250 млн. лет.

Океаны перекрывались полосовыми полями базальтов от одного геотектонического цикла к другому. Срединноокеанские хребты - это оси полициклических геосинклинальных поясов. Геосинклинальные складчатые дуговые зоны континентов и океанов - главные активные зоны, современные горные дуги. Они разнотипны и разновозрастны. Эти активные дуги размещаются осесимметрично и занимают одинаковые географические места в разных полушариях.

Покровные базальтовые поля К/Р и Р/Н возрастов имеют отрицательные скоростные аномалии в верхней мантии на глубинах 50 км; Л/К возраста - на глубинах 350 м; Т/Л и Р/Т возрастов - на глубинах 450 км. Различимость аномалий уменьшается с глубиной. Они представляют собой тени прежних астенотинзисточников для базальтов. "Необъяснимая" аномалия 450 км глубины под Сибирской платформой с ее Р/Т траппами находит свое объяснение в данной концепции. Агрегаты стабильных массивов обнаруживают астенотинзы только на глубинах 670 км вне связи с базальтовыми полями. Они размещены осесимметрично в теле Земли. Континенты находятся на своих местах от докембрия до настоящего времени.

ВВЕДЕНИЕ

До работ по глубинной сейсмической томографии [1, 2, 14] все материалы о строении недр охватывали глубины не больше первых десятков км. Впечатление, которое производят современные карты неоднородностей в мантии, сравнимо с тем, что дают фотографии других планет. Обнаружение множества линз замедленного прохождения поперечных сейсмических волн на глубинах в сотни км внутри Земли как будто делают почти излишними представления о собственно коре, литосфере, астеносфере как о значительно протяженных слоях. Недр везде и на разных уровнях насыщены пластами и линзами, столбами и "шарами" разуплотненного (относительно своего окружения) земного вещества. Предполагавшиеся плейттектоникой конвекционные ячейки в виде неких струй перетекания масс в вертикальной плоскости не обнаружены. Их нет ни вдоль краев Пацифика, ни под центром Атлантики.

Наиболее удивительно, что под неглубокими линзами разуплотненного относительно окружения (перегретого) вещества часто лежат массы плотнее своего окружения (холодные) - например именно по окраинам Пацифика. Объяснить подобное заглуплением холодных литосферных плит невозможно. Объемы масс уплотнения гораздо больше, чем можно ждать в таком случае. Следует ставить и решать вопрос о феномене появления относительно перегретого вещества, лежащего непосредственно над областями, холоднее своего окружения.

Именно "подвешенные" линзы аномально нагретого вещества над относительно более холодными дают возможность сравнить их с теми слоями перегретых пород, которые обнаруживаются палеотемпературами метаморфизма углей в крупных осадочных бассейнах под плащами покровных лав - под трапповыми базальтовыми щитами [4,8]. Слои относительного перегрева устанавливаются под лавами по более высоким преобразованиям органики, чем в подстилающих осадочных толщах платформенных плит. В свое время это объяснялось большим числом интрузивов, эффектом усредненного контактового метаморфизма. Однако закономерный тип площадных изменений углей, корреляция с мощностями перекрывающих толщ каждый раз вполне очевидны, чтобы отнести метаморфизм углей к региональному типу.

Наличие приповерхностных тепловых линз внутри осадочной толщи мы объясняли появлением в кровле платформенных бассейнов горячей "крыши"-теплоупора из базальтовых лав эпохи ареальных извержений. Теплоупор разворачивает по горизонтали (по градиенту) глубинный тепловой поток. Проявляется эффект мощного дополнительного прогрева собственно подлавовых осадочных слоев. Главный результат - появление зон палеотемпературного минимума на глубинах первых километров в толщах платформенной трапповой впадины. Послетрапповое медленное остывание всего блока ведет к исчезновению тепловой аномалии (собственно внутрикоровой), а эффект палеотеплового воздействия остается запечатленным лишь в легко реагирующих углях.

На каких глубинах в мантии должна была залежать сама область выплавления базальтов при трапповых площадных излияниях? Как изменялась и как смещалась в дальнейшем палеоастеносфера, точнее - мантийная палеоастенолинза, существовавшая при извержении базальтов любого возраста? Именно она в течение всей эпохи извержений и интрузивного проникновения магмы к земной поверхности должна быть, по определению, относительно перегретой для своих глубин. Также палеоастенолинза должна быть пересыщена межзерновой жидкостной фазой. Группируясь в струи и потоки, расплавы проникали вверх в более хрупкие слои, создавая системы подводящих каналов-даек для мощных эффузий.

С начала процесса остывания магмы глубинная астенолинза при уменьшении теплового потенциала переставала быть источником базальтов, но относительно перегретая область не могла исчезнуть сразу. Она должна сползать вниз по вертикали. Действительно, для постоянного кондуктивного глубинного теплопотока внутри мантии, как под плащом наземных лав в осадочной толще, существует разворачивающий этот поток теплоупор. Теплоупор разворачивает теплопоток и создает возможность дополнительного прогрева подстигающих масс земного вещества. Родоначальная для базальтов астенолинза (точнее, ее пространственное подобие) должна оказываться глубже и только глубже со временем, оставаясь под собственным поверхностным базальтовым плащом. Каждый более древний мегапокров базальтов должен иметь подобную тень своей астенолинзы-источника на все более глубинном уровне.

Время остывания верхнего, надастеносферного блока в области покровных базальтовых извержений уже установлено [5]. Оно определяется моментом, когда базальтовые плащи, всегда возникающие в условиях погружений (в отличие от цепей вулканов центрального типа), начинают рассекаться новыми разломами и разрушаться на фоне общих поднятий территории. В регионах покровно-базальтового вулканизма такие разломы отвечают эпохам внедрения поздних щелочно-базитовых и иных вулканоплутонов, завершающих трапповый магматический цикл. Происходит это обычно через 30-40 млн. лет после возникновения главного толеит-базальтового мегапокрова (табл.).

Итак, кондуктивная теплоотдача от астенолинзы-базальтового источника, продолжающая лавовую конвективную теплоотдачу, приводит к остыванию земных масс над ней примерно за указанный срок. Заметим, что примерно такой интервал назад, около 30 млн. лет, на рубеже палеогена и неогена возникли самые молодые на Земле базальтовые мегапокровы арельных извержений. Часть их в каких-то фрагментах уже подверглась воздыманиям и нарушениям (плато Колумбия Кордильер). Другие части мегапокровов этого возраста залегают на ложе океанов под водами и осадками. Дно океанов тоже охвачено в ряде мест новейшими деформациями.

Млн. лет (вне масштаба)	Периоды	1	2	3	4	5	6
				?		па	лр
30	N+Q	С	С	ПА	ПА	ЛР	НВ
65	Р	ПА	ПА	ЛР	ЛР	НВ	КМ
135	К	ЛР	ЛР	НВ	НВ	КМ	ПГР
190	Ј	НВ	НВ	КМ	КМ	ПГР	ГР
230	Т	КМ	КМ	ПГР	ПГР	ГР	ГР
280	Р	ПГР	ПГР	ГР	ГР		
	С		ГР				

Примечание. Покровные базальты среди иных пород геосинклинально-складчатых зон в геотектонических циклах: ГР - герцинском, ПГР - позднегерцинском, КМ - киммерийском, НВ - невадийском, ЛР - ларамийском (раннеальпийском), ПА - позднеальпийском, С - современном, незавершенном; мелкий шрифт - современные породы поздних геотектонических циклов. Столбцы обозначают главные эпохи накопления пород в шкале времени (1 - 6): 1 - покровные базальты в основании геосинклиналей, 2 - осадочные и вулканогенные геосинклинальные породы, 3 - гранитоиды, 4 - орогенные молассы, 5 - финальные покровные базальты, 6 - тафрогенные базиты.

Разуплотненная астенолинза под плащом палеоген-неогеновых базальтов способна указать реперные глубины для источника покровных лав. Такие же глубины для палеоастенолинз были вполне вероятны и под более древними базальтовыми плащами в эпохи их становления.

Надо также найти особенности и для областей, где можно ждать очередную планетарную фазу арельных базальтовых извержений. По степени разогрева недр можно будет судить об условиях перед базальтовыми эффузиями. Такие области устанавливаются на основе тектонической позиции покровных базальтов [10].

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПЕКРОВНЫХ БАЗАЛЬТОВ

Покровные базальты или траппы материков - это не собственно платформенная формация, как считалось ранее. Это геологическая формация тыла геосинклиналей, широко распространенная и лучше сохраненная на платформе. Такое толкование, выведенное нами эмпирически [5, 7], означает признание частного геосинклинально-складчатого комплекса асимметричным по определению, что и было реально установлено тектоникой на основе анализа всех складчатых систем мезозоя-кайнозоя [9]. Представления фронт-тыл, форланд-рюкланд складчатости давно известны в классической геологии. С появлением плейттектоники они обрели значение связи с

движением литосферной плиты при создании зоны смятия. Поначальному же смыслу эти понятия отражают лишь позицию территорий относительно вергентности складчатости - перед фронтом преобладающих надвигов либо в их тылу.

Базальтовые разливы, создающие траппы материков, являются завершающими событиями в развитии геосинклинально-складчатых систем. Они отвечают финальному магматизму Штилле [13]. Интервал времени образования мощных трапповых толщ (2-5 км и более) - первые млн. лет. Его все более сужают новейшие исследования [15]. Базальтовые лавы и подстилающие их туфы всегда залегают с тыльной стороны складчатого сооружения, надвинутого по фронту на собственный краевой прогиб. Финальные тыльные магматические серии перекрывают синорогенные осадочные формации (соленосные, угленосные), возникшие одновременно с фронтальными молассовыми краевыми прогибами. Малые по объему послереальные базиты - более дифференцированные. Они отражают позднефинальный акт в последовательности событий геосинклинального цикла и формируются, как правило, вдоль крупных разломов базальтового щита. Разломы нарушают также сам консолидированный и размывый в орогенезе складчатый комплекс, который тоже частично, либо целиком может с тыла перекрываться базальтами. Возникает горстово-грабеновый тафроген.

В случае полного перекрытия лавами складчатого сооружения, если полициклический геосинклинальный пояс замкнулся центростремительно с двух сторон, должен возникнуть тафроген на сплошном вулканическом плаще, возникшем в условиях погружения. Вулканический плащ при этом должен состоять из последовательно извергавшихся базальтов. Поля лав должны отвечать финальным магматам разных геотектонических циклов и формировать протяженные полосы с двух сторон от оси замкнувшегося геосинклинального пояса. Именно актом тафрогенеза можно считать воздымание горстово-грабенового хребта срединноокеанского типа. С предложенных позиций, тафроген на покровных базальтах, перекрывших геосинклинально-складчатое основание - это структура, типичная как для материков, так и для океанов.

Постгерцинский финальный импульс ареального базальтового магматизма приходится на рубеж перми/триаса; тафрогенез проявлен на рубеже триаса/юр. Постпозднегерцинский импульс ареальных извержений проявлен на рубеже триаса/юр, а тафрогенез - на рубеже юры/мела и т. д. (табл.). В случае продолжения геосинклинального процесса в полициклическом поясе, на финальных базальтах обособляется новый глубоководный трог, в котором они выступают инициальными базитами. Так с установлением тектонической позиции покровных базальтов удается "замкнуть" геосинклинальный цикл.

Как ясно из таблицы, импульсы площадных базальтовых излияний и моменты тафрогенеза в своей

наиболее мощной фазе совпадают с рубежами геологических периодов, то есть отделены один от другого интервалом примерно в 30 - 40 млн. лет. Особняком стоит посткиммерийская эпоха ареальных базальтовых извержений рубежа юры/мела, она отделена от предыдущей и последующей вдвое большими интервалами времени в 60-70 млн. лет. Когда мы далее будем искать сходство и различия в размещении поверхностных базальтовых полей с областями глубинных неоднородностей в мантии, объединим два ранних мезозойских и два поздних кайнозойских импульса магматизма. Момент остывания астенлинзы для первого импульса в каждой из этих пар совпадал с фазой наибольшего прогрева для каждого второго импульса, а потому при близком соседстве базальтовых полей последовательных возрастов эффекты разуплотнения недр могли складываться.

Авторская концепция о тектонической позиции покровных базальтов позволила обнаружить осесимметричную общую сеть горно-складчатых хребтов материков и океанов. Ведь по отношению к разновозрастным базальтовым полям Земли наземные и подводные (островные) складчатые хребты, а также наземные и подводные тафрогенные хребты - это одно и то же. Любой отрезок системы планетарных горных дуг (протяженные горные цепи всегда дуги на земном шаре) имеет свое географическое подобие в противоположном полушарии Земли с тем же простиранием и местом в градусной сетке [7].

Теперь построения мобилизма должны быть полностью оставлены как сделавшие свое дело. Именно они помогли открыть новую информацию о строении осадков и о возрасте базальтов дна мирового океана. Осесимметричная канва горных дуг не позволяет смещать по горизонтали (мысленно) заметные фрагменты земной поверхности. Нет смысла и отрицать ее из-за очевидности. Особенно выразительно осевая симметрия глобальной системы гор подчеркивается простираниями полярных хребтов - Ломоносова и Трансантарктического на северном и южном фрагментах общего большого круга планеты вдоль меридиана 35° в. д. - 145° з. д.

Невозможно также не заметить, а теперь уже - не признать после множества наших публикаций, что единство сети крупнейших дислокационных зон Земли создается благодаря одинаковому участию в ней разных по возрасту и по современному облику материковых, островных и собственно подводных протяженных структур. Среди последних сходную роль играют как срединные, так и побочные океанские хребты, переходящие вдоль простирания на континенты геосинклинально-складчатыми зонами. В осесимметричной сети участвуют также и крупнейшие, сложно устроенные разломы океанского дна. Таковы разломы-гиганты Пацифика, широтные зоны деформаций Атлантики, субмеридиональные и диагональные системы разломов Индика. Многие сложные системы разломов в океанах, чье глубинное устройство сейчас неясно, имеют своими географи-

ческими двойниками в другом полушарии горно-складчатые системы геосинклинального типа и полициклического становления. Все свидетельствует о значительной древности осесимметричной канвы активных зон Земли, ибо в наземных складчатых зонах существуют древнейшие породные комплексы.

Данные сейсмической томографии, как станет ясно из дальнейшего, тоже подтверждают наличие осевой симметрии размещения земных мегаструктур, по крайней мере, до уровня основания верхней мантии.

СОВРЕМЕННЫЕ ОБЛАСТИ АНОМАЛЬНОГО ПРОГРЕВА НЕДР

Недра под плащами самых молодых на планете палеоген/неогеновых ареальных базальтов фиксируют положение отрывающейся от остывших наземных лав родоначальной астенолинзы. Она начинает стадию своего собственного погружения в земные глубины с размазыванием окраинных градиентов. В океане такой областью надо бы считать срединную полосу северной Атлантики, правда уже осложненную мощным блоково-тафрогенным воздыманием Исландии, что говорит о далеко зашедшем процессе остывания недр. Другие области покровных лав этого возраста расположены близ структур самого позднего заверщенного геотектонического цикла - ларамийского. Здесь продолжается, точнее, возобновляется сейчас очередная эпоха геосинклинальной активности, обособляются эвгеосинклинальные глубоководные прогибы нового цикла. Эта эпоха неогена-квартера отвечает (табл.) фазе начала тафрогенеза окончательно консолидированных к этому моменту ларамийских геосинклинальных зон.

Эвгеосинклинальные трогги на молодом океанском дне - это области задуговых морей Тихого океана, участки внутри Малазийского архипелага. Таковы на востоке этого океана полосовые зоны близ Кордильер, близ Центральноамериканских складчатых цепей. Они заложены на тыльных базальтовых плащах складчатых ларамид - материковых либо островных. Фронтальные краевые прогибы ларамид или повторно-орогенные впадины на областях предшествующей консолидации располагаются по фронту складчато-надвиговых структур. Похожие участки имеются и в западном Средиземноморье.

На Земле есть также регионы, где геосинклинальный процесс, начавшийся в прошлом с обособления эвгеосинклинальных трогов на более древних базальтах мела/палеогена (финала невадийского этапа), в настоящее время перешел уже в фазу орогенеза. Именно в таких областях недра готовятся к акту финальных извержений. Этот момент, судя по цикличности установленных для Земли процессов, должен наступить в ближайшие 3-5 млн. лет. Около 30 млн. лет назад, то есть на рубеже палеогена/неогена, здесь начались, а теперь почти завершились (?) последние эпохи складчато-надвиговых

деформаций и орогенез сопровождается накоплением мощных линз краевых прогибов по фронту складчатых зон. Области очередных ареальных извержений - это тыльные зоны Гималаев, Сулейман-Киртара, Макранских цепей, Загроса, Эльбурса.

Итак, по ближневосточному региону альпийского пояса можно судить о глубинном разогреве земных недр под будущими лавовыми плащами. Весь регион целиком должен выглядеть как наиболее перегретый на глубинах. Действительно, здесь имеются недеформированные мегапокровы мел/палеоценовых лав, также их участки, обособленные затем в очередные эвгеосинклинальные трогги, а позже вошедшие в зоны орогенеза. Здесь, наконец, размещены и тыльные области самих современных орогенезов. Именно под каждой из них зреет новая астенолинза - "колыбель" еще не излившихся ареальных базальтов.

АНАЛИЗ РАЗМЕЩЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОЛЕЙ И АСТЕНОЛИНЗ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Совмещение в плане все более древних базальтовых полей со все более глубинными астенолинзами дало бы возможность решить многие неясные вопросы. Например, считать, что трапповые провинции мезозоя-кайнозоя в самом деле находятся на местах своего становления, а не смещаются по латерали вместе с несущими их тонкими "плитами", забыв о своих корнях. Жесткое сочленение геофизических слоев твердой земной оболочки, конечно, оставляет возможность любых приповерхностных смещений земных толщ-надвигов и скольжений с предельным динамическим переплавлением пород [3], но в узких зонах реально установленной складчатости.

АСТЕНОЛИНЗЫ ПОД БАЗАЛЬТАМИ КАЙНОЗОЯ

Рис.1 показывает место современных астенолинз на глубинах 50 км (недостаток скоростей прохождения поперечных сейсмических волн относительно окружения до 2.5%), Выявляются два разуплотненных - горячих кольца внутри верхней мантии. Они одинаково размещены в двух полушариях: Циркуматлантическое и Циркумпацифическое. Оба имеют одинаковые колечковые изгибы своих западных ветвей. Первое из колец своей восточной половиной доходит на севере до широты Гималаев. Восточная половина второго кольца тянется далее в полярные широты. Именно такие по форме и размещению два грандиозных вулканических кольца покровных лав рубежа мела/палеогена (около 65 млн. лет), связанные с замыканием геосинклиналей невадийского геотектонического этапа, были выявлены автором ранее на основе возраста и тектонического положения базальтов [6]. Характерно выразительное расширение кольца астенолинзы на восток близ Южной

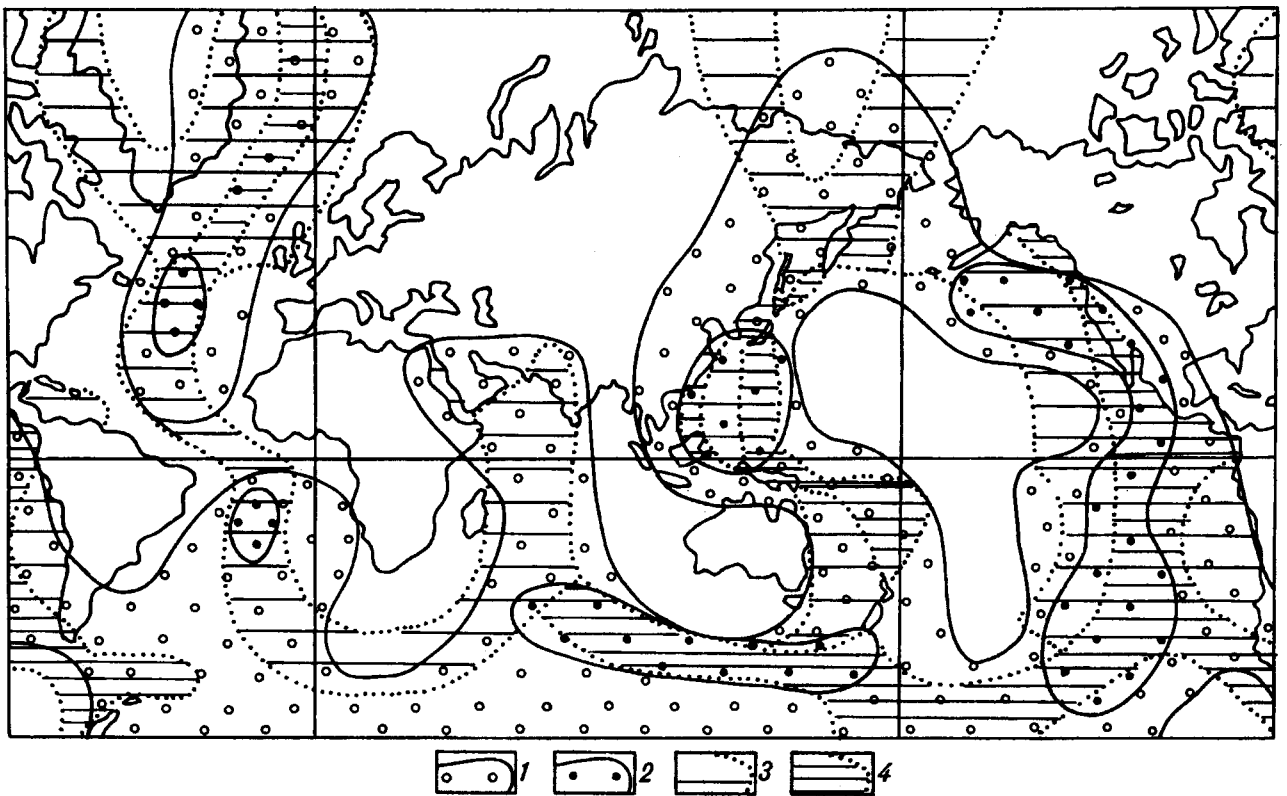


Рис. 1. Астенолинзы А50 - области замедления скоростей поперечных сейсмических волн (относительно окружения) в верхней мантии на глубине 50 км по [2] и базальтовые поля Земли рубежей мела/палеогена, палеогена/неогена. 1-2 - области астенолинз А50, замедление скоростей сейсмических волн: 1 - 0-1%, 2 - 2.5-5%; 3-4 - поля покровных базальтов материков и океанов Земли с возрастом: 3 - рубежа мела/палеогена, около 65 млн. лет; 4 - рубежа палеогена/неогена, около 30 млн. лет.

Америки, здесь и наземное вулканическое кольцо Циркумпацифик раздваивается на два фрагмента. Реальные ларамийские цепи Антарктанд обращены внутрь Пацифика своей тыльной стороной, и близ них действительно вскрыты бурением самые молодые палеоген/неогеновые лавы.

Заметным отличием картины астенолинз А50 от рисунка поверхностных базальтовых полей рубежа мела/палеогена служит перехват двух глобальных кольцевых вулканических зон соединяющей полосой южнее Австралии. Разуплотненные области А50 окружают почти целиком материк Антарктиды. По анализу же данных глубоководного бурения в области Южноиндийского хребта распространены самые молодые на Земле базальтовые поля палеогена/неогена (признак замкнувшихся ларамид). Размещение здесь мел/палеогеновых лав как будто не обнаруживалось. Последнее обстоятельство еще требует подтверждения, наличие же полосы самых молодых базальтов является правильным, если учесть степень максимального замедления сейсмических волн внутри А50.

Проследим в рисунке А50 сходные участки наибольшего разуплотнения вещества мантии (замедление скоростей волн более 2.5%). Обнаружим их внутри глобальных колец астенолинзы А50 и именно в тех областях, где рядом с поверхностными по-

лями лав мела/палеогена известны также обширные провинции самых молодых палеоген/неогеновых базальтов. На западе Пацифика - это район Филиппинского моря, на востоке океана - это полоса вдоль Восточнотихоокеанского поднятия. Так области самых поздних на Земле покровных базальтов обнаруживают прямую корреляцию с самыми разуплотненными участками А50. К такой области разуплотнения относятся и недра Южноиндийского хребта.

Карта А50 показывает также весьма важное отсутствие максимальных разуплотнений верхней мантии под Срединноатлантическим хребтом, за исключением узлов современного вулканизма, а также под Западноиндийским подводным хребтом. Этим подтверждаются наши прежние построения [5, 7], основанные лишь на геологической интерпретации материалов океанского бурения. А именно, что самый молодой для Земли палеомагнитный "возраст" океанской коры этих подводных горных сооружений не соответствует геологическому возрасту покрывающих их базальтов. Плащи лав относятся здесь к эпохе извержений 65 млн. лет, мел-палеогеновой, и лишь осложнены тафрогенезом палеогена/неогена. Палеомагнитные аномалии и их замечательная симметрия в океане должны объясняться иначе, не раздвижением дна с постоянным залечиванием срединной зияющей трещины молодыми магматитами.

Если обратиться к астенолинзам А50 в разрезе (рис. 2), станет ясно, что уже на глубинах 60-100 км зоны максимального разуплотнения (более 2.5%) исчезают. Значит ли это, что вся энергия современных активных систем, включающих глубокий прогиб на молодом базальтовом плаще, дугу и желоб

определяется всего лишь разогревом столь неглубоких областей?

Скорее всего, активность поддерживается здесь также и мощными горизонтальными теплоточками на тех же или на иных глубинах. Вопрос этот совсем новый.

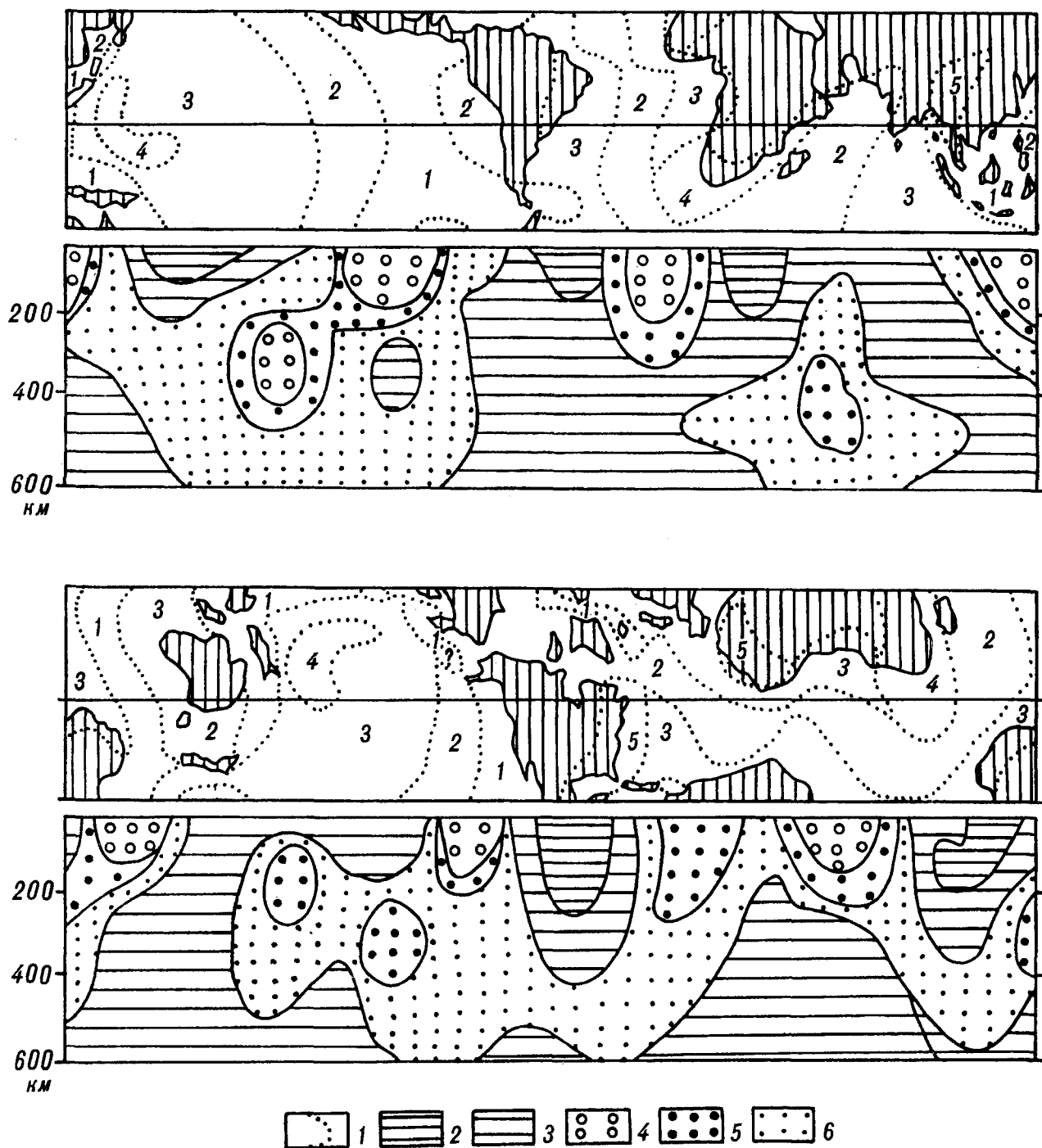


Рис. 2. Поля разновозрастных покровных базальтов Земли (план) и астенолинзы в верхней мантии (разрез) по [18] с изменением масштаба, упрощениями и дополнениями.

1 (план) - границы базальтовых полей, образованных на рубежах геологических периодов: 1 - палеогена/неогена, 2 - мела/палеогена, 3 - юры/мела, 4 - триаса/юры, 5 - перми/триаса; 2-6 (разрез) - отклонения скоростей прохождения поперечных сейсмических волн от типовой модели [2]: 2-4 - положительные (переуплотнение среды): 2 - 0-2%, 3 - более 2%; 4-6 - отрицательные (разуплотнение среды): 4 - 0-1%, 5 - 1-2%, 6 - более 2%.

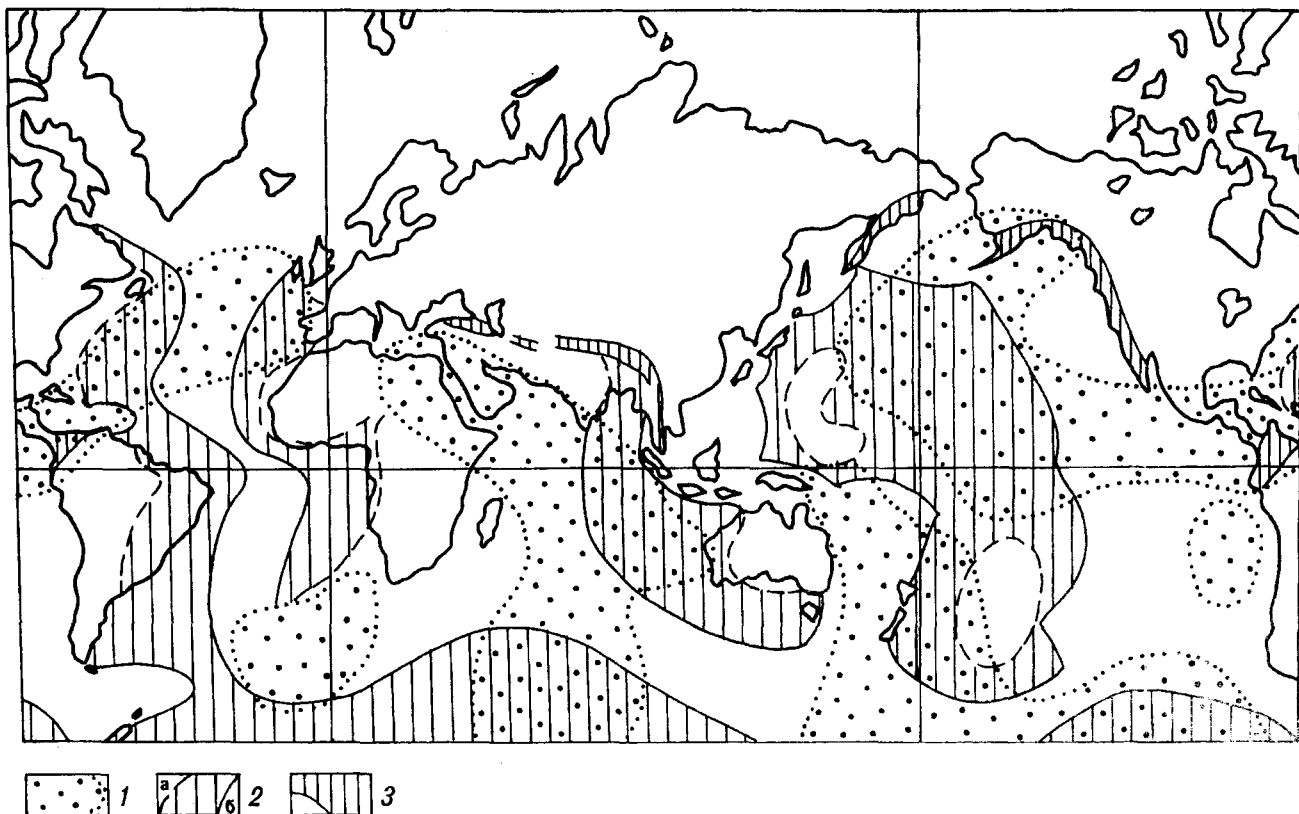


Рис. 3. Астенолинзы А350 - области замедления скоростей поперечных сейсмических волн (относительно окружения) в верхней мантии на глубине 350 км по [14] и базальтовые поля Земли рубежа юры/мела.

1 - области астенолинз А350, замедление скоростей сейсмических волн более 1.5%; 2 - поля покровных базальтов рубежа юры/мела около 135 млн. лет и их границы: а - выходами более древних пород, б - с выходами более молодых пород, под которыми могут существовать синхронные базальты, вовлеченные в складчатые деформации; 3 - базиты юры/мела в геосинклинально-складчатых комплексах.

Маломощная горячая область над "холодной" (относительно окружения) глубинной массой не отвечает никаким нынешним моделям мобилизма. С позиций простой механики литосферных плит вопрос решить невозможно. Вполне вероятно, в то же время, горизонтальные перемещения не плит, но флюидов и расплавных отщеплений. Такие теплофлюидопотоки способны определить и однотипную ориентировку кристаллов в веществе мантии, сохранившем свою сплошность [1].

Любые признаки структур, определяемых как обдукция, вполне реальны лишь в верхних литосферных слоях. Здесь они отражают горизонтальное выжимание - выплескивание с дроблением и разлинзованием накопленных образований. Последние выталкиваются на стабильные рамы из геосинклинальных трогов при смещении их осей в процессе инверсии [5].

Итак, картина А50, построенная по данным сейсмической томографии, и карта размещения кайнозойских базальтов внутри осесимметричных глобальных вулканических колец убедительно соответствуют друг другу.

АСТЕНОЛИНЗЫ ПОД БАЗАЛЬТАМИ РУБЕЖА ЮРЫ/МЕЛА

На рис. 3 показаны поля размещения базальтов более древней вспышки покровного вулканизма рубежа юры/мела (около 135 млн. лет). Отдельные базальтовые плащи, совместно перекрывшие поверхность земного шара почти наполовину, представляли собой в тектоническом смысле формации тыльных финальных магматитов близ киммерийских геосинклинально-складчатых сооружений. Это очевидно в тех областях, где лавы размещаются на материках в виде траппов. Другие поля, иногда непосредственно продолжающие материковые, развиты на дне океанов, и здесь полосовые зоны киммерид можно только предполагать по ряду признаков [7]. Это восток Индика, центр Пацифика и периферические области Атлантики.

Некоторые области с базитовыми плащами рубежа юры/мела были позже обособлены в геосинклинальные трогов. Затем их метаморфизованные зеленокаменные серии вошли в состав ларамийских и более молодых складчато-орогенных сооружений. За счет таких зон молодой складчатости прежние поля распространения покровных лав естественно

должны быть расширены: от северо-восточной окраины Пацифика - в область материковых ларамийских Кордильер; на северо-западе океана - в области Чукотки, Камчатки, на Японские острова; на юго-западе океана - в пределы малых островных цепей и Новой Зеландии. Такие же рассуждения применимы к областям севернее Индика. Базальты развиты здесь не только на территории Бирмы и восточного края Индостана, но также и в пределах Гималаев. Далее они прослеживаются в область Афганистана и отдельными пятнами - вдоль пояса Средиземноморья. Все эти материковые зоны с метаморфизованными базитами юры/мела сейчас отделены от синхронных базальтовых полей более молодыми складчатыми цепями. Последние же в свою очередь в ряде мест окаймляются с тыла выходами более молодых мел-палеогеновых базальтов, о которых шла речь выше. И они тоже, как говорилось, частью вовлечены в позднеальпийскую складчатость.

Таким образом, юрско-меловые базальтовые поля Земли являются в настоящее время усеченными или рассеченными. В эпоху же собственно постбазальтовых деформаций эти окраинные участки гигантского базальтового плаща были областями мощного конвективного выноса к поверхности тепла и флюидов. Именно эти агенты определили переработку самих магматитов и вулканогенно-

осадочных серий, заполнивших залеженные на базальтах эвгеосинклинальные прогибы. Они обеспечили обращение тех и других в складчато-метаморфические комплексы и в системы вулканоплутонических поясов. Потому если мы хотим искать на глубинах тени прежних астенолинз, родоначальных для покровных базальтов, обратимся не к этим окраинным участкам, значительно утерывшим свой тепловой потенциал. Обратимся к базальтовым мегапокровам, сохранившим свою относительную сплошность.

После остывания эффузивов остаточным теплупором для кондуктивного теплового потока служили теперь сами неостывшие участки разуплотненной мантии. Препятствуя общему постоянному выносу земного тепла, а следовательно задерживая и разворачивая теплоток, астенолинзы наряду со своим погружением постепенно расплывались, то есть уменьшали резкость границ.

Базальты крайних западных областей Пацифика формировались при замыкании киммерид, известных внутри островных складчатых сооружений. Прежнее наличие в центре океана киммерийских складчатых структур, определивших место финальных базальтовых полей, можно лишь предполагать вдоль простираний широтных разломов-гигантов. Особенность огромного поля базальтов центральной части океана - это древнейший участок на запа-

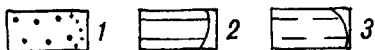
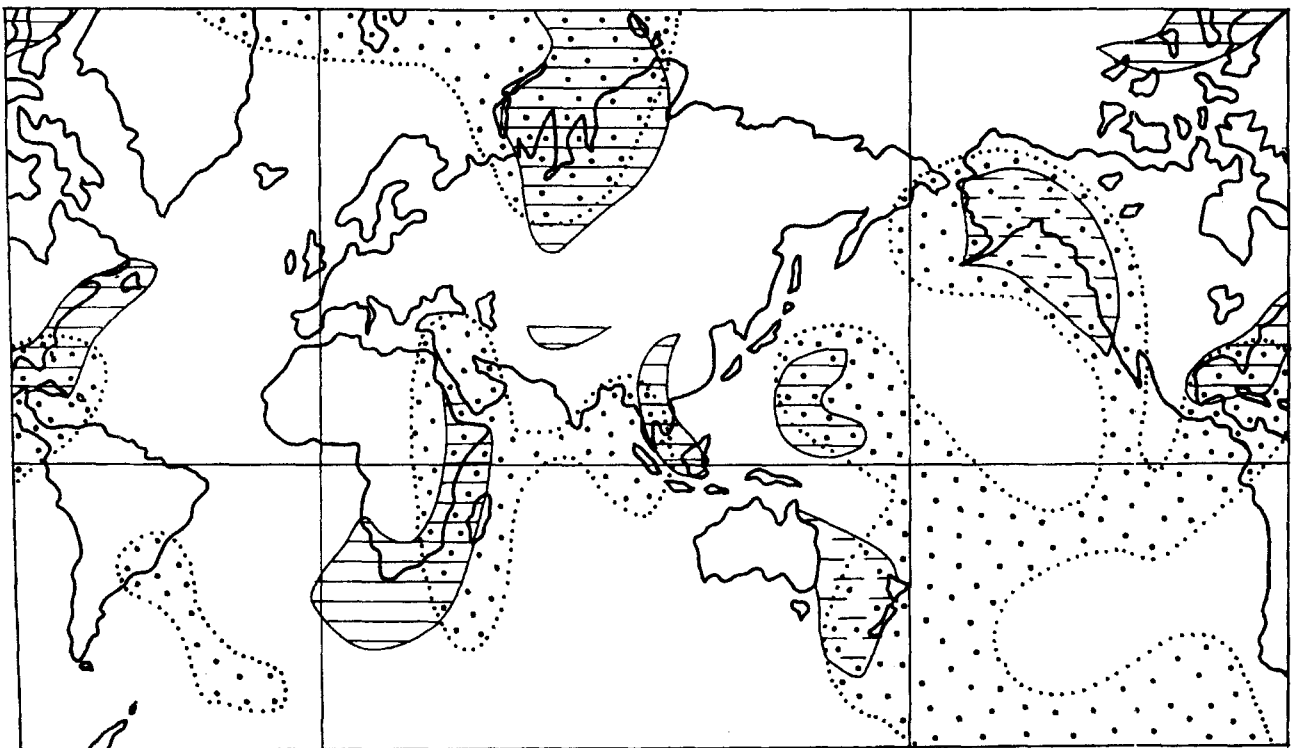


Рис. 4. Астенолинзы А450 - области замедления скоростей поперечных сейсмических волн (относительно окружения) в верхней мантии на глубине 450 км по [2] и базальтовые поля Земли рубежей перми/триаса, триаса/юры.

1 - области астенолинз А450, замедление скоростей сейсмических волн 0.6-2%; 2-3 - поля базальтов рубежей перми/триаса около 230 млн. лет, триаса/юры около 185 млн. лет покровных (2) и деформированных (3).

де, обнаруженный по данным глубоководного бурения [17, 19]. Здесь юрско-меловые лавы выклиниваются. Центр южной половины Пацифика тоже, возможно, имеет древнейший участок, о чем говорят материалы скважин (скв. 595, вскрывшая красноцветы предполагаемого юрского возраста, [16]).

Индик перекрыт базальтами юры/мела по всей восточной половине. Место киммерид в соответствии с полями лав - на продолжении к юго-востоку Бирманских складчатых областей и вдоль хребта 90 градуса.

Особенность размещения юрско-меловых базальтов Атлантики - тяготение к периферии океана. Само появление лав свидетельствует о наличии киммерид в более срединных океанских областях. Характерно полное отсутствие покровных базальтов этого возраста на океанском дне севернее Британских островов. В прошлом базальты были развиты и здесь вдоль нешироких зон в соответствии с нашей концепцией, но затем оказались втянуты в геосинклинальный процесс. По краям активного пояса замыкание произошло в невадийском геотектоническом цикле, а в середине с центростремительной консолидацией в ларамийском цикле. Финалом замыкания этих предполагаемых зон складчатости явились излившиеся с двух сторон от современного срединного хребта покровные лавы двух магматических импульсов: мел-палеогенового (по окраинам), а затем палеоген-неогенового.

Наиболее близко всему грандиозному пространству юрско-меловых базальтов на поверхности Земли отвечает картина астенолинз на глубине 350 км, А350 (замедление скоростей поперечных сейсмических волн более 1.5%). Форма в плане А350 очень выразительна внутри центрального Пацифика, где астенолинза выклинивается к западному древнейшему участку. Астенолинза исчезает и в центре южной части океана. В то же время, она открыта (с меньшими градиентами) в Северный Ледовитый океан, что позволяет допустить продолжение синхронных плащей лав в его неразбуренные пока области и существование киммерийских складчатых зон вдоль хребта Менделеева-Альфа. На юге океана зоны разуплотнения глубин тяготеют к дуговой полосе, тянущейся от Новой Зеландии и вдоль восточной Антарктиды с ее известными траппами в тылу киммерийской зоны Антарктанд.

Внутри Индика выявляется иная картина, чем была намечена для А50. А350 смещена относительно последней к востоку.

В Атлантике А350, как и вскрытый бурением базальтовый плащ, не уходит севернее Британских островов. Астенолинза отчетливо проявлена в районе плато Бермуда, а южнее - только вдоль малого участка на юго-востоке океана. Краевые океанские юрско-меловые мегапокровы базальтов, выходящие своими краями на материка, не подстилаются в южной Атлантике астенолинзами А350.

В общем для размещения А350 по сравнению с более высокочалегающей астенолинзой А50 характерен переход от полосовых зон - глобальных колец (они прослеживаются менее четко до глубин порядка 150 км) к крупным пятнам внутри Пацифика и Индика, что типично также и для базальтов рассматриваемого возраста. В то же время, отсутствие А350 под краевыми плащами лав южной Атлантики может отражать последующий интенсивный отток тепла в срединной полосе нынешнего океана, где существовали, по нашим представлениям, не только замкнувшиеся к этому времени киммерийские геосинклинали, но и развивающиеся невадийские. Аномальным разуплотненным пятном на карте А350 выглядит Ближневосточный регион - область современной орогенной активности, наличия прежних полосовых зон юрско-меловых базальтов, а также участков самых молодых на Земле палеоген-неогеновых покровных лав.

АСТЕНОЛИНЗЫ ПОД РАННЕ-МЕЗОЗОЙСКИМИ БАЗАЛЬТАМИ

Рассмотрим поля самых древних мезозойских базальтов, слагающих периферические части общей земной поверхностной покровно-базальтовой оболочки (рис. 4). Это постгерцинские пермско-триасовые и постпозднегерцинские триас-юрские финальные магматиты (табл.). Поля базальтов переходят с материков на ложе океанов, что наиболее очевидно для Атлантики, а также для западного Индика. Траппы западной части Китайской платформы тоже подходят к краю материка и, вероятно, продолжают на морском дне. Характерна позиция траппов Сибири, провинция целиком материковой и лишь малой частью продолжающейся в областях Северного Ледовитого океана. В том же положении находится и менее выразительная провинция траппов бассейна Свердруп Гренландского архипелага. На северо-востоке Пацифика также выделены поля покровных лав раннего мезозоя, сейчас обращенные в зеленокаменные серии пояса Фрезер Кордильер. Их вероятное продолжение в океан (под более молодыми лавами) можно предполагать из-за присутствия орогенных структур типа краевых прогибов перед восточным фасом герцинских Кордильер. Это обстоятельство позволяет с новых позиций допустить наличие массива в пределах Аляскинской подводной равнины типа бордерленда "Каскадия". По иному, а именно находясь в окружении более молодых базальтов, выглядит участок древнейшего дна на западе Пацифика. Реально раннемезозойские мегапокровы здесь не вскрыты, лишь установлено выклинивание более молодых лав.

Плановому рисунку мировых полей раннемезозойских базальтов наиболее отвечает выявленная сейсмической томографией астенолинза на глубинах 450 км, А450 (недостаток скоростей поперечных сейсмических волн 1 %). Область ее хорошо совпадает с участком древнейшего дна Пацифика, а так-

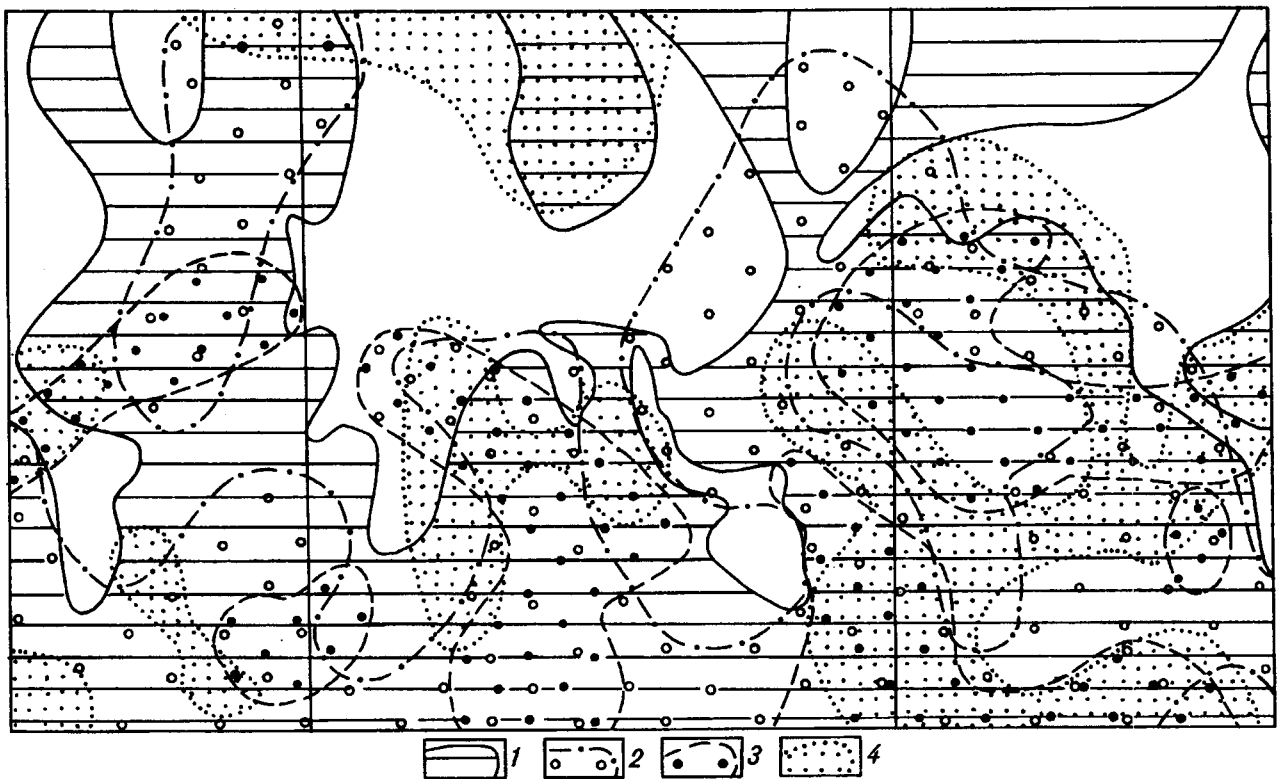


Рис. 5. Поля покровных базальтов (в том числе под водой и осадками), сформированные в мезозое и кайнозое - базальтовая наружная оболочка Земли - в соотношении с областями разноглубинных астенولينз в верхней мантии.

1 - базальтовая наружная оболочка Земли; 2-4 - области астенولينз в верхней мантии (в соответствии с рис. 1, 3, 4) на глубинах; 2 - 50 км, 3 - 350 км, 4 - 450 км (наложение знаков).

же - с широкой полосой на северо-востоке, заходящей в материковый складчатый пояс Кордильер. На юго-западе Пацифика А450 протягивается вдоль деформированных базальтов складчатых хребтов Новой Зеландии. Еще южнее положение А450 никак пока не подкреплено наличием поверхностных лав, в ряде участков здесь разрушены более молодые базальты.

В пределах Индика характерно выразительное смещение А450 относительно более верхних астенولينз к западу, к побережьям Африки с ее трапповыми провинциями тыла поздних герцинид Капских гор и предполагаемого продолжения в Мозамбикский пролив и еще далее к северу. А на восточной окраине океана астенولينза А450 смещена относительно более верхних в северный участок, где известны как герцинские и позднегерцинские складчатые области, так и их финальные тыльные базиты.

В Атлантике А450 отчетливо совпадает с тылом герцинид Аппалачей и побережий Мексиканского залива. Относительно более верхней астенولينзы А350 рассматриваемая А450 смещена ближе к материку. (Особый участок астенولينзы А350 юго-западнее Африки вероятно отвечает плащу лав с триас-юрским возрастом [7], и ему должно бы найтись место именно на карте А450. В западной южной части океана на глубины 450 км оказалась, напро-

тив, слишком "опущена" разуплотненная линза под лавами юрско-мелового возраста, (рис. 3 и 4). Это - явные несоответствия предложенной модели, хотя им можно найти объяснения.

Очень выразительная особенность для размещения А450 - это полное совпадение, буквально наложение контура астенولينзы на область Тунгусских траппов Сибири. Упомянутое специалистами по сейсмической томографии [1] "необъяснимое поведение" Сибирской платформы на далеких глубинах 450 км, отличное от всех иных платформ Земли, вполне логично объясняется сохранением тени прежней трапповой родоначальной астенولينзы. Сравнивая в этом смысле Сибирскую платформу с Африканской, можно бы ожидать и на западе синеклизы Таудени подобный участок А450, где пермско-триасовые траппы развиты в тылу герцинских Мавританид. Отсутствие перегретых глубинных линз на периферии Атлантики можно объяснить развитием в срединной полосе нынешнего океана полициклических геосинклиналей мезозоя, требовавших мощных оттоков тепла, о чем шла речь выше. В регионе же Урала-Сибири герцинская эпоха складчатости явилась завершающей для активного пояса полициклического развития, потому тень родоначальной базальтовой астенولينзы А450 отчетливо сохранилась.

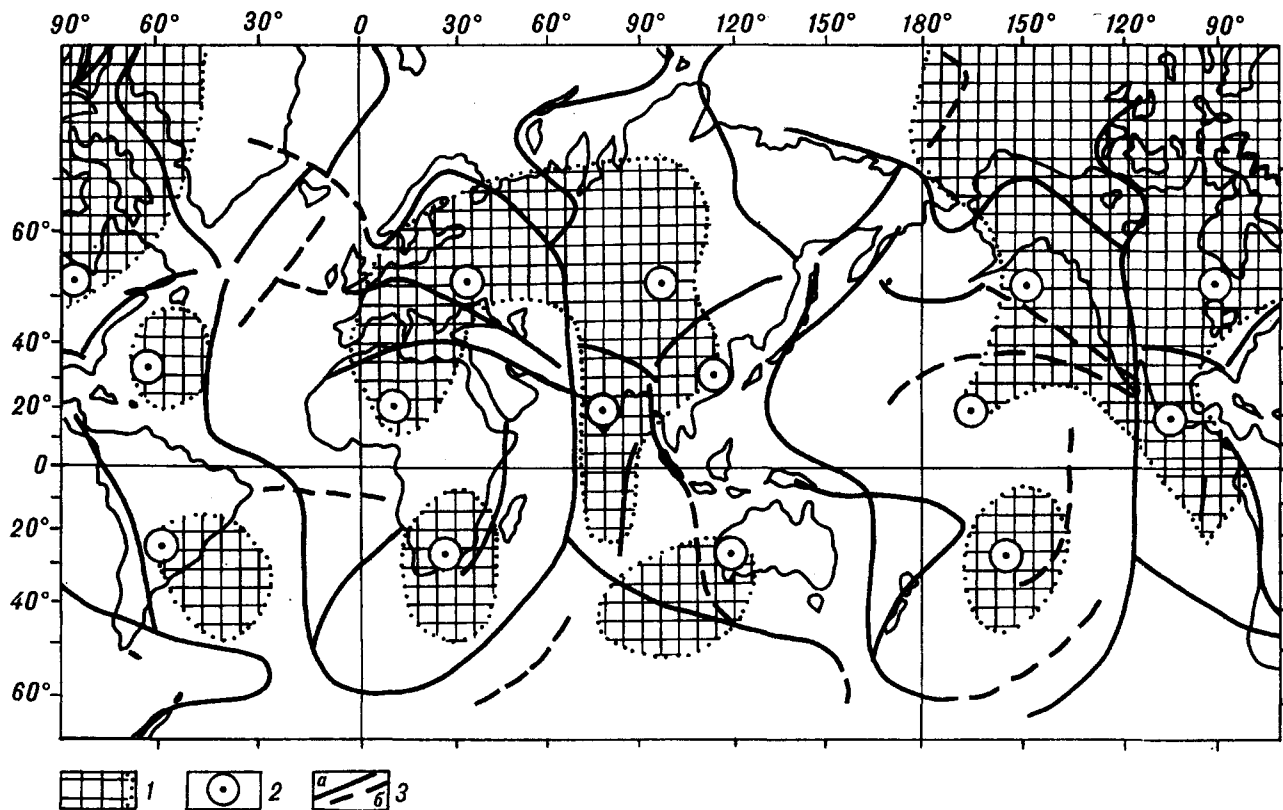


Рис. 6. Астенолинзы А680 - области замедления поперечных сейсмических волн (относительно окружения) в основании верхней мантии на глубине 680 км по [2], отвечающие стабильным мегаблокам Земли и осесимметричная сеть планетарных горных дуг. 1 - области астенолинз А680, замедление скоростей сейсмических волн более 0.3%; 2 - центры-ядра стабильных глыб Земли; 3 - осевые линии главных планетарных горных дуг, реальных (а) и предполагаемых (б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рис. 5 показывает все выделенные выше астенолинзы разных глубин верхней мантии совместно. Также показаны все мезозойско-кайнозойские поля покровных базальтов, которые в совокупности слагают земную наружную базальтовую оболочку. При рассмотрении выясняется несколько выразительных обстоятельств.

1. Главная особенность карты - общее совмещение площади всех разноглубинных астенолинз с поверхностной базальтовой оболочкой Земли. Эта оболочка распространяется на ложе океанов (базальты под водой и осадками), на краевые участки некоторых материков и на обширное поле траппов Сибири (частью под осадками). Ясно, что связь покровнобазальтовых полей с разуплотненными слоями-линзами внутри верхней мантии бесспорна. Если и были сомнения в наличии взаимной пространственной зависимости тех и других, они могут быть теперь оставлены. Эта связь должна быть осмыслена. Возможно, будут иные толкования, чем предложены здесь.

2. Имеются четыре крупные области Земли, где разновозрастные базальтовые плащи не просто примыкают друг к другу в пространстве, но частью

перекрывают друг друга, а астенолинзы разных глубин подстилают одна другую. Это регионы Атлантики 20-40 градусов с. ш., восточная часть Индика, центральная-восточная область Пацифика, а также крайний юг Пацифика близ Антарктиды. Имеются участки на Земле, где подобное наложение происходит трижды - область ВосточноТихоокеанского Поднятия близ экватора, юго-западная часть Пацифика, Ближневосточный регион.

3. Наименее разогретая относительно окружения (наиболее плотная) верхняя мантия на всех уровнях подстилает древнеплатформенные глыбы Земли, находившиеся с момента завершения герцинского геотектонического этапа перед фронтальными надвирами примыкавших складчато-геосинклинальных систем. Это Европейская и Североамериканская платформы. Только частично подстилаются астенолинзами те платформы, которые примыкали лишь одной из своих сторон к фронту смежной складчатой системы. Здесь они тоже обнаруживают "холодные" недра. Это восток Сибирской платформы, запад Южноамериканской платформы, восток Австралийской платформы.

Наиболее разогретая на разных глубинах верхняя мантия подстилает Индостанскую платформу, сохранявшую свою тыльную позицию в мезозое и трижды перекрытую траппами с трех разных сторон.

Частично разуплотненная мантия подстилает края огромной Африканской платформы, тоже заливаемой траппами по окраинам, существовавшим везде в позиции тыла для окружающих зон складчатости. Из-за масштабов этой платформы влияние астенولينз покровнобазальтовой земной обложки не затрагивает глубины под ее срединными областями.

4. Самая плотная, "холодная" верхняя мантия под океанами, то есть в пределах областей наружной базальтовой оболочки, тоже заслуживает внимания. Таковы недра в области приэкваториальных разломов Атлантики и на крайнем юго-западе Индика. Также в двух участках Пацифика: южнее Поднятия Шатского, в полосе древнейшего дна, и в центре южной части океана. Два первых региона представляли собой в мезозое-кайнозое зоны мощного оттока тепла, так как здесь, по нашей концепции, существуют под базальтами складчатые системы полициклического развития. (В Атлантике в полосе приэкваториальных разломов действительно подняты драгами породы континентального облика и молодые метаморфические породы [11,12]). По направлению к центру океанов здесь нарастают мощности базальтовых лав и появляются более молодые базальтовые поля. В двух регионах Пацифика, напротив, нужно допустить наличие молодых стабильных глыб или глыб древнеплатформенного типа, ибо по направлению к ним как раз выклиниваются молодые базальтовые мегапокровы.

5. Наконец, обратимся к рис. 6, где показана осесимметричная сеть планетарных горных дуг, прослеженная по простиранию реальных складчатых зон Земли - материковых и островодужных, а также по простиранию океанских горных хребтов - эпигеосинклинальных тафрогенов на разновозрастных базальтовых плащах (в нашем понимании). Показаны также наиболее разуплотненные области, залегающие в самом основании верхней мантии на глубине 680 км, А680 (недостаток прохождения поперечных сейсмических волн 0.3%).

Легко видеть, что эти области пространственно совпадают с проекциями на данную глубину главных платформенных блоков, разумеется, в сильном огрублении рисунков. Это те самые участки земных недр, которые наиболее успешно сохранили свой тепловой потенциал. Они либо не перевели его механизмом базальтовых выплавов в разогрев вышележащего верхнемантийного вещества (на материках), либо, напротив, сохранили тепло под лавами многоактных покровных извержений (в океанах, рис. 5).

С очевидностью прослеживается, что два огромных стабильных мегаблока, состоящие из нескольких платформенных массивов, одинаково размещены в обоих полушариях планеты. Мегаблок в одном полушарии - это Сибирь с Индией на юге, Европой и Северной Африкой на юго-западе. Мегаблок в другом полушарии - это Североамериканская платформа с Центральноеамериканским массивом на юге и с крупным выступом внутри Пацифика на юго-западе.

Особенность мегаблока Евразии - ограничение в Сибири с севера разуплотненной астенолинзой, (влияние тунгусских траппов). Вторая особенность - выступ астенолинзы А680 на юго-восток, в направлении платформенного Китая. Особенность стабильного мегаблока в другом полушарии - это площадная ограниченность массива, заходящего внутрь Пацифика (влияние многих фаз извержений). К юго-востоку от мегаблока существует не выступ, но обособленное пятно А680 в районе поднятия Бермуда. Одинаковое размещение обширных стабильных масс в градусной сети каждого из двух земных полушарий вполне наглядна.

Карта выявляет также четыре "горячих" пятна А680 - в подошве верхней мантии южнее экватора. Пространственно их легко увязать с платформенными ядрами южного полушария Земли, хотя глубинные проекции последних более смещены, чем у северных платформ. Это Южная Америка, Южная Африка, Австралия и специфический блок в центре Южного Пацифика. Ядра всех платформ и массивов севера размещаются на широтах около 20-30 и 60 градусов. Ядра всех платформ южнее экватора - примерно на широте 30 градусов.

В приповерхностных сферах Земли господствуют морфологические и внутрикоровые отличия стабильных платформ от активных геосинклинально-складчатых зон, а также материков от океанов. В подошве верхней мантии улавливаются отличия океанско - материковых областей, имеющих здесь разуплотненные корни от материково-океанских областей, обнаруживающих здесь более плотные массы. Те и другие области включают как стабильные глыбы, так и пояса блоково-складчатых деформаций. Своим многократным импульсивным появлением покровные базальты определяют место океанов. Специфика их недр следует глубже, чем корни геосинклинально-складчатых поясов любых стадий развития (геосинклиналии, орогены, тафрогены).

Осесимметричная сеть планетарных горных дуг обнаружена автором впервые на основе анализа возраста и тектонической позиции покровных мегаструктур [5, 7]. Теперь осевая симметрия земных мегаструктур по данным сейсмической томографии прослежена нами до подошвы верхней мантии.

Все вышесказанное приводит к парадоксальному выводу. Тепловая активность Земли, создающая астенолинзы-источники для покровных базальтов с их последующим влиянием на латеральные мощные тепломассопотоки в зоны геосинклиналей, проявляется именно в приповерхностных сферах (первые сотни км). Процесс, отвечающий за эту активность, неясен. Возникает ассоциация с взрывными бескорневыми актами. В глубины планеты сползают только тени прежних линз перегрева, медленно расплываясь и взаимно соединяясь своими низкоградиентными окраинными частями.

Работа проведена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андерсон Д.Л., Дзивонски А.М.* Сейсмическая томография. В мире науки, № 12, 1984, с.16-25.
2. *Дзивонски А.М., Вудхауз Дж.Г.* Сейсмическая томография. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана. Удинцев Г.Б. (ред.), МОК (ЮНЕСКО), МИНГЕО СССР, АН СССР, ГУГК СССР, М., 1989-1990, с.149.
3. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991.
4. *Мазор Ю.Р.* Вопросы метаморфизма и качества углей западной части Тунгусского бассейна. Тр. Томск. Ун-та. Т. 232, 1974
5. *Макаренко Г.Ф.* Траппы в структуре материков. М.: Наука, 1983, 203 с.
6. *Макаренко Г.Ф.* Симметрия в размещении структур Земли и глобальные вулканические кольца мел-палеогеновой "катастрофы". Тихоокеанская геология, № 2, 1991, с. 102-109.
7. *Макаренко Г.Ф.* Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. М.: Космоинформ, 1993.
8. *Матвеев А.К.* Угольные месторождения зарубежных стран. Африка. М.: Недра, 1969.
9. Мезозойские и кайнозойские складчатые пояса. Т. 2, М.: Мир, 1977.
10. Структура континентов и океанов. Терминологический справочник. М.: Недра, 1979.
11. *Удинцев Г.Б., Куренцова Н.А., Пронина Н.В. и др.* Находки пород континентального типа и осадков аномального возраста на экваториальном сегменте Срединно-Атлантического хребта. ДАН СССР, 1990, т. 132, № 2, с. 450-454.
12. *Удинцев Г.Б., Золотарев Б.П., Куренцова Н.А. и др.* Новые данные о породах фундамента экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта. ДАН СССР, 1992, т. 332, № 3, с. 572-573.
13. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964.
14. *Dziewonski A.M.* Earth structure. Global. The Encyclopedia of solid Earth. "Geophysics Series". Ed. D.E. James, NY, 1989, p. 331-359
15. *Heimann A., Fleming T.N., Elliot D.Y., Foland K.A.* A short interval of Jurassic continental flood basalt volcanism in Antarctica as demonstrated by ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology. Earth and Planet. Sci. Let. 121, 1994, p. 19-41.
16. Initial reports of Deep Sea Drilling Project. Wash. US Govern. Print. Office, 1970-1980.
17. JOIDES Jorنال Office. Woodhol. Ocean. Inst. 1980-1987.
18. *Nolet G., Wortel V., Jr.* Mantle upper. Structure. The Encyclopedia of solid Earth. "Geophysics Series". Ed. D.E. James, NY, 1989, p. 775-778
19. Ocean Drilling Programm. Science Operations Texas, USA, L. 119-145. 1990-1992.

*Институт общей физики
Российской Академии наук
г. Москва*

*Поступила в редакцию
5 октября 1994 г.*

G.F. Makarenko

BLANKET BASALTS AND SEISMIC TOMOGRAPHY DATA

The lavas on the floor of the World Ocean were emplaced as a result of the same five short episodes of areal basaltic volcanism that were established on the continents also. These episodes are at the marks of geological periods: P/T; T/J; J/Cr; Cr/Pg; Pg/Ng. The emplacement of the areal basalt blankets coincides with the close of folding and completion of an orogenesis in the geosynclines. Basalts are located at the backsides of folded zones. They are final effusions of geotectonic cycles of the last 250 b.y.

Oceans were covered by basalt stripes from one geotectonic cycle to another. The midocean ridges are axes of polycyclical geosynclinal belts. The geosynclinal folded arc zones of the continents and oceans are the major active zones, mountain arcs now. They have different kinds and ages. These active arcs are disposed axisymmetrically occupy equal geographical places in different hemispheres.

The areal basalt fields of Pg/Ng and Cr/Pg ages have negative velocity anomalies in the upper mantle at the 50 km depth; fields J/Cr at the depth 350 km; T/J and P/T - at the 450 km depth. Anomalies are the looms of the late shallow astenolenses-sources for flood basalts. The difference of anomalies tapers off with the depth. The inexplicable anomaly 450 km of Siberian platform with its P/T traps finds explanation in this conception. The aggregates of stable massives show astenolenses on the depth 670 km only without connection with the basalts. They are emplaced axisymmetrically in the body of the Earth. The continents are staying on their places from PCm up to the present time.

В.И. Исаев, Н.А. Волкова, Т.В. Ним

РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГЕОТЕРМИИ В УСЛОВИЯХ СЕДИМЕНТАЦИИ

На основе постановки и базовых уравнений Я.Г. Гольмштока на ЭВМ реализована программа решения прямой задачи геотермии в условиях осадконакопления - расчет распределения температур в осадочной толще на любой заданный момент геологического времени. В решении ряд интегралов сведен к явному виду, численное интегрирование выполняется с заранее заданной точностью. Сформулирована обратная задача геотермии - определение неискаженного осадконакоплением теплового потока из основания по температурным наблюдениям в скважине. Решение обратной задачи на ЭВМ осуществляется методом квадратичного программирования В.И. Старостенко, погрешность вычислений - в пределах 4%. Эффективность программ иллюстрируется модельными примерами и решением задачи палеотемпературной оценки фазового состояния углеводородов осадочных толщ.

Для целенаправленного и обоснованного прогноза нефтегазоносности необходимо знать условия формирования скоплений углеводородов (УВ) в осадочных толщах. Среди этих условий тепловой режим является одним из главных. Изучение палеотемпературного режима осадочных бассейнов осуществляется палеогеохимическим методом (методом палеотемпературных реконструкций, методом палеофилирования) [4, 10, 16 и др.], основанном на учении о стадийности процессов нефтегазообразования [6].

Определяющим моментом в методике построения палеофиля является расчет палеотемператур собственно в осадочной толще. В работе [12] рассмотрены основные модели осадконакопления и алгоритмы решения задачи расчета температур в осадочном слое. Существенным недостатком аналитических решений прямой задачи геотермии в условиях осадконакопления, приведенных Г. Карслоу и Д. Егером [9], А. Бенфилдом [17] и Ф. Берчем [18], является равенство теплофизических параметров осадков и подстилающего основания. Ограниченность аналитического решения Р.И. Кутаса [11] заключается в неучете радиогенной составляющей осадков и весьма условном законе осадконакопления.

Решения более общего характера и практически в одной постановке получены А.Я. Гольмштоком [5], Ю.И. Галушкиным и Я.Б. Смирновым [3]. Здесь привлекались численные методы решения. Громоздкость выражений и возможная неадекватность применяемых способов численного интегрирования приводит к различным значениям распределений температур в осадках [12]. Поэтому отмечена необходимость дальнейших теоретических и модельных исследований решения прямой задачи геотермии в условиях осадконакопления.

В настоящей статье приведены результаты решения прямой задачи на основе постановки и базовых

выражений, полученных А.Я. Гольмштоком. Здесь наиболее полно учитываются основные факторы: формирующие тепловое поле осадочных бассейнов: затраты энергии теплового потока из основания на прогрев холодного осадочного материала; частичное экранирование теплового потока из-за различия теплофизических свойств осадков и пород основания; теплогенерация в накапливающихся осадках; различная скорость осадконакопления. Ряд интегралов сведен к явному виду, что сокращает вычислительные затраты при реализации на ЭВМ. Те расчеты, которые осуществляются методами численного интегрирования, обеспечены процедурами, позволяющими получить конечный результат (распределения температур) с заранее заданной точностью.

Поставлена и решена задача расчета значения теплового потока из основания по температурным наблюдениям в скважинах - обратная задача геотермии в условиях седиментации. Задача сформулирована как задача квадратичного программирования с линейными ограничениями на неизвестные. Для решения этой задачи адаптировано программное обеспечение, ранее разработанное для решения обратной линейной задачи гравиметрии [7].

Реализация математической модели осадконакопления и алгоритмов решения прямой и обратной задач геотермии осуществлена на ЭВМ ЕС в Информгеоцентре ГП "Востокгеология". Применение программ демонстрируется на модельных примерах и решением задачи прогноза нефтегазоносности осадочного разреза Луньского прогиба на Сахалине.

ПОСТАНОВКИ ЗАДАЧ И МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ

Прямая задача. В принятой модели рассматривается двуслойная среда с произвольным распределением источников в каждом слое (рис. 1). Начало

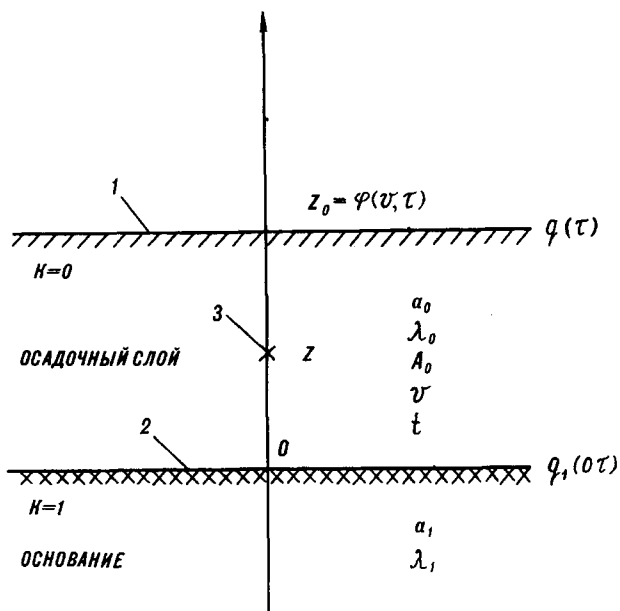


Рис. 1. Схематическое изображение среды при решении задач геотермии.

1 - поверхность осадков; 2 - поверхность основания; 3 - точка расчета температуры; k - индекс слоя; Z_0 - мощность осадков; a_k - теплопроводность; λ_k - теплопроводность; A_0 - удельная теплогенерация; ν - скорость осадконакопления; t - текущее время, t - полное время осадконакопления; $q(\tau)$ - поверхностный тепловой поток; $q_1(0, \tau)$ - тепловой поток через основание.

системы координат расположено на поверхности основания $Z=0$. Начиная с момента времени $t=0$ на поверхности основания накапливаются осадки. Мощность осадочного слоя изменяется во времени по произвольному закону $\zeta=\varphi(\nu, \tau)$, где ν - скорость осадконакопления, τ - текущее время. Тепло- и теплопроводность каждого слоя равны соответственно λ_k и a_k ($k=0,1$). Удельная теплогенерация распределенных в осадках радиоактивных источников A_0 . На подвижной поверхности осадков поддерживается температура, равная нулю.

Распределение температур в осадочном слое описывается

$$\begin{aligned}
 U_0(Z, t) = & -\frac{a_0}{\lambda_0} \int_0^t q(\tau) \cdot \{G_0(Z, t; \varphi(\nu, \tau), \tau) - \\
 & -G_0(Z_0, t; \varphi(\nu, \tau), \tau)\} d\tau + \frac{a_0}{\lambda_1} \int_0^t q_1(0, \tau) \cdot \{G_1(Z, t; 0, \tau) - \\
 & -G_1(Z_0, t; 0, \tau)\} d\tau + \frac{a_0}{\lambda_0} \int_0^t \int_0^{\varphi(\nu, \tau)} A_0 \{G_0(Z, t; \zeta, \tau) - \\
 & -G_0(Z_0, t; \zeta, \tau)\} d\zeta \cdot dt, \quad (1)
 \end{aligned}$$

где $q_1(0, \tau)$ - тепловой поток через поверхность основания; $q(\tau)$ - тепловой поток через поверхность накапливающихся осадков;

$Z_0=\varphi(t)$ - поверхность осадков; $G(Z, t; \zeta, \tau)$ - функция источника.

Для расчета в соответствии с (1) распределения температур в любой точке осадочной толщи в любой момент времени нужно задать $\nu, \tau, \lambda_0, \lambda_1, a_0, a_1, A_0, q_1(0, \tau), q(\tau), G(Z, t)$.

Параметры осадконакопления, теплофизические параметры осадков и подстилающего основания задаются по экспериментальным данным.

Вычисление температурного вклада глубинных источников тепла в общий баланс температуры, т. е. вычисление интеграла, представляющего второе слагаемое в формуле (1), осуществляется следующим образом.

Если тепловой поток через поверхность основания постоянен $q_1(0, \tau) = const$, то интеграл считается по приведенной аналитической формуле

$$\begin{aligned}
 & \frac{a_0}{\lambda_1} \int_0^t q_1(0, \tau) \{G_1(Z, t; 0, \tau) - G_1(Z_0, t; 0, \tau)\} d\tau = \\
 & = \frac{a_0}{\lambda_1} q_1(1+b) \cdot \sqrt{\frac{a_0}{a_1}} \left\{ \sqrt{\frac{t}{\pi a_1}} \cdot \left(e^{-\frac{Z}{4a_1 t}} - e^{-\frac{\varphi(t)}{4a_1 t}} \right) + \right. \\
 & \left. + \frac{\varphi(t)}{2a_1} \operatorname{erfc} \left(\frac{\varphi(t)}{2\sqrt{a_1 t}} \right) - \frac{Z}{2a_1} \operatorname{erfc} \left(\frac{Z}{2\sqrt{a_1 t}} \right) \right\}, \quad (2)
 \end{aligned}$$

$$\text{где: } b = \left(\frac{\lambda_0}{\lambda_1} - \sqrt{\frac{a_0}{a_1}} \right) / \left(\frac{\lambda_0}{\lambda_1} + \sqrt{\frac{a_0}{a_1}} \right). \quad (3)$$

Если тепловой поток через поверхность основания нестационарен, то интеграл вычисляется с заданной погрешностью численным методом по правилу трапеций с экстраполяцией по методу Ромберга. Для этого используется стандартная программа DQART[13].

Вычисление температурного вклада радиоактивных источников тепла, расположенных в слое осадков, в общий баланс температуры, т. е. вычисление интеграла, представляющего третье слагаемое в формуле (1), осуществляется следующим образом.

Интеграл от 0 до $\varphi(\nu, \tau)$ вычисляется по приведенной аналитической формуле

$$\begin{aligned}
 & \int_0^{\varphi(\tau)} \{G_0(Z, t; \zeta, \tau) - G_0(Z_0, t; \zeta, \tau)\} d\zeta = \\
 & = \frac{1}{2} \left\{ -\operatorname{erf} \left(\frac{Z}{\sqrt{4a_0(t-\tau)}} \right) + \operatorname{erf} \left(\frac{Z-\varphi(\tau)}{\sqrt{4a_0(t-\tau)}} \right) + \right. \\
 & \left. + b \cdot \operatorname{erf} \left(\frac{Z+\varphi(\tau)}{\sqrt{4a_0(t-\tau)}} \right) - b \cdot \operatorname{erf} \left(\frac{Z}{\sqrt{4a_0(t-\tau)}} \right) \right\} +
 \end{aligned}$$

$$+ \operatorname{erf} \left(\frac{\varphi(t)}{\sqrt{4a_0(t-\tau)}} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{\varphi(t) - \varphi(\tau)}{\sqrt{4a_0(t-\tau)}} \right) - \\ - b \cdot \operatorname{erf} \left(\frac{\varphi(t) - \varphi(\tau)}{\sqrt{4a_0(t-\tau)}} \right) + b \cdot \operatorname{erf} \left(\frac{\varphi(t)}{\sqrt{4a_0(t-\tau)}} \right) \Bigg\}, \quad (4)$$

а внешний интеграл от 0 до t по dt вычисляется с заданной точностью численным методом по правилу трапеций с экстраполяцией по методу Ромберга.

Вычисление температурных потерь через поверхность осадков за счет теплопередачи, т. е. вычисление интеграла, представляющего первое слагаемое в формуле (1), осуществляется следующим образом.

Вычисление интеграла

$$\frac{a_0}{\lambda_0} \int_0^t q(\tau) \cdot \{G_0(Z, t; \zeta, \tau) - G_0(Z_0, t; \zeta, \tau)\} d\tau$$

происходит с помощью стандартной подпрограммы DQTFG [13], представляющей собой интегрирование функции, заданной таблицей значений, по правилу трапеций. Тепловой поток $q(t)$ через поверхность накапливающихся осадков в момент t находится решением уравнения Вольтера II рода

$$q(t) - \int_0^t q(\tau) \cdot K(t, \tau) d\tau = F(t), \quad (5)$$

$$K(t, \tau) = 2a_0 \frac{\partial G_0(Z, t; \zeta, \tau)}{\partial Z} \Big|_{Z=\varphi(t)}, \quad (6)$$

$$F(t) = -2a_0 \frac{\lambda_0}{\lambda_1} \int_0^t q_1(0, \tau) \frac{\partial G_0(Z, t; 0, \tau)}{\partial Z} \Big|_{Z=\varphi(t)} d\tau -$$

$$-2a_0 \int_0^t \int_0^{\varphi(t)} A_0 \cdot \frac{\partial G_0(Z, t; \zeta, \tau)}{\partial Z} \Big|_{Z=\varphi(t)} d\zeta d\tau. \quad (7)$$

Функция источника в принятой двуслойной модели среды имеет аналитическое описание [5]

$$G_0(Z, t; \zeta, \tau) = \frac{1}{2\sqrt{\pi a_0(t-\tau)}} \left\{ \exp \left(-\frac{(Z-\zeta)^2}{4a_0(t-\tau)} \right) + \right. \\ \left. + b \cdot \exp \left(-\frac{(Z+\zeta)^2}{4a_0(t-\tau)} \right) \right\}, \quad (8)$$

а для подстилающего описания определяется из условия

$$\frac{\partial G_1(Z, t; 0, \tau)}{\partial Z} = \frac{\lambda_1}{\lambda_0} \frac{\partial G_0(Z, t; 0, \tau)}{\partial Z}. \quad (9)$$

Решение уравнения Вольтерра находится численно по квадратурной формуле трапеций, причем в интервалах, примыкающих к особой линии $\tau=t$, используются соответствующие односторонние пределы [2, 8]. Погрешность решения определяется способом Рунге на сгущающихся сетках [8].

Предусмотрена возможность получения решения уравнения Вольтерра методом последовательных приближений [1, 8]. Если источники тепла в основании стационарны, то [5]

$$q(t) = q_1(1+b) \cdot \left\{ \operatorname{erfc} \left(\frac{\varphi(t)}{2\sqrt{a_0 t}} \right) + \int_0^t \operatorname{erfc} \left(\frac{\varphi(t)}{2\sqrt{a_0 t}} \right) \cdot K(t, \tau) d\tau \right\} \quad (10)$$

Если в основании осадочной толщи залегает литосфера, образовавшаяся в процессе рифтогенеза в момент времени T , и

$$q_1(0, t) = \frac{C}{\sqrt{T+t}}, \quad (11)$$

то

$$q(t) = F(t) + \int_0^t F(\tau) \cdot K(t, \tau) \cdot d\tau, \quad (12)$$

$$F(t) = q_1(0, t) \cdot (1+b) \cdot \exp \left\{ -\left(\frac{\varphi(t)}{2\sqrt{a_0(T+t)}} \right)^2 \right\} \times \\ \times \operatorname{erfc} \left(\frac{\varphi(t)}{2\sqrt{a_0 t}} \cdot \sqrt{\frac{T}{T+t}} \right). \quad (13)$$

Эти формулы представляют второе приближение, погрешность которого оценивается в 2-10% не более.

Принятая теоретическая разработка [5] здесь приведена для двуслойной модели "основание-осадки". Практически задача решается для сложной осадочной толщи, дифференцированной по скоростям осадконакопления, но с одинаковыми теплофизическими свойствами для всех осадочных слоев. Закон, описывающий рост мощности осадков, представляется в виде кусочно-линейной функции ($l=1, 10$)

$$\zeta = \varphi(v, \tau) = \sum_{j=1}^{l-1} v_j \cdot (t_j - t_{j-1}) + v_l (\tau - t_{l-1}). \quad (14)$$

Обратная задача. Рассматривается случай стационарного теплового потока из основания $q_l = q_l(0, \tau) = \text{const}$. Решение обратной задачи сводится к решению системы линейных уравнений относительно q_l

$$A q_l = B, \quad (15)$$

при условии выполнения ограничений

$$q_l^{(H)} \leq q_l \leq q_l^{(h)}. \quad (16)$$

Приводим уравнение (1) к виду (15) и выделяем операторы A и B .

$$B = U_0(Z, t) - \frac{a_0}{\lambda_0} \int_0^t \int_0^{\varphi(v, \tau)} A_0 \{G_0(Z, t; \zeta, \tau) - G_0(Z_0, t; \zeta, \tau)\} d\zeta d\tau \quad (17)$$

$$A = \frac{a_0}{\lambda_1} \int_0^t \{G_1(Z, t; 0, \tau) - G_1(Z_0, t; 0, \tau)\} d\tau +$$

$$+(1+b) \cdot \frac{a_0}{\lambda_0} \int_0^t \left\{ \operatorname{erfc} \left(\frac{\varphi(t)}{2\sqrt{a_0 t}} \right) + \int_0^{\tau} \operatorname{erfc} \left(\frac{\varphi(t)}{2\sqrt{a_0 t}} \right) \cdot K(t, \tau) d\tau \right\} \times \\ \times \{G_0(Z, t; \zeta, \tau) - G_0(Z_0, t; \zeta, \tau)\} d\tau \quad (18)$$

Задача определения q_1 сводится к задаче квадратичного программирования [15] и формулируется так

$$f(q) = \|Aq_1 - B\|^2 + \alpha \|q_1 - q_1^{(0)}\|^2 \leq \varepsilon_u \quad (19)$$

на множестве точек (16),

где A - линейный оператор, характеризующий теплофизические свойства и динамическую структуру среды;

B - температуры, наблюденные в осадочной толще (витринитовая палеотермометрия, наблюдения в скважине) с ошибкой $\pm \varepsilon_v$, за вычетом температурного эффекта радиоактивных источников в осадочной толще;

$q_1^{(0)}$, $q_1^{(n)}$, $q_1^{(e)}$ - априорное (начальное), нижнее и верхнее предельные значения искомого неизвестного.

Для решения задачи (19) применяется метод сопряженных градиентов, обобщенный на случай линейных ограничений (16), организованный в виде итерационного процесса [15, с. 61]. Предусмотрена возможность одновременного моделирования значения теплового потока через поверхность основания в поле 50-ти температурных наблюдений в скважине. Осадочный разрез может быть представлен 10-ю стратиграфическими горизонтами.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕШЕНИЯ МОДЕЛЬНЫХ ЗАДАЧ

Тестирование решения уравнения Вольтерра. Для тестирования взята модель осадочной толщи, состоящая из семи слоев, возраст и скорость осадконакопления которых указаны в таблице 1. В пределах каждого слоя скорость осадконакопления постоянна. Нумерация слоев идет снизу.

Таблица 1

Исходные данные для тестирования решения уравнения Вольтерра

№ слоя	Возраст, млн. лет		Скорость осадконакопления, м/тыс. лет
	Подошва слоя	Кровля слоя	
1	67	58	0.244
2	58	20	0.145
3	20	9	0.127
4	9	5.5	0.314
5	5.5	2.0	0.257
6	2.0	0.8	0.425
7	0.8	0	0.737

В качестве параметров осадков и основания приняты следующие значения:

$$a_0 = 5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}; \quad \lambda_0 = 1.38 \text{ Вт/м} \cdot \text{°С};$$

$$a_1 = 7.4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}; \quad \lambda_1 = 2.38 \text{ Вт/м} \cdot \text{°С}.$$

$$A_0 = 12.54 \cdot 10^{-7} \text{ Вт/м}^3;$$

Просчитаны два варианта:

1) случай стационарного источника в основании, $q_1 = 0.046 \text{ Вт/м}^2$,

2) случай нестационарного источника в основании, $T = 40$ млн. лет.

В особых случаях $t = 67$ млн. лет.

Так как тепловой поток через поверхность накапливающихся осадков складывается из потока, обусловленного глубинными источниками, и потока, обусловленного радиоактивными источниками в осадках, то результаты расчетов представлены в виде таблицы 2.

Таблица 2

Результаты тестирования решения уравнения Вольтерра

Тепло источ ник в основ ании	Результаты Вт/м ²					
	Тепловой поток, обусловленный источником в основании		Тепловой поток, обусловленный радиоактивными источниками в осадках		Сумма	
	Расчет	[5]	Расчет	[5]	Расчет	[5]
Стационарный	0.0224	0.0230	0.0094	0.0097	0.0318	0.0327
Нестационарный	0.0268	0.0269	0.0094	0.0097	0.0362	0.0366

Здесь же приведены результаты расчетов, полученные А.Я. Гольмштоком при названных исходных данных [5]. Сравнение показывает согласованность результатов, что свидетельствует об адекватной реализации на ЭВМ математической модели и методов решения. Погрешность расчетов определена способом Рунге на сгущающихся сетках и составила по абсолютной величине $R = 0.000133...$

Тестирование решения обратной задачи. Модель представляет собой трехслойный разрез терригенной осадочной толщи, подстилаемой гранитизированным основанием (рис. 2). Общая мощность осадков 3540 м, время осадконакопления 16 млн. лет. Скорость осадконакопления первого слоя (от основания) $40.3 \cdot 10^{-13}$ м/с, второго - $68.3 \cdot 10^{-13}$ м/с, третьего - $116.9 \cdot 10^{-13}$ м/с. Удельная теплогенерация осадков $7.5 \cdot 10^{-7}$ Вт/м³, теплопроводность - 1.4 Вт/м·°С, температуропроводность - $5.0 \cdot 10^{-7}$ м²/с. Теплопроводность основания - 3.0 Вт/м·°С, температуропроводность - $7.0 \cdot 10^{-7}$ м²/с.

“Наблюдения” температур проведены в скважине на глубинах 0.5 км, 1.0 км, 2.0 км (решена прямая задача геотермии в точках $Z = 1540$ м, 2540 м, 3040 м при тепловом потоке через основание $q_1 = 76 \cdot 10^{-3}$ Вт/м²).

К тестированию решения обратной задачи на модели

Точное значение теплового потока через основание, вт/м^2	Начальное приближение, вт/м^2		Решение по точным "наблюдаемым" температурам, вт/м^2		Решение по "наблюдениям" с погрешностью 5%, вт/м^2		Решение по "наблюдениям" с погрешностью 15%, вт/м^2	
	Значение	Ошибка	Значение	Ошибка	Значение	Ошибка	Значение	Ошибка
$76.0 \cdot 10^{-3}$	$30.0 \cdot 10^{-3}$	$46.0 \cdot 10^{-3}$	$76.0 \cdot 10^{-3}$	0.0	$76.2 \cdot 10^{-3}$	$0.2 \cdot 10^{-3}$	$78.9 \cdot 10^{-3}$	$2.9 \cdot 10^{-3}$
"Невязка" по температуре, °С	±19.0		±0.0		±1.3		±3.8	
Ошибка в расчете теплового потока, %	60.0		0.0		0.3		3.8	
Время счета, с			7		7		7	

По "наблюдаемым" температурам решалась обратная задача относительно q_1 . В качестве начального приближения принималось $q_1 = 30 \cdot 10^{-3} \text{ вт/м}^2$ - значение, близкое к минимальным значениям теплового потока на поверхности осадков. Задача решалась как по точным "наблюдениям", так и по "наблюдениям" с ошибкой 5% и 15% (табл. 3).

Как следует из результатов, при уменьшении ошибки в наблюдаемых температурах ошибка расчета теплового потока через основание стремится к нулю. Это свидетельствует об устойчивости расчетов к ошибкам в исходных данных. Сами ошибки расчетов вполне приемлемы.

ПРОГНОЗ ФАЗОВОГО СОСТОЯНИЯ СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ОСАДОЧНОМ РАЗРЕЗЕ

Ниже приводятся результаты палеопродирования на линии сейсмопрофиля 212 в Лунском прогибе Сахалина. Современный разрез профиля неполный (рис. 3). В нем отсутствует нутовская свита, не полностью представлены окобыкайская и дагинская свиты. Верхняя часть кайнозойского разреза была уничтожена современной эрозией (А.А. Жилияков, 1989).

Максимальной мощности осадочный разрез достигал в конце нутовского времени. По нутовскому палеоразрезу рассчитывались скорости осадконакопления каждой толщи, необходимые для расчетов палеотемпературных разрезов.

Тепловой поток через поверхность подстилающего основания, принимаемый за $const$, оценивался путем решения обратной задачи. Необходимые для этого определения температур были выполнены на трех горизонтах в скв. 6-П (Полярнинская площадь): 1000 м - 36.1°C ; 2000 м - 64.4°C ; 2456 м - 77.6°C . Средняя теплопроводность и теплогенерация осадков в соответствии с литологическим описанием разреза принимались $1.5 \text{ вт/м}\cdot^\circ\text{C}$ и $12.2 \cdot 10^{-7} \text{ вт/м}^3$. Тепловой поток, поступающий в осадки из основания, получился равным $71.3 \cdot 10^{-3} \text{ вт/м}^2$. При этом "невязка" расчетных значений температур и наблюдаемых составила $+5^\circ\text{C}$.

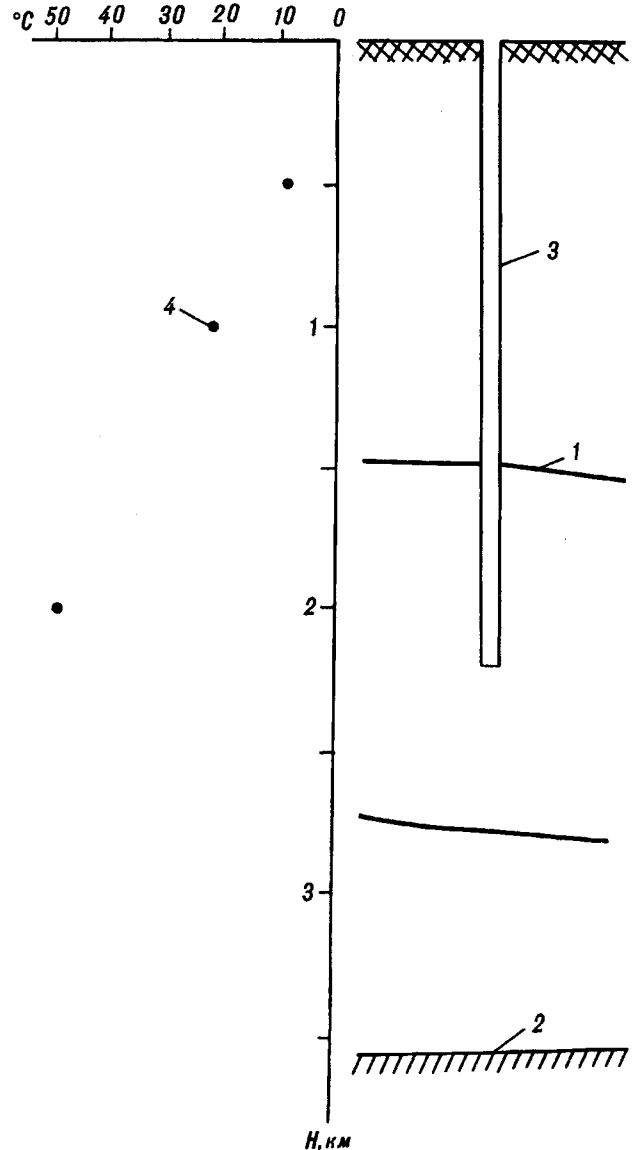


Рис. 2. К решению обратной задачи геотермии на модели.

1 - стратиграфическая граница; 2 - поверхность основания; 3 - скважина; 4 - "наблюдения" температур в скважине.

Таким образом, оценив параметры: v - скорость и Δt - временной интервал осадконакопления каждой свиты; λ - теплопроводность и a - температуропроводность разреза; A_0 - удельную теплогенерацию осадков; q_1 - тепловой поток через основание, мы

решаем прямую задачу геотермии - определяем температуры U в осадочной толще в заданные моменты времени t (на конец формирования каждой свиты) с заданной дискретностью по глубине Z .

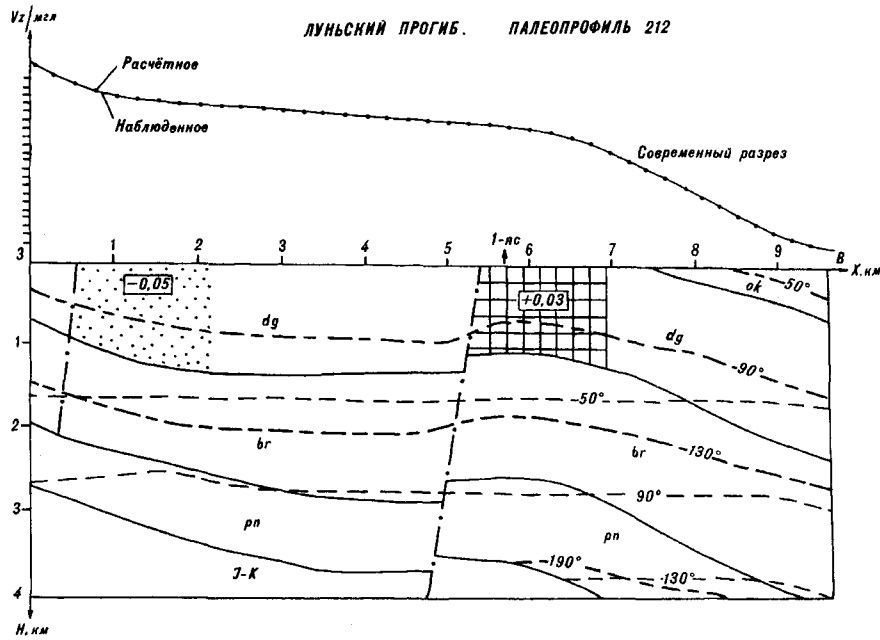


Рис. 3. Палеотемпературные реконструкции на линии сейсмопрофиля 112 в Луньском прогибе на Сахалине.

nt, ok, dg, br, pn - свиты кайнозойских осадков; J-K - мезозойское основание. На современном разрезе штрихпунктиром нанесены изотермы максимальных палеотемператур. Нанесены выявленные геоплотностным моделированием области разуплотнения (крапом) и уплотнения (сеткой). $1/см^2$.

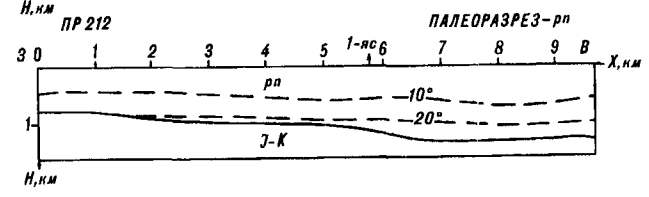
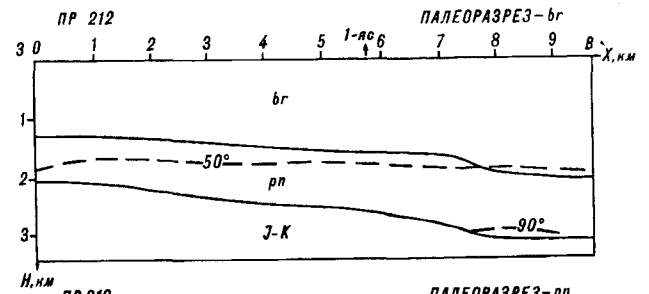
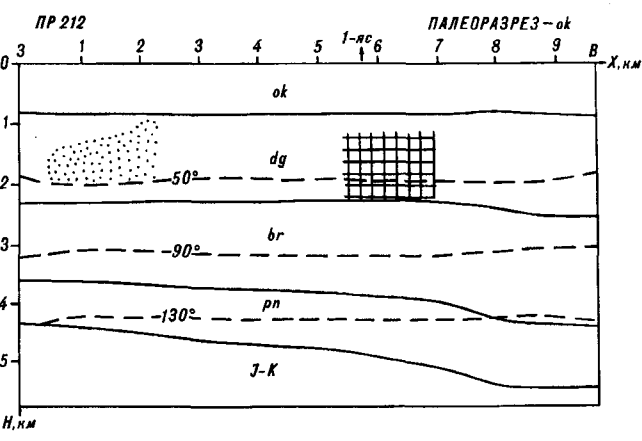
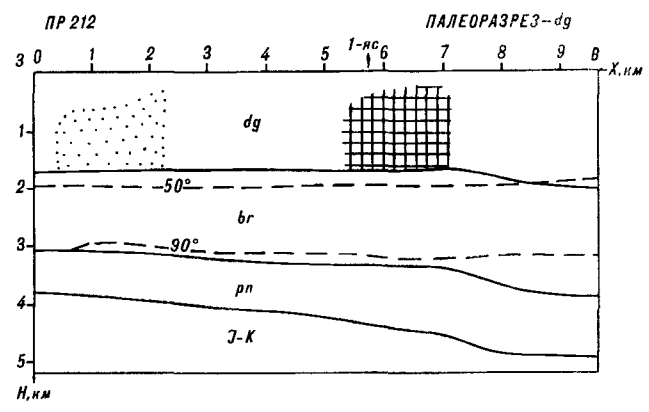
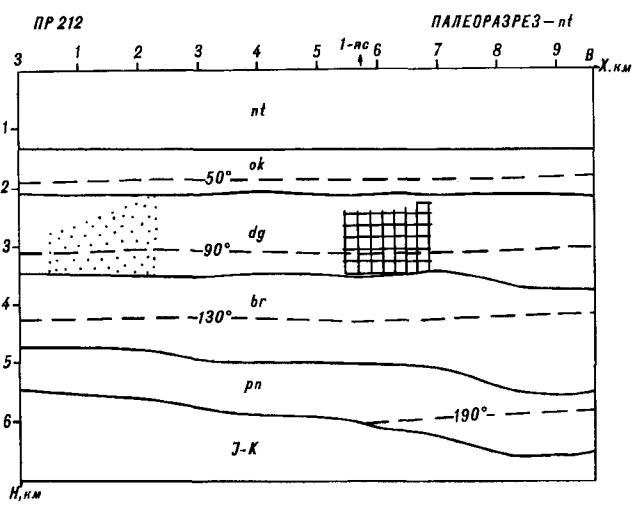


Рисунок 3 - это почти полная* иллюстрация палеопрфилирования на примере профиля 112. Здесь сделана попытка представить для совместного анализа (в динамике) два изученных нами признака перспективности разреза на наличие залежи УВ: благоприятный температурный интервал (генерация и сохранение соответствующей фазы УВ) и локальное разуплотнение (уплотнение) толщи (аккумуляция УВ в зоне с улучшенными коллекторскими свойствами или экранирование).

Нутовскому времени (конец неогена) соответствует максимальная прогретость осадочной толщи. Поэтому наибольший интерес для характеристики температурных условий представляет нутовский палеотемпературный разрез. Наложение его на современный разрез определяет положение основных зон нефте- и газообразования в современном разрезе.

Если катагенетическую зональность принимать по [10, 14], то прогноз фазового состояния возможных скоплений углеводородов (in situ) в кайнозойских отложениях заключается в следующем.

Температурные условия, соответствующие верхней зоне газообразования (50 - 90°C), отмечаются в толще, охватывающей нижнюю половину окобыкских отложений и верхнюю половину дагинских. Главная зона нефтеобразования (90 - 130°C) приурочена к нижней половине дагинских отложений и к верхней половине борских отложений. Нижняя зона газообразования (130 - 190°C) приурочена к нижней половине борских отложений и пиленгским отложениям. Разрушительные для углеводородов температуры (более 190°C) отмечаются в нижней части пиленгских отложений.

Испытания скв. 1 Ясынгинская, расположенной на профиле 112, выявили газоносный горизонт на глубине 1937-1990 м (начало нижней половины борских отложений) и нефтеводоносный горизонт на глубине 1686-1742 м (верхняя половина борских отложений), что согласуется с палеотемпературным прогнозом фазового состояния углеводородов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для решения прямой задачи геотермии в условиях седиментации, сформулированной на основе постановки и базовых уравнений А.Я. Гольмштока, создана программа ЭВМ. В алгоритме программы ряд громоздких интегралов сведен к явному виду, реализованы процедуры, позволяющие получить распределение температур в осадочной толще с заранее заданной точностью вычислений.

2. Для решения обратной задачи геотермии в условиях седиментации создана программа ЭВМ,

реализующая алгоритм квадратичного программирования В.И. Старостенко. Применение программы позволяет количественно оценить по данным скважинной геотермии фундаментальный геодинамический параметр - неискаженный осадконакоплением тепловой поток через поверхность основания с погрешностью вычислений в пределах 4%.

3. Приведен практический пример применения программного комплекса для осуществления палеопрфилирования с целью прогнозирования фазового состояния углеводородов в осадочных толщах.

Одномерность реализованной модели осадконакопления являлся фактором, требующим учета при ее применении. Основное назначение программного комплекса - это палеопрфилирование осадочного бассейна в целом, когда линейные размеры профилей много больше их глубины. В этом случае погрешности, обусловленные одномерностью модели, не должны быть существенными.

Благодарим А.Я. Гольмштока и Я.Б. Смирнова за консультацию и тестовые материалы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Кобельков Г.М. Численные методы. М.: Наука, 1987.
2. Верлань А.Ф., Сизиков В.С. Интегральные уравнения: методы, алгоритмы, программы. Киев: Наук. думка, 1986.
3. Галушкин Ю.И., Смирнов Я.Б. Термическая история осадочных бассейнов; экспресс-методы оценки теплового потока // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 105-112.
4. Геотермические условия развития цикла нефтегазообразования / Максимов С.П., Калинин М.К., Бортнева Т.А., Молодых Г.Н. // Геология нефти и газа, 1975. № 11. С. 35-41.
5. Гольмшток А.Я. Тепловой поток в накапливающихся осадках // Геотермические исследования на дне акваторий. М.: Наука, 1988. С. 74-88.
6. Главная фаза нефтеобразования / Вассоевич А.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В., Чернышев В.В. // Вестник МГУ. Геология. 1969. № 6, С. 3-27.
7. Исаев В.И., Хростовская Н.В. О реализации на ЕС ЭВМ метода математического программирования для решения обратной задачи гравиметрии в линейной постановке // Разведочная геофизика: теория, методика, результаты. Киев: Наук. думка, 1984. С. 156-171.
8. Калиткин Н.А. Численные методы. М.: Наука, 1978.
9. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964.
10. Контарович А.Э., Трофимчук А.А. К методике изучения истории залежей нефти и газа // Геология нефти и газа. 1973. № 7. С. 18-24.
11. Кутас Р.И. Определение температур в земной коре и роль осадочного слоя в формировании геотермического режима // Геофизический сборник. 1965. Вып. 12. С. 12-19.
12. Кутас Р.И., Цвященко В.А. Влияние осадконакопления на тепловое поле Черноморской впадины // Геофизический журнал. 1993. № 1. С. 23-35.

* В данной статье не рассматриваются вопросы компьютерной методики сопряженных палеотектонических реконструкций, учитывающих следствия седиментационных и постседиментационных процессов

13. Математическое обеспечение ЕС ЭВМ. Выпуск 4. Минск: Институт математики БССР, 1974.
14. *Нестеров И.И., Шпильман В.И.* Теория нефтегазонакопления. М.: Недра. 1987.
15. *Старостенко В.И.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978.
16. Эволюция температурного поля осадочного чехла северной части Западно-Сибирской плиты / Дучков А.Д., Галушкин Ю.И., Смирнов Л.В., Соколова Л.С. // Геология

и геофизика. 1990. № 10. С. 51-60.

17. *Benfield A.E.* The effect of the uplift and denudation on underground temperatures // J. Appl. Phys. 1949. V. 20, № 1. P. 35-49.

18. *Birch F., Roy R.F., Decker E.R.* Heat flow and thermal history in new England and New York // Studies of Appalachiah geology; northerh and maritime. 1968. P. 437-451.

*Центр геологических исследований
и информатики "Информгеоцентр"*

г. Южно-Сахалинск

*Поступила в редакцию
28 июля 1994 г.*

V.I. Isaev, N.A. Volkova, T.V. Nim

SOLUTION OF DIRECT AND INVERSE PROBLEMS OF THE GEOTHERMY IN THE SEDIMENTATION CONDITIONS

On the basis of the problem formulation and basic Gol'mshtok's equation, direct problem of geothermy in sedimentation conditions has been programmed on a computer. The program includes the temperature distribution calculation in the sedimentary series at any prescribed moment of the geological time. A range of integrals has been transformed to the explicit form and numerical integration has been made with the given accuracy. An inverse problem has been formulated, which calculates heat flow undistorted by sedimentation from the basement on the basis of the temperature observation in the well. Starostenko's quadratic programming method has been used for solving inverse problem on computer, miscalculation in the limits of 4%. The program efficiency is illustrated by model examples and solution of the problem of the paleotemperature estimation of hydrocarbon phase state.

К.В. Симаков

О СТРУКТУРЕ ТЕОРЕТИКО-ПОЗНАВАТЕЛЬНОГО АППАРАТА СТРАТИГРАФИИ

Рассмотрена проблема соотношения положений, претендующих на включение в теоретико-познавательный аппарат стратиграфии, с более общими, фундаментальными законами. Обосновывается представление о связи их с универсальными законами системной организации (объемно-иерархической структуры систем, полиморфизации, изомеризации, динамического полиморфизма, хроноизомерии) гипергенной оболочки, законом темпдесиненции и законом циклически-необратимого непрерывно-прерывистого развития любых систем и процессов. Предложено дополнить операциональные принципы стратиграфии принципом расчленения гипергенной оболочки. Дана формулировка общего понятия **стратон**.

I

Начиная со второй половины XVII столетия геология развивалась как историческая наука, главной задачей которой являлось воссоздание, реконструкция процесса развития Земли и формирования ее гипергенной оболочки. С начала XIX в. исходным материалом для этих ретроспекций служили стратиграфические схемы отдельных регионов, представлявшие собой модели первичных пространственно-временных отношений между протоколами происходивших некогда исторических событий и явлений.

В задачу стратиграфии входило, с одной стороны, выделение этих протоколов путем расчленения отдельных объемов литосферы на *естественные* геологические тела (стратоны), а с другой - создание моделей их первичных пространственно-временных отношений, интерпретируемых исторической геологией в плане динамических реконструкций. Тесная связь выделения стратонов, создания моделей их первичных пространственно-временных отношений и построения на их основе динамических ретроспекций предопределила не завершённую и поныне дискуссию об объекте, предмете и целях стратиграфии как самостоятельной геологической дисциплины.

Развитие стратиграфии (и геологии в целом) происходило в эпоху господства классической физики, лейтмотивом которой является утверждение о принципиальной возможности *и* воссоздания прошлого, *и* предсказания будущего любой динамической системы, если известно ее современное состояние и закон ее развития. Стремление приблизить геологию к идеалу естествознания XIX в. - ньютоновской механике - нашло свое отражение в попытках выведения некоторых общих, универсальных законов, регулирующих развитие геологических систем и процессов. Будучи тесно связанной как с установлением естественных геологических тел (которое невозможно без знания законов их формирования), так и с историческими реконструкциями (которые требуют знания законов развития и взаимодействия гетерогенных систем и процессов),

стратиграфия аккумулировала в своем теоретико-познавательном аппарате и в той или иной мере использовала положения, выведенные в рамках других геологических (s.l.) дисциплин. Попытки осмысления специфичности объекта, предмета и целей стратиграфии и формирования соответствующего им теоретико-познавательного аппарата не прекращаются и поныне. Разброс мнений в этой области необычайно широк [25, 33].

Это вполне понятно, поскольку именно стратиграфия является фундаментом научной геологии, так как, повторяюсь, именно в результате стратиграфических исследований возникает та модель *первичных* пространственно-временных отношений феноменов геологической летописи, которая служит исходной базой для всех ретроспективных реконструкций. Будучи, если можно так выразиться, опорой для всей динамической и исторической геологии, стратиграфия связана с другими геологическими дисциплинами сложными отношениями. С одной стороны, ряд принципов и эмпирических обобщений, лежащих в основе ретроспективных реконструкций практически всех геологических дисциплин, был сформулирован именно в процессе стратиграфических исследований.

К числу их, например, относятся принципы Стенона, Смита-Гексли и Мейена и закон Ляйеля-Дарвина о неполноте (неадекватности) геологической (s.l.) летописи. С другой стороны, сама стратиграфия применяет ряд методов, опирающихся на достижения других геологических дисциплин (литологии, палеобиологии, тектоники, геофизики и пр.), используя при этом сформулированные в их рамках обобщения.

К числу последних, например, принадлежат закон (принцип) Головкинского, закон необратимости эволюции органического мира и т.п. Благодаря осознанию такой дуалистической, образно выражаясь, природы используемых в практике стратиграфических исследований теоретических (или претендующих на статус таковых) положений понятно то внимание, которое привлекали и привлекают к себе вопросы, касающиеся теоретико-

познавательного аппарата стратиграфии, и те разногласия по поводу его содержания и структуры, которые существуют между отдельными специалистами.

В геологической летописи запротоколированы следы развития разнообразных процессов: осадконакопления и тектонических движений, эволюции органического мира и распада радиоактивных элементов, изменений климата и полярности вектора магнитного поля Земли и т.д. В принципе все они могут быть разделены на три естественные группы: первая объединяет процессы, связанные с развитием неживой природы, косного вещества; вторая включает процессы функционирования и эволюции биоса или живого вещества; в третью входят процессы взаимодействия живой и неживой природы, определяющие эволюцию биосферы нашей планеты.

Исторически сложилось так, что в качестве основания для выделения в составе гипергенной оболочки естественных геологических тел (стратонов или, точнее, гео- и палеоэкосистем) служили либо собственно геологические (в первую очередь, литологические и структурные), либо разнородные (собственно палеобиологические и палеоэкосистемные) палеонтологические признаки. Использование в качестве основания для выделения стратонов признаков, связанных с *генетически разнородными* процессами, привело к обособлению соответствующих стратиграфических методов (лито-, био-, магнито-, тектоностратиграфического и пр. [5]).

Это послужило поводом для введения в теоретико-познавательный аппарат стратиграфии наряду с общими принципами и законами специфических био-, литостратиграфических [33], также геологических и даже общефилософских [36]. В результате в общей сложности к настоящему моменту в стратиграфии насчитывается около 30 положений, носящих имена тех или иных знаменитых геологов (а не предложивших их авторов) и претендующих на статус принципов, законов, постулатов, правил, которые с различными формулировками и в разных комбинациях включаются в теоретико-познавательный аппарат этой дисциплины (табл. 1).

В мою задачу не входят ни подробное изложение, ни критический анализ всех этих положений, большая часть которых, по мнению С.В. Мейена [15], представляет собой эмпирические обобщения разной степени универсальности. Я лишь попытаюсь сгруппировать эти положения и выяснить возможность связи каждой такой группы (или отдельных положений) с более общими научными законами и оценить, если таковая связь будет выявлена, насколько они влияют или должны влиять на методику стратиграфических исследований. Иными словами, я стараюсь понять, насколько теоретико-познавательный аппарат стратиграфии связан (или может быть связан) с *фундаментальными законами*, отражающими наиболее общие черты изучаемой геологией (и стратиграфией в частности) реальности.

При этом, говоря о *теоретико-познавательном аппарате* любой научной дисциплины и, в том числе, стратиграфии, я буду исходить из того, что в общем случае он должен представлять собой логически организованную систему, объединяющую *эмпирические законы*, в которых обобщены данные непосредственных наблюдений над свойствами и отношениями объектов изучения, генерализующих эти положения фундаментальных *теоретических законов*, опирающихся на них *операциональных принципов*, представляющих собой систему положений, необходимых и достаточных для достижения стоящих перед данной дисциплиной целей, и, наконец, *операциональных правил*, регламентирующих процедуру решения стандартных (типовых) задач данной дисциплины [4, 28]. При этом следует подчеркнуть, что теоретико-познавательный аппарат является лишь *частью* теоретического арсенала каждой научной дисциплины и предназначен для решения стоящих перед ней целей и задач.

II

Начать этот анализ, видимо, следует с так называемого *принципа* [32, 33, 36] или *закона* [23] неполноты стратиграфической и палеонтологической летописи. Авторство его обычно приписывают Ч. Дарвину, что не совсем верно, поскольку он лишь ассимилировал и развил представления о неполноте геологической летописи, впервые высказанные Ч. Ляйелем [12, т. 1, с. 219-226]. Как справедливо подчеркивал Д.Л. Степанов [32, с. 112-113], рассматриваемое положение имеет два аспекта, касающихся природы зафиксированной в гипергенной оболочке собственно геологической и палеобиологической информации.

Напомню, что Ч. Ляйель был *вынужден* ввести *гипотезу* о неполноте геологической летописи, чтобы объяснить наблюдаемую в природе дискретность геологических объектов (стратонов), не согласующуюся с исходным для униформистов (и трансформистов) принципом непрерывности [30]. Иначе говоря, изначально введение этого положения в теоретико-познавательный аппарат не только стратиграфии, но и геологии в целом, было связано с фундаментальным общефилософским утверждением, что "Природа не делает скачков". Лишь в дальнейшем эта концепция получила свое эмпирическое и теоретическое обоснование в рамках учения об осадкообразовании, в частности, в представлениях о *диастемах* [40].

Рассматриваемое положение, по сути дела, фиксирует фундаментальную особенность любой геологической информации, а именно ее *статистическую природу*. Последняя, в конечном итоге, определяется несводимостью (эмергентностью) законов управляющих процессами на разных уровнях организации геологической материи, в частности, на породном и формационном. Это можно продемонстрировать, например, несоответствием скоростей процессов, происходящих на этих уровнях.

Положения, претендующие на статус законов и принципов стратиграфии

Название	Формулировка	Авторы
Принцип неполноты стратиграфической и палеонтологической летописи (принцип Дарвина)	"Стратиграфическая летопись в виде толщ горных пород земной коры является неполной, так как более или менее значительная часть геологического времени в каждом конкретном разрезе не отражена в напластованиях и приходится на перерывы" (Степанов, 1967, с. 112)	Степанов, 1967; Степанов, Месежников, 1979; Садыков, 1974; Симанков, 1982; Фисуненко, 1985.
Принцип неполноты палеонтологической летописи (принцип Дарвина)	"Комплексы ископаемых, содержащиеся в осадочных породах, в связи с их фрагментарностью не могут отражать в полной мере особенностей развития органического мира" (Фисуненко, 1985, с. 48).	Фисуненко, 1985.
Принцип необратимости геологической и биологической эволюции	"... положение о необратимости эволюции земной коры и Земли в целом, так же как и положение о необратимости эволюции органического мира, следует рассматривать как единый принцип, отражающий всеобщий диалектический закон развития - закон отрицания отрицания." (Степанов, Месежников, 1979, с. 44)	Степанов, Месежников, 1979.
Принцип последовательной смены качественно различных комплексов пород в литосфере (принцип Фюкселя)	"Слои горных пород, отличающиеся по своему составу и строению, располагаются в земной коре в определенной последовательности, которая может быть установлена по различным признакам" (Фисуненко, 1985, с. 36)	Фисуненко, 1985.
Принцип периодической смены комплексов горных пород в литосфере (принцип Геттона)	"Осадочные образования характеризуются периодической сменой комплексов горных пород" (Фисуненко, 1985, с. 38-39)	Фисуненко, 1985.
Принцип возрастных различий комплексов пород и особенностей их залегания (принцип Страхова)	"Разновозрастные комплексы пород различаются по своему вещественному составу и условиям залегания" (Фисуненко, 1985, с. 44)	Фисуненко, 1985.
Принцип последовательной смены комплексов ископаемых в разрезах осадочных напластований (Принцип Сулави-Смита; принцип палеонтологической сукцессии)	"Ископаемые фауны и флоры следуют друг за другом в определенном, могущем быть выясненным порядке" (Степанов, Месежников, 1979, с. 60)	Степанов, Месежников, 1979; Фисуненко, 1985.
Принцип периодической смены комплексов ископаемых в разрезах осадочных напластований (принцип Кювье)	Осадочные напластования характеризуются периодической сменой комплексов ископаемых" (Фисуненко, 1985, с. 41)	Фисуненко, 1985.
Принцип возрастных различий комплексов ископаемых (принцип Долло)	"Разновозрастные комплексы ископаемых неповторимы в связи с необратимостью биологической эволюции" (Фисуненко, 1985, с. 46)	Фисуненко, 1985.
Закон двойственной зависимости развития органического мира (третий закон Ламарка)	"Эволюция органического мира есть следствие собственной нарастающей сложности и одновременно результат влияния среды" (Садыков, 1969, с. 20)	Садыков, 1969, 1974.
Принцип возрастной миграции граничных поверхностей геологических тел (принцип Головкинского; закон Уиллера-Бислея)	Граничные поверхности литостратиграфических подразделений не являются вполне изохронными на всем протяжении, причем градиент возрастной миграции этих поверхностей возрастает в направлении, перпендикулярном береговой линии бассейна седиментации и уменьшается в направлении, параллельном последней" (Степанов, 1967)	Степанов, 1967; Садыков, 1974; Степанов, Месежников, 1979; Фисуненко, 1985.
Принцип фациальной дифференциации одно возрастных отложений (принцип Грессли-Ренестье)	"Одновозрастные отложения претерпевают в горизонтальном направлении фациальные изменения, обуславливающие существенные различия их литологического состава и палеонтологической характеристики" (Степанов, 1967, с. 111)	Степанов, 1967; Степанов, Месежников, 1979; Фисуненко, 1985; Schenck, 1961.
Принцип объективной неповторимости реальности (уникальности) стратиграфических подразделений (принцип Халфина-Степанова)	"Стратиграфические подразделения (стратоны), представляя реальный результат геологических событий, объективно отражают суть этих событий и не повторяются во времени и пространстве" (Степанов, Месежников, 1979, с. 48)	Халфин, 1960, 1980; Степанов, 1967; Степанов, Месежников, 1979; Фисуненко, 1985.

Название	Формулировка	Авторы
Принцип объективности Международной стратиграфической шкалы и ее подразделений	"МСШ адекватно отражает распределение по разрезу стратиферы органических остатков, которое в свою очередь отражает развитие органического мира Земли; подразделения МСШ отвечают имевшим место этапам развития органического мира Земли, а границы между ними - рубежам различного значения в этом развитии" (Халфин, 1980, с. 25)	Халфин, 1960, 1980.
Принцип объективности и неповторимости подразделений региональной (и местной) стратиграфии (принцип Усова)	"Региональные (и местные) стратиграфические подразделения представляют собой объективно, вне нашего сознания, существующие индивидуальные и неповторяющиеся (ни во времени, ни за пределами данного региона) физические тела, отражающие геологическую историю данного региона" (Халфин, 1980, с. 25)	Халфин, 1960, 1980.
Принцип географических различий стратонот и характеризующих их комплексов ископаемых	"Одновозрастные стратоноты различных физико-географических областей отличаются по своему литологическому составу и комплексам характеризующих их ископаемых" (Фисуненко, 1985, с. 62)	Фисуненко, 1985.
Закон Холла-Дана-Пейве	"Земная кора имеет неоднородное внутреннее строение и отдельные ее объемные участки (блоки) различаются вещественными и геохимическими признаками, структурными и геофизическими свойствами слагающих их горных пород и конкретных геологических тел и ограничены четкими поверхностями раздела, вдоль которых наблюдается резкая (до скачкообразной) смена признаков и свойств" (Оноприенко и др., 1984, с. 62)	Оноприенко и др., 1984
Закон Рамсея-Маркова	"Смежные блоки литосферы отличаются друг от друга или вещественными и геохимическими признаками, структурными и геофизическими свойствами слагающих их горных пород и конкретных геологических тел, или векторами и градиентами их внутривертикальных изменений, или и тем и другим одновременно" (Оноприенко и др. 1984, с. 63)	Оноприенко и др., 1984
Закон первичной непрерывности слоев (второй закон Стенона)	"Первичная протяженность слоев субаквальных осадочных пород в период их отложения ограничивается только выклиниванием в бассейне седиментации" (Anthony, 1955, p. 83)	Anthony, 1955; Schenck, 1961; Степанов, 1967.
Принцип универсальности подразделений Международной шкалы	"Все подразделения Международной шкалы от эры (группы) до времени (зоны) имеют универсальное (планетарное) значение" (Халфин, 1980, с. 25)	Халфин, 1960, 1980.
Постулат Реневье	"Геохронологическое значение любого стратона ограничено территорией его распространения" (Симаков, 1982, с. 249)	Симаков, 1982.
Принцип Рюто	"Критерии выделения универсальных (международных) и региональных подразделений различны" (Симаков, 1982, с. 248)	Симаков, 1982.
Принцип (закон) двойного характера (дуалистичности) геологических классификаций (принцип Никитина-Чернышова)	"Существуют две различные по своей природе и своему назначению системы стратиграфических подразделений: Международная шкала с ее двумя аспектами (геохронологическим и биостратиграфическим) и региональные стратиграфические схемы. Международная шкала является биологической по своей природе и, представляя собой систему счисления геологического времени, служит инструментом корреляции региональных схем и их подразделений. Региональные схемы по своей природе геологические и представляют собой средство познания геологической истории региона" (Халфин, 1980, с. 25)	Халфин, 1960, 1980; Садыков, 1969, 1974.
Принцип Карпинского	"Все смежные подразделения МСШ, отражающие диалектический характер развития органического мира Земли, разделены и связаны переходными интервалами, содержащими смешанную фауну (флору), в которой сосуществуют представители предшествующего и последующего этапов ее развития" (Халфин, 1980, с. 113)	Халфин, 1980.
Правило Карпинского	"При включении слоев со смешанной фауной (флорой) в состав вышележащего или более древнего подразделения они не должны быть смешиваемы с типичными отложениями этого подразделения" (Халфин, 1980, с. 76)	Халфин, 1980.
Принцип биостратиграфического расчленения и корреляции (принцип Смита)	"Отложения, содержащие одинаковую фауну (флору), геологически одновозрастны" (Халфин, 1980, с. 154) "Отложения можно различать и сопоставлять по заключенным в них ископаемым" (Степанов, Месежников, 1979, с. 59)	Халфин, 1960, 1980; Степанов, Месежников, 1979; Schenck, 1961.

Название	Формулировка	Авторы
Закон Грессли	"Конкретные представители любого архетипа не имеют непрерывного глобального распространения, но, обладая общим мозаичным ареалом, постоянно встречаются в ассоциации с комплексами пород, более или менее разнообразных по вещественному составу и структурным признакам" (Онопrienко и др., 1984, с. 65)	Онопrienко и др., 1984.
Закон Черкесовой	"Морфологически идентичные представители различных архетипов в разных разрезах (районах) появляются и исчезают на неодинаковых стратиграфических уровнях по отношению друг к другу" (Онопrienко и др., 1984, с. 65)	Онопrienко и др., 1984.
Принцип последовательности напластования (принцип Стенона)	"Временные отношения раньше/позже между геологическими телами определяются их первичными пространственными отношениями и (или) генетическими связями(Мейен, 1989, с. 26)	Халфин, 1960, 1980; Степанов, 1967; Садьков, 1974; Степанов, Мессежников, 1989; Фисуненко, 1985; Мейен, 1974, 1989.
Принцип Смита-Гексли	"... соответствие слоев в разных разрезах по признакам, одинаково упорядоченным в каждом разрезе" (Мейен, 1989, с. 122) ".... устанавливает хронологические отношения пространственно разобщенных последовательностей геологических тел" (Мейен, 1989, с. 168)	Мейен, 1974, 1989.
Принцип хронологической взаимозаменяемости признаков (принцип Мейена)	"... позволяет комплексировать признаки и устанавливать хронологические отношения пространственно разобщенных тел со сколь угодно разными стратиграфическими признаками" (Мейен, 1989, с. 168)	Мейен, 1974, 1989; Симаков, 1989

Примечание: По странной традиции, введенной в нашу литературу, видимо, Л.Л. Халфиным (1960), большинству теоретических положений стратиграфии присваиваются имена знаменитых геологов, в более или менее внятной форме высказавших в своих работах взгляды, созвучные представлениям автора, вводящего тот или иной принцип, закон и т.п. К сожалению, в большинстве современных работ, за исключением статьи Х. Шенка (Schenck, 1961), не приводятся дословные ссылки на оригинальные тексты тех ученых, которым приписывается авторство того или иного положения. В данной таблице я сохранил эту традицию, хотя справедливее было бы говорить либо о принципах (законах) Дарвина или Смита в трактовке Д.Л. Степанова или О.П. Фисуненко, либо, еще корректнее, о законах (принципах) стратиграфии Д.Л. Степанова, О.П. Фисуненко, Л.Л. Халфина и т.д. Это тем более логично, что взгляды одного и того же автора (например, В. Смита) разными авторами интерпретируются в существенно различной манере.

Так, перемещение осадочного материала на поверхности Земли, подчиняющееся законам механики, происходит в широком интервале скоростей от $n \cdot 10^{-1}$ - $n \cdot 10$ м/сек. Фиксация же осадочного материала, приводящая к формированию элементарных геосистем (слоев осадочных пород), происходит значительно медленнее - со скоростью $n \cdot 10^{-5}$ - $n \cdot 10^{-10}$ м/сек. Иными словами, возникновение запротоколированных в геологической летописи геосистем, относящихся к формационному уровню организации, представляет собой статистический результат процессов, происходящих на более низком (породном) уровне организации.

Таким образом, с современной точки зрения положение о неполноте геологической летописи представляет собой теоретическое обобщение, опирающееся на актуалистические наблюдения, свидетельствующие о непрерывно-прерывистом характере и статистической природе процессов осадконакопления.

В свою очередь Ч. Дарвин [3, с. 407-436] также был *вынужден* принять концепцию неполноты геологической (стратиграфической) и дополнить ее представлением о неадекватности палеонтологической летописи, чтобы объяснить отсутствие

переходных форм между последовательно возникавшими таксонами и, тем самым, обосновать принятый им на вооружение принцип непрерывности. Свое развитие и теоретическое обоснование концепция неадекватности палеонтологической летописи получила в учении о тафономии [6] в котором доказывается вероятностный (случайный) характер процесса захоронения ископаемых органических остатков.

Для нас принципиально важно, что как неполнота стратиграфической, так и неадекватность палеонтологической летописи является результатом общего процесса, который С.В. Мейен [14, с. 371] назвал *темподесиненцией*. Суть его состоит, с одной стороны, в безвозвратной утрате многих компонентов как биологических, так и геологических систем, а с другой - в полной потере кинематической компоненты информации, касающейся динамической (s.l., т.е. генетической и конкретно-исторической) специфики гео- и биосистем прошлого.

Прямым следствием темподесиненции является *протокольная (статистико-вероятностная)* природа любой информации, запечатленной в геологической летописи. Тем самым определяется *одно-многозначное* соответствие между статическими и любыми ретроспективными квазидинамическими моделями

геологических и палеобиологических систем и процессов.

Отсюда, в частности, следует и несводимость реального геологического времени к физическому, т.е. принципиальная невозможность поставить в однозначной соответствии зафиксированному в геологической летописи протоколу развития какого-либо процесса строго определенный интервал физического времени. По оценкам различных авторов, основанным на сравнении средних скоростей современного осадконакопления с мощностями отложений, с одной стороны, и определенной радиологическими методами длительностью их формирования - с другой, в сводной стратиграфической колонне гипергенной оболочки породами представлено лишь 10-25% физического времени, потребовавшегося для их накопления [1, 16, 17, 40, 41].

Иными словами, статистико-вероятностная природа геологической и палеобиологической информации исключает возможность использования одного из главных постулатов, лежащих в основе процедуры измерения физического времени, согласно которому при равных условиях одинаковые результаты одного и того же процесса достигаются за идентичные промежутки физического времени. Это, собственно, и служит основной причиной, препятствующей введению в геологию метрики физического времени, опирающейся на ретроспективную квазидинамическую модель какого-либо геологического или палеобиологического процесса.

Рассматриваемое положение, которое можно назвать *законом Ляйеля-Дарвина*, является частным случаем более общего, фундаментального закона конденсации темпоральной информации [29] или *закона темподесиненции*. Последний можно сформулировать следующим образом: *статические системы исторической (s.l.) летописи представляют собой случайно сохранившиеся протоколы состояний некогда существовавших динамических (s.l.) систем и являются статистическим результатом их автономного развития и взаимодействия с сосуществовавшими с ними системами и процессами*. Данный закон реализуется не только на геологических и палеобиологических, но также на археологических и исторических объектах и в человеческой памяти [29]. Поэтому нет основания включать закон Ляйеля-Дарвина в теоретико-познавательный аппарат стратиграфии, хотя в последнем и должны учитываться *следствия* из этого закона.

Можно указать по меньшей мере на два важных для стратиграфии следствия из данного закона, фиксирующего фундаментальные свойства любой ретроспективной информации. Первое из них упоминалось выше и состоит в принципиальной несводимости геологического (s.l.) времени к физическому, что объективно требует создания особой модели и метрики концептуального геологического времени. Второе следствие заключается в необходимости использования при создании

квазидинамических моделей любых геологических процессов (в том числе, и выбираемых в качестве базиса для модели и метрики концептуального геологического времени) метода *множественных рабочих гипотез* [42]. Это положение выступает в качестве одного из общих методологических принципов не только стратиграфических, а любых исторических реконструкций [14, 15].

III

Рассмотрим далее группу эмпирических обобщений, объединяющую принципы Грессли-Реневье, Степанова-Халфина и ряд других, которые мы попытались суммировать в законах Холла-Дана-Пейве и Рамсея-Маркова [18]. Как справедливо отмечал С.В. Мейен [15, с. 121], суть всех этих положений достаточно тривиальна и сводится к констатации факта гетерогенности гипергенной оболочки, или, точнее, - анизотропности геологического пространства-времени. Вместе с тем, к их интерпретации можно подойти и с других позиций.

Прежде всего, фактическим основанием для вывода об уникальности всех региостратонов послужили эмпирически установленные различия между ними: либо по составу отложений (т.е. по составу и числу слагающих их пород и содержащихся в них таксонов, представляющих собой *первичные компоненты* любых гео- и палеоэкосистем); либо по их структуре (т.е. по *закону композиции*, определяющему характер пространственного размещения пород); либо в *отношениях* между самими геологическими телами (согласные, несогласные) или слагающими их породами; либо, наконец, по всем трем перечисленным признакам и их попарным комбинациям. Нетрудно понять, что все эти эмпирически установленные различия между конкретными геологическими телами (стратонами) идентичны тем *типам системных трансформаций*, которые выступают в качестве универсальных критериев дискриминации любых материальных систем. Таким образом, данная группа эмпирических обобщений фиксирует, прежде всего, *системную природу* любых не только стратиграфических подразделений, но и конкретных геологических тел вообще.

Далее, в различных геологических дисциплинах предпринимались более или менее успешные и, чаще всего, до конца не завершённые попытки классификации изучаемых каждой из них разнородных объектов - тектонических структур, фаций, формаций, и т.д. Не имея возможности вдаваться в подробное обсуждение этой проблемы, отмечу два принципиально важных вывода, полученных в процессе этих исследований. Во-первых, они привели к заключению о существовании различных уровней организации всех генетически разнородных систем, наличие которых обуславливает *объемно-иерархическую структуру* гипергенной [31]. Во-вторых, они позволили выделить ряды *изоморфных геосистем*, устойчиво сохранявшихся на протяжении всей истории формирования гипергенной

оболочки. Примером таких систем могут служить, скажем, выделяемые в палеобассейнах седиментации палеоландшафтные зоны тылового, внутреннего и внешнего шельфа, склона, трога, поднятия и т.д. Таким образом, мы вправе утверждать, что в течение всей истории палеобиосферы существовал ограниченный набор типовых геосистем (и палеоэкосистем), относящихся к различным уровням организации, связанным иерархическими отношениями.

Сравнение разобщенных в пространстве-времени протоколов функционирования таких изоморфных динамических систем (выступающих в качестве стратонов) свидетельствует о том, что в их строении проявляется действие двух общесистемных законов: *изомеризации* и *полиморфизации* [34]. Закон изомеризации, отражающий изменение отношений между первичными компонентами систем, в простейшем случае выражается в изменении мощностей слоев одинакового состава в последовательных циклитах или в неодинаковых соотношениях между породами различного гранулометрического состава, скажем, в отложениях дельтовых фаций.

Закон полиморфизации, фиксирующий изменение в первичных компонентах изоморфных систем, выражается в изменении состава осадков и/или населения однотипных (изоморфных) гео- и палеоэкосистем. Например, в девонское время зона шельфа была заселена табулятоморфными кораллами, а в меловое - иноцерамами; на внутреннем шельфе Динантского бассейна в фамене накапливались в основном глинисто-алевритовые, а Омолонского - карбонатные осадки и т.д.

Таким образом, можно сказать, что рассматриваемая группа эмпирических обобщений, фиксирующая объективно существующие различия в составе, структуре, свойствах и параметрах гео- и палеоэкосистем (стратонов), отражает проявление законов изомеризации и полиморфизации изоморфных систем, относящихся к одному уровню организации. В обобщенном виде это положение можно сформулировать следующим образом: *изоморфные гео- и палеоэкосистемы, принадлежащие одному уровню организации, отличаются друг от друга: либо первичными компонентами* (составом пород и заключенными в них ископаемыми остатками); *либо отношениями между первичными компонентами* (последовательностью, относительной ролью и мощностью отложений различного состава и/или преобладанием представителей тех или иных таксонов); *либо и первичными компонентами, и отношениями между ними.*

Действие законов изомеризации и полиморфизации гео- и палеоэкосистем проявляется не только на формационном, но и на более высоких уровнях организации. Следствием их является, прежде всего, неодинаковая полнота геологической летописи смежных регионов, так что мы не имеем (и в принципе не можем иметь) "естественного" (непрерывного) эталона хроностратиграфической шкалы. Они

выражаются в различиях вещественного состава, структурных особенностей, геохимических признаков и геофизических свойств, векторов и/или градиентов их изменений в рядоположенных геосистемах. Одним из наиболее ярких проявлений универсальности этого закона является самостоятельность региональных стратиграфических схем, отражающих специфику исторического развития отдельных выделов палеобиосферы.

Динамической интерпретацией закона изомеризации-полиморфизации *статических* гео- и палеоэкосистем является закон их *метахронного развития*, представляющий собой конкретизацию более фундаментального закона *динамического полиморфизма*. Суть его состоит в том, что изоморфные системы одного и того же уровня отличаются друг от друга либо направлением, либо темпами (масштабом и/или частотой псевдоциклов), либо набором факторов, детерминирующих их развитие. При этом существенно, что динамическая интерпретация изомерии статических систем приводит к выводу о метахронности *процессов*, связанных с локальными системами, а полиморфизм статических систем позволяет сделать вывод о метахронности развития самих *систем* как результата взаимодействия различных по своей природе (гетерогенных) факторов. Прямым следствием закона метахронного развития является *релятивизация и свойств, и отношений, и объектов*, приводящая к тому, что изоморфные по своим динамическим свойствам, разобщенные в пространстве-времени гео- и палеоэкосистемы фиксируются в геологической летописи изомерийными и полиморфными статическими системами.

Частным случаем проявления на формационном уровне закона метахронного развития является принцип Головкинского (закон Уиллера-Бислея), который представляет собой, в сущности, ничто иное, как констатацию банального факта: несовпадение внутренних структур автономного развития гетерогенных процессов.

С одной стороны, это предопределяет принципиальную возможность использования в геологии множества несовместимых по своей структуре систем отсчета концептуального времени и *объективную необходимость выбора* одной из них в качестве эталонной.

С другой стороны, взаимное пересечение границ естественных подразделений различных по своей природе систем отсчета с методологической точки зрения исключает возможность использования в теоретико-познавательном аппарате геологии принципа дальности действия, с которым в стратиграфии, в частности, связан так называемый комплексный подход к выделению стратонов и обоснованию их границ.

Наконец, в стратиграфии это предопределяет объективную возможность использования различных (био-, лито-, магнито- и пр.) методов стратиграфического расчленения гипергенной оболочки, примене-

ние которых приводит к выделению различных по своим пространственно-временным параметрам стратонев и созданию несовпадающих по структуре стратиграфических схем. Подчеркну, что употребление *любого* метода стратиграфического расчленения приводит к выделению *естественных* геологических тел, поскольку оно отражает структуру *реальных* процессов, циклически-необратимое развитие которых запотоколировано в геологической летописи.

Подчеркну, что закон метакронного развития проявляется не только в развитии гео- и палеоэкосистем, но и собственно биосистем, у которых он выражен в различных трендах и модусах эволюции отдельных групп ископаемых, в несовпадении уровней однотипных эволюционных преобразований в разных группах (и филумах одной группы), в изменении темпов и масштабов трансформаций состава и/или структуры сообществ одной и той же группы (филума) в течение ее развития и т.д. [27]. В методологическом плане именно действие этого закона *объективно вынуждает* нас принимать за основу при построении метрики палеобиологического времени модель развития какой-либо одной единственной (ортохронологической) группы (филума) за "эталонные" часы.

Метакронность развития гео-, био- и палеоэкосистем является следствием того, что на протяжении всей истории палеобиосферы ее развитие регулировалось взаимным наложением (конstellацией) разнородных факторов, обладавших, с одной стороны, автономными законами циклически-необратимого развития, а с другой - неодинаковыми сферами влияния. При этом различия в составе, мощности, структурных особенностях, количестве и характере взаимоотношений региональных стратиграфических подразделений у рядоположенных геосистем свидетельствуют о том, что одни и те же частные процессы развивались неодинаково в каждой из них и приводили к различным результатам. Иными словами, эмпирически установленные различия в составе, структуре, свойствах и параметрических признаках гео-, био- и палеоэкосистем представляют собой не что иное, как конкретное проявление *динамического полиморфизма* породивших их систем.

Поскольку изомерия и полиморфизм статических систем, изучаемых геологией, отражают метакронность развития (полиморфизм) породивших их динамических систем, относящихся к любым уровням организации палеобиосферы, очевидно, нет смысла вводить эти положения в теоретико-познавательный аппарат стратиграфии. Вместе с тем, как уже отмечалось [28], в методологическом плане закон метакронного развития выступает в качестве фундаментального основания, с одной стороны, принципа Смита-Гексли, а с другой - принципа Мейена, составляющих основу операционального аппарата стратиграфии. Не меньшее влияние он оказывает и на методологию построения метрики

палеобиологического времени, поскольку этот закон объективно предопределяет необходимость введения в теоретико-познавательный аппарат хроностратиграфии ряда *нетривиальных конвенций* [27 и др.].

IV

Особое место в системе эмпирических обобщений занимают второй закон Стенона, постулат Реневье, принципы Рюто и Никитина-Чернышова. Первые два положения фиксируют, по сути дела, пространственно-временную замкнутость частных (локальных) геосистем, обуславливающую линзоподобную структуру гипергенной оболочки (точнее, геологического пространства-времени).

В своем тривиальном прочтении принципы Рюто и Никитина-Чернышова обычно интерпретируются как утверждения, регламентирующие необходимость использования различных критериев для выделения разномасштабных (глобальных, региональных, местных) по пространственно-временному объему подразделений гипергенной оболочки. С моей точки зрения, значительно важнее то, что в этих положениях фиксируется сама *объективная возможность* выделения по разным признакам неодинаковых по своему пространственно-временному объему подразделений.

С одной стороны, это приводит к выводу о том, что отдельные гетерогенные факторы в соответствии с законом динамического полиморфизма обладали не только автономными законами циклически-необратимого развития, определявшими разномасштабность циклов, но и неодинаковой сферой влияния, обуславливавшей неоднородность земной поверхности на любом этапе ее исторического развития.

С другой стороны, декларируемая принципами Рюто и Никитина-Чернышова самостоятельность глобальных и региональных подразделений подводит нас к признанию *объемно-иерархической* (матрешкоподобной) *структуры* гипергенной оболочки или геологического пространства-времени. По сути дела, это же представление лежит в основе концепции самостоятельности общих (универсальных, международных), региональных и местных (локальных) стратиграфических подразделений, наиболее последовательно проведенной в инструктивных изданиях МСК СССР.

В сущности, все эти положения фиксируют объективно существующую иерархическую соподчиненность различных по своему пространственно-временному объему гео-, био- и палеоэкосистем, относящихся к различным уровням организации [9-11]. Сам факт их существования был выявлен в процессе стратиграфических исследований, и вывод о многоуровневой организации и иерархической соподчиненности гео-, био- и палеоэкосистем можно рассматривать как один из немногих эмпирических законов, конкретизирующих аналогичный фундаментальный закон системной организации Природы [34].

Едва ли не самая обширная группа эмпирических обобщений, рассматриваемых О.П. Фисуненко [36] в качестве принципов (Фюкселя, Геттона, Страхова, Сулави-Смита, Кювье, Доллю и т.д. - см. табл. 1), фиксирует достаточно тривиальный для современного исследователя феномен необратимости геологической и биологической эволюции. Для нас значительно существеннее, что анализ и обобщение эмпирических данных, репрезентирующих запротоколированные в гипергенной оболочке результаты развития разнородных (тектонических, седиментационных, климатических, палеобиологических и пр.) процессов позволяют составить общее представление об их характере и структуре [2].

Генерализируя все эти частные обобщения, можно вслед за В.И. Вернадским [2] утверждать, что все частные процессы, происходившие на протяжении всей истории нашей планеты как в неживой, так и в живой природе, развивались, во-первых, *циклически-необратимо*, во-вторых, *непрерывно-прерывисто*, и, в-третьих, обладали *иерархической структурой*.

В генетически разнородных процессах эти *универсальные* свойства проявляются неодинаково четко. Так, в эволюции живого вещества бросается в глаза ее необратимость, тогда как в процессах, происходивших в неживой природе (оадконакопление, тектогенез и пр.) на первый план выступает аспект их многопорядковой периодичности [21], в известной мере затушевывающий необратимость их развития. Следует, вместе с тем, особо подчеркнуть несколько особенностей, проявляющихся при формировании геосистем формационного уровня, к которому относятся стратоны.

Прежде всего, это характерная практически для всех осадочных толщ циклическая повторяемость более или менее широкого спектра пород, отвечающих отдельным стадиям физико-химической дифференциации "нормального" (идеализированного) седиментационного процесса. В классической форме эта особенность выражена в ритмичном флише.

Другая особенность, свойственная всем типам отложений, - это изменчивость состава (т.е. набора пород, участвующих в строении частных циклитов), их структуры и параметров (мощности) в рамках одного и того же стратона. Данная особенность, наиболее ярко проявляющаяся в нижних и верхних частях разрезов осадочных толщ, свидетельствует о флуктуирующем характере седиментационных процессов.

Наконец, третья особенность - это появление в разрезах образований, резко отличающихся по своему составу и/или фациально-генетическим признакам как от подстилающих, так и перекрывающих отложений, с которыми они не связаны какими-либо фациальными переходами и, вместе с тем, не имеют на границах следов явных или скрытых перерывов в осадконакоплении. Такие аномальные по своим признакам отложения рассматриваются сейчас в качестве

протоколов каких-то экстраординарных литособытий [45], нарушающих "нормальный" ход осадконакопления, - цунами, внезапных понижений или повышений уровня вод мирового океана, падения космических тел (импактов) и т.п. Примечательными чертами этих образований (например, таких как хангенбергские и подобные им черные сланцы) являются, во-первых, их близкое к глобальному распространение, во-вторых, появление в разрезах отложений, формировавшихся в совершенно различных фациальных обстановках, начиная от тыловой зоны шельфа и кончая глубоководными трогами, и, в-третьих, присутствие сходных по составу и фациально-генетическим признакам отложений на совершенно различных стратиграфических уровнях [43]. Все эти факты наводят исследователей на мысль, что появление таких аномальных осадков было связано либо с эпизодическими, либо с регулярно повторявшимися глобальными событиями определенного типа. Отсюда, естественно, возникает идея использования протоколов этих событий в качестве маркеров естественных хроностратиграфических границ, якобы обладающих свойством изохронности.

Между тем, все перечисленные особенности можно и следует интерпретировать несколько иначе, если принять во внимание, что выделяемые нами стратоны представляют собой протоколы функционирования, развития *открытых, нестационарных систем*. В этом случае появление в разрезах аномальных по своим фациально-генетическим признакам отложений можно рассматривать в качестве протоколов так называемых *странных аттракторов*, возникающих в процессе саморазвития геосистем в *точках бифуркации* [19, 20]. В этом случае связанная с последними резкая смена в состоянии геосистемы может быть обусловлена либо нарастанием флуктуаций в рамках самой геосистемы, либо незначительными изменениями в условиях ее существования, либо "шоковым" влиянием какого-то внешнего фактора. Однозначно ответить на этот вопрос невозможно, поскольку идентичные по своим признакам образования могут возникать под влиянием различных факторов, поскольку по *закону соответствия* сходство отложений не означает, что они возникли в результате действия одного и того же фактора, в одинаковых условиях или под влиянием того и другого [34, с. 90]. Как видим, данный закон накладывает серьезные ограничения на эффективность применения в стратиграфии так называемого *событийного* подхода.

Специфичность проявления общих законов в развитии различных по своей природе процессов определяет неодинаковые возможности использования их моделей в качестве как основы для стратиграфического расчленения, так и базиса при построении метрики концептуального геологического времени. Вместе с тем, проявление многопорядковой периодичности, обуславливающей иерархическую структуру любого необратимого процесса, предопределяет естественную природу любых

стратиграфических (и, в том числе, хроностратиграфических) подразделений, которые будут отвечать разнопорядковым циклам выбранного привилегированного процесса. С другой стороны, непрерывно-прерывистое развитие любых процессов предопределяет *событийную* природу границ любых стратиграфических (и хроностратиграфических) подразделений вне зависимости от их масштаба. С методологической точки зрения применительно к метрике концептуального геологического времени это означает невозможность использования в геологии искусственных единиц его измерения, или, в более широком плане, теории абсолютного, независящего ни от чего внешнего, времени И. Ньютона.

VI

Рассмотренные выше обобщения касаются гетерогенных (биогенных, косных и биокосных) систем и процессов, развитие которых запротокколировано в геологической летописи. С момента возникновения стратиграфии как самостоятельной дисциплины внимание исследователей привлекала и привлекает проблема взаимоотношения между процессами, происходящими в живой и неживой природе. Предпринимался ряд попыток введения в теоретико-познавательный аппарат стратиграфии положений типа третьего закона Ламарка [22, 23] или принципа относительного соответствия развития земной коры и органического мира [36]. В конечном итоге суть этих и им подобных положений сводится к утверждению прямого или косвенного влияния физико-географических (и, в частности, геологических) факторов на развитие органического мира и, в первую очередь, на возникновение и вымирание таксонов с определенными архетипами. По этому поводу необходимо сделать следующее замечание.

Начиная с Ламарка и катастрофистов, в основе всех попыток объяснить развитие органического мира нашей планеты влиянием на живое вещество внешних факторов лежит исходное для всего классического естествознания положение о том, что всякое тело (точнее говорить о системе) сохраняет состояние покоя (точнее, подвижного равновесия) до тех пор, пока к нему не будет приложена внешняя сила. Принципиально важно, что этот закон справедлив только в отношении систем определенно-го, а именно, *закрытого* типа. Между тем, в природе не существует таких систем и все они являются в той или иной мере *открытыми* (т.е. обмениваются со средой энергией, веществом и/или информацией) и *самоорганизующимися, нестационарными*. Не останавливаясь пока более детально на этой проблеме, подчеркну лишь, что любые попытки свести объяснение развития таких систем к простым динамическим закономерностям, связав эволюцию органического мира с периодическими влияниями на него каких-то определенных (например, тектонических или космических) факторов, заранее обречены на неудачу.

Мне представляется, что в основу любых заключений по проблеме взаимоотношений между организмами (точнее, таксонами) и средой их обитания могут быть положены следующие факты.

Прежде всего, эмпирически доказано, что в природе не существует и не существовало эврибионтных организмов, т.е. животных или растений, способных жить во всем спектре физико-географических обстановок, начиная с вершин Гималаев и кончая дном Тускарорры. Вместе с тем, установлено, что представители одного и того же таксона обитают и обитали в сходных биотопах в значительно удаленных друг от друга местах (ареалах). Этот факт обобщен в эмпирическом законе Грессли, который фиксирует универсальное свойство пространственного распределения любых биологических (таксономических) систем, а именно *квазиглобально-мозаичную структуру их ареалов*.

Далее, изучение послыонного распределения ископаемых остатков различных групп ископаемых организмов в разрезах одновозрастных отложений различных (и даже одного и того же) районов показало, что представители одних и тех же видов появляются и исчезают в каждом из них в неодинаковой стратиграфической последовательности. Эти факты, обобщенные в эмпирическом законе Черкесовой, по сути дела подтверждают *постулированное* еще Ч. Ляйелем и Ч. Дарвином положение о том, что длительность существования представителей одного и того же таксона в разобщенных (как разно-, так и однотипных) экосистемах неодинакова.

Подчеркну, что данный вывод является частным случаем более общего закона изомерии [34]. Действительно, изменения в отношениях между интервалами стратиграфического распространения одних и тех же видов в разных разрезах эквивалентны утверждению, что в изоморфных системах, представленных пространственно разобщенными палеоэкосистемами с одними и теми же первичными компонентами (т.е. таксонами), изометрические (стереометрические) отношения между ними нарушаются. В этих условиях изменение отношений между пространственно-временными ареалами представителей одних и тех же таксонов в разобщенных палеоэкосистемах интерпретируются как *временная изомерия*: длительность существования представителей одного и того же таксона в разных экосистемах была неодинаковой. Отсюда далее следует вывод о метахронности развития одной и той же биосистемы (таксона) в различных экосистемах. Иными словами, собственное время таксона зависит от условий его существования, или, иначе, от характера развития той палеоэкосистемы, компонентом которой, он является. Таким образом, на основании эмпирически устанавливаемого проявления стереометрической изомеризации мы приходим к выводу об изомеризации темпоральных свойств частных биосистем (таксонов) в зависимости от условий их существования.

Приведенные выше эмпирические обобщения позволили мне сформулировать общий закон экологического контроля: *время появления, длительность и ареал обитания, время исчезновения представителей любого таксона в каждом конкретном районе (экосистеме) определяются необходимыми и достаточными для их существования экологическими условиями* [27, 28] и др. Подчеркну, что данное положение, являющееся конкретизацией понятия *хроноизомерии* [35] применительно к таксонам, является частным случаем закона метакронного развития конкретных систем в зависимости от условий их существования.

Подчеркну, что данный закон, в отличие от положений типа третьего закона Ламарка, ничего не утверждает относительно непосредственного или косвенного влияния среды обитания на возникновение таксонов с новыми архетипами: он лишь фиксирует тривиальное положение о зависимости пространственно-временных ареалов представителей любых таксонов от условий их существования. Вместе с тем, именно этот закон в совокупности с законом метакронного развития выступает в качестве фундаментального основания одного из основных операциональных принципов стратиграфии - принципа Мейена [28].

VII

Наконец, коротко остановимся еще на одном положении, а именно на принципе Карпинского. С точки зрения Л.Л. Халфина [38], который ввел это положение в теоретико-познавательный аппарат стратиграфии, оно фиксирует универсальное свойство всех подразделений Международной стратиграфической шкалы (МСШ) - наличие между ними переходных образований со смешанной фауной. Данный факт, с его точки зрения, является отображением фундаментальной особенности структуры эволюционного процесса органического мира, в котором продолжительные периоды сравнительно спокойного развития чередуются с кратковременными коренными изменениями в его направлении (ароморфозами).

С последними связано возникновение таксонов с новыми архетипами. Принимая во внимание специфичность таких подразделений, Л.Л. Халфин вслед за А.П. Карпинским [8, с. 133] предлагал не вводить их в состав ни более древних, ни более молодых единиц МСШ, а выделять в качестве ее самостоятельных членов. Данная точка зрения распространена довольно широко, однако не поддерживается большинством современных специалистов, поскольку придание статуса самостоятельных подразделений таким переходным образованиям не решает проблему установления хроностратиграфических границ.

Существование образований со своеобразной фауной (флорой), занимающих пограничное положение между подразделениями МСШ практически любого ранга, является эмпирически доказанным,

и с этой точки зрения справедливее было бы называть рассматриваемое положение *законом*, а не принципом. Специфичность содержащихся в них ископаемых органических остатков состоит не только в том, что среди них содержатся как представители более древних, так и более молодых таксонов, но и в том, что здесь же присутствуют более или менее аномальные по своим морфоструктурным признакам организмы, относящиеся к так называемым *тупиковым* эволюционным ветвям.

По сути дела, органический мир переходных образований представляет собой протоколы *событий*, нарушающих "нормальный" (т.е. постепенный) ход эволюции и выраженных в явлениях *морфоструктурной диверсификации* [27 и др.]. В ходе последней происходит как бы опробование возможных путей дальнейшего развития предковой биосистемы (таксона) и отбор наиболее оптимальных для данных условий архетипов. Образно говоря, меняющаяся биосистема рыщет, мечется в рамках ответственного ей фазового пространства, апробируя различные заключенные в нем пути дальнейшей эволюции. В этом проявляется, на мой взгляд, одна из важнейших особенностей биосистем - их *нелинейность*, в корне отличающая их от более жестко детерминированных геологических систем. Не вдаваясь в дальнейшее обсуждение этой проблемы, отмечу следующее.

Объективное, эмпирически установленное существование переходных образований между смежными подразделениями МСШ фактически отображает специфику *мгновений* реального геологического времени, происходящие в которые *события* разделяют *моменты*, отвечающие подвижно-равновесным состояниям палеобиосферы. Существование этих интервалов отражает, таким образом, фундаментальную особенность развития палеобиосферы и органического мира нашей планеты - его непрерывно-прерывистый характер. Тот факт, что этим событиям в геологической летописи отвечает определенным пространственно-временные объемы, предопределяет специфику методологического подхода к решению проблемы хроностратиграфических границ, которые априорно представляются в форме безразмерных точек на шкале геологического времени и сопряженных с ними "лезвий ножа" [27 и др.].

VIII

Приведенные по необходимости краткий обзор и интерпретация эмпирических обобщений, претендующих на включение в теоретико-познавательный аппарат стратиграфии, позволяют, как мне представляется, сделать следующие основные выводы.

Прежде всего, как отдельные положения, так и их группы, с одной стороны, представляют собой конкретизацию более общих фундаментальных законов, и, благодаря этому, с другой стороны, они фиксируют свойства и признаки не только объектов изучения стратиграфии, но и геологических объектов вообще. Если так можно выразиться, они определяют свойства естественно-научной картины геологическо-

го мира, одну из сторон или аспектов которого (пространственно-временные свойства и отношения естественных геологических тел - [15]) изучает стратиграфия. Совершенно очевидно, что эти свойства изучаемой стратиграфией (и геологией в целом) реальности не могут не учитываться в теории и практике стратиграфических исследований, поскольку они предопределяют специфику как методологических подходов, так и операциональных (методических) приемов решения стоящих перед ними типовых задач. Наиболее существенными с этой точки зрения мне представляются следующие фундаментальные законы, проявляющиеся в строении и развитии любых (и в том числе, стратиграфических) геологических систем и процессов.

На первое место я бы поставил закон *системной организации* любых геологических и палеобиологических объектов, который имеет два аспекта. Первый из них касается законов *организации*, а второй - *типизации* систем.

Одним из наиболее важных проявлений закона системной организации геологических (s.l.) систем является многоуровневая организация гео-, био- и палеоэкосистем, определяющая объемно-иерархическую (матрешкоподобную) структуру гипергенной оболочки или, точнее, реального геологического пространства-времени. Другим отражением того же закона являются широко распространенные явления полиморфизма, с которыми стратиграфия сталкивается как на уровне отдельных стратонтов (принцип Грессли-Реневи), так и при региональных исследованиях (принцип Усова).

Особое положение занимает закон *метахронного развития* гетерогенных систем и процессов, являющийся конкретизацией более общего закона динамического полиморфизма. Этот закон фиксирует кардинальную особенность развития как геологических, так и биологических систем и процессов. Применительно к последним он конкретизируется в законе *экологического контроля*, фиксирующем явление *хроноизомерии*, обусловленное спецификой пространственно-временного распределения биологических (таксономических) систем. Оба этих закона играют важную методологическую роль как в стратиграфии, так и в хроностратиграфии, поскольку в первой на них опираются принципы Смита-Гексли и Мейена, а во второй они определяют необходимость введения в теоретико-познавательный аппарат ряда нетривиальных конвенций [27, 28].

Со вторым аспектом системной организации гипергенной оболочки связано определение того, развитие какого типа динамических систем прошлого запротоколировано в изучаемых геологией статических системах. Выше уже упоминалось, что геология в целом и стратиграфия, в частности, имеют дело с протоколами развития открытых систем различного типа. Так, геологические открытые системы обмениваются со средой только энергией и веществом и развитие их контролируется тремя так

называемым руководящими факторами - климатом, тектоническим и гидродинамическим режимами. Биологические системы обмениваются со средой веществом, энергией и информацией и принадлежат к типу открытых самоорганизующихся нелинейных систем. Свойство нелинейности особенно ярко выражено у биосистем в явлениях морфоструктурной диверсификации (представляющих аналоги точек бифуркации физико-химических систем), связанные с которыми "тупиковые" ветви эволюции протоколируют их "блуждания" по полям путей возможного развития.

Принципиально важно подчеркнуть два момента, связанных с системной организацией геологических объектов. Прежде всего, в отличие от физики, химии и биологии геология имеет дело с изучением *статических* (а не актуально функционирующих) систем, представляющих собой протоколы развития некогда существовавших открытых динамических (s.l.) систем. Далее, специфической чертой изучаемых геологией статических систем является то, что они представляют собой протоколы необратимого развития процессов, связанных именно с открытыми системами. Эти две особенности требуют, с одной стороны, тщательной разработки методологии исторических реконструкций [14], а с другой - накладывают определенные ограничения на использование при этих реконструкциях методологических приемов и подходов, свойственных классической физике, оперировавшей с идеализированными моделями закрытых систем, которыми управляют обратимые законы, безразличные к пространству и времени и конкретным условиям их существования.

Второе место, с моей точки зрения, занимает общий закон конденсации темпоральной информации или закон *темпдесиненции*, выражающий, с одной стороны, статистико-вероятностную (протокольную) природу статических систем, а с другой, - утверждающий отсутствие одно-однозначного соответствия между статическими системами и воссоздаваемыми на их базе квазидинамическими моделями. Важнейшим следствием данного закона является принципиальная несводимость геологического времени к физическому. В более общем плане данный закон фиксирует кардинальное различие между динамическим и статическим реальным временем [29].

На третье место я вывожу закон *циклически-необратимого непрерывно-прерывистого развития* всех частных, гетерогенных по своей природе, процессов, который можно назвать *законом Вернадского*. Благодаря многопорядковой периодичности, свойственной циклически-необратимым процессам, данный закон также имеет системную природу. Как впервые доказал в свое время В.И. Вернадский [2], непрерывно-прерывистая структура, отражающая чередование периодов подвижно-равновесных состояний систем, в основе которых лежат псевдообратимые процессы, и скачкообразных переходов систем из одних квазистабильных состояний в другие, является универсальным свойством всех (начиная от

радиоактивного распада атомов и кончая историей Космоса) эволюционных процессов реальности. Подчеркну, что этот закон имеет всеобщий характер и касается не только изучаемых геологией, но и любых природных систем и процессов и отражает происходящие параллельно рост энтропии и накопление информации [24]. Частной конкретизацией этого закона можно считать закон Карпинского, фиксирующий запротоколированные в геологической летописи переломные моменты в развитии органического мира и палеобиосферы. В методологическом плане этот закон выступает в качестве руководящего принципа хроностратиграфии, определяющего континуально-дискретную структуру шкалы геологического времени, естественность ее подразделений и событийную природу их границ. Думается, что вкупе с законом многоуровневой организации геологических (s.l.) систем этот закон может играть роль принципа и при разработке методологии стратиграфического расчленения.

Фундаментальный характер этих законов выражается, с одной стороны в том, что они определяют специфическую природу, структуру и свойства объекта (гипергенной оболочки) и предмета (история ее развития) изучения не только стратиграфии, но и геологии в целом, а с другой - в том, что они объективно отображают универсальные свойства тех процессов, которые происходили на протяжении всей истории формирования гипергенной оболочки. Если угодно, то система этих законов определяет наиболее общие черты естественно-научной картины геологического мира, принципиальное отличие которой от концептуальной картины физического мира состоит в том, что он представлен статическими (а не динамическими) системами, являющимися протоколами необратимо развивавшихся, гетерогенных по своей природе систем и процессов.

Далее, эти фундаментальные законы выполняют двоякую методологическую функцию. С одной стороны, они играют роль ограничителей, запрещающая использование при ретроспективных реконструкциях ряда положений и теорий классической физики (например, субстанциальной концепции времени). С другой стороны, они требуют применения при анализе геологической реальности ряда принципиальных положений, опирающихся, в частности, на общую теорию систем.

Наконец, на базе этих законов можно сделать ряд аналитических предсказаний, выступающих в форме их логических следствий, которыми регламентируются, например, операциональные правила построения модели концептуального геологического времени и определения временных свойств и отношений геологических объектов [28].

IX

Если с изложенных позиций оценить приведенные выше (см. табл. I) положения, претендующие на включение в теоретико-познавательный аппарат стратиграфии, то нетрудно убедиться, что подавляю-

щее их большинство, во-первых, является более или менее полной конкретизацией более общих, фундаментальных законов, отображающих специфику изучаемых геологией объектов (табл. 2), а во-вторых, за исключением принципов Стенона, Смита-Гексли и Мейена, опирающихся на эти фундаментальные законы, не может претендовать на роль *операциональных принципов*, регламентирующих те или иные процедуры стратиграфических исследований (как бы ни трактовались их цели и задачи).

В этой связи обращает на себя внимание то обстоятельство, что ни в одной из работ, посвященных общим вопросам стратиграфии мне не удалось обнаружить ни общего определения понятия "стратон", ни каких-либо положений, регламентирующих процедуру их выделения. Авторы обычно уделяют более или менее значительное внимание проблеме соотношения между различными (био-, лито- и пр.) *методами* выделения стратиграфических подразделений, использующими различные признаки естественных геологических тел, но не *принципам*, которыми при этом следует руководствоваться. Между тем очевидно, что коль скоро в гипергенной оболочке запротоколировано циклически-необратимое развитие гетерогенных систем и процессов, то расчленение ее может осуществляться по самым разнообразным признакам, репрезентирующим объемно-иерархическую структуру систем и процессов любого генетического типа. Однако используя эти различные по своей природе (литологические, палеонтологические, тектонические, геофизические и пр.) признаки в качестве основания деления (расчленения) гипергенной оболочки, следует руководствоваться некоторыми универсальными операциональными принципами, опирающимися на общее определение самого понятия подразделение (стратон).

Если опираться на закон системной организации гипергенной оболочки, то в качестве *принципа* ее расчленения может выступать следующее положение: *стратиграфическое расчленение представляет собой процедуру выявления объемно-иерархической структуры гипергенной оболочки, отражающей циклически-необратимое непрерывно-прерывистое развитие какой-либо системы, свойственные которой признаки приняты за основание выделения стратонов..*

Понятие *стратон* в этом случае можно определить таким образом: *это комплекс отложенный, сформировавшихся в период подвижно-равновесного состояния конкретной, относящейся к определенному уровню организации, системы, принадлежащей к тому генетическому типу систем, модель циклически-необратимого непрерывно-прерывистого развития которых выбрана в качестве основания для расчленения гипергенной оболочки.* Подчеркну, что предложенные определения в равной степени применимы к стратонам, как выделяемым с помощью любых методов, так и обладающих любым пространственно-временным объемом.

**Связь между фундаментальными законами и положениями, претендующими на введение
в теоретико-познавательный аппарат стратиграфии**

Фундаментальные законы	Положения стратиграфии
<p>Законы системной организации - закон объемно-иерархической структуры систем - закон полиморфизации - закон изомеризации - закон динамического полиморфизма (метахронного развития) - закон хроноизомерии (экологического контроля) Закон темподесиненции Закон Вернадского (циклически-необратимого непрерывно-прерывистого развития)</p>	<p>Принципы Никитина-Чернышова, Рюто, постулат Реневиэ, второй закон Стенона. Принципы Усова, Грессли-Реневиэ, географических различий стратонов и характеризующих их комплексов ископаемых. Принцип Головкинского (закон Уилера-Бислея), законы Холла-Дана-Пейве, Рамсея-Маркова. Законы Грессли, Черкесовой. Принципы Дарвина (закон Ляйеля-Дарвина). Принципы необратимости геологической и биологической эволюции, Фюкселя, Геттона, Страхова, Сулави-Смита (палеонтологической сукцессии), Кювье, Долло, Халфина-Степанова, объективности Международной стратиграфической шкалы и ее подразделений, принцип Карпинского.</p>

Далее, обращает на себя внимание, что стратиграфия не располагает собственной классификацией изучаемых ею объектов - стратонов. Общепринятое деление стратиграфических единиц на международные (общие, универсальные и т.п.), региональные и местные (объективно отражающее объемно-иерархическую структуру гипергенной оболочки) с выделенными в каждой из этих категорий типами стратиграфических единиц не может рассматриваться в качестве классификации по двум причинам: из-за отсутствия общего основания сравнения (деления) и содержательных определений используемых понятий (свита, зона и пр.). В основу такой классификации, как мне представляется, может быть положен принцип, опирающийся на закон изомеризации. В этом случае классификацию стратонов можно было бы проводить на основании их связи с иерархически соподчиненными естественными выделами биосферы [31]. Впрочем, возможны и другие основания для классификации стратонов, и здесь не место для обсуждения этой проблемы.

В заключение подчеркну, что, соглашаясь с точкой зрения С.В. Мейена, согласно которой "стратиграфия изучает пространственно-временные отношения комплексов горных пород (или просто геологических тел) в земной коре" [13, с. 35], я бы отнес к прерогативам стратиграфии и выделение геологических тел или расчленение гипергенной оболочки. В этом случае теоретико-познавательный аппарат стратиграфии можно было бы рассматривать как систему из четырех операциональных принципов: сформулированного выше принципа расчленения, Стенона, Смита-Гексли и Мейена. Первый из них регламентирует процедуру выделения стратонов и определяет их пространственно-временные свойства, а три последних - создание модели их первичных пространственно-временных отношений. Исключаемая в задачи стратиграфии некоторыми исследователями периодизация геологической истории (напр., [7]) в этом случае оказывается за рамками данной дисциплины, поскольку, с одной стороны, она частично

решается при выборе основания для расчленения гипергенной оболочки, а с другой, как подчеркивал С.В. Мейен [15], требует привлечения не только стратиграфических данных и использования специфического теоретико-познавательного аппарата [14].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. 236 с.
2. Вернадский В.И. Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988. 520 с.
3. Дарвин Ч. Происхождение видов. М.:Л.: ОГИЗ, 1935. 630 с.
4. Друянов Л.А. Место закона в системе категорий материалистической диалектики. М.: Высш. шк., 1981. 144 с.
5. Егоян В.Л. Тенденции в развитии общей стратиграфии. Ст.1. Квазистратиграфические шкалы. // Бюлл. МОИП. Отдел геол., 1987. Т. 62. Вып. 1. С. 3-15.
6. Ефремов И.А. Тафономия и геологическая летопись. М.: Изд-во АН СССР, 1950. Кн. 1. 177 с.
7. Жамойда А.И. Принципы стратиграфии. // Практическая стратиграфия. Л.: Недра, 1984. С. 10-14.
8. Карпинский А.П. Собрание сочинений. М.:Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 522 с.
9. Круть И.В. Исследования оснований теоретической геологии. М.: Наука, 1973. 201 с.
10. Круть И.В. К построению стратиграфической теории. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974. №7. С. 38-49.
11. Круть И.В. К построению стратиграфической теории. Палеобиогеоэценоотическая организация и стратиграфические подразделения // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974б. №8. С. 26-37.
12. Ляйель Ч. Основные начала геологии. СПб., 1866. 650 с.
13. Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: ГИН АН СССР, 1974. 186 с. - Деп. в ВИНТИ 1. IV. 74. №1949-74.
14. Мейен С.В. Специфика историзма и логика познания прошлого в геологии // Развитие учения о времени в геологии. Киев: Наукова думка, 1982. С. 361-381.

15. Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
16. Наливкин Д.В. Ураганы, бури и смерчи. Географические особенности и геологическая деятельность. Л.: Наука, 1969. 488 с.
17. Наливкин Д.В. Проблемы перерывов. // Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974. С. 10-21.
18. Оноприенко В.И., Симаков К.В., Дмитриенко А.Н. Методология и понятийный базис геохронологии. Киев: Наукова думка, 1984. 127 с.
19. Пригожин И. От существующего к возникающему. М.: Прогресс, 1985.
20. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. М.: Прогресс, 1986. 431 с.
21. Рундквист Д.В. Две категории законов в геологии и фактор времени. // Принцип историзма в геологии и палеобиологии. Н-к: Наука, 1990. С. 68-73.
22. Садыков А.М. Система универсальной стратиграфической классификации. // Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969. №1. С. 19-28.
23. Садыков А.М. Идеи рациональной стратиграфии. Алма-Ата: Наука, 1974. 183 с.
24. Силин А.А. Энтропия, вероятность, информация. // Вестник РАН, 1994. Т. 64. №6. С. 490-496.
25. Симаков К.В. Стратиграфия, геохронометрия и геохронология. // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 17-26.
26. Симаков К.В. Геологический календарь на палеобиологической основе. // Развитие учения о времени в геологии. Киев: Наукова думка, 1982. С. 242-270.
27. Симаков К.В. Проблема определения хроностратиграфических границ (на примере границы девона и карбона). М.: Наука, 1986. 396 с.
28. Симаков К.В. Об основных принципах теоретической стратиграфии. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989. №10. С. 17-23.
29. Симаков К.В. Время Земли. // Тихоокеан. геол., 1991. №4. С. 86-101.
30. Симаков К.В. К истории развития представлений о геологическом времени. Статья первая. // Тихоокеан. геол., 1992, N 6. С. 90-106.
31. Симаков К.В., Похилайнен В.П. К вопросу о разрешающей способности и структуре хроностратиграфической шкалы. // Актуальные проблемы хроностратиграфии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 77-122.
32. Степанов Д.Л. Об основных принципах стратиграфии. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967. №10. С. 103-114.
33. Степанов Д.Л., Месежников М.С. Общая стратиграфия. Л.: Недра, 1979. 423 с.
34. Урманцев Ю.А. Симметрия Природы и природа Симметрии. М.: Мысль, 1974. 229 с.
35. Урманцев Ю.А., Трусов Ю.П. О свойствах времени. // Вопр. филос., 1961. №5. С. 58-70.
36. Фисуненко О.П. Принципы стратиграфии. Ворошиловград, 1985. 101 с. - Деп. УкрНИИТИ 9.VIII.85, N 1758 Ук-85.
37. Халфин Л.Л. О тектоностратиграфическом направлении в геологии и принципах стратиграфии. // Основные идеи М.А.Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. С. 381-394.
38. Халфин Л.Л. Теоретические вопросы стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
39. Anthony J.W. Geological stratigraphy. // Univ. Arizona Phys. Sci. Bull., 1955. N 2. P. 82-98.
40. Barrell J. Rhythmus and the measurements of geologic time. // Geol. Soc. Am. Bull., 1917. Vol. 28. P. 745-904.
41. Brinkmann R. Statistisch-biostratigraphische Untersuchungen an Mitteljurassischen Ammoniten über Artbegriff und Stammesentwicklung. // Gesell. Wiss. Güttingen, Math.-phys. Kl., 1929. Abh. 13. N 3. S. 109-180.
42. Chamberlin C.T. The method of Multiple working hypotheses. // A source book in geology. N.Y.-L.: McGraw Hill Book Co. Inc., 1939. P. 604-612.
43. House M.R. Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. // Nature, 1985. Vol. 313. P. 17-22.
44. Schenck H.G. Guiding principles in stratigraphy. // J. Geol. Soc. India, 1961. Vol. 2. P. 1-10.
45. Walliser O.H. Pleading for a natural D/C boundary. // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 1984. N 67. P. 241-246.

*Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт
Дальневосточного отделения
Российской академии наук*

г. Магадан

*Поступила в редакцию
29 декабря 1994 г.*

K. V. Simakov

ON THE EPISTEMOLOGICAL APPARATUS OF STRATIGRAPHY

The problem of relationship between the concepts, that claim to be included into the epistemological apparatus of stratigraphy, and more general fundamental laws is considered in this book. their connection with universal laws is substantiated including the law of systemic hierarchy (the system volumetric hierarchic structure, polymorphism, isomerism, dynamic polymorphism and chronoisomerism) of the hypergenous shell, the law of tempodesinence and the law of a cyclic irreversible continuous-discrete development of any system and process. The operational principles of stratigraphy are proposed to be completed with the principle of subdivision of the hypergenous shell. The general notion of **straton** is formulated in this book.

Г.М. Власов

ГЕОТЕКТОНИКА НА РАСПУТЬЕ

Геотектоника находится в кризисном состоянии из-за отсутствия приемлемой теории, удовлетворяющей запросы науки и геологической практики. Сделаны анализ содержания и оценка возможности дальнейшего развития двух современных гипотез, претендующих на господство в геотектонике: тектоники плит и тектонической расслоенности литосферы. Обе они принадлежат к нежизнеспособному направлению крайнего мобилизма, которому свойственны серьезные недостатки: 1) гипертрофированные представления о горизонтальных движениях и недоучет вертикальных движений земной коры; 2) рассмотрение преимущественно тектоники поверхностных оболочек Земли; 3) недооценка, а часто и полное игнорирование огромного эмпирического материала геосинклинальной "теории"; 4) умозрительность гипотез, отсутствие проверки их основных положений практикой, что приводит к абсурдности некоторых выводов.

Естественным путем развития геотектонической теории является своевременный анализ и обобщение новых фактов, при одновременном учете ранее полученного фактического материала. Подтвердившаяся связь геосинклиналей с глубинными, мантийными процессами обязывает к переоценке геосинклинальной "теории", признанию ее в качестве базы для дальнейшего развития геотектоники.

В статье высказаны некоторые соображения о перспективах становления "новой" геотектонической теории.

Как приближение грозы задолго ощущается по многим, иногда трудно улавливаемым признакам, так сейчас выявляется все больше предвестников кризисного состояния геотектоники. 1) Это, прежде всего, отсутствие приемлемой теории, в равной степени удовлетворяющей запросы науки и практики. 2) Односторонний подход, догматизм новых "теорий". 3) Преимущественно умозрительный характер основных положений гипотез, отсутствие своевременной проверки их практикой, что приводит в ряде случаев к абсурдности делаемых выводов. 4) Многочисленность противоречий, с которыми сталкиваются авторы и сторонники этих "теорий". 5) Отход от недавно выдвинутых гипотез все большего числа бывших их сторонников и т. д.

Наряду с этим, появляются факты, противоречащие высказанным гипотезам и открывающие перспективы развития в геотектонике принципиально новых научных представлений.

В подтверждение сказанному можно привести высказывание одного из наиболее авторитетных русских тектонистов - Ю.М. Пушаровского: "Сложившаяся в настоящее время в теоретической тектонике ситуация такова, что чувствуется острая необходимость в появлении новых фундаментальных идей, ибо нет удовлетворенности от имеющихся ныне концепций и теорий" [38, с. 3].

В этих условиях своевременно сделать анализ содержания и оценить возможности развития относительно недавно выдвинутых гипотез, претендующих сейчас на господствующее положение в геотектонике, а также высказать некоторые соображения о перспективах становления "новой" геотектонической науки.

Вряд ли имеет смысл повторять здесь многочисленные претензии в адрес тектоники плит различных специалистов, в том числе и автора данной статьи [6, 9, 10, 14, 16]. Достаточно сказать, что базовая идея этой гипотезы о существовании процесса субдукции не оправдалась. Факты, полученные средствами сейсмической томографии, показывают маловероятность правильной глобальной конвекции в мантии - предполагавшегося двигателя литосферных плит. В связи с этим все большие количества бывших сподвижников тектоники плит отходят от нее [12]. Геологи, соприкасающиеся с практикой геологических работ, вообще не считают нужным обращаться к этой гипотезе [16].

Геологами Московского геологического института (ГИН) была предложена гипотеза тектонической расслоенности литосферы и дифференцированного движения литосферных пластин [48]. Она рассматривается авторами как современная ведущая геотектоническая теория. По мнению С.Д. Соколова, "концепция глобальной расслоенности и учение о неоднородностях могут явиться той основой, на которой будет создана новая теория геологических процессов" [48, с. 165].

Главное содержание гипотезы ГИНа составляют представления о течении горных масс, значительных послынных перемещениях пород, срывах оболочек тектоносферы с развитием глубинных шарьяжей, почти повсеместном распространении покровных и покровно-чешуйчатых структур, многократное наложение которых обуславливает тектоническую расслоенность литосферы.

Кроме того, гипотеза, в той или иной степени, учитывает и большинство положений тектоники плит, которая оценивается геологами ГИНа как

"наилучшая модель развития тектонических и магматических процессов и лишь нуждается в известных поправках" [48, с. 3]. В среде русских сторонников новой гипотезы происходит "расслоение" на мобилистов крайних, безоговорочно принимающих все каноны тектоники плит (например, С.Д. Соколов), и умеренных, сомневающих в реальности субдукции (например, Ю.М. Пушаровский). Промежуточную позицию, по-видимому, занимает Е.Н. Меланхолина, использующая при анализе островодужных систем плейттектонические методики, но отмечающая многие их недостатки.

При анализе систем островных дуг Ю.М. Пушаровским и Е.Н. Меланхолиной [42] не была учтена неудачная попытка У.В. Гамильтона [60] расшифровать сложные структуры Индонезийских дуг на основе тектоники плит: этот автор высказал неудовлетворенность своей работой, отметил условность сделанных им выводов. Кажется, что трудности при рассмотрении дуг частично обусловлены представлениями крайних мобилистов о связи образования дуг с сжатием. Между тем, сложная сеть различно ориентированных дуг естественнее связывать с растяжением, обусловившим растрескивание коры и внедрение мантийных диапиров по разломам, отмечающим внешние дуги.

Расслоенность - общая особенность литосферы. Ее существование не вызывает сомнений. Значительные же послонные перемещения требуют доказательств. Они должны затрудняться обилием вертикальных и крутонаклоненных магматических тел, которые, по выражению Е.Н. Меланхолиной [31], как "гвозди" прошивают литосферу. Реально существующие магматические колонны, длительно продвигавшиеся (через серию промежуточных очагов) к поверхности, трудно объяснимы при значительных послонных перемещениях.

Предположение о срывах оболочек тектоносферы Земли с образованием глубинных шарьяжей, положенное в основу гипотезы, вызвано ошибочным, как показали работы Ю.А. Косыгина [24], С.С. Зиминой [50] и многих других авторов, отождествлением офиолитов и океанической коры прошлого [36]. Магматические тела офиолитов, обнажающиеся на поверхности Земли, рассматриваются сторонниками новой гипотезы как фрагменты мантии в шарьяжных перекрытиях, или как отторженцы океанической коры, обдукцированные (надвинутые) на сушу. Лишь Н.А. Богданов допускает, что, наряду с этим, образования офиолитовой ассоциации участвовали в формировании корней островных дуг [2, с. 96].

А.В. Пейве, выдвинув гипотезу срывов оболочек тектоносферы, предложил внести исправления в представления о глубинных разломах, которые, по его мнению, уже не соответствовали выявившемуся широкому распространению горизонтальных движений [35]. Было решено выделить два типа генетически и пространственно связанных друг с другом структур - глубинные шарьяжные срывы оболочек и

оперяющие их вертикальные глубинные разломы. Последние объяснялись как поверхностное выражение тектонических процессов, которые реализуются вдоль глубинных срывов [23]. Оба типа "глубинных" разломов не имеют непосредственной связи с мантией, будучи отделены от нее поверхностью срыва.

Все эти новации не нашли отклика у геологической общественности, а, наоборот, вызвали возражения [11]. Выходы на поверхность интрузий гипербазитов и вулканических тел коматиитов, пикритов и прочих ультраосновных лав описаны в различных районах мира и в геологических образованиях различного возраста [1, 30, 50]. Поэтому нет необходимости объяснять появление ультрабазитов на поверхности Земли глубинными срывами.

С.С. Зимин [20] связывает ошибочное отождествление офиолитов с океанической корой с тем, что сторонниками гипотезы уделялось внимание преимущественно вторичным особенностям гипербазитов, обусловленным тектоническими дислокациями, и недостаточно исследовались первичные их признаки (структура, текстура, минеральные соотношения и пр.).

В итоге на картах сторонников новой гипотезы вдоль океанического склона островодужных систем показываются протяженные офиолитовые покровы - аллохтоны. Офиолиты на приостровных склонах океанических желобов, у выходов зон Заварицко-Беньофа, рассматриваются как аккреционные призмы у зон субдукции, или как породы фундамента, на котором развивались островные дуги. Фактически офиолиты океанических желобов являются мантийными магматическими образованиями, внедрившимися по глубинным разломам, отмечающими ранний, инициальный магматизм эвгеосинклиналей складчатых областей и внешних дуг островодужных систем [5, 14, 15]. Таким образом, вне внимания сторонников гипотезы остались важнейшие эвгеосинклинальные структуры, очень перспективные в отношении руд уральского типа. Возможно, что "замена" в гипотезе ГИНа эвгеосинклинальных зон аллохтонными покровами офиолитов была, в какой-то мере, вызвана отрицательной оценкой Ю.М. Пушаровского термина "эвгеосинклиналь" как архаичного, сборного, излишнего для современной тектоники [38]. Против этого, конечно, следовало возражать, что и имело место [7].

Различия офиолитов у глубоководных желобов и офиолитов "океанических", в срединно-океанических хребтах (где, по представлениям плейттектонистов, продуцируется плита океанической литосферы), давно интересуют петрологов и петрохимиков. Исследования, проведенные различными авторами, показали сходство этих образований, но отнюдь не их тождество, как утверждает новая гипотеза.

Островодужные офиолиты, находящиеся у желобов, отличаются от океанических по геохимическим особенностям (за счет дополнительного влияния

мантйных флюидов), большей истощенности мантйных членов, бонинитовому характеру (повышенной магнезиальности), последовательности кристаллизации минералов, различной смене пород в офиолитовых рядах, более частым содержанием кумулятивных хромит-дунитовых тел, более раннему формированию по отношению к вулканическим дугам, большим количеством ассоциирующих с офиолитами средних и кислых вулканитов, диоритов, плагиогранитов, переходу этих образований вверх в спилито-кератофировую формацию эвгеосинклиналей, залеганием еще выше флиша [27].

Главное же, что отличает офиолиты глубинных разломов от океанической коры, это то, что с инъекцией мантйной магмы начинается геосинклинальный процесс. Причем чаще геосинклинальный процесс начинается с образования рифта, как справедливо отметил В.Е. Хаин [53] и как хорошо проявлено в структурах Урала [19].

Офиолитовый магматизм в последующем сменяется толеитовым базальтовым, а затем известково-щелочным и субщелочным. Офиолиты и базальты локализируются у глубинных разломов внешней (рифтогенной) дуги, ареной же известково-щелочного и субщелочного магматизма является внутренняя, вулканическая дуга (15, 66). Петрохимические связи вулканитов внешних и внутренних дуг наметились уже давно [5, 14, 17, 37, 44, 54-56, 59, 66, 68].

Среди молодых островодужных систем в Тихом океане, и, по-видимому, в других океанах, широко распространены позднемеловые-кайнозойские образования с позднемеловыми-палеоценовым возрастом внешней дуги и эоцен-современными образованиями внутренней дуги [2, 14, 15, 54]. Непосредственный переход отложений внешней дуги в образования внутренней дуги хорошо проявлен на Урале [19], в Курильских дугах [17], на Филиппинах [42], в Центральном хребте Новой Гвинеи [42], на Соломоновых островах [65] и в других районах. Это согласуется с отсутствием значительного перерыва осадконакопления между поздним мелом (маастрихт-даний) и кайнозоем [22, 46, 67].

С позднего плиоцена начался новый "цикл": на океаническом склоне островодужной системы образовался новый глубинный разлом с океаническим желобом, а у окраины молодой области появился эмбрион салического краевого вулканического пояса, отчетливо проявленного на Восточной Камчатке.

Ниже островодужных офиолитов обычно находятся метаморфические породы (зеленые сланцы, филлиты, гранатовые амфиболиты и др.), которые можно объяснить контактовым и гидротермальным воздействием вышележащих офиолитов. М.С. Марков [29] относит их к породам фундамента островных дуг, образовавшимся задолго до внедрения офиолитов. Это заключение нуждается в подтверждении.

Таким образом, давно предполагавшееся глубинное, мантйное заложение и развитие геосинклина-

лей подтверждается новыми фактами. Сторонники же новой гипотезы геосинклинальный процесс "пропустили". С.Д. Соколов пишет [47, с. 168]: "В Тихом океане, несмотря на явление тектонического скупивания океанической коры, нет следов геосинклинального процесса".

Большие масштабы горизонтальных тектонических движений, предполагаемые сторонниками новой гипотезы, казалось бы, подтверждаются широким площадным распространением меланжа и олистостром. Но термины "меланж" и "олистострома" понимаются ими в очень обобщенной форме, как образования, подтверждающие существование тектонических нарушений - глубинных срывов оболочек, образования покровных аллохтонов и т.д. Фактически меланжевые породы образуются и не в прямой связи с тектоникой, в частности, в очень сложнофациальных прогибах внешних дуг, где развиты офиолиты. Приразломное положение прогибов, развитие в них подводного вулканизма и субинтрузивного магматизма, очень сложный донный рельеф, оползание и обрушение рыхлых и водонасыщенных осадков - все это обуславливает образование больших масс гялокластитов, туфобрекчий, вулканогенно-обломочных и интрузивных пород. При внедрении магматических пород происходит флюидизация осадков: под влиянием тепла и водяных паров образуются потоки различного материала, сложные гофрировки слоев, опрокинутые складки, типичный меланж [61]. Сохранность минеральных компонентов и другие особенности всех этих форм показывают первичный, седиментационный, а не тектонический их характер [28]. Представляют большой интерес новые данные о происхождении меланжа как продукта обрушения и выноса водными, иногда илистыми, потоками материала базит-гипербазитовых и других пород из внешних дуг и со стенок океанических желобов [64].

Олистостромовые образования также не всегда имеют прямое тектоническое происхождение. Они типичны для оползневых и других седиментационных процессов, например, образования дикого флиша, который некоторые американские геологи называют меланжем. "Олистостромы" Приморья, трактовавшиеся ранее как тектонические припокровные образования, оказались околорифтовыми брчкчиями [27], а сложные складчатые и разрывные дислокации в кремнистых и глинистых породах связаны, как установлено, с оползневыми нарушениями еще не полностью сформировавшихся осадков [49].

Преимущественно нетектоническое происхождение имеет и "серпентинитовый меланж", чаще всего встречаемый на картах, разрезах и в описаниях сторонников новой гипотезы. Серпентинизация - автомагматический процесс [55], наиболее характерный для гарцбургитов [20]. Процесс происходит под влиянием глубинных восстановленных флюидов. Р.М. Юркова допускает возможность связи с ним образования нефти [56]. Такое происхождение серпентинизированных ультрабазитов вполне согла-

суется с существованием гигантской зоны серпентинизированных перидотитов, протягивающейся более чем на 3000 км от внешней дуги Изу-Огасивара к Марианской внешней дуге. По И.Н. Говорову [18], эта структура, учитывая ее продолжение на север и юг, имеет общее протяжение около 7000 км и представляет собой сводовый рифт с участием мантийного диапира, возможно совмещенного с зоной Заварицкого-Беньофа.

Особого внимания заслуживает отношение новой гипотезы к террейнам - экзотическим блокам, переместившимся на расстояния иногда до многих тысяч километров и включившимся в чужеродные геологические структуры.

Террейны - самое тяжелое "наследие" тектоники плит, вносящее хаос в тектонику, и вообще в геологию. Ю.М. Пушаровский, сделавший корреляцию тектонических процессов в Тихом океане и его складчатом окаймлении, опубликовал в 1991 г. статью, в которой отметил несоответствие представлений о террейнах с реальным существованием в геологической истории определенных переломных рубежей геологических событий: "Утрируя роль террейнов-мигрантов в структурообразовании земной коры, мы далеко уходим от реальных закономерностей тектогенеза" [40, с. 13]. Однако почти одновременно с публикацией этой статьи Ю.М. Пушаровский в совместной с Е.Н. Меланхолиной монографии [42] признал существование террейнов: "Формирование структурных комплексов в Тихоокеанском поясе происходило с участием террейнов-мигрантов. По сути дела они проявились во всех звеньях пояса" (с. 235). Формальное объяснение этого де-марша дается им следующее: "Практически всегда террейны-мигранты можно связать с перемещением масс внутри переходных зон по их простиранию".

Вероятно этот эпизод отражает существование противоречия между диктуемой тектоникой плит необходимостью признавать всевозможные горизонтальные перемещения масс, с одной стороны, и сознанием несоответствия этого объективной действительности, отраженной в геосинклинальной теории, с другой.

Подобная противоречивость проявлялась и у другого выдающегося ученого - Л.П. Зоненшайна. "Ранний" Зоненшайн в прекрасной статье возражал против субдукции, доказывая глубинно-мантийное происхождение магм и энергии в геосинклинальном процессе. Затем он "поплыл на волнах" тектоники плит, но в последних его работах о горячих точках и площадях опять проявился глубинный "мотив". В.Е. Хаин, как отмечалось ранее [12], также "балансирует" на грани тектоники плит и геосинклинальной теории. В сходном положении находится П.Н. Кропоткин. Можно думать, что и ему знакомо чувство противоречивости этих двух концепций. Все это свидетельствует об отсутствии даже у выдающихся ученых полной убежденности в ре-

альности плейттектонических представлений и ценности тектоники плит как единственного приемлемого научного направления.

Признание террейнов окончательно "породнило" гипотезу ГИНа с тектоникой плит. Характерно, что как тектоника плит, так и новая гипотеза в конце концов приходит к необходимости признания микроплит. Обе гипотезы крайне механистичны. Новую гипотезу можно было бы назвать тектоникой литосферных пластин. Это явная вариация тектоники плит.

Реальность рассматриваемой гипотезы, по утверждениям ее сторонников, неоднократно проверялась исследованиями во многих районах. Действительно, историко-геологический аспект исследований, включающий преимущественно восстановление картины последовательного роста континентов за счет развития островодужных комплексов, выполнен ими почти безупречно, показывая высокую геологическую культуру исполнителей и эффективность принятой ими методики. Но эта часть исследований не имеет прямого отношения к гипотезе ГИНа, а представляет, по существу, использование положений геосинклинальной теории, "доработанных", к сожалению, в худшую сторону. Понятие "рост" заменено понятием "аккреция", и оговорено, что последнее, кроме роста, подразумевает и включение разнородных элементов.

Другой, структурный аспект исследований целиком связан с реализацией основных положений новой гипотезы, догматический характер которой хорошо виден из следующей цитаты: "Теоретической основой структурных построений являются мобилистские представления о значительных горизонтальных перемещениях масс горных пород. Все современные геодинамические концепции (тектоника плит, коллаж террейнов, тектоническая расслоенность) исходят из факта существования тектонических покровов в качестве основных региональных структурных элементов" [47, с. 119].

Естественно, что структурные построения исследователей, поддерживающих гипотезу, включали обязательный показ аллохтонных покровов, к которым относились все офиолитовые проявления в эвгеосинклинальных зонах и, иногда, некоторые другие комплексы пород, например, на Фиджи - относительно глубоководный флиш, обычно сменяющий вверх надофиолитовую спилит-кератофировую формацию [41, 42]. Чаше осадочные и вулканогенно-осадочные породы считались автохтонным, несмотря на то, что ряд офиолиты - габбро-базальты - спилито-кератофировая формация - андезиты-дациты - флиш представляет, по существу, общий комплекс с последовательно развивающимися звеньями. Число покровов, по представлению сторонников гипотезы, налегающих друг на друга, достигает, в некоторых случаях, 6-7. Структурные построения иногда приближаются к абсурду. Так на о. Шикотан, в Малой Курильской дуге, две габбро-

идных интрузии с четкими контактовыми оторочками [4], залегающие в базальтово-туфовой толще, отнесены к аллохтонным покровным “нашлепкам” [31].

Последователи гипотезы увлеклись выделением террейнов, не учитывая влияния морских течений на изменение характера микрофауны. Площадь Корякской экзотической литопластины, по представлению С.Д. Соколова [47], составляет 150000 км². Более осторожно подходит к выделению террейнов Е.Н. Меланхолина [31, с. 112]: “Совмещение фрагментов разнородных структур возможно и внутри зоны обдукции востока Сахалина и Хоккайдо. Однако никаких доказательств существования здесь чужеродных террейнов, транспортиро-вавшихся на многие сотни километров, не получено”. Как абсурд может оцениваться отнесение к террейнам, “приплывших” с юга, на расстояние более 1000 км, всех площадей Камчатки, сложенных позднемеловыми и более древними образованиями [58]. Между тем, в другой работе [47] утверждается, что по всем данным позднемеловые отложения Восточной Камчатки формировались на тех же широтах, где они находятся сейчас. Чему верить? К этому можно добавить, что позднемеловые образования Камчатки тесно “спаяны” с кайнозойем в общий островодужный комплекс.

Сложные фациальные взаимопереходы различных пород часто истолковываются сторонниками гипотезы как многочисленные тектонические клинья или чешуи. Понятие “слой” в значительной мере заменяется понятием “пластина”. Формы залегания магматических тел, их контакты с вмещающими породами в нужной мере не исследовались. В большинстве случаев магматические образования рассматривались как аллохтонные пластины, площадь которых предполагалась до тысяч км², а мощность - до многих километров. В различных по структуре районах обязательно показывается покровное или покровно-чешуйчатое строение. При интерпретации геологических разрезов с относительно крутым залеганием слоев рисуется их выполаживание внизу и соединение с общей предполагаемой поверхностью надвига.

Некоторые площади, изученные сторонниками гипотезы, были в последующем частично перекрыты исследованиями других исполнителей (хребты Кумроч, Тумрок, Валагинский, Кроноцкий район на Камчатке, ряд площадей Корякского нагорья, о. Куба и др.). По уточненным данным, структура районов вместо покровно-чешуйчатой оказалась складчато-блоковой и блоковой [30]. Вместо протяженных покровов офиолитов у разломов, ограничивающих блоки, встречены разнообразные ультрабазитовые и базитовые интрузии и пикритовые вулканы, большие массы вулканогенно-обломочных и вулканогенно-осадочных пород. В зависимости от глубины эрозийных врезов в различно приподнятые (или опущенные) блоки, обнажаются те или иные звенья общей офиолитовой цепи от дунитов и пироксенитов внизу до спилит-кератофировой формации вверх.

ху. Еще выше развиты туфогенные флишоиды, наряду с пикритовыми вулканитами уже появляются известково-щелочные вулканиты (андезиты и дациты). Массы эксплозивного материала разного состава, частично контактово- и гидротермально-измененного, различных брекчий, гиалокластитов, серпентизированных ультрабазитов, очевидно, вызвали у предыдущих исследователей представление о широком распространении тектонического меланжа и олистостром.

До исследований ГИНа на Валагинском хребте работал В.А. Селиверстов [45], описавший находящуюся там лакколитообразную интрузию, сложенную гарцбургитами с линзами дунитов и пироксенитов и обнаженную в вертикальном интервале около 700 м. Этому факту не было придано значения, и все выходы ультрабазитов района были обобщены в один аллохтонный покров небольшой мощности (100-200 м). Ультрабазитовый комплекс горы Длинной на полуострове Валижген (Пенжинский прогиб Корякского нагорья) был исследован Г.Г. Кайгородцевым [21] и А.Ф. Михайловым [33], установившими его вулканическое происхождение. При последующих работах сотрудника ГИНа [47] ультрабазитовые брекчии и другие вулканические породы были признаны тектоническими олистостромами. Вулканический характер этих уникальных образований впоследствии был подтвержден тщательными наблюдениями В.Ф. Белого [1], которым установлено распространение в районе г. Длинной нескольких вулканических структур с ультрабазитовым составом лав. Близ расположенный Куюльский ультрабазитовый массив другим коллективом геологов [25] был охарактеризован как террейн. Исследования С.С. Зимина показали, что офиолиты в Куюльской зоне находятся на месте своего образования [50].

Офиолиты о. Кубы считались магматическими образованиями до работ А.П. Книппера, который отнес их к меланжевым и олистостромовым образованиям, связанным с шарьяжем океанической коры. Последующие работы Г.Е. Некрасова и др. [34] установили существование на о. Куба мантийного диапира с распространением в его окрестностях эксплозивного материала, потоков гарцбургитовых шаровых лав, туфогенно-флишевых отложений. Некоторые площади распространения офиолитов на Кубе детально еще не изучены и на них пока еще распространяется заключение А.Л. Книппера о наличии там шарьяжа с покровом океанической коры.

Как известно [63], офиолиты Омана, также считавшиеся обдукционными образованиями, оказались, после проведения детального геологического картирования, мантийным диапиром.

С.С. Зимин, обследовавший значительную часть офиолитовых массивов Дальнего Востока и Северо-Востока Азии, высказал следующее общее заключение [50]: “Офиолитовые пояса Востока Азии возникли в геосинклинальных прогибах, формиро-

вавшихся в зонах растяжения земной коры. Офиолиты залегают на месте своего образования. Их состав, геохимические и металлогенические особенности находятся в зависимости от мощности коры, на которой они формировались, и от глубины источника верхней мантии.”

Проявляющейся в новой гипотезе тенденции рассматривать тектонические движения преимущественно в латерали и, главным образом, по периферии океана, противоречит пример поднятия Дарвина в юго-восточной части Тихого океана, по-видимому, связанного с глубинными мантийными процессами. Существование этой структуры, впервые выделенной Г.У. Менардом [32], затем продолжительное время отрицалось. Однако при составлении палеотектонических схем Тихого океана [5] выявилось длительное развитие в пределах поднятия позднемезозойского и кайнозойского магматизма, в том числе базит-гипербазитового. Недавно выяснилось, что этот магматизм в пределах поднятия характеризуется специфической металлогенией, отличающейся от обычных колчеданных комплексов широкими проявлениями платиноидов. Многочисленные тепловые аномалии в Тихом океане [52] могут быть вызваны влиянием мантийных диапиров.

Новые факты о неоднородности мантии, асимметрии Земли и других планет, конечно, привлекли внимание сторонников рассматриваемой гипотезы. Но об открывающихся перспективах развития новой геотектоники ими кратко сообщается лишь в заключениях или в последних разделах монографии. Здесь допускается существование глобальных фаз диастрофизма и совпадающих с ними этапов аккреции континентов, что предположительно связывается с процессами в околодерных областях Земли. В остальных главах господствует тектоника плит и представления рассматриваемой гипотезы. Нет попытки, в связи с новыми данными, переосмыслить геологическую сущность зон Заварицкого-Беньофа, проанализировать возможность их принадлежности к склоновым частям плюмов [26 и др.]. Эти зоны по-прежнему рассматриваются с “латеральных” позиций, как поверхности надвига, с пододвиганием океанической коры (в сторону континента) и надвиганием коры континенталей (в сторону океана). Есть в заключительных главах не совсем удачные, как кажется, интерпретации представлений об асимметрии и дисимметрии Земли. Например, С.Д. Соколов [47] предполагает полную самостоятельность процессов, приведших к образованию, с одной стороны, континентов, с другой - океанов.

В монографиях сторонников рассматриваемой гипотезы прямо или косвенно проявляются их надежды на скорый расцвет принципиально новой геотектоники [39]. Некоторые опасения вызывает утверждение Ю.М. Пушаровского, что основным направлением будущей геотектоники все же будет мобилизм [42]. Что это? Новый пароксизм крайнего

мобилизма, борьбы с “вертикализмом” и со здравым смыслом?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Гипотеза тектонического расслоения литосферы и дифференцированного движения литосферных пластин не может претендовать на роль ведущей геотектонической теории, перспективной в отношении дальнейшего развития.

Основными недостатками гипотезы являются: а) умозрительность, механицизм, догматизм; б) гипертрофированные представления о горизонтальных движениях и недоучет вертикальных; в) рассмотрение преимущественно тектоники поверхностных оболочек Земли; г) чрезмерное увлечение покровными структурами; д) недооценка и, порой, игнорирование огромного, накопленного в течение столетий, эмпирического материала, условно объединяемого в “геосинклинальную теорию”; е) тесная преемственность гипотезы от тектоники плит, несостоятельность которой очевидна; ж) искажение структуры районов, приводящее к недооценке их рудного потенциала; з) абсурдность некоторых выводов; и) отсутствие своевременной проверки основных положений гипотезы практикой.

2. Попытка авторов новой гипотезы исправить недостатки тектоники плит была обречена на неудачу. После признания существования террейнов рассматриваемая гипотеза, по существу, объединилась с тектоникой плит в общее нежизнеспособное направление крайнего мобилизма. Это направление характеризуется чрезмерным теоретизированием без учета накопленного ранее материала и без проверки основных высказываемых положений практикой геологических работ. Авторитетные геологи, высказавшие умозрительно родившуюся идею, в последующем становятся “глухими” к каким-либо возражениям, к объективной действительности, стараясь во чтобы-то ни стало доказать справедливость идеи, привлечь, тем или иным путем, доверие к ней ближайших коллег по работе. Это порочный путь, не способствующий обогащению геотектонической теории, а, наоборот, тормозящий ее развитие. Можно указать на пример необоснованной браковки авторами новой гипотезы прогрессивного учения о глубинных разломах [11]. Представления о мантийных плюмах, высказанные еще в семидесятые годы [57, 62, 69], во многом противоречили тектонике плит, и поэтому развитие этой интересной идеи задержалось на два десятилетия. Использование и дальнейшее развитие геосинклинальной теории также было задержано в связи с отрицанием тектоникой плит ее значимости.

3. Естественным путем развития геотектонической теории является своевременный анализ и обобщение новых факторов при одновременном учете ранее полученного фактического материала. Этот фактический материал в значительной мере

обобщен геосинклинальной теорией. Подтвердившаяся связь геосинклиналей с глубинными тектоно-магматическими процессами обязывает к переоценке геосинклинальной теории, признанию ее как базы для дальнейшего развития геотектоники.

Сейчас трудно предвидеть основные направления новой геотектонической теории, но можно предположить, что ею будут учтены, кроме учения о геосинклиналях (включая островодужные системы), вопросы неоднородности вещества мантии, околоядерных процессов, тектоники диапиров (плюмов) и горячих полей, проблемы взаимодействия земной коры и мантии, происхождения океанов, океанизации земной коры (с позиций магматического замещения), роли в тектонике динамики Земли как планетного тела. Дальнейшее развитие, вероятно, получат сравнительная планетология, новые геофизические методы глубинного изучения Земли, геологическое картирование дна океана. Будет обращено большое внимание выяснению причин периодичности тектонических процессов, пульсаций объема Земли, активизации тектонических явлений. Объективно оценится роль вертикальных и горизонтальных движений в динамике Земли, научное и практическое значение геотектонических гипотез. Можно надеяться, что современный отрыв геотектонической теории от геологической практики не найдет в будущем места.

Большое внимание, вероятно, будет уделено проблеме "вмешательства" в земные дела космических факторов: других планет, астероидов и пр. Предстоит решить вопросы. Представляет ли впадина Тихого океана "рубец" от отделившейся Луны [3]? Связано ли образование Мировой рифтовой системы с чрезвычайным космическим событием? (как предполагает Пушаровский). Или впадина Тихого океана - реликт базальтового моря Лунной стадии [14, 18]? А Мировая рифтовая система - эмбрион геосинклинали в рифтовой стадии [8]? Эта проблема имеет не только научный, но и практический интерес. Геосинклинальная теория предлагает один из вариантов ее решения. Пульсации объема Земли обуславливают растрескивание коры и поднятие по разломам мантийного вещества, что знаменует начало рифтово-геосинклинального процесса. Докембрийские зеленокаменные пояса, каледониды, уралиды в прошлом представляли собой такие палео-рифтовые-геосинклинальные системы. Молодыми, позднемеловыми-кайнозойскими представителями подобных систем являются внешние дуги Тихого и других океанов. Вероятно существуют системы и промежуточного возраста. Недавно выяснилось [13, 51], что предгеосинклинальному рифтовому магматизму свойственна исключительно высокая рудная продуктивность, еще не используемая сейчас в нужной мере. Восстановление положения разновозрастных рифтово-геосинклинальных систем может значительно ускорить прогнозирование и открытие новых рудных месторождений.

4. Корякский хребет, являющийся, в геотектоническом отношении, молодым аналогом Урала, перспективен в отношении колчеданных руд, хрома, платины и других металлов, свойственных меланократовому магматизму. Он заслуживает специальных исследований с иных позиций, нежели предложенная гипотеза ГИНа. Особенного внимания требуют площади, на которых, согласно этой гипотезе, показаны аллохтонные покровы "фрагментов океанической коры". Описываемые сторонниками новой гипотезы (тоже в качестве тектонического меланжа) мощные, до сотен метров, толщи измененных (цеолитизированных, пренитизированных, хлоритизированных) пород могут представлять внешние ореолы рудных залежей.

Интерес представляет не только возможность решения практических вопросов об орудении эвгеосинклиналей - внешних дуг, протягивающихся из Корякского хребта на юго-запад через Восточную Камчатку, хребет Витязя до островов Малой Курильской цепи, и далее на о. Хоккайдо. Исследования внешних дуг - ключ к углубленному пониманию геосинклинального процесса как отражения динамики мантии Земли.

5. Проблема террейнов требует скорейшего решения, чтобы сохранить возможность достоверного геологического картирования складчатых областей. Определение реальности или нереальности существования того или иного террейна - задача вполне разрешимая методами фациального анализа. Например, ошибочность предположения о существовании террейна на востоке о. Сахалина устанавливается по распространению "шлейфа" вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород от глубинного разлома (у которого предполагается нахождение террейна) на запад, вплоть до западных районов острова [43].

6. Вызывает восхищение прозорливость Ю.А. Косыгина, выделившего в своих работах отдельную категорию тектонических процессов - "инъективную тектонику". Глобальная инъективная магмотектоника, вероятно, составит основу геотектоники будущего.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф. Структура ультраосновного вулканического комплекса горы Длинной (Камчатка) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1981. № 7. С. 36-47.
2. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988.
3. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. ч. 1 и 2. Владивосток: Дальнаука, 1992.
4. Вергунов Г.П. Интрузивные породы Курильских островов // 31 том "Геология СССР". М.: Недра, 1964. С. 568-580.
5. Власов Г.М. Некоторые особенности развития Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое и кайнозойское время // Сов. геология, 1972. №4. С. 51-64.

6. *Власов Г.М.* Островные дуги и новая глобальная тектоника // Геотектоника, 1976. №1. С. 5-16.
7. *Власов Г.М.* Что же такое эвгеосинклиналь? Тихоокеанская геология, 1988. №5. С. 122-126.
8. *Власов Г.М.* Отражает ли Мировая рифтовая система редкое событие в геологии? // Тихоокеанская геология, 1989. №1. С. 120-123.
9. *Власов Г.М.* Тектоника плит, реальные геологические условия и руды металлов // Тихоокеанская геология, 1989. №3. С. 119-127.
10. *Власов Г.М.* Почему тектоника плит принимается не всеми? Тихоокеанская геология, 1989. №2. С. 125-130.
11. *Власов Г.М.* Глубинные разломы, мантийные диапиры и тектоника плит // Тихоокеанская геология, 1992. №5. С. 154-161.
12. *Власов Г.М.* К вопросу о "господстве" тектоники плит за рубежом // Советская геология, 1992, №6. С. 80-86.
13. *Власов Г.М.* О "предороженном" тектоническом режиме нового типа // Тихоокеанская геология, 1993. 3. С.131-136.
14. *Власов Г.М.* Тихий океан: итоги глубоководного бурения и тектоника плит, некоторые геологические проблемы // Тихоокеанская геология, 1994, 5. С.3-16.
15. *Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова Л.И.* Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978.
16. *Власов Г.М., Мишин Л.Ф.* Геотектоническая теория и магматогенно-рудные системы. М.: Наука, 1992.
17. *Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.* Вулканогенно-осадочные формации геантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1973.
18. Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана. М.: Наука, 1991.
19. Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990.
20. *Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И.* Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. М.: Наука, 1983.
21. *Кайгородцев Г.Г.* Брекчии серпентинитов на западном берегу Северной Камчатки // Мат. по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 8. Магадан, 1964. С.49-59.
22. *Калишевич Т.Г., Посыльный Б.Я.* Об отсутствии перерыва в осадконакоплении между кайнозойем и мезозойем в районе Синегорска-Загорска на Сахалине // Докл. АН СССР, 1958. Т.119, 4.
23. *Книппер А.Л., Руженцев С.В.* Глубинные разломы и геосинклинальный процесс // Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С.8-19.
24. *Косыгин Ю.А., Семенов Д.Ф.* Офиолиты и концепция первичной океанической коры // Тихоокеанская геология, 1982. №2. С. 3-6.
25. Кулюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990.
26. *Кэри У.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991.
27. *Лихт Ф.Р.* Современное приконтинентальное осадкообразование и реконструкции однотипных обстановок в геологическом прошлом Азии. Владивосток: Дальнаука, 1993.
28. *Лоренц Б.Э.* Взаимодействие магмы с глинистой массой на примере меланжа Данидж на острове Ньюфаундленд // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 430-441.
29. *Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука. Тр. ГИН, вып. 268, 1975.
30. *Марковский Б.А., Ротман В.К.* Геология и петрология ультрабазитового вулканизма. М.: Недра, 1981.
31. *Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики. Соотношения структур океана и континентальной окраины. Тр. ГИН, вып. 434. М.: Наука, 1988.
32. *Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966.
33. *Михайлов А.Ф.* Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами // Мат. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 9. Магадан, 1955. С. 28-40.
34. *Некрасов Г.Е., Оро Х., Соколов С.Д., Флорес Р.* Офиолиты Восточной Кубы // Геотектоника, 1989. №1. С. 80-95.
35. *Пейве А.В.* Разломы и тектонические движения // Геотектоника, 1967. №5. С. 8-24.
36. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 1969. №4. С. 5-23.
37. *Пирс Дж. А., Линпарт С.Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134-165.
38. *Пуцаровский Ю.М.* Судьбы учения о геосинклиналих в связи с развитием мобилизма // Геотектоника, 1987. №2. С. 3-5.
39. *Пуцаровский Ю.М.* Геотектонику на новые рубежи // Геотектоника, 1989. №1. С. 3-7.
40. *Пуцаровский Ю.М.* Тихоокеанская корреляция в Тихоокеанской области // Геотектоника, 1991. №6. С. 36-43.
41. *Пуцаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Рихтер А.В., Цуканов Н.В.* Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника, 1983. №6. С. 30-45.
42. *Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. / Тр. Геол. инстит. Вып. 473. М.: Наука, 1992.
43. *Рихтер А.В.* Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. Тр. Геол. инстит. Вып. 411. М.: Наука, 1986.
44. *Ротман В.К., Щеглов А.Д.* Фундамент островных дуг Тихого океана как критерий их типизации // Докл. РАН, 1993. Т. 331, №5. С. 590-593.
45. *Селиверстов В.А.* Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базальтов островных дуг. М.: Наука, 1978. С. 177-239.
46. *Серова М.Я.* Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. М.: Наука, 1966.
47. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. / Тр. Геол. инстит. Вып. 479. М.: Наука, 1992.
48. Тектоническая расслоенность литосферы. / Тр. Геол. инстит. Вып. 343. М.: Наука, 1980.
49. Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989.

50. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991.
51. Томсон И.Н., Селиверстов В.А. Магматизм и металлогения предороженного тектонического режима подвижных поясов и кратонов // Геология рудных месторождений, 1992. Т. 34, 2. С.3-18.
52. Туезов И.К. и др. Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов. Хабаровск, 1988.
53. Хаин В.Е. Роль рифтогенеза в развитии земной коры // Континентальный и океанический рифтогенез. М.: Наука, 1982. С. 2-4.
54. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое и раннем кайнозое. М.: Наука, 1991.
55. Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. / Тр. Геол. инстит. Вып. 464. М.: Наука, 1991.
56. Юркова Р.М. Минеральные ассоциации метаморфических комплексов офиолитов и пограничных вулканогенно-осадочных пород северо-западного обрамления Тихого океана (офиолиты и нефть). Тр. Геол. инстит. Вып. 483, 1993.
57. Anderson D.L. Chemical plumes in the mantle // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. Vol. 85, 11. P.1595-1600.
58. Geist E.L., Vallier T.L., Scholl D.W. Origin transport and emplacement of an exotic island - arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // Geol. Soc. of America Bull., 1994, V.100, № 9. P. 1182-1194.
59. Gill J.B. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and backarc: Fiji and the South Fiji basin // The Journal of Geology, 1987. V. 95, № 5. P.589-615.
60. Hamilton W. Plate tectonics and island arcs // Geol. Soc. Amer. Bull., 1988. Vol. 100, N. 10. P.1503-1527.
61. Kokelaur B.P. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies // J. Geol. Soc. London, 1982. Vol. 139, N1. P.21-33.
62. Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motions // The American Association of Petroleum Geologists Bull., 1972. Vol. 56, N 2. P.207-213.
63. Nicolas A. Dynamic magma chambers at fast spreading ridges: evidence from the Oman ophiolite // 29 Ses. IGC, 1992. Abstracts. Vol. 1. P. 134.
64. Phipps S.F. Serpentinite diapirs landslides and ancient frouarcs // 29 Ses. IGC, 1992. Abstracts. Vol. 2. P.437.
65. Ramsay W.R.H. Grawford A.I., Foden I.D. Field setting mineralogy, chemistry and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon islands // Contribution to mineralogy and petrology, 1984. Vol. 88, N 4. P. 386-402.
66. Stern P.J., Bloomer S.H., Nanlin P., Smoot N. Submarine arc volcanism in the southern Mariana arc as on ophiolite analogue. Tectonophysics, 1989. Vol. 168, N 1-3. P. 151-170.
67. Keller G., Macleod N., Lyons I.B., Officer C.B. Is there evidence for cretaceous-tertiary boundary-age-water deposits in the Caribbean Gulf of Mexico? Geology, 1993. Vol. 21, N 9. P.776-780.
68. Williams P.R., Johnston C.R., Almond. R.A., Simamora W.H. Late cretaceous to early tertiary elements of West Kalimantan // Tectonophysics, 1988, Vol. 148. P.3-4. P.279-297.
69. Wilson J.T. Mantle plumes and plate motions // Tectonophysics, 1975. Vol. 19, N 2. P. 149-164.

*Институт тектоники и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук
г. Хабаровск*

*Поступила в редакцию
19 декабря 1995 г.*

G.M. Vlasov

GEOTECTONICS AT THE CROSSROADS

Geotectonics is at the state of crisis due to absence of an acceptable theory meeting the requirements of science and geologic practice. The content and estimation of a possibility for a subsequent development of two modern hypotheses pretending to be the leading ones in geotectonics such as plate tectonics and tectonic sheeting of the lithosphere were analyzed. Both of them belong to the extreme mobilism trend suffering from grave shortcomings: 1) hypertrophied views on horizontal movements and underestimating the Earth's crust vertical movements; 2) considering dominantly tectonic surficial Earth's shells; 3) underestimating and frequent total ignoring a large empiric material of a "geosynclinal theory"; 4) speculativity of the hypotheses and no testing of their principal aspects by practice resulting in absurdity of some conclusions. A natural way for the development of a geotectonic theory is a timely analysis and generalization of new facts with a simultaneous record of the previously obtained factual material. The confirmed relation of geosynclines with deep mantle processes obliges us to reestimate a "geosynclinal theory" and recognize it as a basis for the further development of geotectonics.

The paper presents some thoughts on perspectives for creating a new geotectonic theory.

С.С. Зимин, Б.М. Тишкин

АККРЕЦИОННО-ТРИБОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ КАК ПЛАНЕТЫ

В работе обсуждаются процессы минералообразования в период аккреции Земли из протопланетных частиц, возникших при конденсации газов солнечной туманности. Показано, что на этапе последовательного развития от ядра к оболочке рыхлой в ту пору планеты, особую роль играли трибохимические реакции преобразования исходных конденсатов, которые в условиях избытка водорода завершились формированием огромной массы восстановленных минералов. Они наряду с ранней конденсацией, заложили основы минералогии Земли, испытавшей затем плавление и кристаллизацию.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

В происхождении Земли как слоистой планеты многое остается загадочным, хотя почти все исследователи, за небольшим исключением [9 и др.], признают, что она возникла в ходе аккреции холодных частиц, образовавшихся при остывании протопланетной газовой туманности. Сомнения вызывает, прежде всего, механизм формирования ядра из восстановленного железа. По этому вопросу исследователи разделились на два лагеря. Одни считают, что Земля возникла при гомогенной аккумуляции твердых частиц, образовавших квазиоднородное тело, которое в ходе дальнейшего разогревания и плавления было дифференцировано на металлическое ядро и силикатную оболочку [13, 15, 20].

По мнению других [1, 2, 5, 7, 16, 17, 23, 24] формирование ее произошло в результате гетерогенной аккреции, при которой сначала имела место сегрегация частиц самородного железа с образованием ядра, а затем силикатного материала оболочки. По этой концепции отпадают трудности, связанные с объяснением происхождения ядра нашей планеты из восстановленного железа [10]. Но и в ней остаются нераскрытыми процессы, протекавшие в стадию аккреции Земли.

В связи с этим ниже будет предпринята попытка в какой-то мере осветить их на основе использования достижений трибохимии (механохимии) - науки об активации веществ под влиянием механических процессов, которая широко применяется в различных отраслях промышленности (химической, металлургической, цементной) при подготовке и получении новых материалов и наиболее полно разработана немецкими исследователями [19]. Но прежде всего, остановимся на некоторых аспектах конденсации и аккреции.

О РОЛИ И ПОСЛЕДСТВИЯХ КОНДЕНСАЦИИ И АККРЕЦИИ ПРОТОПЛАНЕТНОГО МАТЕРИАЛА

Многие важные черты и закономерности отмеченных процессов были установлены в работах ряда исследователей [7, 23-27]. На основе термодинамики они показали, что при конденсации из газовой (исходной для Земли) туманности по мере снижения температуры формировались различные минеральные образования.

Частично это отражено на диаграмме (рис. 1) и в табл. 1, имеющих приближенный характер по принятым параметрам ($P_{общ.}$, отношение C/O и др.) их построения. Из них видно, что ранее всего при конденсации возникли высокотемпературные платиноиды, позднее - корунд и перовскит, а далее, по мере снижения температуры - железо-никель, силикаты, алюмосиликаты, окислы, сульфиды и последними - различные гидросиликаты и летучие. Дж. Лариме-

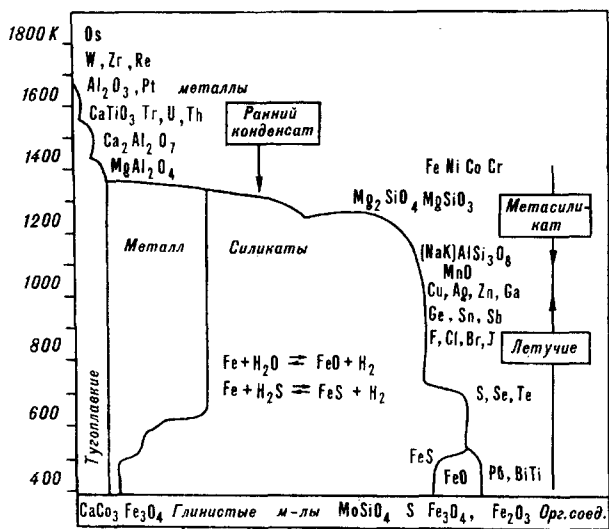


Рис. 1. Последовательность конденсации солнечного газа.

Ранний конденсат состоит из тугоплавких элементов и их соединений, никелистого железа в виде металла и силикатов магния (при охлаждении газа железо реагирует с H₂S и H₂O с образованием FeS и FeO).

Последовательность выделения из газа солнечного состава при общем давлении 10^{-3} атм. [7]

Фаза	Состав	Температура конденсации, К
Корунд	Al_2O_3	1758
Перовскит	$CaTiO_3$	1647
Мелилит	$Ca_2Al_2SiO_7$ (геленит)	1625
	$Ca_2MgSi_2O_7$ (мервинит)	
Шпинель	$MgAl_2O_4$	1530
Железо-никель	(FeNi)	1473
Диопсид	$CaMgSi_2O_6$	1450
Форстерит	Mg_2SiO_4	1444
Анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	1362
Энстатит	$MgSiO_3$	1349
Алабандин	MnS	1139
Рутил	TiO_2	1125
Полевой шпат	(Na, K) $AlSi_3O_8$	1000
Троилит	FeS	700
Магнетит	Fe_3O_4	405
Лед	H_2O	200

ром и др. [25] показано, что на температуру конденсации сильно влияет соотношение C/O в газовой туманности. Если оно превосходит солнечное (0.6) и приближается к 1, то температуры конденсации соединений сильно снижаются на 250-450 К. Кроме того, это отношение предопределяет возможность образования воды, а также других конденсатов в системе. Если оно близко к 0.6, то 40% кислорода в ней может быть затрачено на воду. При величине отношения C/O больше 0.9 возможно [25] появление таких высокотемпературных минералов, как графит, когенит $(Fe, Ni)_3C$, ольдгамит (CaC), муассанит (SiC) и осборнит (TiC).

При конденсации газовой туманности, исходной для Земли, с солнечным соотношением C/O=0.6, углерод, по-видимому, был связан в основном в CO и CO₂. Поэтому в этих условиях трудно ожидать образование в больших количествах только что перечисленных минералов. Главная масса их, вероятно, формировалась в процессе трибохимических реакций в агломерированной Земле, о чем будет сказано несколько ниже, а сейчас рассмотрим некоторые последствия конденсации и аккреции.

В результате конденсации в системе, видимо, полностью был исчерпан свободный кислород. Значительная, если не главная масса этого элемента была связана в силикатах, алюмосиликатах и окислах, слагающих мантию Земли. Позже остаток его оказался израсходован на образование воды, углекислоты и др. Следствием этого и других более поздних процессов атмосфера Земли в ранние периоды ее развития была углекислотной.

Что касается водорода, то при избытке его в исходной солнечной туманности большие массы этого газа, как нам представляется, были затрачены на формирование твердых растворов в металлах [8], а также на генерацию значительных количеств гидридов металлов (ZrH_2 ; HfH_2 ; TiH_2 ; CaH_2 и др.) и неме-

таллов [6,12] (HCl, HF, HBr, H₂S, NH₃, SiH₄ и др.). Кроме того, часть его была окклюдирована при конденсации огромного количества силикатов и алюмосиликатов, а также сорбирована на поверхности [5] твердых частиц.

В числе конденсатов весьма важное значение имели радиоактивные элементы. Они присутствовали как в виде самостоятельных минеральных образований, так и в форме изоморфных примесей в минералах титана, тантала, ниобия, водных и безводных фосфатов. Главные массы этого рода конденсатов оказались при аккреции, вероятно, в силикатной оболочке [18].

Сложенная указанными выше конденсатами газопылевая туманность, двигаясь по гелиоцентрической орбите и вращаясь вокруг своей оси, находилась под влиянием сильного магнитного поля раннего Солнца [4, 5]. В центре ее при высокой температуре началась аккреция твердых частиц. Первыми при температуре ниже точки Кюри (Co - 1393, Fe - 1043, (Ni-Fe) - 853, Ni - 631K) слипались и укрупнялись (благодаря магнитности) частицы железо-никеля [5], других металлов с образованием в конечном счете гигантского роя из мелких частичек и комков, вращающегося вокруг своей оси. По форме он, видимо, напоминал в какой-то мере геоид, благодаря действию центробежных сил в области экватора, и по мере роста выступал как гигантский магнит, все более изымая из туманности самородные металлы, а позднее - магнитные окислы слабо магнитные силикаты и алюмосиликаты, а еще позже, благодаря гравитации - немагнитные силикаты и окислы, создавая прообраз будущей расслоенной Земли.

Ядерная часть вращающегося роя твердых частиц разной величины. Помимо железа и окислов металлов (Fe, Ni, Co, Cr и др.) содержала в той или иной форме (пленки и оболочки из мерзлых газов на частичках металлов, твердые растворы в них водорода и включения его в пустотах и микротрещинах и т.п.) почти все разновидности конденсатов летучих, одни из которых в дальнейшем послужили в роли катализаторов, а другие - растворителей. Удары метеоритов в этот рой железных обломков вызывали, вероятно, плавление отдельных частей его, которые, остывая, давали начало образованию крупных глыб железа.

РОЛЬ И ЗНАЧЕНИЕ ТРИБОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБРАЗОВАНИИ ЗЕМЛИ

Окисно-железистый внутри и силикатный снаружи вращающийся рой аккумулярованных частиц и глыб, по-видимому, длительное время выступал как гигантский трибореактор, и процессы, совершающиеся внутри него, были во многом сходны с теми, которые наблюдаются в ходе дробления, истирания и активации веществ в шаровых мельницах. Это разнообразные соударения частиц, обломков и глыб, дробление, а более всего истирание при

скольжении до мельчайших и высокоактивных продуктов с повышением температуры в отдельных точках до 4000К и более [19]. Все это приводило к ослаблению кристаллической решетки трущихся твердых тел и широкому развитию в них таких явлений, как триболюминесценция, электро- и хемолюминесценция, эмиссия электронов и в их числе тепловых разностей, появление электрических зарядов и заряженных дислокаций [19]. На свежей поверхности контактирующих частиц развивались такие явления сорбции и десорбции газов (H_2 , CO , CO_2 и др.), повышалась степень растворимости трущихся частиц, происходили трибоиндукционные электрические разряды, стимулирующие развитие трибохимических реакций.

Перечисленные выше процессы приводили к активации взаимодействующих масс и повышению их способности к различного рода реакциям, как это известно из опыта работы с трибореакторами над более простыми по составу системами [19], (рис. 2,3). Установлено, что различные минеральные соединения под влиянием механического воздействия приобретают избыточную свободную энергию [19], благодаря которой реакции, термодинамически невозможные при нормальных условиях, становятся осуществимыми в трибо-химии. Об этом свидетельствуют и константы равновесия трибохимических реакций (табл. 2), которые на несколько порядков больше, чем константы обычных термохимических реакций.

Система природного вращающегося трибореактора по составу была весьма сложной. В ней от начала аккреции до общего плавления в период, продолжительность которого оценивается в 10^8 млн. лет [17], осуществлялись разнообразные в том числе трибохимические* реакции, из которых для ядерной части отметим следующие:

1. $CO_2 + 2H_2 = 2H_2O + C$; $-\Delta Z_{298} = 5.013$ ккал/моль.
2. $CO + H_2 = H_2O + C$; $-\Delta Z_{298} = 21.854$ ккал/моль.
- 3*. $C + H_2O \rightleftharpoons CO + H_2$; $C + 2H_2O \rightleftharpoons CO_2 + H_2$;
 $C + 2H_2 \rightleftharpoons CH_4$
- 4*. $2C + 2H_2O \rightleftharpoons CH_4 + CO$; $CH_4 \rightleftharpoons CH_4 \rightarrow CH_2 + H_2$;
 $CH_2 + CH_4 \rightarrow C_2H_6$.

Таблица 2

Сопоставление термодинамических констант равновесия K_p и трибохимических констант равновесия K_p (тр.) для различных реакций при 298К [19]

Уравнение реакции	K_p	K_p (тр.)
$SiC + 2H_2 \rightleftharpoons Si + CH_4$	10^{-10}	$10^{-1} - 10^2$
$C_{графит} + 2H_2 \rightleftharpoons CH_4$	10^{-9}	$10^{-2} - 10^1$

Примечание: K_p (тр.) рассчитано из парциальных давлений, полученных после длительной обработки систем, исходя соответствующих правой и левой частям уравнений реакции, без учета структурных изменений в механически активированных веществах.

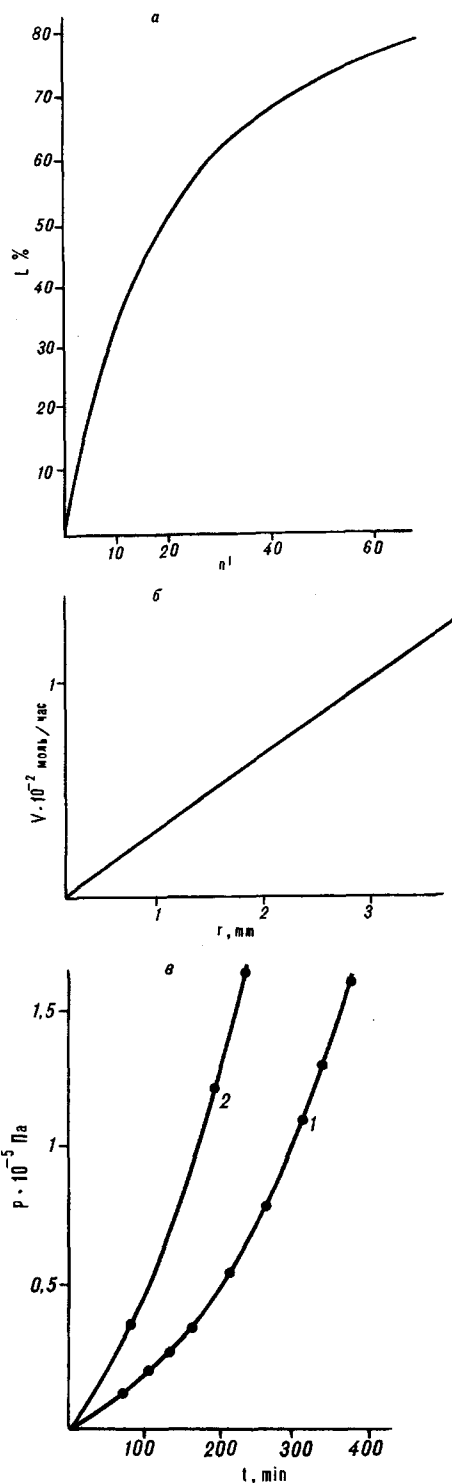


Рис. 2. По горизонтальной оси указаны конденсирующиеся фракции в условных единицах [24].
(Примеры трибохимических реакций по [19]).

а - зависимость активации марокканского фосфата в планетарной мельнице от относительного ускорения n . L - растворимость в расчете P_2O_5 в щелочном растворе цитрата аммония;
б - зависимость скорости реакции $2Cu + CO_2 \rightarrow 2CuO + C$ от радиуса вибрации r кругового вибратора;
в - зависимость образования водорода при обработке железного порошка в присутствии водяного пара от времени обработки. P - давление водорода, t - время обработки, 1 - без добавки SiC, 2 - при добавлении SiC.

- 5*. $\text{FeO} + \text{H}_2 \rightleftharpoons \text{Fe} + \text{H}_2\text{O}$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2 \rightleftharpoons 2\text{Fe} + 3\text{H}_2\text{O}$
 6. $\text{FeO} + \text{CO} = \text{Fe} + \text{CO}_2$; $\text{Fe}_3\text{O}_4 + 4\text{CO} = 3\text{Fe} + 4\text{CO}_2$
 7*. $2\text{FeO} + \text{C} \rightleftharpoons 2\text{Fe} + \text{CO}_2$; $\text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{C} \rightleftharpoons 3\text{Fe} + 2\text{CO}_2$
 8. $\text{NiO} + \text{H}_2 = \text{Ni} + \text{H}_2\text{O}$; $\text{Fe}_3\text{O}_4 + 4\text{H}_2 = 3\text{Fe} + 4\text{H}_2\text{O}$
 9*. $3\text{Fe} + 0.5\text{P}_2 \rightleftharpoons \text{Fe}_3\text{P}$
 10*. $\text{Ti} + \text{C} \rightleftharpoons \text{TiC}$
 11*. $\alpha\text{-Ti} + 0.5\text{N}_2 \rightleftharpoons \text{TiN}$

Первые три группы реакций протекали, видимо, ранее всего. Из них третья, развивавшаяся за счет графита и воды во вращающейся, трущейся и нагревающейся массе в основном железных комков и обломков, приводила к изъятию из системы воды и образованию оксидов углерода, метана и водорода. Из этих газов CO_2 частью трибохимически разлагалась, частично, вероятно, уходила в атмосферу, а CO , H_2 и CH_4 использовались для дальнейших реакций в системе. Водород сорбировался на свежих поверхностях трущихся частиц, частично растворялся в отдельных очагах плавления, и при наличии графита приводил к образованию метана. Последний, трибохимически располагаясь, давал начало образованию более сложных углеводов, как это наблюдается в трибореакторах на производстве при активации карбида кремния в атмосфере водорода [19].

Следующим по времени, очевидно, был процесс разложения оксидов металлов и восстановления их под влиянием водорода и CO во вращающемся и нагреваемом рое обломков. Он привел почти к полному восстановлению их в агломерате. Возникшие при этом вода и уголекислота отделились в атмосферу, причем вода под действием активированного графита частично использовалась на образование водорода и CO .

Во время осуществления первых восьми групп реакций во вращающемся рое частиц, по-видимому, была разложена и основная масса гидридов. Освободившийся при этом водород участвовал в процессах восстановления оксидов металлов, сорбировался на свежих поверхностях трущихся частиц и частично растворялся в отдельных очагах плавления. С этого времени во вращающейся и все еще открытой и обезвоженной системе в восстановительной трибохимической обстановке, вероятнее всего, формировались фосфиды, карбиды и нитриды металлов и неметаллов.

По мере накопления силикатной агломерированной оболочки в ней, наряду с разогреванием, протекали многие из указанных выше для ядра трибохимических реакций. Кроме того, благодаря активации графита и силикатов, имели место и другие типы их из числа приведенных ниже:

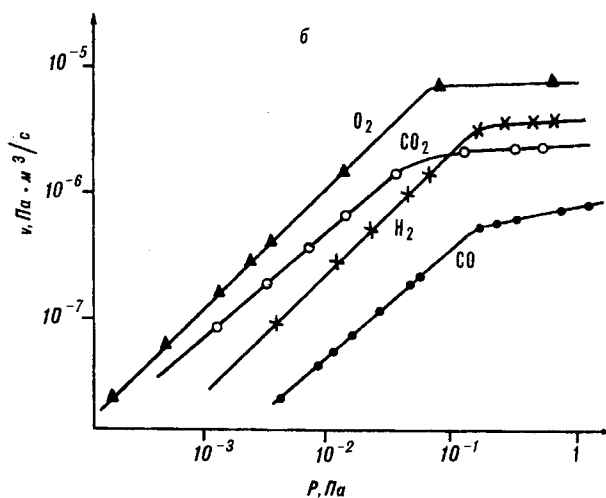
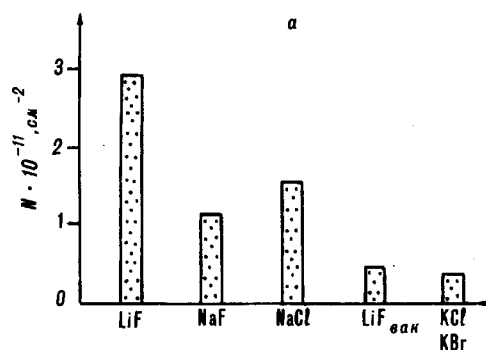
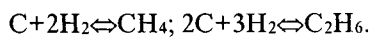
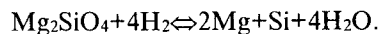


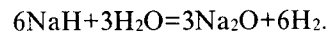
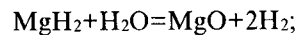
Рис. 3. а - освобождение газа (F_2 , Cl_2 , Br_2) при разрушении ионных кристаллов. N - число молекул газа на 1 см^2 поверхности трещины.

б - зависимость скорости V трибосорбции газов на поверхности механически напряженного никеля от давления газа P .

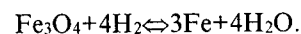
В атмосфере водорода могла осуществляться, в какой-то мере, и следующая трибохимическая реакция:



При разогревании вращающегося и содержащего воду роя силикатных частиц и их компонентов, вероятно, в массовом количестве происходило разложение большинства гидридов металлов и неметаллов по следующим реакциям:



Водород, возникающий при этом, мог поглощаться самородными металлами с образованием твердых растворов, а также мигрировать в верхние горизонты силикатной оболочки, где он принимал участие в восстановлении оксидов по реакциям типа:



Вновь образующаяся вода могла уходить в атмосферу, а в периферических горизонтах силикатной оболочки - вызывать окисление металлов.



В итоге всех отмеченных выше и других возможных реакций в силикатной оболочке рыхлого сложения были образованы карбиды, силициды, нитриды, фосфиды и графит, а также самородные металлы во внутренней и, частично, оксиды во внешней частях. В массе ее дополнительно к соединениям, конденсированным из газовой туманности, были сформированы новые шпинели, хромиты, силикаты, а на основе серы и металлов - разнообразные сульфиды, как можно предполагать согласно табл. 3. Кроме того, при механической активации графита, карбида кремния и нитридов металлов в зависимости от состава газовой составляющей в том или ином участке агломерированной силикатной оболочки, по-видимому, протекали и реакции с образованием различных типов углеводородов и летучих нитридов (табл. 4). При температурах свыше 300-500°C в нижней восстановленной и обезвоженной части этой сферы нашей планеты, характеризовавшейся сложной системой сообщающаяся пор и пустот, вполне могли возникать равновесные давления водорода для образования разнообразных гидридов [6, 12] типа LiH ($P_{\text{H}_2} = 2 \cdot 10^{-3}$ атм. при $T = 660^\circ\text{C}$), CaH₂ ($P_{\text{H}_2} = 10^{-5}$ атм. при $T = 650^\circ\text{C}$), TiH₂ ($P_{\text{H}_2} = 1$ атм. при $T = 400^\circ\text{C}$) и др.

Таблица 3

Трибохимические реакции между двумя твердыми телами [19]

№	Реакции
1	$\text{SrO} + \text{WO}_3 \rightarrow \text{SrWO}_4$
2	аналогичные реакции с CaO, BaO
3	$\text{NiO} + \text{Al}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{NiAl}_2\text{O}_4$
4	$\text{FeO} + \text{Cr}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{FeCr}_2\text{O}_4$
5	$\text{SiO}_2 + \text{CaO} \rightarrow \text{CaSiO}_3$
6	$3\text{Fe} + \text{C} \rightarrow \text{Fe}_3\text{C}$
7	$3\text{Ni} + \text{C} \rightarrow \text{Ni}_3\text{C}$
8-9	то же с Al и Ca
10	$\text{MCN} + \text{S} \rightarrow \text{MSCN}$
11	$\text{Mg} + \text{S} \rightarrow \text{MgS}$
12-18	аналогичные реакции Cd, Zn, Sn, Pb, P, Sb, Bi
19	$2\text{Fe} + \text{MoS}_2 \rightarrow 2\text{FeS} + \text{Mo}$
20	$\text{Fe} + 2\text{S} \rightarrow \text{FeS}_2$
21	$\text{FeS}_2 + \text{Fe} \rightarrow 2\text{FeS}$
22	$\text{Si} + \text{C} \rightarrow \text{SiC}$
23	$2\text{KI} + \text{PbCl}_2 \rightarrow \text{PbI}_2 + 2\text{KCl}$

В стадию аккреции в рыхлой Земле, помимо реакций минералообразования, в широких масштабах, видимо, осуществлялась изотопное фракционирование углерода и других элементов. Основанием для такого заключения служат данные [19] по увеличению доли легкого изотопа углерода ($^{13}\text{C} = -34.5\%$) в метане, образованном при активации исходного графита ($^{13}\text{C} = -25.7\%$) в атмосфере водорода [19].

Указанные выше процессы минералообразования совершались в агломерированной Зем-

ле в обстановке повышающейся температуры от начала аккреции и до расплавления вещества ее под влиянием тепла, накопленного в результате трения и радиоактивного распада элементов. Плавление, по-видимому, началось в нижней части силикатной оболочки, как наиболее легкоплавкой, менее теплопроводной, чем ядро, и содержащей больше радиоактивного материала. В эту стадию под влиянием водорода в широких масштабах протекали ликвация и формирование ее полосчатой структуры [13, 14].

Таблица 4

Продукты реакций, образующиеся при обработке SiO в газовой атмосфере различного состава [19]

Газ	Обнаруживаемые продукты реакции
	Si, C
O ₂	SiO ₂ , CO, CO ₂
H ₂ O	CO ₂ , H ₂ , CH ₄ , C ₂ H ₆ , C ₃ H ₈
H ₂	Si, CH ₄ , C ₂ H ₆ , C ₃ H ₈ и др.
CH ₄ , C ₂ H ₆ - C ₆ H ₁₄ } C ₂ H ₄ }	H ₂ , CH ₄ , C ₂ H ₆ , C ₃ H ₈ , n-C ₄ H ₁₀ , m-C ₃ H ₁₂ и др. изо - C ₅ H ₁₂ и др.
H ₂ +O ₂	CO ₂ , CO, CH ₄ , C ₂ H ₆
N ₂ +H ₂	NH ₃ , HCN
H ₂ +O ₂ +N ₂	CH ₃ CHO, CH ₂ (NH ₂)COOH и др.

Процесс кристаллизации ранее восстановленного вещества осуществлялся при наличии в расплаве водорода, серы, CO (и CO₂ в верхних горизонтах) и других летучих и совершался в условиях, допускающих отток их из зоны реакций, по крайней мере, силикатной оболочки, благодаря давлению на расплав со стороны полюсов вращающейся жидкой планеты. Иными словами, кристаллизующаяся система в каждой данной точке приближалась к открытой, как это наблюдается в экспериментах с расплавами, находящимися в обстановке стрессовых напряжений [11]. Пузырьки летучих в этих случаях группируются в линзочки и имеют тенденцию покидать расплав в направлении, перпендикулярном действию стресса. Особенно важно то, что летучие имели, видимо, возможность уходить из зоны кристаллизации геосфер Земли.

Представляется весьма вероятным, что основы минералогии нашей планеты были заложены процессами конденсации и трибохимии в стадию аккреции. После плавления и кристаллизации, в восстановительной обстановке главная масса ранее существовавших минералов была воссоздана с некоторыми изменениями их состава примерно в том виде, в каком мы наблюдаем их в железных и каменных метеоритах [3, 21, 22, 28, 29].

Трибохимические процессы и их продукты, по-видимому, широко распространены в природе, в частности, при осадко-, углеводородо- и россыпеобразовании, а также в зонах смятия и метаморфизма. Они особенно интенсивно проявляются на громадных пространствах области перехода континент-океан. Не исключено, что гелий и другие газы, выделяющиеся в глубинных разломах, имеют трибохимическую природу.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андерсон Д.Л., Кларк С.П., Пресс Ф.Ф.* Природа твердой Земли М.: Мир, 1975.
2. *Андерсон Д.Л.* Происхождение и состав Луны // *Космохимия Луны и планет.* М.: Наука, 1975. С.651-670.
3. *Додд Р.Т.* Метеориты. Петрология и геохимия. М.: Мир, 1986.
4. *Виноградов А.П.* Образование металлических ядер планет // *Геохимия*, 1975. №10 С. 1427-1431.
5. *Войткевич Г.В.* Проблемы космохимии. Ростов: Изд-во Ростовск. ун-та. 1987.
6. *Гидриды металлов.* М.: Атомиздат, 1973.
7. *Гроссман Л.* Химическое фракционирование в протопланетном облаке // *Космохимия Луны и планет.* М.: Наука, 1975. С.89-96.
8. *Зимин С.С., Зимин П.С.* Растворы водорода в металлах - главные источники этого элемента в недрах Земли // *Тихоок. геол.* 1991. №2. С.122-130.
9. *Кузнецов В.В.* Физика земных катастрофических явлений. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-е, 1992.
10. *Кусков О.Л., Хитаров Н.И.* Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М.: Наука, 1982.
11. *Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Остафийчук И.М. и др.* Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, Сиб.отд-е, 1980.
12. *Маккей К.* Водородные соединения металлов М.: Мир, 1968.
13. *Маракушев А.А.* Происхождение Земли и природа ее магматической активности. Санкт-Петербург, 1992.
14. *Персиков З.С., Бухтияров Н.Г., Польской С.В.* Взаимодействие водорода с магматическими расплавами // *Эксперимент в решении актуальных задач геологии.* М.: Наука, 1986, С. 48-70.
15. *Рингвуд А.Е.* Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982.
16. *Рудник В.А., Соболев Э.В.* Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984.
17. *Сафронов В.С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969.
18. *Соболев Э.В.* Изотопная космохимия. М.: Атомиздат, 1974.
19. *Хайнике Г.* Трибохимия. М.: Мир, 1987.
20. *Шмидт О.Ю.* Происхождение Земли и планет. М.: Наука, 1962.
21. *Golabery E., Uchiyama A. Brown H.* The distribution of nickel, cobalt, gallium, palladium and gold in iron meteorites // *Geoch. et Cosmochim. Acta.* 1951. V. J, №1, P. 18-25.
22. *Goldstein J.I., Choc J.M.* The iron meteorites, their thermal history and parent bodies // *Geoch. et Cosmoch. Acta.* 1967. V. 31. P. 1733-1770.
23. *Grosman L.* Condensation in the primitive solar nebula. // *Geoch. et Cosmochem. Acta.* 1972, V. 36, №5. P. 597-619.
24. *Grosman L., Larimer J.W.* Early chemical history of the solar system // *Rev. Geophys., Space Phys.* 1974. V. 12. P. 71-101.
25. *Larimer J.W.* The condensation and fractionation of refractory lithophil elements // *Icarus.* 1979. V. 40, №3. P. 446-454.
26. *Larimer J.W., Bartolomay M.* The role of carbon and oxygen in cosmic gases: some applications to the chemistry and mineralogy of enstatite chondrites // *Geoch. et Cosmochem. Acta.* 1979. V. 43, №9. P. 1455-1466.
27. *Lewis S.S.* Low temperature condensation from solar nebula // *Icarus.* 1972. V. 16, №2. P. 241-253.
28. *Powel B.N.* Petrology and chemistry of mesosiderites. Textures and compositions of nickel-iron // *Geoch. et Cosmoch. Acta.* 1969. V. 33, P. 789-816.
29. *Scott G.N., Wasson J.T.* Classification and properties of iron meteorites // *Rev. Geophys., Spase Phys.* 1975. №13. P. 527-546.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской академии наук

г. Владивосток

Поступила в редакцию
14 ноября 1994 г.

S.S. Zimin, B.M. Tishkin

ACCRETION-TRIBOCHEMICAL MODEL OF THE FORMATION OF THE EARTH AS A PLANET

The processes of mineral formation at the poorly studied stage of the Earth accretion from protoplanetary particles resulted from gas condensation of the solar nebula are discussed. It is known that at this stage of successive development (from core to mantle) of the planet, being loose at that time specific tribochemical reactions of the initial condensates transformation were common and completed in the hydrogen atmosphere by the formation of a huge mass reduced minerals. Together with early condensation they laid the foundations of mineralogy of the Earth that underwent melting and crystallization.

Л.Н.Хетчиков, В.А.Пахомова

ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТАВА И ПАРАМЕТРОВ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ В МИНЕРАЛАХ

(результаты изучения включений в синтетическом кварце, выращенном в растворе NaOH+KOH)

Изучены включения в кварце с известными условиями его синтеза. Показана близость температур и концентраций растворов, определенных по включениям и заданных в опыте. Установлена идентичность состава солей во включениях и маточной среде. Получены новые данные по поведению солевой системы NaOH+KOH+H₂O при охлаждении в криокамере.

Вопросы достоверности отражения состава среды и параметров минералообразования во включениях в минералах, в том числе и в кварце, рассматривались ранее на основе экспериментальных данных одним из авторов статьи [8], а затем и другими исследователями [1, 4, 5, 10]. Однако до настоящего времени все еще высказываются сомнения в возможности точного определения условий минералообразования по включениям. Кроме того, отмеченные выше эксперименты не касались кварца или других минералов, выращенных в растворе гидроокислов щелочных металлов. Вместе с тем, эти соединения могут участвовать в составе породо- и рудообразующих флюидов и уже давно применяются при синтезе минералов, в том числе и кварца. В настоящее время для определения состава флюидов, законсервированных во включениях, широко применяется криометрический метод, но в известных нам методических работах [2, 9] данные о поведении NaOH и KOH при охлаждении отсутствуют. Все это предопределило интерес к изучению включений в кварце, выращенном В.С.Балицким в растворе NaOH+KOH в соотношении 10:1.

Опыты по выращиванию кварца осуществлялись в стальных автоклавах известным методом температурного перепада, кварц наращивался на затравки в виде тонких кварцевых же пластинок, закрепленных в верхней части автоклава, из шихты дробленого синтетического кварца, заполняющей нижнюю часть автоклава. Опыты продолжались до нароста на затравке вновь образованного кварца толщиной в несколько мм. Основные условия синтеза были следующие. Коэффициент заполнения автоклава раствором составлял 0.7 его объема. Температура опыта в верхней части автоклава составляла 320°C, в нижней - 350°C, давление 400 атм, общая концентрация раствора - 1.53%. При визуальном изучении полированных пластинок под микроскопом в новообразованном кварце обнаружены многочисленные газожидкие включения с постоянным объемом газового пузырька, занимающего 25-30% объема

вакуолей, т.е. соотношение жидкой и газовой фаз в автоклаве и во включениях оказалось идентичным. Включения обычно расположены перпендикулярно контакту затравочной пластинки с выросшим слоем кварца и имеют трубчатую, игольчатую, овальную удлиненную, реже более сложную неправильную форму (рис. 1).

Их размеры колеблются от 300 до нескольких мкм. В удаленных от контакта с затравками частях выросшего слоя кварца распространены короткие цепочки из нескольких включений овальной формы, имеющие размеры по длине 5-30 мкм. Такие цепочки обычно протягиваются параллельно плоскости затравочных пластин. Кроме газожидких включений в кварце выросшего слоя обнаруживаются мельчайшие минеральные включения, представленные скрытокристаллическими частицами, подобными неструктурным примесям в кварце, выращенном, например, в содовых растворах [3]. Эти частицы, обычно непрозрачные, пылевидные, иногда сноповидные, встречаются и в изученных нами газожидких включениях в виде твердых фаз, занимающих 5-7% объема вакуолей. Температуры гомогенизации (Т_{гом.}) таких включений, расположенных вблизи затравочных пластинок, составляют 307°C. Т_{гом.} более мелких трубчатых включений (длина 20-

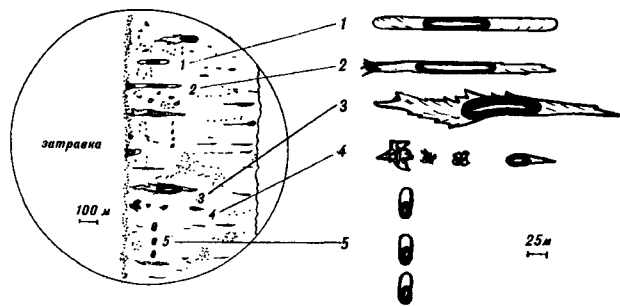


Рис. 1. Характерные формы включений в кварце. Зарисовка под микроскопом.

40 мкм) и более удаленных от затравочных пластинок составляют 314-320°C.

Мелкие удлиненно-овальные включения размером 15-20 мкм, составляющие цепочки, параллельные затравочным пластинкам и расположенные в удалении от последних, гомогенизировались при 340-345°C. Таким образом, $T_{\text{гом}}$ включений близки к температурам эксперимента, и их изменения по мере удаления от затравочных пластинок, по-видимому, отражают постепенный ввод автоклава в заданный температурный режим. Состав растворов, законсервированных во включениях, изучался методом криометрии, основы которого, а также особенности используемых нами приемов изложены в работах [2, 6, 9]. Наблюдения по поведению растворов, содержащихся в изученных нами включениях, при охлаждении в криокамере позволили получить ряд индивидуальных признаков солевой системы NaOH+KOH, на основании которых ее можно достаточно уверенно определять криометрическим методом. Учитывая отсутствие в литературе подобных данных, ниже процесс замораживания содержимого включений излагается более подробно, чем это принято при характеристике включений с законсервированными в них достаточно хорошо изученными хлоридными, карбонатными и другими солевыми системами.

Установлено, что при сравнительно быстром охлаждении включений до температуры -100°C наблюдается искажение формы газового пузырька, уменьшение его размеров и потемнение содержимого вакуолей. При повышении температуры в криокамере приблизительно до -65°C во включениях появляются просветляющиеся участки, в которых при дальнейшем нагревании обособляются беспорядочно располагающиеся микрокристаллики. Можно заметить, что выделяются более крупные кристаллики удлиненно-призматической формы, а промежутки между ними заполняются мелкокристаллическим агрегатом, состоящим из ромбовидных, гексагональных, таблитчатых и других форм индивидов (рис. 2).

Дальнейшее повышение температуры сопровождается медленной перекристаллизацией этих твердых фаз и затем их плавлением. При повторном охлаждении препарата, после того как при нагревании сохранился только последний кристаллик льда, начинается снова интенсивный рост его кристаллов, особенно в пределах температур -29-30°C. При этом уменьшается объем газового пузырька и отделяется остаточный солевой раствор, замерзающий при охлаждении приблизительно до -70°C. Повышение температуры до -65÷-64.5°C приводит к быстрому плавлению эвтектической смеси, и, таким образом, этот интервал определяет температуру эвтектики системы NaOH+KOH+H₂O. Повторяя несколько раз операцию незначительного охлаждения и нагревания этой смеси, можно добиться ее кристаллизационного разделения. При этом в препарате обособ-

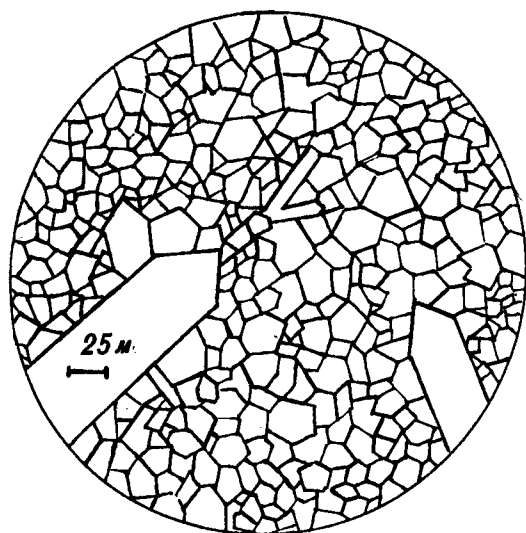


Рис. 2. Фазовые соотношения во включении при температуре -65°C. Зарисовка под микроскопом.

ляется длиннопризматический кристаллик с пирамидальными гранями в вершинах и температурой начала плавления -62.8°C. Плавление кристаллика происходит равномерно во всех направлениях, и он сохраняет удлиненно-призматическую форму. В интервале температур -28÷-29°C начинается интенсивная перекристаллизация мелкокристаллической части смеси. Разнообразные по форме кристаллики в этом интервале быстро оплавляются и образуют агрегат ориентированных в одном направлении удлиненно-овальных индивидов, которые при небольшом повышении температуры приобретают изометричные формы, а затем быстро исчезают. Дальнейшее повышение температуры в криокамере приводит к перекристаллизации и постепенному плавлению льда, сопровождающемуся появлением многочисленных мелких газовых пузырьков в интерстициях между кристалликами льда, а затем объединяющихся в едином газовом пузырьке, достигающем к концу опыта исходного размера.

Температура таяния последнего кристаллика льда, по которой определяли концентрацию растворов во включениях, составляла -0.8°C. Эта температура соответствует солёности растворов во включениях 1.4% по NaCl-эквиваленту [7], т.е. концентрации растворов во включениях и маточной среды близки между собой. Более низкая солёность содержимого газовой-жидких включений объясняется частичным расходом щелочных металлов исходных растворов на образование многочисленных минеральных включений в кварце и силикатного стекла (Na₂SiO₃), накапливающегося в процессе опыта в донной части автоклава.

Для того чтобы убедиться, что отмеченные выше особенности поведения растворов во включениях при охлаждении связаны с содержанием в них исходной солевой системы NaOH+KOH, была проведена серия контрольных опытов по замораживанию специально приготовленных растворов, идентичных

по составу применяемым в процессе синтеза кварца. Поведение этих растворов при понижении температуры в криокамере повторяло наблюдения в опытах с включениями.

В частности, здесь также в процессе кристаллизационного разделения при отмеченных выше температурах образовывались более крупные удлиненно-призматические кристаллики, ограниченные пирамидальными гранями на концах, и мелкокристаллические агрегаты разнообразных по форме индивидов. Повторялись и температуры оплавления более крупных кристалликов, перекристаллизации и плавления мелкокристаллических скоплений.

Криометрическое изучение 2% раствора КОН показало, что длиннопризматические кристаллики как раз и образуются при охлаждении системы $\text{KOH}+\text{H}_2\text{O}$, и температура эвтектики этого раствора равна $-62.8 \div -63.0^\circ\text{C}$.

Таким образом, во включениях в кварце зафиксирована солевая система, соответствующая по составу исходному раствору, заданному в опыте. Проведенные исследования подтверждают широкие возможности изучения включений для получения объективных данных по таким параметрам гидротермального минералообразования, как температура, состав и концентрация маточных растворов. Представляют интерес и полученные нами новые материалы по поведению солевой системы $\text{NaOH}+\text{KOH}+\text{H}_2\text{O}$ при охлаждении в криокамере. Они окажутся полезными для исследователей, применяющих криометрический метод определения солевого состава флюидных включений в минералах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балицкий В.С., Махина И.В., Юдин А.Н. Причины возникновения и механизм образования включений в кристаллах кварца, выращенных во фторидных растворах // Проблемы кристаллологии. М., 1982. Вып. 3. С. 233-240.

2. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра. 1982. С. 37-47.

3. Бутузов В.П., Хетчиков Л.Н., Шапошников А.А. Включения в искусственных кристаллах и их значение для термобарометрии минералов // Исследования минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах / Труды ВНИИСИМС, т. XIV. Александров. 1971. С. 7-26.

4. Котельников А.Р., Котельникова З.А. Экспериментальное изучение свойств гидротермального флюида // Эксперимент в минералогии. М.: Наука. 1988. С. 82-90.

5. Котельникова З.А. Использование синтетических флюидных включений для развития методов их анализа // Термобарогеохимия геологических процессов. Тез. докл. к XIII совещ. по термобарогеохимии. М., 1992. С. 204-206.

6. Пахомова В.А., Хетчиков Л.Н., Гвоздев В.И. О составе флюидной фазы редкометалльных гранитов Приморья по данным изучения включений в кварце методом криометрии // Тихоокеан. геология. 1991. №2. С. 99-103.

7. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1. М.: Мир. 1987.

8. Хетчиков Л.Н. Исследование включений минералообразующих сред в искусственных и природных кристаллах // Автореф. диссер. М., 1974.

9. Хитаров Д.Н., Кандинов Д.Н. Комплексообразование водных вытяжек и криометрии при изучении состава жидкой фазы включений // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Владивосток: ДВО АН СССР. 1986. С. 124-131.

10. Shelton K.L., Ozville P.M. Formation of synthetic fluid inclusions in natural quartz // Amer. Miner. 1980. Vol. 65. P. 1233-1236.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской академии наук

г. Владивосток

Поступила в редакцию
8 августа 1994 г.

L.N.Khetchikov, V.A.Pakhomova

DETERMINATION OF COMPOSITION AND PARAMETERS OF MINERAL-FORMING SOLUTION FROM THE INCLUSIONS IN MINERAL

Inclusions in quartz under known conditions of its synthesis have been studied. Nearness of data on temperatures and solution concentrations, which were determined in inclusions and put in the experiment it is shown. Identity of salt composition in mother medium inclusions has been established. Unknown before data of the $\text{NaOH}+\text{KOH}$ salt system behaviour by the cryochamber cooling have been obtained.

Г.А. Гоневчук, С. Ишихара, В.Г. Гоневчук

О ВОЗРАСТНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ МАГМАТИЗМА ГРАНИТОИДОВ МЯО-ЧАНСКОЙ И ХАРПИЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН

Приведены результаты новых определений возраста гранитоидов двух незначительно удаленных друг от друга в пространстве, но расположенных в разных блоках (террейнах) земной коры зон Нижнего Приамурья. Подтверждена принадлежность исследованных объектов к образованиям ранне-позднемеловой эпохи (100±5 млн. лет) мезозойского гранитообразования в Тихоокеанском поясе, которая наиболее широко проявилась на Востоке России, в Японии, Северной и Южной Америке. Даны геологическая интерпретация полученных результатов и рекомендации по уточнению региональной схемы корреляции магматических комплексов. Сопоставление результатов, полученных в лабораториях Дальневосточного геологического института ДВО РАН и фирмы Митсубиси, показывает их удовлетворительную сходимость.

Проблема разномасштабных корреляций геологических событий вообще и магматизма, в частности, особенно актуальна для регионов со сложными геодинамическими режимами, каким, несомненно, является Дальний Восток. К сожалению, используемые для этих целей результаты изотопной геохронологии, как показывают обобщения [1, 8], часто оказываются весьма неоднозначными. Очевидно, что наиболее достоверны результаты, подтвержденные в разных лабораториях. Очевидно также и то, что корректность корреляций значительно возрастает, если материал сравниваемых объектов исследуется совместно.

Нами проведена одновременная калий-аргоновая датировка по биотитам гранитоидов Мяо-Чанской и Харпийской вулканических зон Нижнего Приамурья (рис.), которые большинством исследователей рассматриваются как возрастные и петрохимические аналоги [5, 7]. Для исследования в лаборатории фирмы Митсубиси (Mitsubishi), Япония, были предоставлены биотиты гранитоидов крупнейшего в Мяо-Чанской зоне Чалбинского массива [4, 7] и порфириовидных гранитов массива кл. Высокого Харпийской зоны [5]. Средний химический состав гранитоидов приведен в табл. 1.

В исследовательской лаборатории каждая из предоставленных проб делилась на две для параллельного определения по ним изотопного возраста. Близость параметров в параллельных анализах (табл. 2) свидетельствует об однородности анализируемого материала. Наибольшие различия характеризуют пробу гранитов кл. Высокого. Однако же и в них разница в полученных цифрах изотопного возраста

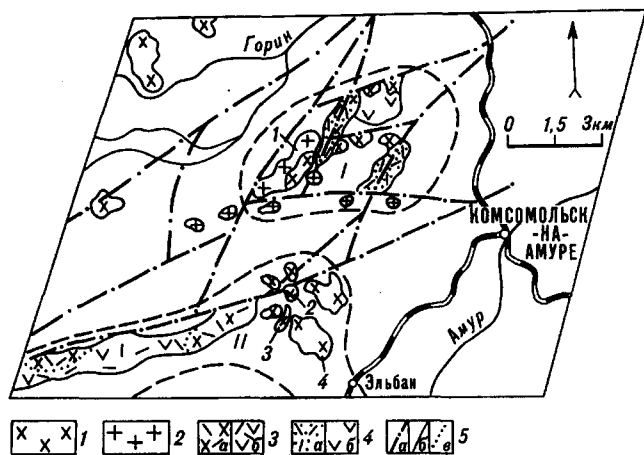


Рис. Структурно-магматическая схема Мяо-Чанской (I) и Харпийской (II) вулканических зон.

1 - монцонитоиды, 2 - граниты, 3 - экструзивные (а) и эффузивные (б) фации магматитов Харпийской зоны, 4 - риолиты, их туфы (а) и андезиты (б) Мяо-Чанской зоны, 5 - зоны разломов (а), геологические (б), фациальные (в) границы. Границы зон (пунктир) показаны условно. Цифрами на схеме обозначены массивы: 1 - Чалбинский, 2 - кл. Высокого, 3 - Даухман, 4 - Анаджаканский.

Таблица 1

Средний химический состав гранитоидов (% мас.)

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	72.17	68.00	74.86	65.19	68.70
TiO ₂	0.37	0.54	0.22	0.61	0.42
Al ₂ O ₃	13.52	14.50	13.04	15.35	15.28
Fe ₂ O ₃	0.62	0.40	0.36	1.44	1.40
FeO	1.73	3.93	1.33	3.50	2.14
MnO	0.03	0.10	0.05	0.12	0.06
MgO	0.96	1.85	0.48	2.47	1.47
CaO	1.66	3.40	1.08	4.02	3.10
Na ₂ O	2.95	2.68	2.47	2.83	2.96
K ₂ O	4.76	3.64	5.35	3.32	3.77

Примечание. 1-3 - гранитоиды Чалбинского массива: 1 - крупнозернистые биотитовые граниты по [4], 2 - пироксенсодержащие граниты (адамеллиты), 3 - мелкозернистые биотитовые граниты; 4-5 - гранитоиды Харпийской зоны (анаджаканского комплекса) по [5]: 4 - гранодиориты, 5 - граниты (адамеллиты).

Результаты определения изотопного возраста гранитоидов

№	Массив, зона	Лаборатория, год	Метод	Минерал, порода	Содержание калия (% мас.)	Содержание радиогенного аргона (нг/г)	Возраст (млн. лет)
1	Чалбинский, Мяо-Чанская зона	Митсубиси, 1994	K-Ar	Биотит, гранит крупнозернистый	6.46	41.1	90.1±2.0
	"-	"-	"-	"-	±0.13	41.1	90.0±2.0
2	"-	ДВГИ, 1968	"-	"-	6.30	45.0	101±5.0
3	"-	"-	"-	"-	6.60	48.5	103±5.0
4	"-	СВКНИИ, 1974	"-	"-			88±4.0
5	"-	Митсубиси, 1994	"-	Биотит, гранит мелкозернистый	6.56	41.8	90.2±2.0
	"-	"-	"-	"-	±0.13	41.6	89.9±2.0
6	"-	"-	"-	Биотит, гранит пироксеносодержащий	6.56	43.8	94.2±2.1
	"-	"-	"-	"-	±0.13	43.7	94.2±2.1
7	"-	ДВГИ, 1988	"-	"-	6.30	51.1	114±5.0
8	"-	"-	"-	"-	6.50	50.2	107±5.0
9	"-	Митсубиси, 1994	"-	Биотит, гранит мелкозернистый	7.16	43.6	86.4±1.9
	"-	"-	"-	"-	±0.14	43.8	86.6±1.9
10	Силинский, Мяо-Чанская зона	ДВИМС, 1992	Rb-Sr	Кварцевый диорит			98±19
11	"-	ИГЕМ, 1964	K-Ar	Граномонцит	2.59±0.08	17.3±0.6	96±5
12	Кл. Высокого, Харпийская зона	Митсубиси, 1994	"-	Биотит, гранит	6.35	43.8	97.5±2.2
	"-	"-	"-	"-	±0.13	43.4	96.6±2.2
13	Даухман, Харпийская зона	ДВГИ, 1991	"-	"-	7.87	35.0	102±5
14	"-	"-	"-	Амфибол, гранодиорит	0.68	3.6	102±5

не превышает величины наиболее вероятной при данном возрасте породы ошибки в 2.2 млн. лет. В результате исследования для гранитов главной фазы Чалбинского интрузивного массива установлен возраст интервал кристаллизации 89.9-90.2 (± 2.0) млн. лет. Характерно, что этот возраст в 90 млн. лет соответствует центру возрастного интервала становления Чалбинского массива по М.Г. Руб и Б.В. Макееву [10]. Близкий возраст (88 млн. лет) был определен нами ранее по биотиту крупнозернистых гранитов в лаборатории СВКНИИ ДВО РАН. С учетом того, что пробы для исследования были отобраны на удалении вглубь от восточного контакта массива не более 2-3 км, т.е. в зоне, где предполагается фация ранней кристаллизации, можно считать цифру в 90 млн. лет близкой к предельной (наибольшей) величине возраста главной фазы гранитов Чалбинского массива (Чалбинского интрузивного комплекса). Полученные нами ранее в лаборатории ДВГИ цифры калий-аргонового возраста этих гранитов превышают определенный в лаборатории Митсубиси на 10-30 млн. лет. Пироксеносодержащие граниты восточной части массива, которые некоторые исследователи называли анаджаканскими, подчеркивая их близость породам Анаджаканского массива Харпийской зоны, показали возраст 94.2-94.3 (± 2.1) млн. лет, а мелкозернистые биотитовые граниты прорывающего их штока - 86.4-86.6 (± 1.9) млн. лет.

Эти цифры также вполне обычны среди тех определенных возраста, которые уже имелись по массиву.

В частности, калий-аргоновый возраст в 93-95 (± 5) млн. лет для "гранитов II фазы", в составе которых рассматривались и описываемые граниты с пироксеном, определялся М.Г. Руб и Б.В. Макеевым [10] по данным лаборатории ИГЕМ АН СССР; 85±4 млн. лет по биотиту из мелкозернистых гранитов получал Б.В. Макеев в той же лаборатории. Отметим, что калий-аргоновый возраст в 85±5 млн. лет определен нами по биотиту в лаборатории ДВГИ для гранитов, вскрытых на глубоких горизонтах Солнечного месторождения (Мяо-Чанская зона). По комплексу петрохимических и минералогических признаков мы их рассматривали аналогом пироксеновых гранитов Чалбинского массива [2], что, очевидно, подтверждается приведенными цифрами изотопного возраста. Однако для наиболее основных разновидностей пироксеносодержащих гранитов (адамеллиты и мелаграномонциты) восточной части Чалбинского массива ранее нами был получен и более древний возраст - 114-107 млн. лет [4].

Биотиты из гранитов массива кл. Высокого показали возраст 96.6-97.5 (± 2.2) млн. лет, что несколько меньше полученного нами ранее по биотиту и амфиболу (лаборатория ДВГИ) возраста гранодиоритов расположенного южнее массива Даухман [5]. К сожалению, результат аналогичного исследования пробы гранитов Анаджаканского массива (в табл. 2 не приводится) оказался менее однозначным. С учетом большей устойчивости калий-аргоновой системы в амфиболах в сравнении с биотитом, можно считать более достоверным возраст, полученный по

этому минералу: 77-84 млн. лет. В общем все эти цифры вполне обычны и для гранитоидов силинского оловоносного комплекса Мяо-Чанской зоны. В частности, 97 млн. лет получены по Rb-Sr изохроне в лаборатории ДВИМСа [3], 96 ± 5 млн. лет получено М.Г. Руб калий-аргоновым методом по породе в лаборатории ИГЕМ [10]. Этот возраст можно считать вполне достоверным. Однако в этом случае встает вопрос о датировках вулканических и субвулканических пород Харпийской зоны: возраст их определяется сегодня в 90-76 млн. лет [9], и в то же время они прорваны гранитами.

Полученные результаты подтверждают представление об одновременном (близком во времени) формировании гранитоидов рассмотренных вулканических зон. С учетом роли и места этих гранитоидов в составах магматических образований вполне вероятно параллельность во времени магматизма Харпийской и Мяо-Чанской зон в целом.

Полученные результаты, с учетом уже имевшихся ранее данных, позволяют нам рекомендовать изменить положение чалбинского, силинского и анаджаканского интрузивных комплексов, а также комагматичных им эффузивных образований в принятой схеме корреляции [9], опустив их до альбсеноманского уровня. Такой возраст магматизма описываемых вулканических зон, по нашему мнению, подчеркивает их независимое от формирования окраинно-континентального (Сихотэ-Алинского) вулканического пояса развитие, в период, когда процессы субдукции еще не оказывали решающего влияния на характер магматической деятельности.

Время образования магматитов Мяо-Чанской и Харпийской вулканических зон соответствует "третьей эпохе" мезозойского магматизма в Тихоокеанском поясе (100 ± 10 млн. лет) [6]. Их временные аналоги широко распространены в регионе, в т.ч. и в Японии, которая в тот период являлась частью континентальной окраины Азии [13]. Большинство гранитоидных массивов этого возраста в Японии сконцентрировано во "внутренней зоне батолитов" в пределах вольфрамово-оловянной провинции [11]. Некоторые из них, например гранитоиды массива Хобенсан (Hobensan), обнаруживают признаки минералогического и петрохимического сходства с описываемыми.

Гранитоиды Мяо-Чанской зоны, с учетом приведенных в настоящей статье и опубликованных ранее [3, 4] данных, образуют временной ряд: 115-110 млн. лет - пурильские; 97-86 млн. лет - силинские; 90-80 млн. лет - чалбинские. Две последние группы (комплекса), как и предполагалось, на каком-то этапе формировались одновременно, имея источником вещества разноглубинные магматические очаги.

Сравнение результатов калий-аргоновых датировок по данным лабораторий Митсубиси и ДВГИ (1988) показывает устойчивую разницу: по данным ДВГИ гранитоиды древнее примерно на 10 млн. лет.

Для корректных выводов по этому факту результатов недостаточно. Отметим лишь, что цифры, полученные в Митсубиси, совпадают (близки) с полученным сегодня нами по исследованиям Rb-Sr системы. В то же время, по данным обобщения [12], калий-аргоновый возраст большинства гранитоидных plutонов Японии оказывается меньше рубидий-стронциевого тоже примерно на 10 млн. лет. Например, для упоминавшегося выше массива Хобенсан: K-Ar возраст - 91 млн. лет, Rb-Sr - 102 млн. лет. Различия в датировках ДВГИ (1991) и Митсубиси для гранитоидов Харпийской зоны менее значительны и, вероятно, могут объясняться как различия возраста двух последовательных интрузивных фаз.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геохронология СССР. Л.: Недра, 1973.
2. Гонеvчук В.Г., Гонеvчук Г.А., Коростелев П.Г. Гранитоиды Солнечного оловорудного месторождения // Геология рудных месторождений. № 6. 1984. С. 45-52.
3. Гонеvчук В.Г., Гонеvчук Г.А. Оловоносные магматические комплексы Дальнего Востока России // Вестник ДВО РАН. № 3. 1993. С. 127-136.
4. Гонеvчук Г.А. Магматические образования Комсомольского района и основные черты их металлоносности // Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1980.
5. Гонеvчук Г.А., Гонеvчук В.Г. Маглойский ареал как вероятный аналог Мяо-Чанской магматической серии Комсомольского рудного района // Тихоокеанская геология. 1992. № 5. С. 85-95.
6. Загрузина И.А., Яковлева И.В. Главные эпохи мезозойского магматизма в Тихоокеанском поясе и их металлоносность // Геохронология гранитоидов монголо-охотского пояса. М.: Наука, 1980. С. 164-171.
7. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967.
8. Каталог определений возраста горных пород СССР. Л.: Недра, 1977.
9. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990.
10. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулкано-плутонических комплексов. М.: Наука, 1970.
11. Ishihara S. Metallogensis in the Japanese island-arc system // Journal of the geological society. 1978. Vol. 135. Part 4. P. 389-406.

12. Nosawa T., Tainosho Y. Systematic Description of Zoned Plutons in Japan // Univ. Mus., Univ Tokyo, Nature and Culture. 1990. № 2. P. 115-242.

13. Taira A., Ogawa Y. Cretaceous to Holocene forearc evolution in Japan and its implication to crustal dynamics // Episodes. 1991. Vol. 14, № 3. P. 205-211.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук
г. Владивосток
Университет Хоккайдо, Япония

*Поступила в редакцию
4 августа 1994 г.*

G.A. Gonevchuk, S. Ishihara, V.G. Gonevchuk

THE GRANITOID AGE CORRELATION OF MAGMATISM OF MYAO-CHAN AND KHARPII VOLCANIC ZONES

Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences.
Hokkaido University, Japan

The results of new granitoid age determinations from two lower Priamurye zones situated at a short distance from each other but in different blocks (terranes) of the Earth's crust are presented in the article. It is corroborated that studied object has been appertained to the formations of late Cretaceous period (100 ± 5 Ma) of Mezozoic granitic generation in the Pacific Belt. This period is widely developed in Russia's East, Japan, North and South America. The geological interpretation of the results obtained and the recommendations are to make a more precise definition to the regional scheme of correlation of magmatic complexes are given. Isotopic data obtained from biotite at the laboratory of Far East Geological Institute are satisfactory compared with those obtained at Mitsubishi Materials' Central laboratory.

В.В. Пуринг, А.В. Молчанов

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЧАРО-ОЛЕКМИНСКОГО БЛОКА

Выполнено гравитационное моделирование Чаро-Олекминского блока Алданского щита на основе построения широтных разрезов. Дополнительно использованы материалы аэромагнитных съемок и петрофизических исследований.

В фундаменте Угуйской грабен-синклинали выделены блок предположительно раннеархейских плотных пород субмеридианального простирания и тело магнитных базитов, относимых авторами к троговому комплексу и рассматриваемых как возможный источник меди, хрома, кобальта, серебра.

Чаро-Олекминский блок Алданского щита расположен на стыке мегаструктуры земной коры с Байкальской геосинклинально-складчатой и Становой складчато-глыбовой областями [2]. В геологическом строении блока принимают участие разновозрастные образования, в том числе раннеархейские, контрастные по петрофизическим свойствам. Последнее позволило авторам применить материалы гравиметровой, магнитной и АГСМ-съемок масштаба 1:50 000-1:200 000, выполненных ПГО "Якутскгеология", "Приленскгеология", "Невскгеология", а также результаты собственных петрофизических исследований для изучения глубинного

геологического строения блока, создания его геолого-геофизической модели. Региональные данные по геологии и структуре земной коры рассмотрены в работах [1 - 4].

Анализ плотностных и магнитных характеристик пород района показал, что повышенной плотностью (2.8-2.9 г/см³) характеризуются наиболее древние раннеархейские метаморфические образования чароудинской свиты курультинской серии (нуклеарный структурно-формационный комплекс - СФК), выходящие на поверхность в оломокитском блоке. По магнитным свойствам эти метаморфиты неоднородны с преобладанием пониженной магнитной восприимчивости.

Относительно пониженной плотностью (2.65-2.7 г/см³) отличаются гнейсовые толщи олекминской серии (протогеосинклинальный СФК) позднего архея, занимающие значительную часть площади блока. Нижняя часть разреза серии здесь представлена хойкинской свитой, включающей прослой амфибо-

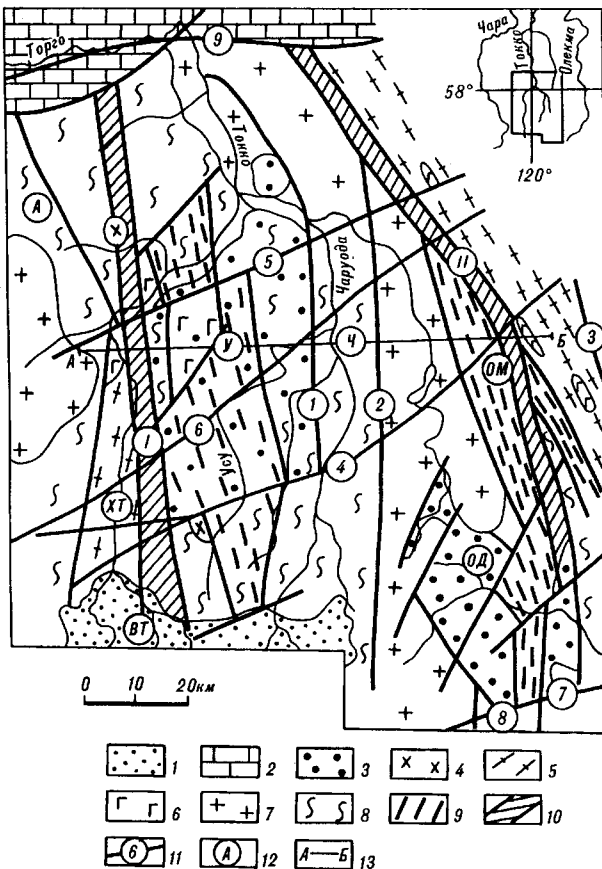


Рис. 1. Структурная геолого-геофизическая схема Чаро-Олекминского блока Алданского щита

Впадины 1-3: 1 - кайнозойская эпиплатформенная (Верхне-Токкинская), 2 - рифейско-раннепалеозойская (Средленская) моноклиза Сибирской платформы), 3 - раннепротерозойской рифейские грабен-синклинали (У - Угуйская, ОД - Олдонгинская); 4 - активизационные позднемезозойские интрузии сиенитов алданского комплекса.

Структуры кристаллического фундамента: 5-6 - позднеархейско-раннепротерозойские троговые образования борсалинской серии (5), базиты амуннактинского комплекса (6); 7-8 - позднеархейские гранитоиды чароудинского комплекса протогеосинклинального СФК (7), гнейсы олекминской серии (8); 9 - раннеархейские метаморфиты курультинской серии нуклеарного СФК (в том числе переработанные наложенными процессами или под относительно маломощными образованиями олекминской серии); 10 - региональные линейные ослабленные зоны с проявлением ультраметаморфизма, гранитизации и милонитизации позднеархейско-раннепротерозойского возраста (цифры на карте): 1 - Токкинская, 11 - Темулякитская; 11 - зоны разломов: 1 - Чароудинская, 2 - Чароудинская, 3 - Тарынская, 4 - Кондинская, 5 - Алаткитская, 6 - Угуйская, 7 - Олдонгинская, 8 - Тургурчаканская, 9 - Торгинская; 12 - выступы и прогибы кристаллического фундамента (буквы на карте): А - Алаткитский, Ч - Чароудинский, ХТ - Хани-Токинский, ОМ - Оломокитский; 13 - линия схематического разреза. На врезке: контур района работ.

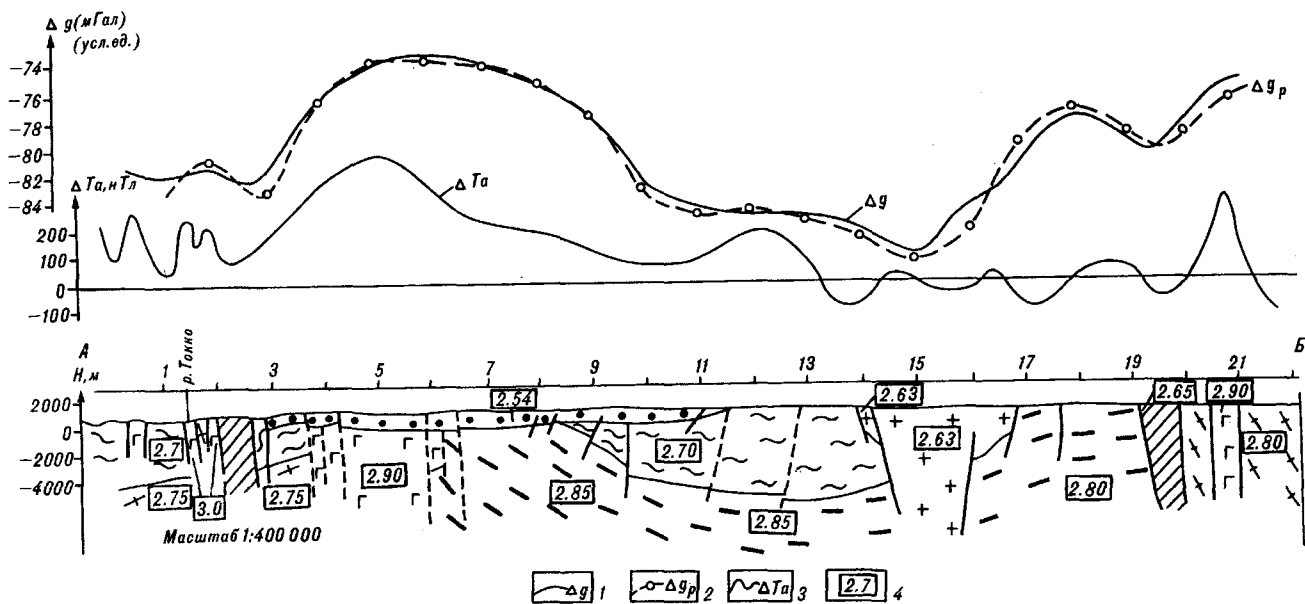


Рис. 2. Глубинная модель Чаро-Олекминского блока (разрез по линии А-В)

1 - график наблюдаемых значений силы тяжести Δg ; 2 - график рассчитанных значений Δg от плотностной модели; 3 - график магнитного поля ΔT_a в нТл; 4 - значения плотности пород модели.

Прочие условные обозначения см. рис. 1.

литов и биотитовых гнейсов, обладающих повышенной намагниченностью ($400 \div 700 \cdot 10^{-5}$ СИ). Верхняя часть разреза, кварциты и гнейсы крестяхской свиты, практически немагнитна.

Высокой плотностью (2.8 г/см^3) и магнитной восприимчивостью ($5000 \cdot 10^{-5}$ СИ) характеризуются биотит-амфиболовые кристаллосланцы, магнетит-содержащие кварциты темуляжитской свиты борсалинской серии (троговой СФК, AR_2 - PR_1).

Осадочно-метаморфические образования (метапесчаники, метаалевролиты) раннего протерозоя (орогенный СФК), слагающие нижнюю часть разреза Угуйской и Олдонгсинской грабен-синклиналей, практически немагнитны. По плотностным характеристикам они достаточно однородны (2.65 г/см^3). Пониженной плотностью (2.54 г/см^3) отличаются песчаники и аргиллиты рифейского платформенного чехла (Угуйская грабен-синклиналь).

Таким образом, в геологическом разрезе Чаро-Олекминского блока отчетливо выделяются плотностные границы. Первая отождествляется с контактом между плотными архейскими образованиями цоколя фундамента, сложенного глубоко метаморфизованными (гранулитовая фация) породами курультинской серии и гнейсами олекминской серии (средний дефект плотности 0.08 г/см^3).

Вторая плотностная граница соответствует зоне структурно-стратиграфического несогласия между метаморфическим фундаментом и осадочными толщами, выполняющими Угуйскую и Олдонгсинскую грабен-синклинали. Контрастная граница наблюдается внутри осадочного разреза, между раннепротерозойскими и рифейскими отложениями.

В разновозрастных магматических образованиях блока устанавливается изменение плотности и магнитной восприимчивости в зависимости от состава. Так, сиениты алданского комплекса (MZ_3) имеют минимальную плотность (2.45 - 2.5 г/см^3), а лейкограниты и граниты кодарского комплекса (PR_1) характеризуются средней плотностью (2.55 - 2.6 г/см^3). Большой плотностью (2.63 г/см^3) отличаются позднеархейские гранитоиды чародоканского комплекса. Самой высокой плотностью (2.95 - 3.05 г/см^3) и магнитной восприимчивостью ($5100 \div 6300 \cdot 10^{-5}$ СИ) обладают амуннактинские базиты, которые вместе с выше отмеченными толщами борсалинской серии слагают троговый комплекс (AR_2 - PR_1).

В западной части региона с Токкинской зоной остаточных минимумов поля силы тяжести меридионального простираения совпадает отрицательная полосовая магнитная аномалия (ΔT_a). Зона интерпретируется как долгоживущая проницаемая разрывная структура с широким развитием процессов ультраметаморфизма, гранитизации, высокотемпературного бластеза и милонитизации позднеархейского-раннепротерозойского возраста (рис. 1). Токкинская зона ограничивает с запада Угуйскую грабен-синклиналь.

Восточнее Угуйской грабен-синклинали протягивается крупный Чародоканский гравитационный минимум, отвечающий одноименному массиву позднеархейских протогеосинклинальных гранитоидов. На востоке исследованного района в зоне регионального Темуляжитского разлома интенсивность полей повышается. Вдоль восточного фланга разлома магнитные аномалии, высокий уровень поля си-

лы тяжести предположительно отвечают габброидам амнуннактинского комплекса и кристаллосланцам борсалинской серии (рис. 1, 2). С запада к центральной части Темулякитского разлома примыкает Оломокитский блок глубокометаморфизованных толщ каруракской свиты раннего архея, которому соответствует гравитационный максимум. Приведенные данные свидетельствуют о том, что основную информацию о глубинном строении района дает поле силы тяжести, интерпретация которого позволяет создать геолого-геофизическую (плотностную) модель верхней части разреза.

Построение структурной модели, изучение глубинного строения исследованной части Чаро-Олекминского блока проведено на основе районирования гравитационного поля в редукции Буге, его трансформации осреднением с радиусом 4 км, анализа морфологии и интенсивности аномалий наблюдаемого и остаточного полей Δg . Используются опорные геолого-геофизические разрезы, пересекающие Угуйскую грабен-синклинали в широтном направлении. Количественная интерпретация гравитационного поля вдоль них осуществлялась методом подбора плотностной модели по палеткам Тяпкина. Мощность осадочных отложений по данным бурения "Якутскгеологии" достигает 1.5-1.7 км. В интервале разреза, отвечающего центральной части Угуйской грабен-синклинали, на графиках Δg выделяется близометричный максимум не полностью коррелирующийся с магнитными аномалиями. Он сопоставим с максимумом поля силы тяжести в восточной части разреза (рис. 2), отвечающем выходу раннеархейских образований в Оломокитском блоке. Это позволяет предполагать, что в фундаменте Угуйской грабен-синклинали под чехлом раннепротерозойских и рифейских осадочных отложений возможны блоки тех же плотных немагнитных раннеархейских толщ. Сотрудниками ИГГД РАН С.А. Бушминым, Е.И. Кравцовой, Г.М. Друговой и др. [5] здесь выявлены мигматизированные амфиболитовые плаггиоклазовые гнейсы крестяхской и олдонгсинской свит (AR_2) с фрагментами "ремобилизованного" тоналитового фундамента, что согласуется с нашими построениями.

*Всероссийский Геологический институт
г. Санкт-Петербург*

*Поступила в редакцию
28 июля 1994 г.*

V. V. Puring, A. V. Molchanov

GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL MODEL OF THE CHARO-OLEKMINSKY BLOCK

Based on the construction of latitudinal sections, a gravitational model of the Charo-Olekminsky block, the Aldan Shield, has been made. Data on the aeromagnetic survey and petrophysical investigations have been used in addition.

In the basement of the Uguysky graben-syncline, a block of approximately Early Archean dense rocks of submeridional trending and a body of magnetic basits have been distinguished. The authors consider them as a trough complex and available source of copper, chromium, cobalt and silver.

На западном отрезке разреза по линии А-Б, отвечающем краевой части Угуйской грабен-синклинали, наблюдается соответствие максимума поля силы тяжести максимуму магнитного поля, интенсивностью до 500 нТл (рис. 2). Мы склонны его интерпретировать как крупное тело габброидов амнуннактинского комплекса, прорывающих раннеархейские толщи вдоль троговой структуры у Токкинской зоны, как и выходящих западнее грабена за Темулякитским разломом на дневную поверхность. На наличие в фундаменте блока габброидов косвенно указывает повышенное содержание характерных для базитов этого комплекса сидерофильных и халькофильных элементов (хром, кобальт, медь, серебро и др.) в интенсивно метасоматически измененных терригенно-осадочных отложениях раннепротерозойского и рифейского возраста, слагающих северную часть грабен-синклинали. Таким образом, в фундаменте Угуйской грабен-синклинали под осадочными толщами впервые выделен блок плотных раннеархейских пород субмеридионального простирания и фрагмент троговой структуры с телом магнитных базитов как возможный источник меди, хрома, кобальта, серебра и платиноидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булин Н.К., Афанасьева Н.А. и др. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным. Сов. геол. 1972. № 10. С. 134-140.
2. Геология зоны БАМ. Геологическое строение. Т. 1. Отв. ред. Л.И. Красный. Л.: Недра, 1988. 443 с.
3. Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 236 с.
4. Письменный Б.М., Алакишин А.М. Строение земной коры западных частей Алданского щита и Становой складчатой области. Тихоокеанская геол. 1984. № 5. С. 86-98.
5. Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона (структура, состав, процессы). Отв. ред. Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1987. 308 с.

Э.А. Альфтан

НОВАЯ ГИПОТЕЗА О РОЛИ И ЗНАЧЕНИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ОКЕАНАХ

В статье рассмотрены причины возникновения теллурического электрического тока в океанах. Показано, что он течет не только по воде, но и в значительной мере под дном океанов и материками. Этим объясняются изгибы вверх и вниз поверхности океанов над теми местами дна, которые обладают высокой электропроводностью. Даже небольшие сдвиги в земной коре или перекрытия подземных русел ювенильных вод могут привести к резкому изменению вертикальной составляющей этого тока, что в ряде случаев приводит к образованию цунами и землетрясений, генерации инфразвука и вследствие последнего к катастрофам судов и самолетов.

Материалы статьи также подтверждают и дополняют мало известную гипотезу В.С. Борхсениуса об океаническом происхождении магнитного поля Земли.

Известно, что поверхность мирового океана во многих местах имеет пологие прогибы на десятки метров, т. е. своеобразные выступы и впадины. Обычно их объясняют гипотезой, предполагающей наличие аномалий гравитации. Эти прогибы океана можно объяснить действием на воду электростатических полей в толще океана и под ним. О присутствии таких полей свидетельствует наличие электрических теллурических токов в океанах. Вода, как и другие диэлектрики, втягивается в зону большей напряженности электростатического поля. Следовательно, если в океанах есть локальные участки, в которых вертикальная составляющая электростатического поля достигает значительной величины, то на поверхности воды в этих зонах должны быть изгибы вниз или вверх. О возможных порядках величины электростатического поля свидетельствуют расчеты В.С. Борхсениуса [3]. Он показал, что при испарении и конденсации воды изменяется конфигурация молекул и их электрический заряд. Соответственно между нагретыми и охлажденными зонами океанов возникает разность потенциалов и течет электрический ток. Поскольку при испарении и конденсации каждой молекулы заряд изменяется на 1 эВ, то образующаяся суммарная разность потенциалов достаточна для объяснения не только происхождения теллурических токов, но согласно гипотезе В.С. Борхсениуса также и магнитного поля Земли.

Меридиональное направление теллурического тока в Атлантике подтверждает наличие разности потенциалов между нагретой экваториальной и охлажденной арктической областями океанов. Примерный расчет по данным, приведенным в [4], показывает, что, в среднем, в полосе океана шириной 100 км течет ток порядка 1 000 000 А.

Согласно гипотезе В.С. Борхсениуса земное магнитное поле обусловлено электрическим током, текущим по океанам в направлении параллелей между нагретой солнцем дневной стороной Земли и охлажденной ночной. Действительно, на планетах, не

имеющих океанов, наблюдается лишь слабое магнитное поле. Существенным возражением гипотезе В.С. Борхсениуса было то, что на пути океанического тока в экваториальном направлении расположены несколько материков. Путь тока вокруг них по океанам значительно ослабил бы его силу. В.С. Борхсениус умер, не успев доработать и популяризовать свою гипотезу.

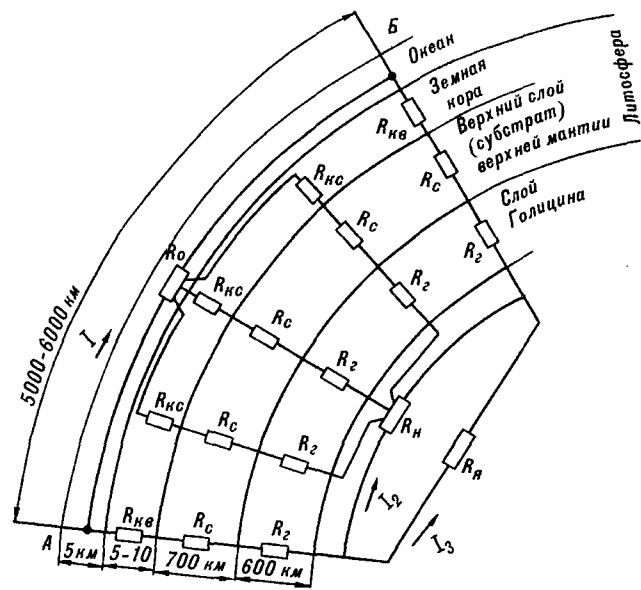


Рис. 1. Схема электросопротивлений участка океана и слоев земного шара под ним.

Ток I_1 идет по океанам из зоны "А" нагретого океана в зону "Б" охлажденной части океана. Электросопротивление нижней части мантии $R_{л1}$ и ядра $R_{я}$ значительно меньше сопротивления океана R_0 , но между ними расположены слои большого сопротивления $R_{кв}$, $R_{кс}$ и R_2 . Расчеты показывают, что в зонах нарушения целостности земной коры (выходы ювенильных вод, магмы и пр.) электросопротивление $R_{кв}$ значительно меньше $R_{кс}$, и поэтому значительная часть тока I устремляется из океана в глубину и течет параллельно току в океане из пункта "А" в пункт "Б" по нижней мантии (ток I_2) и ядру Земли (ток I_3).

Решение нашей задачи - поиск вертикальной составляющей электростатического поля одновременно уточняет и дополняет гипотезу В.С. Борхсениуса. Действительно, разве может электрический ток, возникающий вследствие разности потенциалов на поверхности океана, идти только по воде? Очевидно, что он должен иметь ответвление и в глубины Земли под дно океанов и под материки, где электросопротивление пород значительно меньше электросопротивления океанической воды. Это схематически представлено на рис. 1. Ток I идет по океану из зоны "А" нагретого океана в зону "Б" охлажденной его части. Электропроводность воды океана около $2\text{-}5 \text{ Ом}^{-1} \text{ м}^{-1}$. В слое Гутенберга (под субстратом) [2] температура достигает $1500\text{-}1800^\circ\text{C}$, т. е. температуры плавления минералов. Их электропроводность при этом достигает $1000 \text{ Ом}^{-1} \text{ м}^{-1}$. В более глубоких слоях мантии и в ядре Земли электропроводность возрастает еще на несколько порядков. Базальтовые породы океанического дна являются хорошим изолятором. Таким образом, согласно обозначению на рис. 1, электросопротивление нижней мантии R_n и ядра R_α значительно меньше электросопротивления океана R_o , но между ними расположены слои большого электросопротивления R_{kc}, R_c, R_z . Однако в тех местах, где этот слой нарушен или очень тонок, значительная часть электрического тока направляется из океана вниз или из-под его дна вверх. Соответственно параллельно току I в океане из пункта "А" в пункт "Б" течет ток по нижней мантии (ток I_2) и ядру Земли (ток I_3). Ток I_2 и I_3 очевидно течет и под материками между дневной и ночной сторонами Земли, участвуя в формировании ее магнитного поля.

В Бермудском треугольнике есть несколько зон высокой электропроводности. Во-первых, Пуэрто-риканская впадина. Над ней поверхность океана прогнута вниз на 15-25 м. Высокой электропроводностью обладают ювенильные воды, а их подокеаническое русло связывает океан с глубинами Земли. Выходы этих вод вероятно есть в Саргассовом море (прогиб поверхности вниз около 60 м). Отличным проводником электрического тока является лава подводных вулканов, например, в Срединно-Атлантическом разломе.

Поскольку, как упомянуто выше, через каждые 100 км полосы океана течет ток порядка 1000000 А , а в местах нарушения целостности дна океана ток может устремиться из зон шириной в несколько сотен километров, то величина вертикальной составляющей в местах этих нарушений тоже может иметь порядок миллионов ампер. Такой ток, очевидно, связан со значительными электростатическими полями.

Пока электрический ток в таких зонах постоянен или меняется очень медленно, прогибы поверхности океана сохраняют свои размеры и физические свойства. Величина электрического тока, текущего под океан или из-под его дна, может резко изменить-

ся, например, вследствие небольших перемещений слоев горных пород под дном океана в районе высокой электропроводности. Это может привести к возбуждению инфразвука, к образованию длинных волн (цунами) и землетрясениям.

Электрический ток в потоке ювенильных вод способствует растворению пород, размыванию подземного русла. Оторвавшиеся глыбы пород могут на некоторое время перекрыть его подземное русло полностью или частично. Частичное перекрытие может привести к образованию инфразвукового жидкостного или парового свистка под океаном. Если частота инфразвука совпадает с частотой альфа-ритма головного мозга, то это, как известно, может привести к сумасшествию и смерти людей в зоне его действия. Инфразвук может вспенить воду на глубину в десятки и сотни метров. Вспененная вода легче обычной и судно в этой зоне проваливается под воду.

Выходя из океана в атмосферу и создавая в ней чередующиеся уменьшения и увеличения плотности воздуха, инфразвук приводит к поочередному (с частотой инфразвука) уменьшению и возрастанию подъемной силы, действующей на плоскости (крылья) самолетов. Это, очевидно, является причиной известного, но ранее не объясненного явления, когда даже в спокойную ясную погоду самолет над океаном внезапно начинает трясти, что иногда приводит к катастрофе. Резкое изменение вертикальной составляющей электрического тока вследствие подвижек горных пород или перекрытия подземной части русла ювенильных вод само по себе может возбудить импульс инфразвука, так как породы океанического дна обладают пьезосвойствами. Это может привести к вышеописанным явлениям, а также к землетрясениям.

Если токопроводящий канал под дном океана окажется перекрытым длительно, то изгиб вверх поверхности океана начнет разливаться, порождая длинные волны (цунами). Природа таких цунами была не объяснена, так как они возникают в отсутствие циклонов и других известных причин.

Согласно изобретению [1] автора данной статьи, использование вышеописанных закономерностей позволяет определить место возникновения таких цунами в момент их формирования. Это дает возможность своевременно предупредить население береговых зон океана и тем самым спасти десятки тысяч жизней.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альфтан Э.А. Авторское свидетельство № 795221 "Способ определения возникновения цунами" Приоритет 01.03.73.
2. БСЭ, т. 9, 1972. С. 481-482.

3. Борхсениус В.С. О природе тепла и природного магнетизма. Материалы к Совещанию "Общие закономерности геологических явлений" (10-15 января 1965 г.). Вып. 1. Л., 1965.

4. Шулейкин В.В. Физика моря. Изд. 4е. М.: "Наука", 1968. С. 1014.

г. Санкт - Петербург

Поступила в редакцию
10 мая 1994 г.

Е.А. Алтан

A NEW HYPOTHEESIS ON THE ROLE AND IMPORTANCE OF THE ELECTRIC FIELD IN THE OCEANS

Telluric current origin in the oceans is studied. It is established that the electric current exists not only in the water but also under oceans and continents causing the formation of uplifts and troughs on the ocean surface in the places with high electroconductivity. Even shallow Earth's crust movements or underground channel overlaps of the juvenile waters can sharply alterate the vertical component of this current which, in some cases, produces tsunami and earthquakes and infrasound generation. The infrasound generation causes ship and air catastrophes.

Data obtained testify and add V.S. Borkhsenius's little-known hypothesis on the oceanic origin of the Earth's magnetic field.

Ахмадулин В.А.

Дискуссия

Предложенная гипотеза базируется на малоизвестных представлениях В.С. Борхсениуса о возникновении электрических зарядов при испарении и конденсации воды, которые, в свою очередь, нуждаются в доказательствах. Автор статьи должен был бы подробнее изложить суть той гипотезы и привести количественные расчеты, а также показать, как те фантастические цифры (1 000 000 ампер на 100 км или 10 А/м) могут быть получены из исходных данных в реальности. К тому же стоило бы показать, как взаимодействуют широтные токи Борхсениуса, текущие от нагретой дневной стороны к охлажденной ночной, и меридиональные, возникающие за счет разницы в температурах между нагретой экваториальной и охлажденной арктической областями океана. Наряду с этим важно было оценить и токи, индуцированные в проводящей морской воде внешним электромагнитным полем Земли. Совершенно неясно, о каких проводящих ответвлениях в глубины Земли идет речь, так как проводимость морской воды намного выше, чем проводимость осадочных пород, не говоря о магматических и метаморфических породах, слагающих верхнюю часть земной коры океанов и континентов. Практически токопроводящие зоны, по мнению автора, должны проникать до нижней мантии, но аргументов в пользу этого не приводит, хотя опыт геоэлектрики по изучению проводящих объектов в земной коре и верхней мантии исключает наличие таких вертикальных каналов. Нет оснований к таковому относить лаву подводных вулканов Срединно-Атлантического разлома. Эффект таких каналов несомненно был бы зафиксирован геоэлектрикой. Неясно также, о каком потоке ювенильных вод говорит автор, подразумевая при этом, что под дном океана могут существовать подземные реки типа тех, которые образуются в карстовых пустотах - все это требует доказательств, ибо противоречит имеющимся данным и существующим представлениям.

Оригинал-макет журнала изготовлен фирмой
"ТАКТ Со., Ltd"
690063, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, кв. 214

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.91г. Подписано к печати 24.03.95г.
Формат 60 x 88 / 8. Печать офсетная. Усл.п.л. 15,5.
Уч.-изд.л. 14,32. Тираж 300 экз. Заказ 226.

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

(Адрес подписчика)

**Вниманию организаций,
изучающих геологию, минералогию, геофизику
и палеонтологию Мирового океана.**

Реализуется уникальная сводка по глубоководному бурению, осуществленному НИС "Гломар Челленджер" (Deep Sea Drilling Project): Initial Reports (81 том, из них 33 тома в оригинале, остальное - ксерокопии) и Initial Core Descriptions (20 томов, почти все в оригинале). Цена комплекта договорная.

Обращаться по адресу:
680063, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65.
Институт тектоники и геофизики. Библиотека.
Тел.: 33-26-65, факс (4212) 33-37-43.
Электронная почта: tectonics@itig.khabarovsk.su