

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

1

1983

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

*Ю. А. Косыгин* (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *К. В. Боголепов*, *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. И. Гончаров*, *В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*, *Е. А. Кулиш*, *В. А. Кулындышев*, *А. П. Миллов*, *В. Г. Моисеенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*, *С. М. Тильман*, *И. К. Туезов*

---

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,  
ком. 203. Тел. 33-39-46.

Зав. редакцией *Г. С. Залыгина*  
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Технический редактор *Н. М. Остроумова*  
Корректоры *Е. Н. Зимина*, *В. К. Чичельник*

Сдано в набор 14.10.82. Подписано к печати 25.1.83.  
МН 12002. Формат 84×108<sup>1/8</sup>. Высокая печать. Усл. печ.  
л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14,0. Уч.-изд. л. 15. Тираж 561.  
Заказ № 367.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099,  
Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука», 630077, Ново-  
сибирск, 77, Станиславского, 25.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
**ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ**

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

НОВОСИБИРСК

№ 1, 1983

СОДЕРЖАНИЕ

О. И. Бакулин, Ю. А. Косыгин. Основные проблемы геологии Приамурья . . . . .	3	модели. Модель Вернера, ее усложнения и дополнения . . . . .	92
Ю. Н. Олейник. Тектоническое районирование Приморского края . . . . .	11	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
И. В. Горощко. Структурные ограничения, история развития и тектоническое районирование Ханкайского среднего массива . . . . .	20	О. А. Степанов, В. А. Самохвалов, Фам Куок Тыонг, Нгуен Нгьем Минь, Фам Хое. Железородное месторождение Тхак Кхе и особенности его формирования . . . . .	103
А. А. Шитов. О геотектонических условиях формирования палеозойских осадочных отложений Сипегорского района Приморья . . . . .	30	В. И. Исаев. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары — Мухто (Северный Сахалин) . . . . .	107
М. Д. Рязанцева. Минерагенетические эпохи Приморья и их флюоритопосность . . . . .	36	В. В. Куделькин, Л. З. Коган. Строешие неогенового осадочного комплекса акватории вблизи побережья Красногорско-Ильинского района юго-западного Сахалина . . . . .	112
Ч. Садовский. Докембрий в тектонике и металлогении Северо-Востока Азии . . . . .	43	М. Х. Гагиев, В. А. Сдерягин, В. П. Шамин. О кембрийских отложениях на Омогонском массиве . . . . .	118
Ю. Косыгин, Ю. А. Суесков. Плотностная модель литосферы Курильской системы: окраинное море — дуга — желоб — океан . . . . .	54	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
И. Аносов, Э. Г. Жильцов, А. А. Суворов. О двух типах глубоководных желобов западной части Тихого океана . . . . .	59	Ю. А. Косыгин, И. К. Туезов. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка шестая. Геотектоническое наследство Г. Д. Афанасьева . . . . .	121
А. Баландин. Грашитоиды и рельеф Верхоянской горной страны . . . . .	67	Н. П. Романовский. О принципах петрофизического картирования . . . . .	124
А. Лоншаков. Продуктивная олигоцен-раннемиоценовая андезитовая формация Южной Камчатки . . . . .	72	<i>ХРОНИКА</i>	
Г. П. Архипов. Железородные формации Дальнего Востока и их положение в структурах Тихоокеанского пояса . . . . .	79	Совещание по проблемам рифтогенеза . . . . .	126
А. И. Моисеева, В. И. Ремизовский. Комплексы диатомовых водорослей и палеомагнетизм неогеновых отложений Макаровского района (Южный Сахалин) . . . . .	86		
Ю. С. Салин. Основные геометрические модели геологии. Статья первая. Топологические			



УДК 551.24(571.81)

Ю. И. Бакулин, Ю. А. Косыгин

## ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ПРИАМУРЬЯ

В статье проведено тектоническое районирование Приамурья, охарактеризованы его структурные элементы по новейшим данным геологоразведочных и геофизических работ. Намечены тектонические закономерности размещения основных рудных и нерудных по-

лезных ископаемых. Подчеркнута необходимость изучения глубинного строения геофизическими методами в интересах расширения минерально-сырьевой базы Приамурья.

Приамурье представляет собой сложный тектонический узел, связывающий южную окраину Сибирской платформы и Буреинский массив, являющийся частью Китайской платформы. Они разделены Монголо-Охотской геосинклинальной системой, сочленяющейся на востоке с геосинклинальными сооружениями Сихотэ-Алиня, входящими в состав Тихоокеанского геосинклинального пояса. Геосинклинальные системы сопровождаются параллельными им вулканическими поясами. В строении платформы, массива и геосинклинальных систем участвуют наложенные мезозойские и кайнозойские впадины. Разнообразие структурных условий и сложность сочетаний структурных элементов Приамурья определяют специфические закономерности размещения на его территории многочисленных полезных ископаемых.

Главными тектоническими элементами (тектоническими районами) Приамурья являются Алдано-Становой блок, Буреинский массив, Монголо-Охотская и Сихотэ-Алиньская складчатые системы, Амгунский блок (см. рисунок).

Основу *Алдано-Станового блока* образуют раннедокембрийские метаморфические комплексы Алданского щита и Становой складчатой системы. Он состоит из двух разнородных структурно-тектонических элементов — Алданского щита и протерозойской складчато-глыбовой Становой зоны, но рассматривается как единое целое ввиду близкого состава слагающих толщ, близкой истории геологического развития, начиная с кембрия, и сходной металлогении. На Сибирской платформе, помимо упоминавшегося Алданского щита, выделяется Юдомо-Майский перикратонный прогиб, протягивающийся вдоль восточной границы платформы и отличающийся увеличенной мощностью протерозойских и палеозойских формаций чехла и интенсивной их дислоцированностью.

В пределах Становой системы метаморфизо-

ванные в гранулитовой фации нижнеархейские толщи слагают тектонические блоки, окруженные метаморфизованными в амфиболитовой фации верхнеархейскими образованиями. Нижний архей Алданского щита образует Центрально-Алданский массив, окруженный позднеархейскими Батомгской и Олёкминской складчатыми системами. Нижнепротерозойские, преимущественно слабо дислоцированные терригенные толщи на Алданском щите выполняют прогибы и впадины. В Становой системе они содержат основные вулканы и интенсивно дислоцированы, что позволяет считать их геосинклинальными.

В мезозое южная часть Алдано-Станового блока претерпела значительные тектонические преобразования, выразившиеся в формировании сводовых поднятий и сопряженных с ними впадин, разломов, а также в интрузивном и эффузивном магматизме. Вдоль южной окраины Алданского щита возникла цепочка ориентированных в широтном направлении асимметричных впадин с увеличением мощностей и дислоцированности отложений в южном направлении. Параллельно ей в центральной части Станового свода протягивается пояс многофазных батолитов, преимущественно гранодиоритового состава, которые, судя по калий-аргоновым датировкам, формировались в течение длительного интервала, охватывающего позднюю юру и ранний мел. К северу от впадин протягивается второй пояс мезозойских мелких гипабиссальных интрузий и вулкаников, среди которых присутствуют породы повышенной щелочности. Гранодиоритовые батолиты на востоке сопряжены с триасово-юрскими вулканиками Удского пояса, который протягивается преимущественно по дну Охотского моря далеко за пределы рассматриваемой территории к Мургалскому поднятию Анадырско-Корякской складчатой системы.

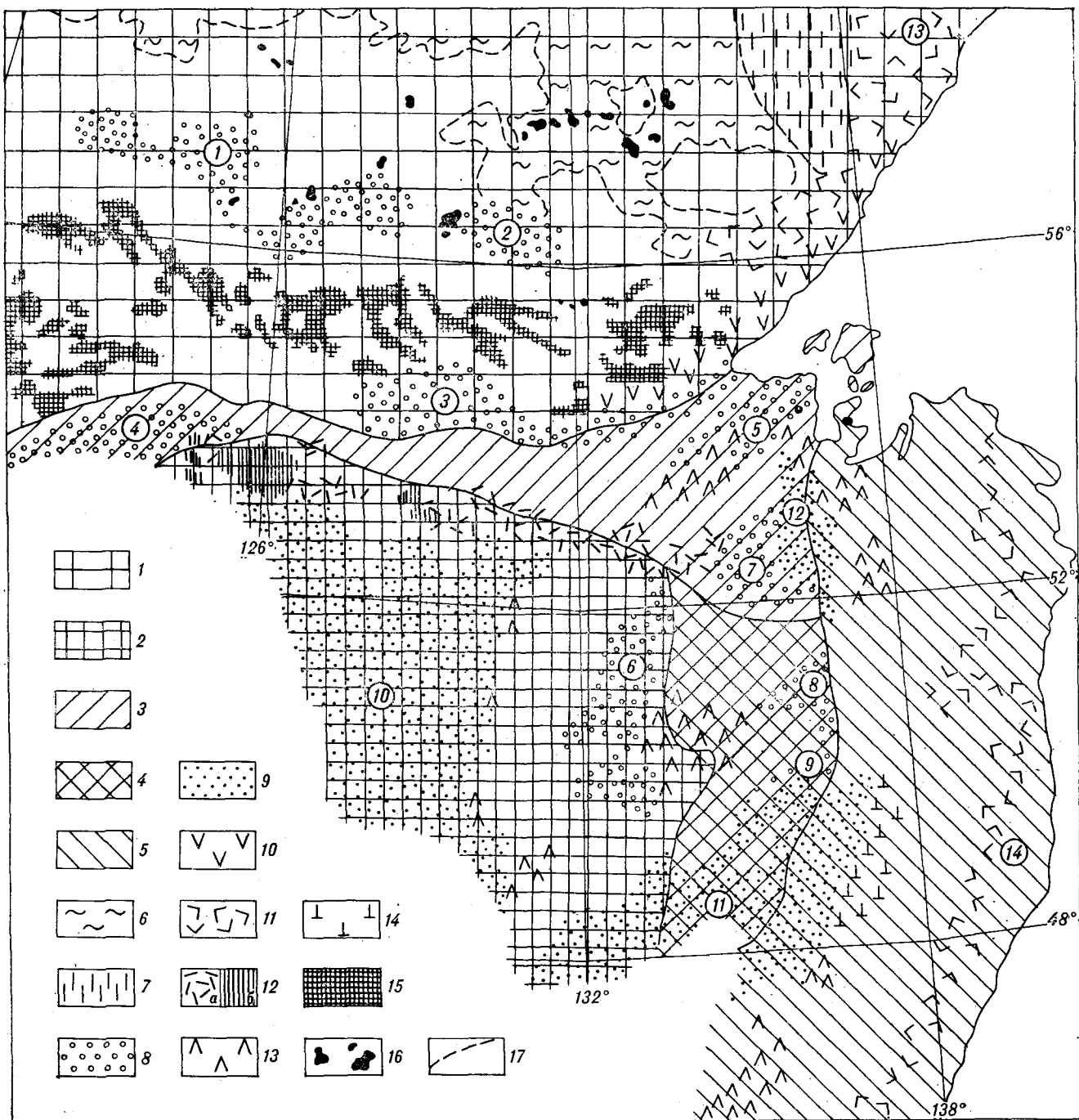


Схема основных тектонических элементов Приамурья.

1 — Алдано-Становой блок; 2 — Буреинский массив; 3 — Монголо-Охотская складчатая система; 4 — Амгунский блок; 5 — Сихотэ-Алинская складчатая система; 6 — чехол Сибирской платформы; 7 — Юдомо-Майский перикратонный прогиб; 8—16 — главные и наложенные структуры; 8 — мезозойские впадины и прогибы (1 — Чумльманская, 2 — Токинская впадины, 3 — Удско-Зейский, 4 — Верхнеамурский, 5 — Торомский, 6 — Буреинский, 7 — Ульбанский, 8 — Хогдинский, 9 — Унахтинский прогибы); 9 — кайнозойские впадины (10 — Зее-Буреинская, 11 — Среднеамурская, 12 — Эворон-Чукчагирская); 10 — Удский вулканический пояс; 11 — окраинно-континентальный вулканический пояс (13 — Охотско-Чукотская, 14 — Восточно-Сихотэ-Алинская ветви); 12 — Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс (a — вулканиты, б — гранитоиды); 13 — меловые и 14 — кайнозойские вулканические поля и зоны; 15 — мезозойские гранитоиды Становой зоны; 16 — мезозойские малые интрузии юга Сибирской платформы; 17 — граница распространения платформенных отложений.

В мелу тектоническая активность сместилась на восточную часть Алдано-Станового блока, где был сформирован Ульинский прогиб, лежащий на южном окончании Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Рассмотрение развития Алданского щита и Становой зоны на мезозойском этапе как единого Алдано-Станового блока позволило выявить сопряженность противоположных по знаку и геодинамическому режиму региональных наложенных структур: интрузивно-сводовых и интрузивно-купольных, с одной стороны, и рифтогенных впадин — с другой.

*Буреинский массив* представляет собой сложное тектоническое сооружение, в котором отчетливо различаются только мезозойские и кайнозойские структурные элементы. Более древние образования представлены главным образом гранитоидами. Вулканогенно-осадочные образования слагают тектонические блоки и клинья, а также останцы кровли интрузивных тел. Общая площадь их выходов составляет около 20% от площади массива. Тектоническая природа палеозойских и докембрийских комплексов понимается неоднозначно. Существуют представления о том, что раннедокембрийские образования слагают фундамент, перекрытый рифей-фанерозойским чехлом. Наряду с ними в центральной части массива предполагается наличие рифейско-каменноугольных образований эвгеосинклинального типа. Современная изученность позволяет предполагать, что как стабильный тектонический элемент в границах близких к современным, Буреинский массив оформился в конце палеозоя — начале мезозоя. В мезозое вдоль окраин массива сформировались прогибы: Верхне-Амурский, Буреинский, Урмийский, мощность осадков в которых значительно больше мощности синхронных образований в центральных частях массива. В мелу вдоль северной окраины массива был сформирован Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс и серия вулканических зон, наложенных на восточную часть массива.

*Монголо-Охотская складчатая система* отделяет Алдано-Становой блок от Буреинского массива и Амгунского блока.

Нужно подчеркнуть, что структурная позиция Амгунского блока однозначно не определена. Многие исследователи рассматривают его в составе Сихотэ-Алинской системы в качестве антиклинорных сооружений. Однако более предпочтительна его интерпретация в качестве ветви Монголо-Охотской системы, следующей вдоль жестких структур Буреинского массива. Веерообразное раскрытие Монголо-Охотской системы на траверзе угловатых окончаний жестких сооружений является одним из интересных тектонических элементов Приамурья. Здесь, несмотря на несомненные признаки рас-

тяжения, широко развиты сжатые, изоклинальные складки, чешуйчатые надвиги, прослеживается цепочка диапироподобных гнейсовых куполов (Афанасьевский, Софийский, Гонгреский). На западном отрезке ширина Монголо-Охотской системы уменьшается от 150 до 60 км (а местами — до первых километров), а дислокации и метаморфизм пород проявлены заметно слабее. Преобладает моноклинальное залегание, а метаморфизм не превышает зеленосланцевой фации.

В строении Монголо-Охотской системы принимают участие отложения палеозоя и триаса. Не исключено присутствие позднедокембрийских образований. Для палеозоя центральных частей Монголо-Охотской системы характерно присутствие основных вулканогенно-кремнистых формаций, а для краевых — формаций миогеосинклинального типа (Гагско-Сагайская, Шавлинская, Аянская зоны). Триасовые отложения имеют карбонатный и терригенный состав.

Замыкание системы началось в ранней юре и охватило значительный отрезок времени. В это время седиментационные процессы протекали в серии разобщенных прогибов и имели характер, близкий то к платформенному и орогенному, то к геосинклиальному. Иначе говоря, система была расчленена на ряд остаточных прогибов с автономным развитием, что выразилось в своеобразии их строения. Если Верхнеамурский прогиб ближе к геосинклиальному типу, то Торомский выполнен моласой орогенного типа. С замыканием системы связано формирование Умлекано-Огоджинского пояса и Удско-Зейского прогиба, выполненного верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями.

При определении границ *Сихотэ-Алинской складчатой системы* в качестве главного признака принималось наличие вулканогенно-кремнистых толщ триасово-юрского возраста и меловых флишевых формаций — комплексов, не характерных для смежных тектонических элементов, а также учитывались гравиметрические и магнитометрические данные. В связи с этим система понимается в объеме Восточно-Сихотэ-Алинского синклиория, Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория, Западно-Сихотэ-Алинского синклиория и восточной части Горинского синклиория. Таким образом, граница Сихотэ-Алинской системы проходит вдоль зоны приращения приразломных прогибов Ульбанского, Хогдинского, Унахтинского к основному бассейну мезозойской седиментации. Она совпадает с Тугуро-Амурской зоной, а также трассируется коленообразными изменениями простираний складчатых структур.

Состав и возраст пород комплекса основания системы является дискуссионным. Некоторыми

исследователями к ним причисляются слюдяные и амфиболовые сланцы, филлиты, мигматиты Хорского и Анюйского выступов. Другие авторы метаморфический облик этих пород связывают с метасоматическим преобразованием и динамометаморфизмом палеозойских и даже мезозойских пород в зоне Центрального Сихотэ-Алинского шва. Севернее, в бассейне р. Уктур, в зоне этого шва установлены гнейсоподобные породы, развитые по заведомо нижнемеловым осадочным породам. Определения возраста калий-аргоновым методом в пределах Анюйского и Хорского выступов имеют большую дисперсию, исключаящую их использование для датировки.

Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий сложен каменноугольными, пермскими, триасовыми и юрскими вулканогенно-кремнистыми формациями, которым подчинены глинистые и глинисто-граувакковые формации. Меловые (досенонские) отложения слагают синклинорий и представлены граувакковыми формациями. Зачастую они имеют флишевое строение. В альб-сеноманских отложениях присутствуют туфогенные разности и прослои вулканитов среднего состава, количество которых возрастает в западном направлении. Здесь ими намечается вулканический пояс, сходный с установленным на западе Японии. Этот вулканический пояс практически полностью перекрыт сенонпалеогеновым Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом.

Комплексы, слагающие *Амгунский блок*, в целом сходны с комплексами Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской систем, но в то же время обладают целым рядом индивидуальных признаков. Эти обстоятельства вынуждают рассматривать его пока в качестве самостоятельной единицы.

Амгунский блок ограничен Тугуро-Амурской зоной и крупными разломами — Кукавским, Тастахским, Улунским, Кумусунским. О внутреннем строении блока также нет единого мнения. Обычно выделяются Ниланский, Баджалский и Хабаровский антиклинории и разграничивающие их Амгунский и Горинский синклинории. Если последние рассматривать как наложенные приразломные или остаточные прогибы, то такого стройного сочетания положительных и отрицательных структур не обнаружится. Антиклинории при этом вырождаются в серию выпуклых к югу и кулисно расположенных складок, вытянутых в северо-восточном направлении. В то же время несомненно, что блок в целом представляет собой сложно построенный горст-антиклинорий, в отдельных частях которого картируются линейные складки, купола.

Горст-антиклинорий сложен палеозойскими образованиями, среди которых наиболее широ-

ко распространены каменноугольные и пермские. В северо-западной части блока широко развиты метаморфические породы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, образовавшиеся по песчано-глинистым, частично кремнистым породам и вулканитам основного состава. Возраст метаморфических пород спорен. Ряд исследователей считает их докембрийскими, другие выделяют среди них нижне-, средне- и позднепалеозойские образования и, наконец, третьи считают эти толщи средне-верхнепалеозойскими. Так, в районе Софийского купола девонские образования с угловым несогласием перекрывают метаморфические породы саларинской, шатинской, самырской, талыминской и сугурской свит. Пермские и верхнетриасовые конгломераты содержат гальку метаморфических пород. Вместе с тем в карбонатно-фосфатных конкрециях из гранатосодержащих сланцев самырской свиты Сулукского выступа обнаружены позднепалеозойские радиоларии, причем не исключен и более молодой их возраст. В зависимости от представлений о возрасте толщ трактуется тектоническая природа комплексов — от выступов основания до зональных метаморфических куполов, заложившихся на геосинклинальном комплексе.

Девонские, каменноугольные и пермские образования представлены глинистыми и кремнистыми сланцами, граувакками, яшмами, известняками, спилитами и диабазами. Глинисто-кремнистые и спилит-диабазовые формации встречаются на разных стратиграфических уровнях (нижнекаменноугольная крестовская свита, верхнепермская утанакская свита). Нижнепермская джиакунская свита и верхнепермские толщи представлены флишевыми фациями. Отложений нижнего и среднего триаса в Амгунском блоке не установлено. Видимо, этому времени здесь, как и в Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской системах, соответствует перерыв в осадконакоплении. Мезозойские комплексы, выполняющие наложенные прогибы (Ульбанский, Хогдинский, Унахтинский), начинаются с норийских песчаников, алевролитов и конгломератов. Вверх по разрезу они сменяются нижнеюрскими граувакками и сланцами, на которые согласно налагает среднеюрский терригенный флиш. Верхнеюрские песчаники, конгломераты и алевролиты залегают с несогласием. Имеющиеся оценки стратиграфической мощности триасово-юрских образований достигают 12 км, но глубина заложения прогибов по косвенным данным не превышает 2000 м.

Наложеными по отношению к перечисленным тектоническим элементам являются также мезозойские и кайнозойские впадины и прогибы (см. рисунок) Южно-Алданские впадины (Чульманская, Токинская и др.) выполнены



юрско-нижнемеловыми терригенными угленосными лимническими отложениями, мощность которых достигает 4000 м. Удско-Зейский прогиб некоторые исследователи рассматривают как краевой для Монголо-Охотской системы. Прогиб имеет асимметричное строение и выполнен верхнеюрскими песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и конгломератов (5000 м), которые несогласно перекрыты нижнемеловыми конгломератами (700 м) и эффузивами (1400 м). Верхнетриасово-юрские отложения Торомского прогиба имеют мощность 5000 м и представлены морскими глинисто-граувакковыми и глинисто-аркозовыми толщами. Верхнетриасово-среднеюрские отложения интенсивно дислоцированы, а верхнеюрские залегают на них с несогласием.

Кайнозойские впадины Буреинского массива (Зейско-Буреинская, Ушумунская) структурно связаны с юрско-меловыми рифтоподобными впадинами. Юрско-нижнемеловые морские осадочные и осадочно-вулканогенные отложения, максимальная мощность которых не превышает 2000 м, несогласно перекрыты континентальными верхнемеловыми образованиями (500 м). Кайнозойские угленосные песчано-глинистые озерно-аллювиальные толщи залегают на верхнем мелу с размывом. Мощность их составляет в среднем 500 м и лишь местами увеличивается до 1700 м.

Средне-Амурская впадина и Эворон-Чукчагирская группа впадин представляют собой системы односторонних и двусторонних грабенов, выполненных озерно-аллювиальными угленосными толщами мощностью 500—700 м, редко (Переяславский грабен) — 1000 м. Унаследованный характер имеет Верхнезейская впадина, сложенная также угленосными озерно-аллювиальными толщами.

Нетрудно заметить, что наложенные структуры в основном тяготеют к границам основных геоструктурных элементов региона. Так, система Южно-Алданских впадин прослеживается вдоль сочленения Алданского щита и Становой зоны, Удско-Зейский прогиб подчеркивает сопряжение последней с Монголо-Охотской системой, Буреинский прогиб развит в зоне сочленения одноименного массива с Амгунским блоком, система Эворон-Чукчагирских впадин и Средне-Амурская депрессия разграничивают Амгунский блок и Сихотэ-Алинскую систему и т. д.

В Приамурье развита густая сеть разрывных нарушений. Большинство из них, в том числе и основные разломы, обусловлены мезозойскими тектоническими процессами. Очень часто разломы не считаются с границами тектонических элементов. Однако жесткие сооружения, если не ограничиваются разломами, то сопровождаются системой субпараллельных наруше-

ний. Наблюдаются признаки существенных горизонтальных перемещений по ним.

Наиболее полно изученной является система левосторонних Сихотэ-Алинских сдвигов, величина смещения по которым варьирует от нескольких десятков до 150—200 км. Сдвиги сопровождаются опережающими их надвигами и зонами растяжения и имеют северо-восточные и субдолготные простирания.

В сложных соотношениях с Сихотэ-Алинскими сдвигами находится система разломов, развитых вдоль восточной окраины Буреинского массива и в Амгунском блоке. Как и на Сихотэ-Алине, эти разломы имеют северо-восточные простирания, но с большими отклонениями к востоку. Для некоторых из них установлены горизонтальные перемещения. По соотношениям с Сихотэ-Алинскими эти сдвиги являются более древними.

Взаимным сближением Буреинского массива и Алдано-Станового блока обусловлено формирование Джагдинской системы надвигов и сбросов. На отрезке, противостоящем западной части массива, они имеют северные падения, а восточной — южные. К востоку от Буреинского массива разломы разветвляются, образуя широкий изогнутый веер, обращенный выпуклой стороной к югу. Плоскости разломов здесь вновь приобретают северные падения. Возможно, что по ним происходила компенсация перемещений по вышерассмотренным сдвигам. Джагдинской системе одновозрастны надвиги, осложняющие южные части Алданской системы мезозойских впадин.

Заканчивая краткое описание основных геологоструктурных элементов, считаем необходимым подчеркнуть, что оно никоим образом не претендует на полноту. Цель его — способствовать выявлению основных проблем региональной геологии Приамурья.

Последние годы региональная геология находится под атакой идей новой глобальной тектоники. Процесс их приживления между тем происходит очень медленно, иногда они и отторгаются, как нечто чуждое. Нам представляется, что во многом это обусловлено максимализмом некоторых идеологов новой глобальной тектоники, пытающихся одним махом разрешить все геологические проблемы. Но это просто невозможно. В геологии, как и любой другой науке, всегда были и будут существовать проблемы — эти двигатели прогресса, зовущие к научному поиску.

Посмотрим, что нового привнесли идеи новой глобальной тектоники и каким образом их можно использовать для углубления представлений о геологии Приамурья.

Очевидно, было бы неправильным все различия «классической» и «новой» тектоники сводить к различию в роли вертикальных и гори-

зонтальных движений. Горизонтальные движения нигде не отрицались и еще в прошлом веке описаны надвиги и покровы в Альпах, многокилометровые смещения по сдвиговым нарушениям известны во многих районах. С другой стороны, новая глобальная тектоника не в состоянии полностью исключить и вертикальные движения. Они доказаны для обширного перечня геологических процессов. Горизонтальные и вертикальные движения в истории развития Земли не просто имеют место, а тесным образом взаимосвязаны. Противопоставление их неправомерно.

Земная кора разбита системами рифтовых зон, находящихся в состоянии расширения, зон столкновения блоков, находящихся в состоянии сжатия, и трансформных нарушений, характеризующихся значительными сдвиговыми перемещениями. Примером первых является Средиземно-Атлантический хребет, а вторых — горные системы при столкновении континентальных блоков, океанические желоба при столкновении океанических блоков и активные континентальные окраины при столкновении континентальных и океанических блоков. Системы этих зон характеризуются повышенной сейсмической активностью, а океанические желоба в общем соответствуют выходам на дно океана сейсмофокальных зон. Эта стройная картина является результатом достижений в изучении океанов и увязки их с геофизическими данными.

Одним из основных положений неомобилизма является постулат о древности и неизменности материков и молодости океанической земной коры. Согласно этой концепции, пассивные окраины материков сформировались 200 млн. лет назад и с тех пор имеют почти неизменные очертания, а океаническая кора постоянно молодеет, полностью обновляясь каждые 200 млн. лет. Рассмотренные тектонические блоки Приамурья представляют собой крупные участки, прираставшие друг к другу в процессе геологического развития. Так, Буреинский блок припаялся к Алдано-Становому после закрытия Монголо-Охотской геосинклинали и орогенеза около 160 млн. лет назад. Амгунский консолидирован около 80 млн. лет назад, а Сихотэ-Алиньский — 20—25 млн. лет назад. Мало того, у нас нет оснований отрицать продолжение этого процесса и в настоящее время. Вдоль спая названных блоков наблюдаются положительные гравитационные аномалии, развиты отрицательные морфоструктуры, что можно интерпретировать как сопровождение границ глубинными валобразными выступами мафических пород.

Следовательно, рассмотренное положение о древности и неизменности материков и молодости океанов нельзя рассматривать как уни-

версальное. В лучшем случае — это закономерность, проявляющаяся в отдельных районах Земли.

Трудно представить циклическое развитие геологических процессов, пользуясь механизмом движения литосферных блоков.

С другой стороны, отвергать полностью идеи неомобилизма было бы нецелесообразно. Они безусловно отражают определенный опыт обобщения совокупных геологических данных, приемлемых для данных условий. Отказываться от попыток анализа сложных геологических ситуаций на границах разнородных блоков методами новой глобальной тектоники значило бы не использовать все возможности для познания истины.

Приамурье является, как уже отмечалось, сложно построенным участком земной коры. Здесь есть определенные надежды рассчитывать на отдачу в использовании идей неомобилизма.

Региональная геология, изучающая распространение и развитие основных структурных элементов, исследование стратиграфии и литологии, создает основу для любых геологических исследований более специального профиля. В частности, она необходима для понимания геологических закономерностей размещения полезных ископаемых и, соответственно, выяснения путей их эффективных поисков.

Длительное и сложное геологическое развитие отражается в разнообразной минерации рассматриваемой территории. С осадочными формациями чехла Сибирской платформы и мезокайнозойских впадин связаны горючие полезные ископаемые; вулканогенно-кремнистые формации кембрийского возраста, независимо от структурной принадлежности, включают залежи железистых кварцитов, марганцевых руд и фосфоритов, а карбонатные формации Буреинского массива — залежи магнетитов и бруситов; в породах выветривания основных эффузивов и карбонатных пород развиты аллиты, а в обломочных элювиально-делювиальных и аллювиальных фациях — россыпи благородных металлов, касситерита, вольфрамита и других химически стойких минералов; с плутоническими ассоциациями гранитного и гранодиоритового состава связаны проявления олова, вольфрама, молибдена и других цветных и редких металлов; вулканической активностью обусловлено формирование залежей алунитов и некоторых разновидностей цветных и ювелирно-поделочных камней.

Не останавливаясь на минералогическом районировании территории, осветим вкратце основные закономерности локализации полезных ископаемых.

*Углеродное сырье*, исходя из особенностей истории геологического развития При-

амурья, могло образовать промышленно рентабельные накопления в целом ряде районов. В некоторых из них в процессе непродолжительных и далеко не отвечающих современным требованиям работ получены прямые признаки нефтегазоносности. Карбонатные породы позднего докембрия и раннего кембрия Майской впадины в чехле Сибирской платформы в многочисленных кавернах содержат обильные выделения ароматической жидкой нефти и включения асфальтитов. Признаки нефтегазоносности установлены для большей части разреза впадины. Еще более высокими перспективами обладает Юдомо-Майский прогиб. В меловых отложениях Буреинского прогиба при бурении картировочных и параметрических скважин были получены многочисленные выделения пленочной нефти, газового конденсата и газа. В Переяславском грабене Средне-Амурской депрессии также были обнаружены признаки нефтегазоносности на глубине более 1000 м в виде сплошного пропитывания алевролитов смолистой метаноароматической нефтью. К числу наиболее перспективных в смысле нефтегазоносности относятся также зона сочленения приразломных мезозойских прогибов с Сихотэ-Алинской складчатой системой и шельф Татарского пролива севернее г. Советская Гавань, где распространены мощные толщи мела — палеогена.

Характеристике нефтегазоносности мы уделяем внимание в силу двух, на наш взгляд, важных обстоятельств. Во-первых, нефть и газ играют важную роль в экономике Хабаровского края, который концентрирует нефтепереработку всего Дальнего Востока. И, во-вторых, в закономерностях их пространственного распределения главнейшую роль играют структурные факторы.

*Угленосность* Приамурья, так же как и нефтегазоносность, связана со структурами, сформировавшимися в этапы затухания тектонической активности. Юрско-меловые остаточные, орогенные и приразломные прогибы содержат залежи каменных углей (месторождения — Ургальское, Огоджинское, Нюкжинское, Толбузинское, Деп-Новоямпольское). Эксплуатирующиеся месторождения имеют значительные перспективы для увеличения разведанных запасов. Месторождения бурых углей известны во всех кайнозойских депрессиях. Они приурочены либо к краевым частям депрессий, либо к выступам фундамента.

Пока Дальний Восток — «край олова и золота». Эти два элемента остаются профилирующими в горнодобывающей промышленности региона. Их распределением подчеркивается металлогеническая специализация охарактеризованных тектонических блоков. Так, для Алдано-Станового блока частота встречаемости

олова в 2,1 тыс. раз меньше, чем золота; для Буреинского массива эти показатели равны, но экстенсивность минерализации в целом на порядок ниже. Монголо-Охотская система имеет этот показатель для золота в три раза выше, чем для олова, но значения содержаний вдвое ниже, чем для Алдано-Станового блока; для Сихотэ-Алинской системы такой отчетливой специализации не отмечается, а Амгунский блок проявляет отчетливую специализацию на олово, частота встречаемости которого является наивысшей на рассматриваемой территории. К этому блоку приурочены Комсомольский, Баджалский, Дуссе-Алинский и Ям-Алинский оловорудные районы, Дукинская, Лянчлинская и Моглойская оловоносные площади. Тип оловорудных месторождений зависит от геологического развития района. Области ранней консолидации геосинклинальных систем, интенсивно приподнятые в ходе тектоно-магматической активизации участки характеризуются оловянным оруденением литофильного профиля, слабым развитием сульфидного оруденения, пониженной ролью бора по сравнению с фтором. Анализ закономерностей распределения олова на территории Приамурья показывает большую роль в локализации рудных районов событий всей истории геологического развития района, а не только этапа рудообразования. Иначе говоря, металлогенический облик районов начинается формироваться с самых ранних этапов, как только район начинает индивидуализироваться. Этим подчеркивается важность углубленного геологоструктурного изучения при минералогических построениях.

*Железные руды* на рассматриваемой территории представлены различными по генезису типами (осадочным, осадочно-метаморфическим, вулканогенно-осадочным и контактово-метасоматическим). Возраст месторождений также различен. Известны месторождения, локализованные в метаморфических породах пинного протерозоя (Сиваканское и Золотогорское), а наиболее молодым является Николаевское месторождение бурых железняков, имеющее постплиоценовый возраст. Однако наибольшая продуктивность в отношении железа отвечает кембрийскому периоду. Железные руды этого возраста, хотя и залегают в различных тектонических блоках (Удско-Селемджинский район — в Монголо-Охотской системе, а Мало-Хинганский — на Буреинском массиве), имеют близкий состав, аналогичные структурно-текстурные особенности, сопровождаются марганцевыми месторождениями. Не может ли этот факт истолковаться в пользу послекембрийского обособления Буреинского массива? Нам известны мнения о древнем возрасте массива, о продуктивности кембрийского

периода вообще на железо и о близости состава всех железных руд этого возраста. Но эти районы слишком близко друг к другу расположены, чтобы их схожесть объяснить простым совпадением. Удско-Селемджинский район своеобразен внутренним строением толщ, характером их тектонической нарушенности. При изучении месторождений фосфоритов, локализующихся в той же вулканогенно-кремнистой толще кембрийского возраста, было установлено, что кремнистые фосфориты в большинстве случаев залегают в виде различной формы блоков, пластин типа меланжа. Интересно было бы использовать кинематическую модель тектоники плит для расшифровки особенностей деформаций в Удско-Селемджинском районе, исходя из активного взаимодействия Алдано-Станового блока и Монголо-Охотской системы. Очевидно, сходный генезис имеет Гаринское железорудное месторождение, расположенное в пределах Мамынского выступа Буреинского массива. В результате неоднократных контактовых воздействий первично вулканогенно-осадочные руды местами перекристаллизованы с укрупнением зернистости, увеличением доли магнетита. Поэтому руды Гаринского месторождения являются по качественным характеристикам лучшими на Дальнем Востоке. При продолжении работ в Удско-Селемджинском районе также, видимо, следует искать участки с наложенными процессами, улучшающими качество руд.

Работами последних лет Приамурье выведено в число интереснейших *титановых* провинций. На восточном плече складчато-глыбовой зоны Становика — Джугджура (Алдано-Становой блок) проявления и месторождения титана были известны с 50-х годов. Позднее они изучались как комплексное апатит-титан-железорудное сырье, главным образом, в связи с решением проблемы фосфорных удобрений на востоке страны. Дана высокая оценка Джугджурского района на все три компонента, не считая сами вмещающие апортозиты, являющиеся одним из самых перспективных небокситовых источников алюминия. К сожалению, титан в основном находится в форме титаномагнетита. И вот на западном плече зоны в пределах Каларского массива выявлены крупные участки ильменитовых руд, за счет

которых может быть решена титановая проблема. Хочется подчеркнуть уникальность Станового апортозитового пояса. Помимо вопросов генезиса, здесь встает проблема выявления и изучения грандиозного процесса дифференциации большого числа химических элементов, возможно где-то локализовавшихся в виде месторождений (помимо трех уже названных).

Мало-Хинганский район является исключительным по концентрации разнообразного горнорудного сырья. Помимо олова и других цветных и редких металлов, здесь присутствует полный набор сырья для черной металлургии, строительной индустрии. Магнезиальный состав карбонатных толщ, развитие месторождений магнезитов при соответствующем наложении регионального и контактового метаморфизма обусловили возникновение уникальных *бруситовых* месторождений. Одно из них эксплуатируется, а другие еще ожидают своих потребителей.

Заканчивая краткую характеристику минерации Приамурья, можно сделать вывод, что регион обладает необходимым набором сырья для интенсивных темпов его промышленного освоения, развития новых отраслей горнодобывающей промышленности, в том числе уникальных для всего народного хозяйства, например, основанных на широком использовании высокомагнезиальных продуктов (бруситов). Однако интенсивное освоение региона невозможно без решения наиболее актуальных проблем региональной геологии. Глубинность исследований региона, рудных районов, седиментационных бассейнов очень невелика, поэтому в ряде случаев приходится оперировать косвенными данными. Площади, перспективные для поисков нефтегазовых месторождений, необходимо изучить современными геофизическими методами. Для рудных районов изучение глубинного строения может явиться основой для переоценки их возможностей и перспективного планирования геологоразведочных работ, а также планирования развития горнорудной промышленности. Хотелось бы еще раз обратить внимание на необходимость более упорного изучения нерешенных, спорных вопросов и уникальных явлений. Здесь можно рассчитывать на большой эффект научного и экономического значения.

УДК 551.24(571.63)

Ю. Н. Олейник

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

Приведена и описана схема тектонического районирования докайнозойских структур Приморского края. Выделены складчатые комплексы: докембрийские, кембрийские, средне- и позднепалеозойские и мезозойские; последние образуют триас-юрский и меловой этажи. Одновозрастные складчатые комплексы образуют зо-

Объединением Приморгеология завершено составление новой геологической карты Приморского края (Аэрофотогеологическая карта Приморского края м-ба 1:500 000, гл. редактор В. П. Василенко, заместители — Ю. Н. Олейник и В. А. Бажанов).

Представления о структуре рассматриваемого региона в свете новых данных отражены на схеме тектонического районирования (см. рисунок). Основой предлагаемого районирования является выделение зон, отличающихся по возрасту складчатого комплекса, фундамента, который определяется возрастом наиболее молодой геосинклинальной формации, участвующей в его строении [2]. Определяющее значение при отнесении формации к геосинклинальной придавалось ее вещественному составу [8]. Части зон, отличающиеся величиной эрозионного среза или вещественным составом одновозрастных складчатых комплексов, выделены в подзоны.

Среди структур субплатформенных и платформенных образований выделяются унаследованные и наложенные. Первые сложены до-меловыми континентальными и прибрежно-морскими, преимущественно терригенными формациями, вторые — континентальными меловыми, преимущественно вулканогенными и кайнозойскими терригенными. Унаследованные структуры обычно существенно не отличаются от структур подстилающего геосинклинального комплекса и рассмотрены совместно с ними, наложенные — относительно независимы от строения фундамента и описываются отдельно.

Предлагаемая схема развивает представления о проявлении в Приморье нескольких тектонических эпох [4, 6, 11], отличаясь от общепринятой схемы И. И. Берсенева [7] принципом выделения зон и трактовкой их границ.

ны, ограниченные обычно трансструктурными разломами. Субплатформенные образования, в которых значительна роль продуктов вулканизма, слагают унаследованные, большей частью брахиформные, реже линейные складки, а платформенные — наложенные структуры, отражающие слабые дислокации.

Ниже приводится описание предлагаемой схемы тектонического районирования.

## СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ

**Докембрийский и кембрийский складчатые комплексы.** Докембрийский складчатый комплекс слагает Южно-Приморскую зону, Нахимовскую и Матвеевскую подзоны Ханкайского массива и северную часть Арсеньевско-Барабашской зоны, а кембрийский — Вознесенскую, Спасскую, Синегорскую и Кабаргинскую подзоны Ханкайского массива и южную часть Арсеньевско-Барабашской зоны. В последней рассматриваемые комплексы полностью перекрыты субплатформенными палеозойскими и мезозойскими образованиями, и о наличии палеозоя можно судить лишь по геофизическим и косвенным данным.

*Южно-Приморская зона (I)\** представляет собой часть древнего кристаллического массива; фундамент ее сложен преимущественно протерозойскими магматическими образованиями — габбро-амфиболитами, амфиболитизированными габбро и более основными, обычно серпентинизированными породами; на локальных участках наблюдаются кристаллические сланцы и гнейсы.

Габброиды рвутся протерозойскими гранитами, очевидно отвечающими орогенному этапу развития зоны. Около половины зоны перекрыто верхнепермскими — юрскими субплатформенными образованиями, в ее пределах широко развиты раннемеловые гранитоиды.

Выделенные в пределах Южно-Приморской зоны подзоны различаются характером образо-

\* Здесь и далее в скобках — номера зон, подзон и разломов, указанных на схеме.

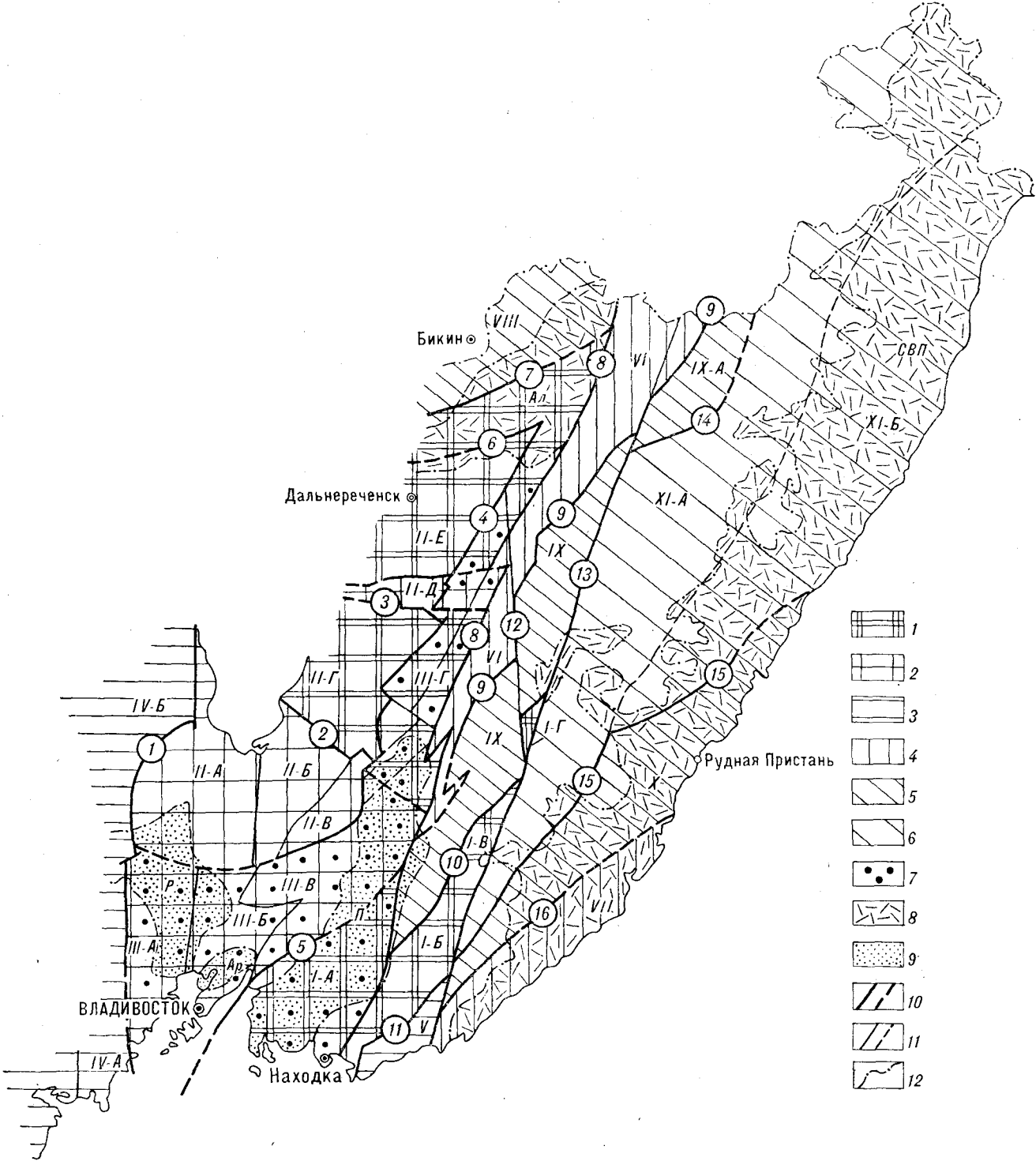


Схема тектонического районирования Приморского края.

Складчатые комплексы: 1 — докембрийские, 2 — кембрийские, 3 — среднепалеозойские, 4 — позднпалеозойские, 5, 6 — мезозойские: 5 — нижний этаж, 6 — верхний этаж. Унаследованные и наложенные структуры: 7 — унаследованные субплатформенные донижнемеловые; наложенные меловые: 8 — вулканогенные, 9 — преимущественно седиментационные. Разломы и границы: 10, 11 — разломы: а) установленные, б) предполагаемые, 12 — на границах складчатых комплексов и зон, 11 — в пределах зон, 12 — границы наложенных меловых структур.

Цифрами и буквенными обозначениями на схеме указаны: Зоны и подзоны: I — Южно-Приморская зона, подзоны: I-A — Дунайско-Партизанская, I-B — Партизанско-Киевская, I-B — Краевская, I-G — Павловская; II — зона Ханкайского массива, подзоны: II-A — Вознесенская, II-B — Спасская, II-B — Синегорская, II-G — Нахимовская, II-D — Кабаргинская, II-E — Матвеевская; III — Арсеньевско-Барабашская зона, подзоны: III-A — Барабашская, III-B — Муравьевская,

III-B — Анучинская, III-G — Марьяновская; IV — Западно-Приморская зона, подзоны: IV-A — Хасанская, IV-B — Краевская; V — Кривореченская, VI — Ариадненская, VII — Шербаковская, VIII — Нижне-Бикинская и IX — Журавлевская зоны, IX-A — Дальненская подзона; X — Дальнегорская зона; XI — зона Главного синклинория, подзоны: XI-A — Лужинская, XI-B — Кемская. Наложённые меловые структуры: Ал — Алчанская, Р — Раздольнинская, Ар — Артемовская, П — Партизанско-Яковлевская, СВП — Сихотэ-Алиньский вулканический пояс.

Главнейшие разломы: 1 — Западно-Приморский, 2 — Спасский, 3 — Кабаргинский, 4 — Западно-Сихотэ-Алиньский, 5 — Уссурийский, 6 — Дальнереченский, 7 — Алчанский, 8 — Арсеньевский, 9 — Самаргинский, 10 — Извилинский, 11 — Кривореченский, 12 — Меридиональный, 13 — Центрально-Сихотэ-Алиньский, 14 — Тигриньковский, 15 — Прибрежный, 16 — Перевальнинский.

ваний платформенного чехла и их распространением.

Фундамент Дунайско-Партизанской подзоны (I-A) почти полностью перекрыт субплатформенным чехлом, представленным пермскими и триас-юрскими прибрежно-морскими и вулканогенными отложениями, которые слагают брахиформные складки; нижнетриасовые отложения ложатся на пермские с отчетливым угловым несогласием; присутствуют образования всех отделов юры.

Партизанско-Киевская подзона (I-B) отличается от вышеописанной меньшим распространением субплатформенных структур (до 20% площади), которые представлены узкими, близкими к линейным, складками. Разрез мезозойских отложений сокращенный; среди них не известны нижне- и верхнеюрские образования.

Окраинская (I-B) и Павловская (I-Г) подзоны имеют сходное геологическое строение и лишь разобщены Меридиональным разломом; на докембрийском фундаменте с разрывом залегают верхнепермские терригенные породы с линзами известняков, которые без видимого несогласия перекрываются триасовыми и юрскими осадочными и вулканогенными образованиями. Верхнепермские — юрские породы смяты в узкие линейные складки.

Зона Ханкайского массива (II) характеризуется фундаментом, сложенным докембрийскими и кембрийскими складчатыми комплексами. Докембрийские складчатые комплексы слагают Нахимовскую и Матвеевскую подзоны.

Нахимовская подзона (II-Г) расположена в средней части Ханкайского массива. Докембрийская складчатая структура здесь представлена Нахимовским куполом [9], ядро которого сложено терригенно-вулканогенно-карбонатными нижнепротерозойскими образованиями, сменяющимися южнее верхнепротерозойскими, преимущественно терригенными при незначительном содержании основных эффузивов. Преобладающее простирание пород северо-западное. В северной части купола получили широкое развитие гранитоиды протерозойского, среднепалеозойского и, в меньшей мере, раннемелового возраста.

Матвеевская подзона (II-E) расположена в северной части массива. Самые древние образования подзоны слагают ядро Матвеевского купола. Они представлены нижнепротерозойскими метаморфическими карбонатными и высокоглиноземистыми терригенными породами с горизонтами и линзами основных вулканитов и железистых кварцитов, сменяющихся вверх по разрезу терригенно-вулканогенно-карбонатной толщей. В южной части купола разрез наращивается верхнепротерозойскими терригенными и карбонатными толщами с амфиболита-

ми в средней части. Общая мощность докембрийских образований 11 км. В подзоне известны докембрийский, ранне- и среднепалеозойский интрузивные комплексы.

Остальную площадь Ханкайского массива занимают кембрийские складчатые комплексы, которые слагают Вознесенскую, Спасскую, Синегорскую и Кабаргинскую подзоны.

Вознесенская (II-A) подзона расположена в юго-западной части массива. Для нее характерно северо-западное и субмеридиональное простирание кембрийских структур, широкое развитие карбонатных пород и раннепалеозойского магматизма. В западной части подзоны распространены среднепалеозойские граниты.

Спасская подзона (II-B), находящаяся восточнее Вознесенской, отличается от последней более спокойным характером складчатости, имеющей северо-западное простирание, и значительно меньшими масштабами раннепалеозойского магматизма. Унаследованные структуры в пределах подзоны представлены брахиформными, иногда близкими к линейным, складками, сложенными девонскими и пермскими, преимущественно эффузивными, толщами. Известны байкальские базиты и ультрабазиты, наличие граптоидов лишь предполагается.

Синегорская подзона (II-B) расположена юго-западнее Спасской. В строении ее фундамента участвуют как карбонатные нижнекембрийские, так и молассоидные средне- и верхне (?) кембрийские отложения, собранные обычно в линейные узкие складки. Унаследованные структуры представлены брахиформными складками, сложенными девонскими вулканическими и терригенными породами и позднепалеозойскими вулканитами. Известны экзотрипы позднего палеозоя и раннемеловые умеренно кислые и кислые гранитоиды.

Кабаргинская подзона (II-Д) представляет собой широтную (с падением на юг) моноклиналичную структуру, сложенную терригенными, карбонатными и кремнистыми нижнекембрийскими породами, в том числе железистыми кварцитами и марганцевыми рудами. В пределах подзоны распространены раннепалеозойские кислые интрузии.

Арсеньевско-Барабашская зона (III) является своеобразной структурой, наложенной на Ханкайский массив. Сходные структуры развиты и на Буреинском массиве [3], где они также не получили определенного названия по существующей тектонической терминологии. Зона с севера, востока и юга окаймляет Ханкайский массив. Общим для нее является неглубокое залегание фундамента, огромные масштабы среднедевонского и позднепалеозойского магматизма, проявившегося внедрением интрузии умеренно кислого и кислого состава

и субэаральным вулканизмом. Очевидно, прав С. М. Тащи, который считает, что вулканисты слагают пояс, обрамляющий Ханкайский массив [10]. В пределах зоны развиты девонские, пермские, триасовые и юрские образования. Складчатость обычно брахиформная, переходящая в линейную, простирание которой в общем повторяет контуры Ханкайского массива. В составе зоны выделены Барабашская, Муравьевская, Анучинская и Марьяновская подзоны.

Барабашская подзона (III-A) расположена в юго-западной части зоны. Подзона является наименее эродированной частью Арсеньевско-Барабашской зоны, характеризуется наиболее полным разрезом пермских — меловых вулканогенных и осадочных образований, в котором перемежаются прибрежно-морские и континентальные фации. Присутствующие в смежной Муравьевской подзоне существенно вулканогенные толщи среднего девона и низов перми в описываемой подзоне на дневную поверхность не выходят. В складчатых структурах отчетливо выделяются два яруса: верхнепалеозойский, которому присуща складчатость субмеридионального простирания и преимущественно кислые интрузивные и эффузивные породы, и триас-юрский, характеризующийся брахиформной складчатостью, отсутствием интрузивного магматизма.

Муравьевская подзона (III-B) расположена восточнее Барабашской; в отличие от последней имеет более глубокий эрозионный срез: на дневную поверхность выходят среднедевонские вулканисты кислого состава и терригенные породы, а также среднепалеозойские (додевонские?) граниты. Широко развиты разрывы, в том числе позднемеловые надвиги северо-восточного простирания, создающие блоково-чешуйчатую структуру.

Анучинская подзона (III-B) примыкает с северо-востока к рассматриваемой выше. Она представляет наиболее поднятый в пределах зоны блок, в котором на дневную поверхность выходят среднепалеозойские (додевонские?) граниты, среднедевонские кислые эффузивы и их туфы, а также континентальные, в том числе угленосные, образования. На площади развития девонского вулканизма известны многочисленные вулканические постройки.

Марьяновская подзона (III-Г) обрамляет Ханкайский массив с востока и севера. Сложена пермскими и триасовыми, частично, возможно — девонскими, вулканическими и терригенными толщами. Северо-восточная часть подзоны разделена примерно на две равные части Крыловским (Шетухинским) [7] разломом. К северо-западу от разлома, помимо линейных, развиты брахискладки в основном палеозойских образований, а к юго-востоку от

него наблюдаются только линейно-вытянутые структуры, сложенные преимущественно триасовыми отложениями. Проявленный локально раннемеловой магматизм представлен гранитами.

**Среднепалеозойский складчатый комплекс** слагает Западно-Приморскую и Кривореченскую зоны.

*Западно-Приморская зона (IV)* расположена в западной части Приморского края. Отличительной ее чертой является наличие силурийских геосинклинальных образований, представленных терригенно-вулканогенными формациями, которые несогласно перекрываются верхнепалеозойскими лагунными и прибрежно-морскими отложениями, слагающими унаследованные структуры. Силурийские образования собраны в крутые, иногда опрокинутые линейные складки. Распространенные к северу и югу от бассейна р. Кордонки осадочные и вулканогенные толщи условно отнесены к среднепалеозойскому складчатому комплексу, подвержены интенсивному метаморфизму, формационная принадлежность и возрастная датировка их достоверно не установлены.

В Западно-Приморской зоне выделены Хасанская и Краевская подзоны.

Хасанская подзона (IV-A) расположена в юго-западной части Приморья, граница ее с Краевской подзоной проводится по серии разрывов долины р. Раздельной. Развитые в пределах подзоны пермские осадочные и вулканогенные образования, как и силурийские, слагают субмеридиональные складчатые структуры, которые сохранились в виде редких останцов в провесах кровли среди широко развитых здесь гранитоидов среднепалеозойского и позднепермского возраста. Естественно, что они подвергались интенсивному контактовому метаморфизму. Основные разрывы имеют субмеридиональное простирание.

Краевская подзона (IV-B) расположена севернее р. Раздольной. По составу пород она сходна с Хасанской подзоной, но в отличие от нее складки и разломы имеют здесь в основном северо-восточное простирание. Присутствуют небольшие среднепалеозойские и позднепермские интрузивы, сложенные ультраосновными породами, и относительно крупные интрузивы гранитоидов. Кристаллические сланцы, развитые в северо-западной части зоны, большинством исследователей считаются продуктом контактового метаморфизма. Для подзоны характерны надвиговые нарушения.

*Кривореченская зона (V)* расположена в южной части Приморского края. Сложена среднепалеозойскими терригенно-кремнистыми образованиями, моноклинально падающими на юго-восток. Прибрежная, юго-восточная часть зоны сложена раннемеловыми гранитоидами.



Преобладающие разрывы — северо-восточного простирания, обычно взбросового характера. Не исключено, что среднедевонская фауна, по которой был принят возраст геосинклинальных формаций, обнаружена в экзотической глыбе.

**Позднепалеозойский складчатый комплекс** слагает Ариадненскую и Щербаковскую зоны.

*Ариадненская зона (VI)* клиновидной, расширяющейся к северу до 60 км, полосой северо-восточного простирания прослеживается в центральной части Приморья. Она сложена пермскими терригенно-вулканогенно-кремнистыми геосинклинальными образованиями. Возможно, что в зоне имеются и более древние формации — девонские и каменноугольные. Локально развитые средние (?) и верхнетриасовые терригенные прибрежно-морские отложения, залегающие на разных горизонтах верхнепалеозойских с базальными конгломератами, слагают унаследованные структуры. Складчатые структуры зоны — линейные узкие, реже — на севере — наблюдаются широкие складки северо-восточного простирания. Позднепермские граниты в рассматриваемой зоне, вероятно, имеют более широкое развитие, но пока не отделены от широко проявленного здесь раннемелового интрузивного комплекса.

*Щербаковская зона (VII)* располагается в юго-восточной части Приморья. Граница ее с Дальнегорской зоной мезозойской складчатости проводится по Перевальненскому разлому [16], но она не такая четкая, как в ранее рассмотренных зонах — отдельные блоки триас-юрских геосинклинальных образований «проникают» и в Щербаковскую зону, что может свидетельствовать о более сложном сочленении этих зон и о наличии тектонических покровов. В строении зоны принимают участие каменноугольно-пермские геосинклинальные терригенно-вулканогенно-кремнистые формации и верхнепермские терригенные образования с подчиненным количеством кремнистых пород и известняков. Они собраны в крутые, нередко опрокинутые, складки северо-восточного простирания. Обычны нарушения северо-восточного направления. Позднепалеозойские складчатые структуры несогласно, с базальными конгломератами в основании, перекрыты берриас-валанжинскими терригенными породами с морской фауной и растительными остатками. Позднемеловой магматизм проявлен в вулканогенных и интрузивных фациях; в позднемеловых гранитах известны ксенолиты кристаллических докембрийских (?) образований. Возможно присутствие в зоне продуктов позднепалеозойского и раннемелового магматизма.

**Мезозойский складчатый комплекс** занимает более половины территории Приморья, распространен в его восточной и северо-восточной частях. В комплексе выделяются два структур-

ных этажа: нижний, сформированный в конце юры, вероятно в оксфорд-киммериджское время, и верхний, основная складчатость которого протекала в конце раннего мела.

Нижний этаж сложен терригенно-вулканогенно-кремнистыми эвгеосинклинальными триас-юрскими отложениями, верхний — миеосинклинальными терригенными, нередко флишными образованиями раннемелового возраста. О существовании позднеюрской складчатости свидетельствует налегание с базальными конгломератами в основании нижнемеловых отложений на различные горизонты триас-юрских в Журавлевской зоне и позднепалеозойских — в Ариадненской зоне. Очевидно, что позднепалеозойские и позднеюрские складчатые породы были к началу раннего мела выведены на дневную поверхность и в равной степени эродированы.

Отложения, слагающие *нижний этаж мезозойского складчатого комплекса*, распространены в Нижне-Бикинской, Журавлевской и Дальнегорской зонах.

*Нижне-Бикинская зона (VIII)* расположена на северо-западе края, в нижнем течении р. Бикин. В ее строении участвуют триас-юрские и юрско-меловые терригенно-кремнистые образования с маломощными прослоями вулканитов основного состава. Складчатые структуры зоны имеют северо-восточное простирание, преимущественно моноклиальное падение на юго-восток и осложнены взбросами и надвигами. В отличие от рассмотренной ниже Журавлевской зоны в Нижне-Бикинской проявлен позднеюрский (волжский) этап вулканической деятельности. По химическому составу лавы напоминают вулканиты ранних стадий развития геосинклиналей. Корневые части этих вулканитов контролируются Улиткинским разломом, проходящим по правобережью р. Улитки. Он разделяет Нижне-Бикинскую зону на два примерно равных блока — северо-западный, в пределах которого развиты многочисленные интрузии раннемелового этапа, и юго-восточный, возможно менее эродированный, где интрузивный магматизм проявлен локально. От других одновозрастных зон Приморья Нижне-Бикинская отличается согласным залеганием нижних горизонтов мела на подстилающих породах, в данном случае на отложениях волжского яруса.

*Журавлевская зона (IX)* занимает западные отроги хр. Сихотэ-Алинь. Она сложена триас-среднеюрскими терригенно-вулканогенно-кремнистыми формациями, которые вверх по разрезу сменяются существенно терригенными батскими. В виде экзотических глыб в разрезах присутствуют известняки с фауной карбона, нижней и верхней перми. На севере локально, в тектонических покровах и блоках, наблюда-

ются позднепермские терригенно-вулканогенно-кремнистые формации, а на юге — протерозойские кристаллические сланцы и габбро. Позднепермские отложения представлены толщей песчаников, кремней, известняков и спилитов, на которой триас-юрские формации залегают без видимого несогласия. Наличие переломов и выпадение из разреза самого нижнего члена триас-юрской формации — тудовакской свиты — дает повод для выделения площади, ограниченной Центральным Сихотэ-Алинским и Тигринковским разломами, в Дальненскую подзону (IX-A). Дальненская подзона отлична от остальной части зоны и широким развитием раннемеловых граптоидов, занимающих около половины площади.

В целом для Журавлевской зоны характерны узкие линейные складки, местами, в бассейне р. Горной, близкие к брахиформным. Складчатые структуры имеют северо-восточное простирание. Они осложнены многочисленными надвигами и взбросами.

Дальнегорская зона (X) расположена в юго-восточной части Приморья. Она сложена триас-юрскими терригенно-кремнистыми формациями, в нижней части разреза которых присутствуют и карбонатные, в том числе рифогенные, фации и диабазы, а в верхней — увеличивается количество кремнистых пород за счет уменьшения содержания вулканогенного материала вплоть до его исчезновения. Структуры фундамента перекрываются терригенными берриас-валацжинскими образованиями с базальными конгломератами в основании. Для разреза характерна перемежаемость морских и континентальных фаций. Простирание триас-юрских и меловых структур северо-восточное; как и в Журавлевской зоне, имеются надвиги и тектонические покровы. В пределах зоны установлены только позднемеловые гранитоиды, но не исключаются и раннемеловые, широко представленные в нижнем этаже мезозойской складчатости других зон.

Осадочные образования *верхнего этажа мезозойского складчатого комплекса* слагают *зону Главного синклинория (XI)*. Складчатый комплекс зоны представлен нижнемеловыми миогеосинклинальными терригенными образованиями, в которых в большей или меньшей мере присутствуют кремнисто-глинистые, кремнистые породы и эффузивы основного и среднего состава. Только в среднем — поздне альбе сформировалась существенно терригенная, молассоидного облика толща (лужкинская свита). Складки имеют северо-восточное простирание, общий выдержанный план которого осложняется субширотными ориентировками структур в Арминском районе, вблизи Дальненской подзоны. Отчетливо выражено общее погружение структур на северо-восток. Преоб-

ладающие нарушения — сдвиги и надвиги. Широко развиты раннемеловые и позднемеловые гранитоиды. В Главном синклинории выделены подзоны — Лужкинская и Кемская, граница между которыми проводится по позднемеловым разрывным нарушениям системы Восточного разлома [12]. Лужкинская подзона (XI-A) находится в северо-западной, а Кемская (XI-B) в юго-восточной части Главного синклинория. Кемской подзоне присущи более интенсивные проявления основных и средних апт-альбских эффузивов и широкое развитие позднемеловых интрузий. В Лужкинской же подзоне представлены, в основном, продукты раннемелового магматизма, в меньшей степени — позднемелового. По-видимому, Лужкинская зона с позднемелового периода стала более стабильной, чем Кемская.

## НАЛОЖЕННЫЕ МЕЛОВЫЕ СТРУКТУРЫ

Наложенные структуры формируются с конца раннего мела. Они перекрывают разновозрастные складчатые комплексы и унаследованные структуры.

Из наложенных структур на схеме выделены: Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс и Алчанская зона, сложенные преимущественно вулканитами кислого и умеренно кислого состава. К этому же типу структур относятся Раздольинская, Партизанско-Яковлевская и Артемовская впадины, выполненные терригенными породами.

*Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (СВП)*, протягивающийся вдоль всего восточного побережья Приморского края, представляет собой наложенный компенсационный прогиб, развившийся на разновозрастных складчатых комплексах, что отмечено еще Г. М. Фремдом и В. И. Рыбалко, давшими наиболее полное описание структур пояса и их классификацию [13]. По мнению этих исследователей, развитие магматизма вулканического пояса представляется в виде последовательного формирования в пределах вулканотектонических структур сложных по составу вулканоплутонических формаций, в которых ассоциируют комагматичные вулканогенные, субвулканические и интрузивные образования, преимущественно кислого состава. Наиболее ранние продукты вулканизма СВП появляются в аптекских толщах, в которых наряду с терригенными породами присутствуют туффииты и туфы среднего состава. Со временем интенсивность вулканизма резко возрастает, и уже в сеномантуроне стратифицированные тела состоят преимущественно из его продуктов. Складчатость не характерна для слагающих вулканогенный

пояс покровов, наблюдающиеся углы падения (5—15°) обусловлены подстилающим рельефом или же сингенетичным проседанием центральных частей впадин. Более крутые падения slopes, как правило, приурочены к приразломным участкам. При общей северо-восточной ориентировке СВП отдельные вулканотектонические структуры ориентированы в субширотном направлении.

В *Алчанской зоне* (Ал), на севере Приморского края, распространены апт-альбские вулканы кислого и основного состава с пачками терригенных пород общей мощностью до 1400 м. Углы падения крыльев брахиструктур, ориентированных в северо-восточном направлении, не превышают 25°.

*Раздольнинская* (Р), *Артемовская* (Ар) и *Партизанско-Яковлевская* (П) впадины расположены в южной части края. Они выполнены континентальными, в том числе угленосными, готерив-альбскими отложениями и, выше по разрезу, терригенными, терригенно-туфогенными континентальными (домастрихтскими) образованиями, также частично угленосными. Отложения наклонены к их центрам под углом 2—10°; более крутые углы наблюдаются вблизи разломов. Разрывные нарушения в этих структурах представлены обычно сбросами с амплитудой смещения до 100—200 м.

## РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Естественными границами описанных тектонических зон в начальную стадию их формирования служили глубинные разломы, движения по которым определяли режим осадконакопления, а в последующем степень эродированности поднятых блоков. Но современный структурный план региона определяется в основном более молодыми, преимущественно позднемеловыми дизъюнктивными нарушениями. Характеристика большинства из них дается в литературе последних лет [2, 6, 7, 12].

Разломы, являющиеся границами зон в настоящее время, представлены либо одним, либо несколькими разрывами сходного или различного кинематического типа. К простым разломам относятся следующие: Центрально-Сихотэ-Алинский (13, сдвиг), Меридиональный (12, сдвиг), Спасский (2, сброс), Арсеньевский (8, надвиг, местами взброс), Кабаргинский (3, надвиг) и Извилинский (10, надвиг). Из ряда разрывов сходной кинематики состоят зоны разломов Западно-Сихотэ-Алинского (4, сброс), Самаркинского (9, взброс), Кривореченского (11, надвиг) и, возможно, Перевальненского (16, надвиг). Различную кинематическую характеристику имеют отдельные разрывы, составляющие Западно-Приморский (1,

сброс-сдвиг, в центральной части надвиг) и Прибрежный (15, система надвигов, сдвигов, возможно взбросов) разломы. Алчанский (7), Дальнереченский (6), Уссурийский (5) разломы полностью перекрыты молодыми отложениями и картируются только в геофизических полях.

Центрально-Сихотэ-Алинский разлом, являющийся типичным примером первой группы дизъюнктивов и крупнейшей разрывной структурой Приморья, отчетливо прослеживается через весь Сихотэ-Алинь. В центральной и южной частях Приморья он разделяет зоны с разновозрастными складчатыми комплексами, на севере Приморья пересекает Ариадненскую зону, а в Хабаровском крае, в бассейне р. Хор, картируется среди однородных формаций, относимых различными исследователями к палеозою или мезозою. Разлом в геофизических полях отчетливо не выражен, но на всем протяжении дешифрируется на аэро- и космических снимках, кроме участков развития позднемеловых и более молодых эффузивов. По нашему мнению, Центрально-Сихотэ-Алинский разлом является обычным сдвигом, широкое развитие которых в Восточном Приморье доказано В. П. Уткиным [12]. Описываемая в ряде работ длительная история его развития [4, 6] основывается на анализе разделяемых разломом фаций осадочных пород мезозоя и на фактах четкого ограничения по зоне разлома распространения на запад меловых терригенных образований. Выводы, сделанные при анализе фаций, справедливы только для отдельных отрезков рассматриваемого разлома, совпадающих с фрагментами разрывных структур более раннего заложения. Смещение поверхности Мохоровичича на 4—5 км по профилям ГСЗ, связываемое обычно с Центрально-Сихотэ-Алинским разломом [1], обусловлено, очевидно, более ранними, в данном случае позднеюрскими тектоническими подвижками.

Наиболее характерным представителем группы сложных разломов является Западно-Сихотэ-Алинский разлом, ограничивающий с востока Ханкайский массив. Он состоит из системы сбросов с плоскостями сместителей, наклоненными в сторону массива. Сбросы с вертикальной амплитудой до 1 км прослеживаются в пределах массива и в Арсеньевско-Барабашской зоне. К этой системе разрывов приурочен градиент силы тяжести, с которым связывается смещение поверхности Мохоровичича [6]. Однако значительно больший градиент совпадает с осевой частью Арсеньевско-Барабашской зоны и Шетухинским разломом, амплитуда вертикального перемещения по которому достигает 2 км [7]. С Шетухинским разломом, очевидно, совпадает более древний допермский разлом и с ним следует связывать смещение поверхности Мохоровичича.

## КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Большинство описанных складчатых комплексов в своем развитии тесно связано с эпохами растяжения и сжатия земной коры [6, 11]. Более сложны и пока менее понятны процессы становления докембрийских структур, однако можно полагать, что к позднему протерозою на месте эвгеосинклинальных прогибов на северо-востоке Пракитайской платформы появляются куполовидные поднятия, между которыми в остаточных прогибах продолжалось осадконакопление, сопровождавшееся вулканической деятельностью. В конце рифея зарождаются зоны растяжения, не проникающие в мантию, на месте которых возникают прогибы, в частности Спасско-Вознесенский и Кабаргинский. В этих прогибах в течение нижнего и среднего кембрия в миогеосинклинальных условиях происходит накопление кремнисто-карбонатно-терригенных формаций. В смежных с прогибами участках в результате сжатия образуются складчатые структуры позднепротерозойских образований.

В позднем кембрии закладываются рифтогенные прогибы субмеридионального и северо-восточного простираний, которые привели к формированию кембрийских складчатых комплексов и отделению от Китайской платформы ее восточной части — Праханкайского массива. В рифтогенных прогибах — Западно-Приморском и Кривореченском — в эвгеосинклинальных условиях происходит до силура включительно накопление вулканогенно-терригенно-кремнистых формаций.

Не менее интенсивные зоны растяжения возникли в начале девона, что привело к заложению геосинклинальных прогибов на севере и востоке Праханкайского массива. Сжатие в смежных зонах вызывает складчатые деформации среднепалеозойских комплексов в Западно-Приморской и Кривореченской зонах. Очевидно, к этому же периоду следует относить приращение к юго-восточной части Праханкайского массива по Уссурийскому разлому блока земной коры с дорифейскими среднепалеозойскими складчатыми структурами (Южно-Приморская и Кривореченская зоны).

К середине девона Ханкайский массив, Южно-Приморская, Кривореченская и Западно-Приморская зоны представляли собой единую континентальную структуру, восточная и северная границы которой были близки современным границам Ханкайского массива и Южно-Приморской зоны. В целом в Приморье внешняя зона этой структуры вплоть до раннего мела являлась границей континент — океан, вследствие чего она периодически подвергалась трансгрессии.

На окраине возникшего среднепалеозойского континента в течение девона — поздней юры накапливались прибрежно-морские и континентальные терригенные и вулканогенные образования (Арсеньевско-Барабашская зона, Окраинская и Павловская подзоны Южно-Приморской зоны). С зонами растяжения в девоне связывается и образование внутриконтинентальных Синегорского и Тамгинского прогибов, в которых происходит накопление терригенных и, в Синегорском прогибе, вулканогенных образований. В обширной зоне шельфа среднепалеозойского континента в течение девона — ранней перми существовали особо благоприятные условия для рифообразования и накапливались маломощные (?) терригенно-кремнистые осадки. В перми шельф вовлекается в зону растяжения с образованием Ариадненско-Щербаковского прогиба, в котором образуются эвгеосинклинальные терригенно-вулканогенно-кремнистые формации.

В конце перми — раннем триасе Нижне-Бикинский и Журавлевско-Дальнегорский рифтогенные прогибы возникают в пределах уже относительно мелководной области позднепалеозойского осадконакопления. Зарождение прогибов и их развитие приводят к формированию складчатых структур в Ариадненской и Щербаковской зонах. В позднепалеозойских образованиях на окраинах Ханкайского массива и Южно-Приморской зоны проявляется брахиформная складчатость.

В нижнемезозойских прогибах — до волжского яруса в Нижне-Бикинском и до раннего мела в Журавлевско-Дальнегорском — накапливаются отложения, сходные с палеозойскими, но отличающиеся широким развитием олистостромовых комплексов. В поздней юре — начале мела происходит обмеление бассейнов осадконакопления и зарождение новых зон растяжения на севере Нижне-Бикинского и в центральной части Журавлевско-Дальнегорского прогибов. В связи с этими процессами формируются складчатые структуры Журавлевской, Нижне-Бикинской и Дальнегорской зон; на месте Главного синклинория возникает миогеосинклинальный прогиб. Раннемеловой тектонический цикл существенно изменил режим среднепалеозойского континента — начиная с нижнего мела, в его пределы не проникает море, нижнемеловые и более молодые образования резко отличаются простыми формами складчатости от более древних, в том числе юрских отложений.

В раннемеловом прогибе накапливались главным образом терригенные осадки. Эффузивная деятельность проявлялась незначительно, преимущественно в восточной его части (Кемской подзоне). С течением времени в область осадконакопления вовлекались и борга

прогиба, вследствие чего разломы, ограничивающие возникшую отрицательную структуру, перекрывались более молодыми отложениями, что имело место в ходе развития и домеловых, в том числе рифтогенных, прогибов.

Образование раннемеловых складчатых структур связывается с возникновением зоны раздвига восточнее современного континента [6] и соответствующего сжатия всей рассматриваемой территории. Возникшие напряжения формируют верхний этаж мезозойских складчатых комплексов (Главный синклинорий), а в пределах распространения донимеловых образований приводят к возникновению разрывных нарушений преимущественно сдвигового и надвигового характера.

В ходе дальнейшей геологической истории Приморья развиваются только наложенные, преимущественно вулканогенные и вулканогенно-территенные структуры, в том числе Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс;

среди разрывных структур доминируют сбросы.

В новейшее время территория Приморья испытывает сжатие, о чем могут свидетельствовать сдвиговые перемещения в неогеновых отложениях.

Предлагаемая схема тектонического районирования позволяет по-новому оценить потенциальную рудоносность Приморского края. Каждому складчатому комплексу присущ свой магматизм, проявление которого распространялось и на смежные, более древние структуры (зоны активизации). Очевидно, должны различаться и типы оруденения, отвечающие разным тектоническим этапам. Наиболее ослабленными зонами, формирующимися в эпохи растяжения, являлись бортовые части прогибов — шовные структуры, по которым была возможной длительная связь верхней части земной коры с более глубокими ее горизонтами и мантией, откуда поступали тепловые потоки и рудоносные растворы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С. и др.* Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976.
2. *Архангельский А. Д., Шатский Н. С.* Схема тектоники СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол. 1933, № 4.
3. *Бельтнев Е. В., Плотников И. А.* Проблемы тектоники Приамурья.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975.
4. *Беляевский Н. А., Громов Ю. Я., Баскакова Л. А.* Основные черты тектонического развития Сихотэ-Алиня.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
5. *Берсенев И. И.* Основные черты тектоники Приморского края.— В кн.: Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Вып. 1. Владивосток, 1960.
6. *Берсенев И. И., Кулинич Р. Г. и др.* Области мезозойской складчатости Приморья.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977.
7. *Геология СССР.* Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1969.
8. *Косыгин Ю. А.* Основы тектоники. М.: Недра, 1974.
9. *Липкин Ю. С.* Некоторые особенности строения Хангайского массива и история его формирования.— В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток: Изд-во ДВФ СО АН СССР, 1966.
10. *Тащи С. М.* Вулканические пояса Западного Сихотэ-Алиня.— В кн.: Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника. Вулканические палеоструктуры и механизм их образования (Тез. 4-го Всесоюз. палеовулканич. симпозиума). Хабаровск, 1979.
11. *Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана.* М.: Наука, 1980.
12. *Уткин В. П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980.
13. *Фрейд Г. М., Рыбалко В. И.* Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1972.

ПГО Приморгеология  
Владивосток

Поступила в редакцию  
7 декабря 1981 г.

*М. В. Горошко*

## СТРУКТУРНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ХАНКАЙСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

Определены границы и предложена схема тектонического районирования Ханкайского массива. Выделены и охарактеризованы структуры протогеосинклинального и геосинклинального, квазиplatformенного

Ханкайский срединный массив располагается в западной части Приморского края и наряду с Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатými системами, Аргунским и Буреинским массивами входит в состав Амурской складчатой области [7].

На схеме тектонического районирования Приморского края И. И. Берсенева [9] Ханкайский массив с севера ограничен Уссуркинским структурным швом, проходящим по долине р. Бол. Уссурки, с юга — Широ́тым (Южным Сихотэ-Алинским), с востока — Западным Сихотэ-Алинским и с запада — Западно-Приморским структурными швами. В его состав не включены Южно-Приморская, Алчанская и Арсеньевская структурно-фациальные зоны, являющиеся, по сути, частями массива, погруженными и переработанными позднепалеозойскими и мезозойскими движениями. Новые данные, полученные в последние годы сотрудниками ПГО Приморгеология (М. И. Дедов, А. А. Вржосек, Б. А. Иванов, Н. Г. Мельников), ВСЕГЕИ (Д. А. Кириков, Л. М. Колмак и др.), ДВИМСа (Н. П. Лошак) и ПГО Таежгеология позволили по-иному подойти к определению естественных ограничений Ханкайского срединного массива, пониманию истории развития и времени его окончательной консолидации.

Возражения против существования Широ́того структурного шва изложены в работах Б. А. Иванова и М. И. Дедова. Б. А. Иванов справедливо указал на отсутствие фациальных и стратиграфических различий верхнепалеозойских и мезозойских разрезов к северу и югу от выделенной структуры. М. И. Дедов, отметив гипотетичность Широ́того шва и его непроявленность в физических полях, подтвердил идентичность геологического строения

и платформенного этапов развития массива и разделяющие их глубинные разломы. Рассмотрена история геологического развития.

Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и Партизанско-Киевского поднятия, разделенных на схеме тектонического районирования И. И. Берсенева этим структурным швом. В Арсеньевской структурно-фациальной зоне выделены сходные по мощности и составу свиты верхней перми, что и на юге Приморского края. Идентичными являются и разрезы верхнего триаса.

На берегу Японского моря А. М. Смирновым, А. А. Вржосеком, Н. Г. Мельниковым, М. И. Дедовым [6, 11, 25] установлены блоки кристаллических сланцев, амфиболовых, биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов, мигматитов, диопсид-тремолитовых мраморов, гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсов и гранатовых амфиболитов, аналогичных широко распространенным на севере массива и относимых А. М. Смирновым [11] к архею. Ксенолиты этих пород содержатся в двуслюдяных и мусковитовых гранитах, а в бухте Отрада ксенолит гранат-кордиерит-силлиманитового гнейса обнаружен в габбро. Докембрийский возраст ксенолитов доказывается тем, что К-Аг датировка мусковита из двуслюдяного гранита составляет 529 млн. лет, а роговой обманки из амфиболита — 622 млн. лет [25]. Условно нижнепротерозойские амфиболитовые тела (так называемые «габброиды») обнажаются к западу от оз. Ханка и в районе г. Находки. Предположительно нижнепротерозойские мусковит-биотитовые сланцы, амфиболиты, слюдяные кварциты выделяются в Гродековской зоне в районе с. Алексеевки и в верховьях р. Комиссаровки; ксенолиты метаморфических пород закартированы среди гранитов в Хасанской зоне, а также обнаружены автором в районе сел Ново-Гордеевка и Таежка на правобережье р. Арсеньевки, левобережье верхнего течения р. Уссур и в верховьях р. Ново-Тро-

ицкой. Среднепалеозойские граниты («шмаковские», «гродековские», «партизанские», «артемовские» и др.), нижний возрастной предел которых устанавливается на основании прорывания ими тамгинской серии (кембрий — нижний девон) и кордонкинской свиты (силур — девон), установлены во всех структурно-фациальных зонах (Ханкайский массив, Южно-Приморская, Западно-Приморская, Арсеньевская и Алчанская зоны по И. И. Берсеневу).

Кроме того, А. А. Вржосеком [3] в бассейне рек Артемовки и Комаровки обнаружены пологозалегающие среднедевонские терригенные угленосные отложения и ассоциирующие с ними красноцветные эффузивы кислого состава, выделяемые и на Ханкайском массиве в Юго-Западном Синегорье [15]. Они несогласно залегают на среднепалеозойских («артемовских») гранитах и представляют собой типичную континентальную молассу.

Девонская моласса, обрамляющая южную окраину Ханкайского массива, позволяет, во-первых, определить время его консолидации, которая приходится на каледонскую фазу складчатости, и, во-вторых, подтверждает предположение о том, что Ханкайский массив простирается вплоть до побережья Японского моря. Доказательством последнего служат новые находки девонской молассы возле г. Артема, на п-ове Трудный и в других прибрежных районах [3].

На севере метаморфические породы нижнего протерозоя также прослеживаются за пределами Уссуркинского шва, в Алчанской зоне, что не дает права считать этот шов северной границей массива.

О продолжении к побережью Японского моря кристаллического основания Ханкайского массива свидетельствуют геофизические данные [8].

Таким образом, Ханкайский срединный массив имеет иные границы, чем показанные на схеме И. И. Берсенева. С востока и запада массив следует ограничивать краевыми глубинными разломами — Арсеньевским и Алчанским (см. рисунок). Юго-западная часть массива выходит за пределы СССР. На юге он продолжается к побережью Японского моря, погружаясь под наложенные пермско-меловые структуры.

Арсеньевский разлом и южное его продолжение — Партизанский разлом — отделяют Ханкайский массив от Сихотэ-Алинского антиклинория; далее к северо-востоку он разделяет Сихотэ-Алинский антиклинорий и Амуро-Уссурский синклинорий. Протяженность разлома достигает 600 км. По данным А. И. Бурдэ, Л. А. Неволлина и В. О. Соловьева, разлом представляет собой крутой (65—75°) взброс с амплитудой вертикального перемещения не менее 1000 м. Мощность зоны дробления, рас-

сланцевания и милонитизации, сопровождающей разлом, достигает 1000 м. К ней приурочены дайки диоритовых порфиритов, небольшие массивы габброидов, мелкие трещинные интрузии перидотитов и пироксенитов, а также грабен-синклинальные структуры, выполненные палеоген-миоценовыми молассами. Вдоль Арсеньевского разлома размещается краевой Малиновский прогиб и Арсеньевский краевой прогиб.

Разлом хорошо проявлен в магнитных полях положительными магнитными аномалиями и градиентами в поле силы тяжести.

Алчанский разлом отделяет Ханкайский массив от Амуро-Уссурийского синклинория. От пос. Княжевское до долины р. Алчан разлом прослежен в виде зоны дробления шириной 2—5 км, к которой приурочены поля позднемеловых и кайнозойских эффузивов, а также Нижне-Бикинская и Алчанская грабен-синклинали, выполненные кайнозойской угленосной молассой. В магнитном поле разлом выражен узкой полосой аномалий со средними положительными значениями. Гравитационное поле к северо-западу от разлома отрицательное, к юго-востоку — слабо положительное. В междуречье Матая и Катэна Алчанский разлом причленяется к Арсеньевскому [30]. Наиболее древние архейские образования массива [9, 11, 29] (ружинская, матвеевская свиты) представлены карбонатными породами, высокоглиноземистыми сланцами и кварцитами. В составе нижнепротерозойских отложений (тургеневская, нахимовская и татьяновская свиты) основную роль играют первично терригенные и вулканогенно-терригенные породы, превращенные в биотитовые и биотит-амфиболитовые гнейсы и сланцы. В верхних частях разреза существенное значение приобретают диопсидовые и биотит-диопсидовые сланцы.

Интрузивные образования представлены метагаббро и амфиболитами, среди которых установлены роговообманковые, пироксен-роговообманковые, дупироксеновые и пироксен-оливиновые разности. Они широко распространены в южной части массива (п-ов Трудный, бассейн р. Партизанской) и менее — в северной.

Породы архея и нижнего протерозоя метаморфизованы в условиях амфиболитовой и частично гранулитовой фаций. Они значительно переработаны процессами ультраметаморфизма — гранитизации, палингенеза и кремнещелочного метасоматоза. Мощность их оценивается в 10 000—11 000 м [9].

В позднем протерозое после длительного перерыва, предполагаемого на основании различной степени метаморфизма раннекембрийских и более молодых толщ, заложилась новая геосинклинальные прогибы. Собственно геосинклинальные образования представлены крем-

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

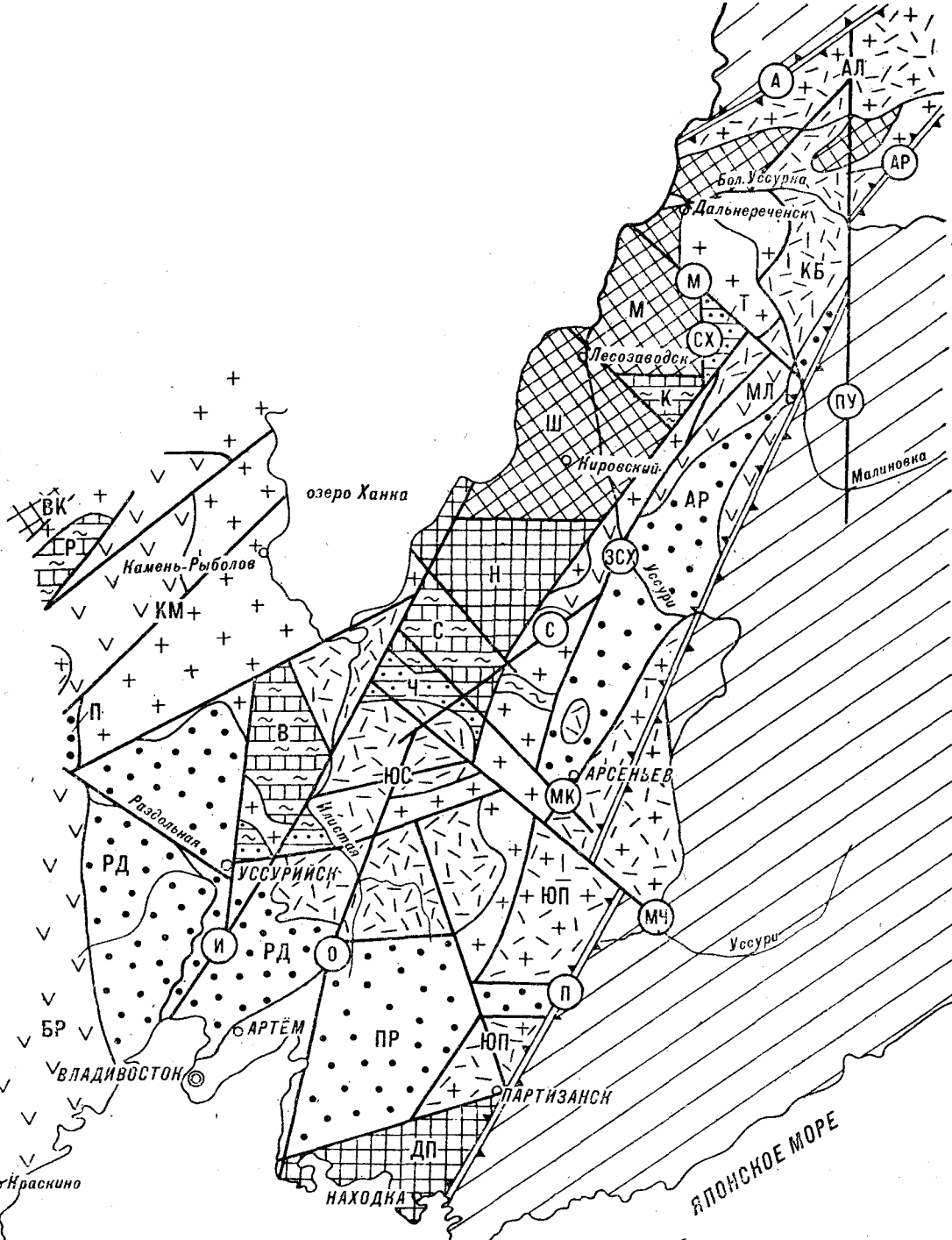


Схема тектонического районирования Ханкайского среднего массива.

1-6 — структуры фундамента: 1 — блоки с выходящим на поверхность или неглубоко залегающим архейским кристаллическим основанием (М — Малиновский гранито-гнейсовый купол, ВК — Верхне-Комиссаровский блок, 2 — то же, с нижнепротерозойским кристаллическим основанием (Ш — Шамаковский, Н — Нахимовский купол, ДП — Дунайско-Партизанский блок), 3 — структуры рифей-кембрийского собственно геосинклинального комплекса (К — Кабаргинская антиклиналь, В — Вознесенский антиклинорий, С — Спасский антиклинорий, Р — Решетниковская синклинали), 4 — структуры кембрийско-девонского инверсионного комплекса (Т — Тамгинская синклинали, Ч — Черниговский синклинорий, П — Пограничная синклинали), 5 — раннедевонские граниты, 6 — позднеорогенные средне-позднедевонские впадины и про-

гибы (ЮС — Южно-Синегорская вулканогенная впадина, КВ — Кабаргинская вулканогенная зона), 7-9 — структуры позднепалеозойской — мезозойской активизации: 7 — пермские пригеосинклинальные вулканогенные прогибы (МЛ — Малиновский, БР — Барабашский, КМ — Комиссаровский), 8 — позднепермско-меловые терригенные впадины и прогибы (РД — Раздольнинская, ПР — Партизанская впадины, АР — Арсеньевский прогиб), 9 — позднемеловые вулканогенные зоны (ЮП — Южно-Приморская, АЛ — Алчанская), 10 — складчатое обрамление Ханкайского массива, 11 — пограничные глубинные разломы (А — Алчанский, АР — Арсеньевский, П — Партизанский), 12 — прочие глубинные разломы (ЗСХ — Западный Сихотэ-Алиинский, ПУ — Павлово-Уссурийский сдвиг, М — Малиновский, И — Илчистый, О — Острогорский, С — Синегорский, МК — Мало-Ключевской, МЧ — Муравейко-Черниговский, СХ — Средне-Ханкайский).



нисто-карбонатно-песчано-глинистой формацией рифей — нижнего кембрия мощностью около 9000 м. В нижней ее части присутствуют эффузивы, туфы и туфогенные породы (насыровская, митрофановская и кабаргинская свиты). Спилиты установлены также в рудоносной свите нижнего кембрия. Особенностью формации является наличие джеспилитов (рудоносная свита), марганценосных, фосфатоносных и угленосных толщ и доломитов.

Рифейские и кембрийские образования дислоцированы однотипно, что дает основание предполагать согласное залегание кембрия и верхнего протерозоя [5, 9]\*. Эти отложения занимали, вероятно, значительную территорию, на что указывает сходство разрезов Малого Хингана, Забайкалья, Ханкайского массива и п-ова Хида, но вследствие размыва сохранились лишь в отдельных, изолированных блоках.

Кремнисто-карбонатно-песчано-глинистая формация прорвана трещинными интрузиями серпентинитизированных ультраосновных пород, габбро-норитов, габбро-диабазов и габбро-диоритов, приуроченных, как правило, к крупным разломам глубокого заложения (Мало-Ключевскому и др.) и относящихся к габбро-диорит-диабазовой формации. Раннекембрийский возраст интрузий устанавливается на основании обнаружения их гальки и валунов в нижне-среднекембрийских образованиях меркушевской и медвежинской свит.

Во второй половине раннего кембрия геосинклиналь вступила в инверсионную стадию развития, в которой выделяются ранняя и поздняя подстадии. В раннюю подстадию в Спасской подзоне (Черниговский синклиорий) была сформирована галечниково-песчано-глинистая морская молассовая формация мощностью около 3600 м (меркушевская, медвежинская и реттиховская свиты) [10], залегающая на более ранних образованиях несогласно. Угловое несогласие между меркушевской свитой и ниже лежащей дмитриевской наблюдалось нами восточнее с. Малые Ключи. Несогласное перекрытие мергелей и известняков дмитриевской свиты и прорывающих их габбро-диоритов песчаниками и гравелитами медвежинской свиты установлено скважинами ПГО Таежгеология в районе с. Меркушевки. В части геосинклинали, существовавшей на месте Ханкайского массива до образования инверсионных отложений, происходило поднятие, на что указывают древние коры выветривания на известняках дмитриевской свиты.

\* Некоторые исследователи [22] включают рифейские образования в инверсионный структурно-формационный комплекс протерозойской складчатой области, оставляя при этом открытым вопрос о взаимоотношении рифей и кембрия, согласное залегание которых признается большинством геологов.

В позднюю подстадию инверсионного развития (до нижнего девона) в остаточных инверсионных впадинах и прогибах западной и северо-восточной краевых частей массива накапливались карбонатно-песчано-глинистая (тамгинская серия) [4] и андезитово-песчано-глинистая (кордонкинская свита) формации. Мощность формации соответственно 4600 и 3500—3800 м.

Инверсионная стадия завершилась горообразованием и внедрением, вероятнее всего, в раннем девоне крупных, сложно построенных, батолитоподобных интрузивов гранодиорит-гранитовой формации. Внедрение их происходило в три фазы. Породы, слагающие интрузивы первой фазы, наблюдаются преимущественно в виде ксенолитов в интрузивах второй фазы и представлены габбро, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, сиенитами. Во вторую фазу сформировались крупные массивы гранитов, вытянутые вдоль окраин Ханкайского массива. Преобладающими породами здесь являются крупнокристаллические биотитовые граниты. Им подчинены лейкократовые биотит-роговообманковые граниты и, редко, плагиограниты. Возраст интрузий 360—310 млн. лет. В третью фазу внедрились тела среднекристаллических, часто порфиридных, биотитовых, турмалиновых и аляскитовых гранитов «вознесенского» комплекса, образующих трещинные интрузии, контролируемые разломами северо-западного и субмеридионального простираний. Возраст вознесенских гранитов, определенный К-Аг методом по биотиту, 384—457 млн. лет, а по мусковиту из грейзенов и слюдиристо-флюоритовых руд — 420—462 млн. лет [12]\*.

Нижняя возрастная граница гранодиорит-гранитовой формации определяется тем, что гранитоиды второй фазы в верхнем течении рек Кедровки и Кабарги и в западном Приморье прорывают и метаморфизуют отложения сидура — девона (тамгинская серия и кордонкинская свита). Верхняя возрастная граница определяется налеганием на «шмаковские» граниты в бассейне р. Бол. Кабарги девонских эффузивов, а в районе г. Артема перекрытием аналогичных гранитов люторской свитой среднего девона. Зафиксировано прорывание «вознесенских» гранитов субвулканическими фельзит-порфирами, абсолютный возраст которых 329 млн. лет.

В девоне территория Ханкайского массива вступает в позднеорогенную стадию развития, с которой, как известно, связано формирование разнообразных гидротермальных месторождений. Девонский период характеризовался час-

\* Существует представление о раннепалеозойском возрасте «вознесенских» гранитов.

тичным раздроблением ранее консолидированного складчатого фундамента, особенно интенсивным в восточной части массива (Кабаргинская вулканогенная зона и Южно-Синегорская вулканогенная впадина). В возникших в это время прогибах накапливались морские молассы (тихорецкая и вассиановская свиты). Вдоль разломов происходило излияние лав базальтового и андезито-базальтового состава (грибницкая свита). Продукты раннего этапа позднеорогенного развития слагают диабазово-песчаниковую формацию мощностью до 3000 м. Позднее в этих же структурах произошла мощная вспышка наземного вулканизма, завершившаяся внедрением малых интрузивных, субвулканических и дайковых тел [16]. Продукты вулканоплутонической деятельности объединены в липаритовую и трахилипарит-гранит-монцонитовую формации.

В карбоне Ханкайский массив испытывал общее воздымание, обусловившее формирование кор выветривания. В ранней перми под воздействием заложившихся, вероятно в карбоне, Сихотэ-Алинской и Туманган-Суйфунской геосинклиналей на окраинах Ханкайского массива до конца перми происходит формирование прогибов [27], выполняющихся липарито-андезито-базальтово-песчано-глинистой формацией. Суммарная мощность формации превышает 7000 м, но в каждом конкретном случае она меньше, так как выделенные в прогибах свиты не имеют повсеместного распространения [13, 14, 26, 27]. Возраст формаций соответствует второй половине ранней и первой половине поздней перми. Вулканиды формации тесно связаны с интрузиями габбро-плагиогранитной формации [2], на что указывает взаимопереходы от субвулканических образований к интрузивным телам. Верхний предел возраста габбро-плагиогранитной формации определяется обнаружением в верхнепермской угодинзинской свите галек гранитов и гранодиоритов, рвущим контактом интрузивных пород с фаунистически охарактеризованной верхнепермской барабашской свитой и налеганием на размытую поверхность гранитов отложений триаса. Возраст гранитов, определенный К-Аг методом, составляет 282—204 млн. лет.

В конце перми перед фронтом позднепалеозойских поднятий Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы на восточном крае Ханкайского массива сформировался Арсеньевский краевой прогиб [1] и две изолированные впадины — Партизанская и Раздольнинская, развивавшиеся до позднего мела включительно.

Осадки перми (чандалазский горизонт) — юры, выполняющие эти структуры и имеющие мощность около 3500 м, относятся к галечно-песчано-глинистой морской и, частично, континентальной сероцветной молассовой фор-

мации. Местами они замещаются угленосной лимнической формацией [19, 20, 21].

В мелу, в связи с повторным прогибанием структур и активизацией краевой части массива, в этих структурах формируются отложения галечно-песчано-глинистой сероцветной паралической угленосной формации мощностью около 3000 м [33].

Тектоно-магматические процессы, протекавшие в Сихотэ-Алинской системе в позднем мезозое, затрагивали и массив, главным образом его окраинные части. Вдоль Западного Сихотэ-Алинского глубинного разлома в раннем мелу внедрились трещинные интрузии диорит-гранодиоритовой формации, одновозрастные раннемеловым гранитоидам Сихотэ-Алинской складчатой системы.

В альбское время Ханкайский массив вступает в стадию тектоно-магматической активизации, характеризующуюся интенсивным проявлением вулканизма. Вулканизм в Алчанской зоне развивался с альба до маастрихта включительно. Здесь последовательно формировались базальт-андезито-дацитовая (алчанская свита), дацит-липаритовая (приморская свита) и андезито-липаритовая (самаргинская свита) [9, 18] формации мощностью соответственно 2500, 700 и 400 м. С юга на север эффузивы замещаются туфогенно-осадочными образованиями.

В Южно-Приморской зоне тектоно-магматическая активизация началась с накопления альб-туронской пестроцветной континентальной галечно-песчано-глинистой формации (коркинская серия и пржевальская свита) мощностью до 4800 м [22]. В состав ее входят алевролиты, угли, туффины, количество конгломератов возрастает вверх по разрезу. В дальнейшем произошло образование дацит-липаритовой формации (приморская свита) мощностью до 1500 м (по геофизическим данным) и андезито-липаритовой формации (самаргинская свита) мощностью до 1500 м. Интенсивный андезитовый вулканизм начался в туроне, однако проявлялся он одновременно с накоплением молассы (пржевальская свита).

С вулканогенными формациями тесно связан интрузивный магматизм габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-монцонит-сиенит-щелочногранитной формаций.

В палеогене на всем массиве устанавливается платформенный режим. Характерен спорадический вулканизм, вызвавший образование бимодальной базальт-липаритовой формации мощностью 600—800 м [32] (Краскинский район). В межгорных впадинах и на аллювиальных равнинах накапливается континентальная галечно-песчано-глинистая угленосная формация мощностью до 1000 м. Общая стабилизация тектонического режима на Ханкайском массиве проявляется в образовании осадочных

пород и базальтовых покровов позднеплиоценового возраста мощностью до 300 м.

К неоген-четвертичному времени относится щелочно-базальтоидная формация, связанная с активизацией вдоль эпиплатформенных рифтовых систем разломов, которая наиболее интенсивно протекала вдоль Илистого разлома, где известны Борисовский и Барановский вулканы, вулкан сопки Медвежьей, Дальнереченская группа вулканов и др.

Таким образом, на Ханкайском срединном массиве следует выделить следующие структурно-формационные комплексы: протогеосинклинальный (архей — нижний протерозой), геосинклинальный (в том числе собственно геосинклинальный, инверсионный и позднеорогенный), квазиплатформенный (активизационный) и платформенный.

При тектоническом районировании Ханкайского массива учитывались формационный состав и возраст слагающих конкретные структуры комплексов, типы и интенсивность складчатости и магматизма, характер регионального метаморфизма, наличие структурных несогласий и, наконец, металлогеническая специализация.

В строении массива отчетливо выделяются структуры фундамента, включающие блоки кристаллического основания, сложенные породами архея и нижнего протерозоя, и блоки, сложенные рифейско-девонскими образованиями, а также наложенные на них структуры чехла, представленные пермскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями [24, 31].

Формации кристаллического основания слагают антиклинальные и купольные поднятия (Нахимовский, Шмаковский, Малиновский куполы), а также ряд блоков среди позднесилурийских палингенных гранитов в различных частях массива (см. рисунок). В ядрах поднятий обычно обнажаются тела биотитовых гранито-гнейсов, окруженные обширными полями мигматитов.

Геосинклинальный комплекс слагают отдельные, изолированные тектонические блоки и прогибы: Кабаргинский, Южно-Ханкайский, Решетниковский и Пограничный. В Южно-Ханкайском блоке выделяются Спасский и Вознесенский антиклинории и Черниговский синклинорий.

*Спасский антиклинорий* сложен собранными в крутые линейные складки северо-западного простирания верхнепротерозойскими — нижнекембрийскими отложениями мощностью около 7000 м. Нижнекембрийские, девонские и верхнепермские отложения, смятые в брахиформенные складки, развиты фрагментарно.

*Вознесенский антиклинорий* сложен верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими образованиями мощностью до 7800 м, смятыми в

линейные складки северо-западного простирания, которые часто представлены горст-антиклиналями и грабен-синклиналями и осложнены надвигами. Девонские и верхнепермские эффузивы мощностью до 600 м залегают субгоризонтально [23].

*Черниговский синклинорий* отделяется от Спасского антиклинория Мало-Ключевским, а от Вознесенского — Илстым глубинными разломами. В физических полях Мало-Ключевской разлом прослеживается в северо-западном направлении на 130 км. Вертикальная амплитуда смещения по разлому около 3000 м. Ширина зоны разлома 0,5—2 км, плоскость разлома наклонена к юго-западу.

На космических снимках м-ба 1 : 500 000 ÷ ÷ 1 : 1 000 000 и, частично, по градиентам поля силы тяжести Илстый разлом прослеживается от устья р. Раздольной на юго-западе к восточной оконечности оз. Ханка на северо-востоке и далее под долиной р. Уссури за пределы массива. По данным Л. А. Изосова, он представляет собой сброс, восточное крыло которого опущено на 3000 м.

Синклинорий сложен мощными (до 4,3 км) нижне-верхнекембрийскими песчано-алевролитовыми толщами, включающими линзы конгломератов и залегающими на рифейско-кембрийском фундаменте. Отложения смяты в простые линейные складки с углами падения крыльев до 50—60°.

*Кабаргинский блок* включает Кабаргинскую антиклиналь и Тамгинскую синклиналь.

*Кабаргинская антиклиналь* субширотного простирания сложена собственно геосинклинальными отложениями рифей-кембрийского возраста и осложнена простыми линейными складками. Породы в значительной мере рассланцованы, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и прорваны позднесилурийскими гранитоидами.

*Тамгинская синклиналь* сложена породами кембрия — силура инверсионного комплекса. С запада она отделена от метаморфических пород архея — нижнего протерозоя и от рифей-кембрийских отложений Средне-Ханкайским разломом субмеридионального простирания, которому на карте вторых производных гравитационного поля соответствуют зоны локальных аномалий. Разлом имеет сбросо-сдвиговую природу: восточное крыло опущено и перемещено к северу на 20—30 км.

С севера Тамгинская синклиналь ограничена Малиновским разломом запад-северо-западного простирания. По данным гравиразведки, блок неглубоко залегающего докембрийского фундамента в междуречье Большая Уссурка и Малиновка передвинут по разлому к юго-востоку от Малиновского купола на 10—20 км. По гео-

логическим наблюдениям, Малиновский разлом состоит из серии прерывистых нарушений северо-западного простирания, прослеженных на расстоянии 30—40 км в бассейне левых притоков р. Малиновки.

Тамгинскую синклинали слагают смольнинская, рудоносная, дмитриевская свиты и тамгинская серия общей мощностью до 7200 м и прорывающие их позднесилурийские граниты. Аномалии гравитационного поля в пределах синклинали сходны по конфигурации с таковыми на протерозойском фундаменте, отличаясь от них меньшими значениями силы тяжести, что объясняется влиянием погруженного докембрийского фундамента. Простирание пород на крыльях складки на севере северо-западное, на юге — субширотное.

*Решетниковская* грабен-синклинали субширотного простирания сложена туфогенно-осадочными породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Они близки рифейским отложениям Вознесенского антиклинория.

*Погранничная* синклинали сложена кордонкинской свитой силура, имеет меридиональное простирание с местными отклонениями к северо-востоку и северо-западу. Приосевая часть синклинали трансгрессивно перекрыта верхнепермскими терригенными породами. Восточное крыло полностью ассимилировано гранитоидами.

Отложения позднеорогенной стадии развития массива выполняют две крупные структуры: Южно-Синегорскую вулканогенную впадину и Кабаргинскую вулканогенную зону.

*Южно-Синегорская* вулканогенная впадина заложилась в узле сочленения крупных глубинных разломов: Илистого, Муравейко-Черниговского, Потеринского, Острогорского и др.

Наиболее крупным из них, после описанного выше Илистого разлома, является Муравейко-Черниговский разлом, выделенный В. О. Соловьевым [28] и Р. Г. Кулиничем. Он хорошо дешифрируется на мелкомасштабных космоснимках и фиксируется в физических полях. По времени заложения разлом является одним из самых древних. В девоне он ограничивал распространение к северо-востоку кислых эффузивов светлоросовой толщи, а также контролировал магматические проявления различного состава.

Южно-Синегорская впадина выполнена девонскими, частично верхнепермскими (?) морскими и континентальными терригенно-вулканогенными образованиями общей мощностью свыше 3500 м (по геофизическим данным). Она заложилась преимущественно на позднесилурийских гранитах и кембрийских осадочных отложениях Черниговского синклинория. Впадина имеет сложное блоковое строение. В центральной ее части выделяется поднятие, где об-

нажаются нижние части разреза девонских и кембрийских образований, прорванных многочисленными, разнообразными по составу интрузивными и субвулканическими телами. В краевых, опущенных блоках залегают кислые вулканиды, выполняющие ряд вулканотектонических депрессий.

*Кабаргинская* вулканогенная зона расположена в северо-восточной части Ханкайского массива. Слагающие ее вулканиды до последнего времени считались раннепермскими. Однако Л. М. Колмак [17] отнес их к девону, что подтверждается следующими данными: а) толща кислых вулканидов зоны с размывом и угловым несогласием перекрыта отложениями, содержащими остатки раннепермской флоры; б) геохимические и петрохимические особенности фельзитов, липаритов и туфов, развитых в бассейне р. Малиновки, близки таковым в районе с. Ново-Гордеевка, для которых девонский возраст не вызывает сомнения. Вулканиды Кабаргинской зоны слагают цепочку вулканотектонических депрессий и отдельные стратовулканы.

От расположенных западнее позднесилурийских гранитов Кабаргинская зона отделяется разломами северо-восточного простирания. В бассейне р. Кабарги в зонах разломов отмечается интенсивная альбитизация и катаклиз, иногда мионитизация. Контакт вулканидов зоны с гранитами отвечает зона градиентов в 4—6 мГл.

От более молодого Малиновского пригеосинклинального прогиба Кабаргинская вулканогенная зона отделена глубинным Западным Сихотэ-Алинским разломом, прослеживающимся в северо-восточном направлении на 180—200 км от Мало-Ключевского разлома на юго-западе до Малиновского разлома на северо-востоке. Разлом заложился в позднем палеозое и длительное время контролировал интрузивную и эффузивную деятельность. В гравитационном поле разлом фиксируется цепочкой локальных отрицательных аномалий (до 20 мГл), обусловленных трещинными интрузиями меловых гранитоидов.

С девона Ханкайский массив превращается в консолидированную структуру с общей тенденцией к воздыманию, поэтому отложения более молодых эпох локализуются преимущественно по периферии массива. Начиная с конца ранней перми, возникают наложенные структуры, связанные с процессами автономной и отраженной тектонико-магматических активизаций.

Среди наложенных структур выделяются пермские: Малиновский, Барабашский и Комиссаровский пригеосинклинальные прогибы, позднепермско-меловые Раздольнинская и Партизанская впадины, Арсеньевский прогиб, а

также позднемеловые Южно-Приморская и Алчанская вулканогенные зоны.

*Малиновский* пригеосинклинальный прогиб выполнен липарито-андезито-базальтовой песчано-глинистой формацией пермского возраста мощностью от 150 до 4500 м. Прогиб формировался как на вулканах девона, так и на позднесилурийских гранитах. Границами прогиба с востока являются Арсеньевский, а с запада — Западный Сихотэ-Алинский глубинные разломы. В отдельных случаях породы формации картируются и западнее Западного Сихотэ-Алинского разлома (левобережье нижнего течения р. Арсеньевки). Ширина прогиба 10—40 км, протяженность около 200 км.

*Барабашский* и *Комиссаровский* пригеосинклинальные прогибы занимают значительную территорию юго-западной части Ханкайского массива. Отличием их от Малиновского прогиба является значительная насыщенность позднепермскими интрузиями различного состава, наличие скрытых, неглубоко залегающих блоков метаморфических пород, большее количество умеренно кислых и кислых эффузивов. Мощность отложений, выполняющих прогибы, 3200—5000 м.

*Арсеньевский* прогиб, *Партизанская* и *Раздольнинская* впадины сформировались в две стадии. В первую стадию в течение поздней перми — юры в них накапливались морские терригенные образования мощностью до 3500 м, во вторую — меловые континентальные угленосные отложения мощностью до 3000 м.

*Арсеньевский* прогиб вытянут вдоль восточного края Ханкайского массива на 200 км при ширине до 50 км от Павлово-Уссуркинского сдвига на севере до Мало-Ключевского разлома на юго-западе. С востока прогиб ограничен Арсеньевским глубинным разломом, а с запада — Западным Сихотэ-Алинским разломом. Прогиб сформировался частично на образованиях Малиновского пригеосинклинального прогиба и частично на позднесилурийских гранитах. Мощность выполняющих его отложений 3200—4200 м.

*Партизанская* впадина расположена в юго-восточной части массива. Она имеет изометричную форму и в большинстве случаев ограничена разломами, наиболее крупным из которых является Острогорский, отчетливо устанавливающийся в физических полях, на мелкомасштабных космоснимках и по геологическим наблюдениям. Разлом прослеживается от западного побережья п-ова Дунай в бассейн р. Черниговки, где он ограничивается зоной Муравейко-Черниговского разлома.

*Партизанская* впадина выполнена верхнепермско-меловыми осадочными отложениями мощностью до 4500 м, собранными в складки северо-восточного простирания и залегающими

на позднесилурийских гранитах и протерозойских гнейсах и метагаббро. На севере в фундаменте впадины картируются алевропесчаниковые образования люторгской свиты среднего девона. Породы, слагающие Партизанскую впадину, прорваны меловыми интрузиями, дайковыми и субвулканическими телами различного состава, вытянутыми вдоль крупных разломов в северо-восточном и субширотном направлениях.

*Раздольнинская* впадина является одной из крупнейших наложенных структур Ханкайского массива. Она заложилась на раздробленном гранитно-метаморфическом фундаменте массива и только в западной своей части налегает на краевую часть Барабашского пригеосинклинального прогиба. В отличие от Арсеньевского прогиба и Партизанской впадины здесь меньше гранитных интрузий и эффузивов. Впадине отвечает понижение уровня гравитационного поля на 10—12 мГл за счет мощного осадочного чехла. Фундамент западной части впадины опущен по Илистому разлому, выраженному в поле силы тяжести градиентом в 10—15 мГл. Этой части впадины присущи резкие изменения мощности осадков (от 500 до 2000 м и более). Восточная часть впадины имеет более однородное строение.

Структуры позднемезозойской тектоно-магматической активизации представлены Южно-Приморской и Алчанской вулканогенными зонами.

*Южно-Приморская* вулканогенная зона приурочена к срачлению Главного антиклинория Сихотэ-Алия с Ханкайским массивом и контролируется Арсеньевским и Партизанским разломами.

Для Южно-Приморской зоны характерно значительное (более 40 км) увеличение мощности земной коры, наличие крупных гранитных интрузий и мощного чехла кислых эффузивов, слагающих ряд вулкано-тектонических депрессий. Это предопределило значительное (до отрицательных значений) понижение гравитационного поля.

Фундаментом зоны являются позднесилурийские граниты, докембрийские метаморфические породы и, в южной ее части, меловые осадочные отложения.

Южно-Приморская зона делится на два блока, между которыми на широте с. Молчановки выходит блок осадочного фундамента, насыщенного субвулканическими и дайковыми телами различного состава. В южном блоке зоны меловые эффузивы в значительной степени эродированы; на большей его части — это разрозненные покровы и мелкие вулкано-тектонические депрессии, поля развития дайковых и межпластовых тел, экструзий и субвулканов. Насыщенность фундамента такими телами

весьма значительная, их присутствие отмечается во всех шахтных полях Партизанского угольного бассейна.

Северный блок практически целиком слагают покровные фации эффузивов, иногда значительной мощности (до 1500 м по геофизическим данным). Субвулканические, экструзивные тела и дайки слагают небольшие площади в их пределах. Значительная часть эффузивов мела перекрыта позднеплиоценовыми базальтоидами.

Алчанская вулканогенная зона расположена в северной части Ханкайского массива. Зона вытянута в северо-восточном направлении согласно простиранию контролирующих ее Алчанского и Арсеньевского глубинных разломов. Ширина зоны достигает 76 км. Фундаментом зоны являются метаморфические породы нижнего протерозоя и частично верхнепротерозойские, пермские и триасовые образования. Составы выполняющих зону вулканитов варьируют от базальтового до дацитового. Вулканиты переслаиваются с осадочными и туфогенно-осадочными породами. В верхней части разреза

встречаются кислые лавы. Мощность осадочно-вулканогенных пород местами достигает 2500 м.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Структура фундамента Ханкайского срединного массива сформирована каледонской складчатостью. Анализ новых геологических и геофизических данных позволяет рассматривать массив в более широких границах, чем это считалось ранее.

2. Массив имеет сложную историю геологического развития, которую можно разделить на четыре крупные стадии: а) докембрийскую (архей-раннепротерозойскую) протогеосинклинальную, б) рифейско-девонскую геосинклинальную, в) верхнепалеозойско-мезозойскую активизационную и г) кайнозойскую платформенную.

3. Каждой стадии отвечает формирование определенных структур, выполненных характерными осадочными, эффузивными и интрузивными формациями. Формирование структур часто контролируется глубинными разломами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Бобылев В. В., Соловьев В. С.* Даубихинский, Алчанский и Кукунский прогибы и их место в тектонической структуре юга Дальнего Востока.— *Геотектоника*, 1974, № 6.
2. *Вржосек А. А.* Габбро-диабазовая формация Хасанско-Гродековской складчатой области.— В кн.: *Базиты и гипербазиты Дальнего Востока*. Владивосток, 1976.
3. *Вржосек А. А.* Тектоническое строение Южного Приморья.— В кн.: *Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану*. Владивосток, 1978.
4. *Вязовова Р. В.* О стратиграфии нижнего палеозоя в районе верхнего течения рек Тамги и Кедровки (Приморье).— *Изв. вузов. Геол. и разведка*, 1967, № 2.
5. *Громов Ю. Я.* Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского срединного массива.— *Сов. геол.*, 1959, № 12.
6. *Голозубов В. В., Гусаков Л. А., Мельников Н. Г.* Метаморфические породы междуречья Уссури и Павловки.— *Геотектоника*, 1980, № 4.
7. *Геология* северо-восточной Азии. Т. 2. Л.: Недра, 1972.
8. *Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ*. М.: Наука, 1976.
9. *Геология СССР*. Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1969.
10. *Денисова Т. А.* Состав и условия формирования кембрийской молассы Ханкайского массива (Южное Приморье).— *Геол. и геофиз.*, 1979, № 7.
11. *Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса*. М.: Наука, 1973.
12. *Евстрахин В. А.* Эпохи образования месторождений полезных ископаемых на Дальнем Востоке и в Забайкалье.— *Сов. геол.*, 1974, № 41.
13. *Евланов Ю. Б.* Особенности формирования палеозойских вулканогенно-осадочных формаций Тумангано-Суфунской складчатой области.— В кн.: *Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока*. Владивосток, 1974.
14. *Евланов Ю. Б.* Материалы по стратиграфии верхнепермских отложений Пограничного района Приморья.— В кн.: *Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока*. Владивосток, 1968.
15. *Изосов Л. А.* О Южно-Синегорской вулканогенно-тектонической системе Приморья.— В кн.: *Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских поясов*. Владивосток, 1976.
16. *Изосов Л. А.* Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива.— *Сов. геол.*, 1977, № 2.
17. *Колмак Л. М.* Стратиграфия палеозоя юга Дальнего Востока.— В кн.: *Стратиграфия Дальнего Востока (Тез. докл. 3-го Дальневосточного совещания)*. Владивосток, 1978.
18. *Курчатов А. М.* Латеральная изменчивость вулканитов (на примере Южного Приморья). М.: Наука, 1979.
19. *Котляр Г. В.* Ярусное деление отложений Южного Приморья.— В кн.: *Стратиграфия Дальнего Востока (Тез. докл. 3-го Дальневосточного совещания)*. Владивосток, 1978.
20. *Лихт Ф. Р., Мельников Н. Г.* Стратиграфия и особенности осадконакопления верхнепермских отложений в Южном Приморье.— *Сов. геол.*, 1970, № 2.
21. *Лихт Ф. Р.* О некоторых особенностях осадконакопления верхнепермских мелководных морских отложений в Южном Приморье.— В кн.: *Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока*. Владивосток, 1974.
22. *Лошак Н. П.* О тектоническом районировании Приморского края.— *Геол. и геофиз.*, 1981, № 3.

23. *Липкин Ю. С.* Некоторые особенности строения Ханкайского массива и история его формирования.— В кн.: Вопросы геохимии северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: Изд-во ДВФ СО АН СССР, 1966.
24. *Муратов М. В.* Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей.— Геотектоника, 1974, № 3.
25. *Мишкин М. А., Леликов Е. П., Овчарек Э. С.* Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье.— ДАН СССР, 1970, т. 190, № 6.
26. *Неволин Л. А.* О пермской порфириновой формации на территории Приморского края.— К кн.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток, 1968.
27. Объяснительная записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1 : 1 500 000. Л.: Недра, 1973.
28. *Соловьев В. О.* О поперечных разрывных структурах южного Сихотэ-Алиня.— ДАН СССР, 1967, т. 175, № 4.
29. *Смирнов А. М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976.
30. *Салун С. А.* Основные черты тектоники и истории развития Сихотэ-Алинской складчатой системы.— Геотектоника, 1977, № 1.
31. *Тектоника срединных массивов.* М.: Наука, 1976.
32. *Чмырев В. М.* Кайнозойский вулканизм Хасанской подзоны, Западно-Приморской зоны (Приморье).— В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока (Материалы объединенной науч. конф. геол. фак. ДВПИ и секции палеовулканологии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Владивосток, 1970.
33. *Шарудо И. И.* Состав и условия накопления меловых угленосных отложений Суйфунского бассейна. М.: Наука, 1965.

*ИГО Таежгеология  
Хабаровск*

*Поступила в редакцию  
19 января 1982 г.*

А. А. Шитов

## О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИНЕГОРСКОГО РАЙОНА ПРИМОРЬЯ

На основе литолого-фациального анализа автор приходит к выводу о субплатформенных условиях формирования нижнепалеозойских осадочных отложений рай-

Под Синегорским районом автор понимает тектонический блок Ханкайского массива, ограниченный с запада Гродековским, с востока — Анучинским гранитоидными батолитами, а с юга и севера — Горнохуторским и Потеринским разломами системы Южно-Приморского шва, имеющими восток-северо-восточное простирание.

Существующая схема стратиграфии палеозойских осадочных образований [2—4] приведена в обобщенном виде на рис. 1.

Литолого-фациальный анализ является основным методом настоящего исследования. Свообразными стратиграфическими реперами и типоморфными образованиями, помогающими расшифровать геотектонические условия, могут служить известняковые конгломераты и известняковые песчаники, в обломочной фракции которых присутствует, а в большинстве случаев преобладает известняк, и терригенные толщи, в разрезах которых преобладают олигомиктовые кварцевые песчаники.

В сводной стратиграфической колонке Изосова Л. А. и др. известняковые конгломераты и песчаники составляют основной породный фон меркушевской и даубихезской свит и слагают отдельные горизонты или слои медвежинской свиты. Бажанов В. А. отмечал присутствие этих пород в разрезе красногорской свиты.

Известняковые конгломераты исключительны по условиям своего образования. В связи с физико-химической неустойчивостью известняка эти породы могут образовываться на небольшом удалении от областей размыва. Различная степень окатанности известняковых обломков, а также отсутствие в разрезах известняковых конгломератов и песчаников терригенных пород иного состава свидетельствуют о том, что это образования прибрежно-морской зоны, образу-

ю. Предлагается новая схема их стратификации, согласующаяся по некоторым параметрам с данными геофизических съемок последних лет.

Юющиеся за счет размыва береговых известняковых скал, причем формировались они в относительно спокойной тектонической обстановке [5—7].

Известняковые конгломераты и песчаники Синегорского района несогласно залегают на известняках прохоровской и дмитриевской свит и на алевролитах и тонкозернистых песчаниках медвежинской свиты. Но несогласие это не может считаться региональным. Оно обусловлено формами рельефа прибрежно-морской области. Известняковые конгломераты и песчаники не имеют большого площадного распространения. Они замещаются по латерали терригенными толщами, в составе которых преобладают олигомиктовые кварцевые песчаники. Эти породы также формируются в прибрежно-морской зоне в условиях относительно спокойной тектонической обстановки и хорошо развитой коры выветривания на континенте. Удовлетворительная окатанность и хорошая сортированность обломочного материала объясняется неоднократным переывом его прибрежными волнениями и течениями. Фациальное замещение известняковых конгломератов олигомиктовыми песчаниками установлено В. А. Бажановым в поле развития красногорской толщи.

На схеме Л. А. Изосова отсутствует толща с преобладающим развитием олигомиктовых кварцевых песчаников. Вместе с тем эти песчаники с необходимой полнотой охарактеризованы В. А. Бажановым, О. Г. Старовым и Е. П. Колесниковым при описании разрезов снегуровской, верхних пачек фанзой и частично вассиановской толщ. Кроме того, кварцевые песчаники занимают значительную часть поля развития выделяемой Л. А. Изосовым вассиановской свиты.



СХЕМАТИЧЕСКАЯ

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА ПАЛЕОЗОЙСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЙ СИНЕГОРСКОГО РАЙОНА.  
СОСТАВЛЕННАЯ ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗОСОВА Л.А.

ПРЕДЛАГАЕМАЯ  
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА



Рис. 1.

Отличительными особенностями фациально-однородных олигомиктовых прибрежно-морских образований являются:

— отсутствие органических остатков, предопределенное условиями образования (в процессе перемива и переотложения прибрежных осадков фаунистические и флористические остатки перетирались и уничтожались);

— высокая известковистость (цемент терригенных образований различной зернистости, как правило, известковистый);

— отсутствие обломков вулканогенных пород или частиц вулканического пепла.

На последнем обстоятельстве следует остановиться особо. Автором тщательно изучены материалы детальных геологосъемочных работ в части литологической и петрографической характеристики пород, разобран каждый случай указания на присутствие вулканогенного материала. При этом установлено, что в обломочной фракции пород даубихезской свиты и олигомиктовых кварцевых песчаников очень редко

отмечаются единичные обломки порфировых пород основного — среднего состава. Эти факты легко объяснимы: материнскими образованиями могли служить и служили дайковые порфириты докембрийского возраста, установленные в районе Нахимовского купола. Во всех же других случаях, когда в литологических характеристиках упоминаются «обломки кислых эффузивов», петрографически описываются вторичные кварциты.

На литолого-фациальных картах Синегорского района существенно известняковые и существенно кварцевые терригенные породы слагают единое поле, перекрываемое или прорываемое более молодыми терригенными или магматогенными породами.

Отложения смяты в складки шириной до 10, максимум — до 15 км и углами падения на крыльях — 20—30° (до 40°). Более крутые углы падения приурочены к крупным разрывным нарушениям. В тех же случаях, когда данное объяснение крутых углов падения непримени-

мо, нам представляются допустимыми ошибки при замерах, когда в косослоистых толщах измерялось падение не пластов (слоев), а слойков косослоистых серий. Эти элементы выражены, как правило, более отчетливо, чем границы слоев, и всегда более крутые.

Олигомиктовые терригенные отложения, как правило, формируются в платформенных условиях. Более редко они отмечаются в области перехода от платформы к геосинклинали, на крыле передового прогиба, прилегающего к платформе. Из-за однородности состава они не могут относиться к молассоидным образованиям.

В настоящее время нет прямых данных, позволяющих оценить мощность толщи известняковых и кварцевых терригенных пород. Возможно, что она составляет 200—300, максимум — 400 м.

Охарактеризованная толща известняковых и кварцевых пород нами выделяется под названием буянковской свиты и подразделяется на две толщи, фациально замещающие одна другую, — толщу известняковых терригенных пород — даубихезскую толщу и толщу существенно кварцевых терригенных пород — снегуровскую толщу.

Рассмотрим теперь разрез отложений, подстилающих буянковскую свиту. Если исключить меркушевскую свиту известняковых разногалечных конгломератов, которую автор в полном объеме относит к даубихезской толще, и локально развитые известняковые конгломераты, относимые ранее к медвежинской свите, то во взглядах исследователей нет существенных расхождений в вопросах стратиграфии этих отложений. В нижних частях разреза прохоровской свиты или же в отложениях, подстилающих прохоровскую свиту, некоторые исследователи выделяют кремнистые породы или кремнистую толщу.

Последовательность формирования пород, относимых к прохоровской, дмитриевской и медвежинской свитам, может считаться вполне доказанной, однако некоторые характерные черты их состава, распространенности и дислоцированности необходимо подчеркнуть, так как они имеют определяющее значение для целей фациального анализа и правильного понимания строения разреза палеозойских толщ.

1. *Кремнистая толща* как стратиграфическое подразделение не существует. Она закартирована на отдельных участках, которые в подавляющем большинстве случаев приурочены к зонам контактов известковистых толщ и гранитоидов. Микроскопическое описание этих пород позволяет отнести их к кварцитам или роговикам. Основным пороодообразующим минералом является кварц в ассоциации с эпидотом, гранатом и рудным минералом.

Общеизвестна тесная связь кремнистых пород и известняков. Первичное или наложенное окремнение известняковых пород практически по всему разрезу несомненно.

Необходимо подчеркнуть, что наличие кремнистых пород в разрезе многими исследователями принималось за доказательство формирования палеозойских осадочных пород в геосинклинальных условиях. В связи с этим уместно напомнить, что кремнистые породы геосинклиналей относятся к двум генетическим типам. Одни из них органогенные, формирующиеся за счет накопления кремнистых раковин, которые хорошо устанавливаются при микроскопических наблюдениях, и которые отсутствуют в Синегорском районе. Вторая группа кремнистых пород, образующаяся при подводном вулканизме, должна находиться в парагенной ассоциации с вулканогенными породами, что также не характерно для исследуемого района.

Таким образом, кремнистых пород, свидетельствующих о принадлежности осадочных образований палеозоя к геосинклинальным формациям, в Синегорском районе нет. А широкое развитие кремнистых стяжений, а иногда и прослоев в разрезе известковистых пород является одним из важных свидетельств в пользу мелководности формирования последних вблизи береговой линии в спокойной тектонической обстановке и в условиях, когда коры выветривания на суше сформировались в результате глубокого химического преобразования материнских пород. Отметим также, что ассоциация известняков и кремнистых пород особенно характерна для водоемов типа внутренних морей платформ при весьма малой тектонической активности областей сноса [6—8]. Несомненно также, что на отдельных участках окремнение, доходящее иногда до стадии вторичных кварцитов, носит наложенный характер.

2. Разделение известняковых пород на две свиты — *прохоровскую* и *дмитриевскую* — нам представляется нецелесообразным. Критерии различия этих свит ни одним из исследователей детально не рассматриваются, а их разделение на отдельных участках на горизонты или пачки с преобладающим развитием тонкозернистых песчаников и алевролитов нельзя принимать за естественный раздел этих свит.

Известняки и в подчиненном количестве доломиты картируются вокруг Нахимовского купола, сложенного более древними образованиями, в виде полосы шириной около 15—17 км. В восточной части простираение этой полосы не соответствует элементам залегания, которые представляются как элементы залегания слоистости. Последние имеют северо-восточные простираения и крутые падения. Они совпадают

простираем складок Сихотэ-Алинской мы и с направлением наибольшей вытянутости Синегорской тренциной интрузии. Автор предполагает, что за слоистость известняков в верховьях р. Синегорки принимались плоскости регионального кливажа или же замеры фиксировались местные подвороты слоев, сформировавшиеся в результате внедрения Синегорской интрузии гранодиоритов. В целом же карбонатная толща обрамляет Нахимовский купол и представляет собой пологозалегающий горизонт. Последним обстоятельством, по-видимому, и объясняется большая ширина полосы карбонатных пород.

Мы предполагаем, что этот горизонт имеет повсеместное развитие в районе и выходит на поверхность на Вознесенском участке. Свидетельством широкого развития карбонатной толщи является и ее выход южнее с. Тарасовки и зафиксированные изолированные выходы известняковых конгломератов в районе сел Халкидон и Орехово, на водоразделе рек Снегуровки и Илестой, в районе гор Черной и Лысой. Известняковые же конгломераты не развиваются далее первых километров от известняковых скал.

Прямыми данными о мощности карбонатных отложений мы не располагаем. Бурением вскрыты 483 м разреза, но из карбонатных пород скважина не вышла. С учетом этих данных мелководности карбонатных фаций по всему разрезу, а также исходя из предположения о платформенных условиях их образования, на что указывают характерные признаки рассматриваемой палеозойской терригенно-карбонатной формации в целом, мы оцениваем максимально возможную мощность карбонатной части разреза в 500—700 м.

3. *Медвежинская свита* имеет очень выдержанное строение. В нижней части свиты преобладают алевролиты, а в верхней части — тонкозернистые песчаники. Это позволяет предполагать ее значительное площадное развитие. Вместе с тем на современном эрозионном срезе она распространена не повсеместно. На площади преимущественного развития карбонатных пород отложения свиты выполняют отдельные мульды. Вблизи восточной границы района она слагает центральную часть антиклинальной структуры субмеридионального простираения.

Стратиграфического несогласия между алевролитами медвежинской свиты и подстилающей карбонатной толщей не наблюдается. Следует подчеркнуть, что алевролиты и песчаники имеют известковистый цемент.

Тонкозернистость пород медвежинской свиты и выдержанность ее разреза на площади позволяют предполагать ее относительно малую мощность. Такие породы могли формироваться

только в короткие промежутки времени относительно тектонического покоя на фоне регрессивного цикла осадконакопления.

Мощность свиты можно оценить в последние десятки — первые сотни метров, максимум в 150—200 м. Значительная ширина выходов ее на дневную поверхность свидетельствует об ее относительно пологом залегании. Дислоцирована она согласно с перекрывающей ее буянковской свитой: складчатость брахиформная.

На побережье р. Тихой В. А. Бажановым на отложениях буянковской свиты установлено нормальное согласное залегание тонкозернистых пестроцветных и красноцветных терригенных отложений, отнесенных им к реттиховской и частично к низам фанзовой свит. Именно относительная тонкозернистость и пестроцветность, указывающая на формирование в континентальных условиях, являются характерными признаками этой части разреза осадочных отложений Синегорского района. На континентальные условия образования указывают и некоторые текстурные особенности пород (тонкое переслаивание по типу ленточных глин, косая слоистость) и изменение по сравнению с подстилающими породами состава цемента. Цемент становится железистым, железисто-слудистым.

В структурном отношении эти отложения формируют грабен северо-западного простираения. Его юго-западная граница тектоническая, она совпадает с юго-западной границей Барановского грабена. Как и в подстилающих отложениях, в составе обломков и цемента пород реттиховской свиты отсутствует вулканогенный материал, в то время как все более молодые образования района вулканогенный материал в своем составе содержат.

Мощность реттиховской свиты, т. е. мощность континентальных отложений, оценить трудно. Возможно, что она не превышает первых сотен метров.

Таким образом, если последовательно рассмотреть охарактеризованный разрез осадочных пород (см. рис. 1), то нетрудно заметить, что они представляют собой образования единого регрессивного цикла осадконакопления. Реконструкция площадного развития вышеохарактеризованных толщ приведена на рис. 2.

Отличительными особенностями разреза являются отсутствие вулканогенного материала, высокая известковистость отложений, за исключением их самых верхних частей, отсутствие значительных стратиграфических перерывов. Несогласия, как правило, местные, обусловленные неровностями рельефа. Охарактеризованный разрез автор считает кембрийским, начиная с алданского яруса до среднего-верхнего (?) кембрия.

Отложения формировались в условиях тро-

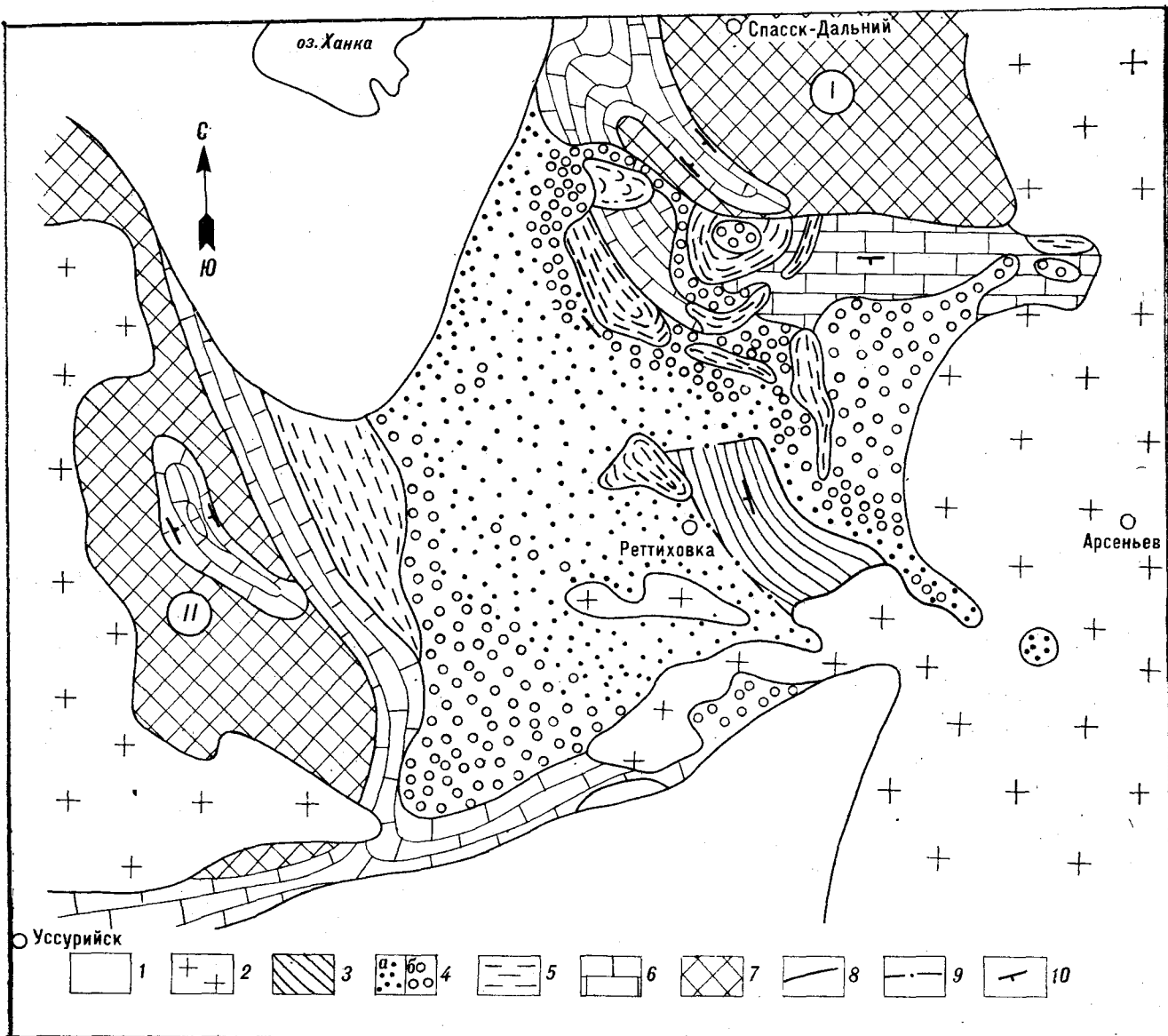


Рис. 2. Схема распространения палеозойских толщ Синегорского района.

1 — площади, на которых сведения по составу палеозойских отложений отсутствуют; 2 — палеозойские гранитоиды; 3 — пестроцветные тонкозернистые отложения реттиховской свиты; 4 — олигомитовые отложения буанковской свиты: а — кварцевые песчаники снегуровской толщи и б — известняковые конгломераты даубихезской толщи; 5 — тонкозернистые породы медвежинской свиты; 6 — известняки дмитриевской и прохоровской свит; 7 — выступы докембрийских пород (I — Нахимовский купол и II — Вознесенский выступ); 8 — геологические границы; 9 — тектонические ограничения грабена, выполненного реттиховской свитой; 10 — преобладающие падения пород.

пического гумидного климата в прибрежно-морской зоне. В геотектоническом отношении их по совокупности характерных черт можно скорее всего отнести к платформенным образованиям или, в крайнем случае, к формациям переходной к геосинклинали зоны, причем той ее части, которая непосредственно прилегает к платформе.

Общую мощность палеозойской терригенно-карбонатной формации можно оценить в 1200—1500 м. Первичная дислоцированность отложе-

ний слабая брахиформного типа с максимальными углами падения слоев на крыльях складок 20—30 до 40°. Она нарушается и усложняется в зонах разрывных нарушений и вблизи магматогенных тел.

Материалы интерпретации геофизических съемок последних лет, особенно вертикального электрического зондирования, выполненного ДВИМСом, подтверждают выводы автора о мощности и особенностях залегания основных толщ и свит нижнего палеозоя [4].

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Аргентов В. В., Глибиденко Г. С. и др.* Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976.
2. *Изосов Л. А.* Морской девон Приморья.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1978, № 4.
3. *Мельников Н. Г., Изосов Л. А., Бажанов В. А.* Девон Приморья.— В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока (Тез. докл. 3-го Дальневосточного стратиграф. совещания). Владивосток, 1978.
4. *Мишкина И. В., Изосов Л. А.* К стратиграфии кембрия Приморья.— Там же.
5. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
6. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л.: Недра, 1969.
7. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
8. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

*ИГО Таежгеология  
Хабаровск*

*Послупила в редакцию  
1 февраля 1982 г.*

УДК 553.634.12.078(571.63)

М. Д. Рязанцева

## МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ ПРИМОРЬЯ И ИХ ФЛЮОРИТНОСТЬ

На основе новых данных о структуре и истории геологического развития Приморского края предлагается минерагеническая периодизация для этого региона. Выделены основные структурно-формационные, магма-

тические комплексы и соответствующие им минерагенические эпохи и этапы. Дана характеристика эпох и этапов образования флюоритовых месторождений.

Приморский край расположен во внешней зоне Тихоокеанского подвижного пояса и охватывает восточную окраину Восточно-Азиатской области палеозойской складчатости и южную часть Сихотэ-Алинской области мезозойской складчатости. Вследствие этого геологическое строение края весьма неоднородно. Здесь выделяются следующие магматические комплексы: протерозойский (ранний и поздний), раннепалеозойский, среднепалеозойский (1 и 2), позднепермский, юрский, раннемеловой, сенноман-туронский, раннесенонский, маастрихт-датский, палеогеновый, неогеновый [4]. С ними связана разновозрастная минерализация, в том числе и флюоритовая. В соответствии с классификацией А. А. Ивановой с соавторами [1] для флюоритовых месторождений и проявлений Приморья автором выделены редкометалльно-флюоритовая, полиметаллически-флюоритовая и флюоритовая формации, которые разделяются на минеральные типы (табл. 1).

До последнего времени в минерагенических построениях использовались работы Ю. Г. Иванова [2], Е. А. Радкевич и др. [3]. На основе данных, полученных в последние годы, объединением Приморгеология (при участии автора) составлена новая геологическая карта Приморского края м-ба 1:500 000, с учетом которой Ю. Н. Олейником предложена схема тектонического районирования. Новые представления о структуре и истории геологического развития региона потребовали пересмотра минерагенической периодизации. Выделенные нами структурно-формационные и магматические комплексы, минерагенические эпохи и этапы и их основные особенности приведены в табл. 2. Ниже дается краткая характеристика эпох и этапов формирования флюоритовых месторождений.

*Раннепалеозойская эпоха* (кембрийский этап) соответствует времени накопления миогеосинклинальных кремнисто-карбонатно-терригенных толщ, которые известны только на Ханкайском массиве. В конце нижнего кембрия они были смяты в складки. Средне-верхнекембрийские молассоидные формации выполняют изолированные впадины. Отложения ордовика в Приморье неизвестны. С тектоническими процессами в конце раннего кембрия, по-видимому, связано внедрение интрузий раннепалеозойского комплекса, хотя не исключено, что оно происходило и несколько позже, когда основные складчатые структуры раннего палеозоя были уже консолидированы.

К раннепалеозойскому интрузивному комплексу отнесены небольшие тела гипербазитов и трещинные интрузии гранитов, известные под названием вознесенских, которые прорывают нижнекембрийские отложения. Граниты серые среднезернистые, часто порфирировидные, турмалинсодержащие. В некоторых массивах вместо биотита присутствует первичный магматический протолитионит. Граниты интенсивно грейзенизированы, альбитизированы, обладают повышенной щелочностью, причем калий преобладает над натрием, содержат высокие концентрации фтора, бора, лития и могут быть отнесены к гранитам литий-фтористого типа. Они характеризуются специфической металлогенией — с ними связаны олово, вольфрам, флюорит, редкие элементы, в меньшей степени — полиметаллы.

Флюоритовые месторождения и проявления рассматриваемого минерагенического этапа относятся к редкометалльно-флюоритовой формации, проявления других формаций единичны. Основными особенностями месторождений и проявлений редкометалльно-флюоритовой фор-

## Основные флюоритовые формации Приморья

Формация	Минеральный тип	Генетический тип
Редкометалльно-флюоритовая	1. Топазо-флюоритовый 2. Слюдисто-флюоритовый 3. Касситерит-силикатно-флюоритовый 4. Магнетит-флюоритовый (с редкими металлами)	Скарновый, грейзеновый, гидротермальный высоко- и средне-температурный
Полиметаллически-флюоритовая	1. Сульфидно-флюоритовый 2. Сульфидно-флюоритовый с серебром 3. Сульфидно-флюоритовый с касситеритом 4. Барит-сульфидно-флюоритовый	Гидротермальный средне- и низкотемпературный
Флюоритовая	1. Кварц-флюоритовый 2. Флюоритовый 3. Кварц-кальцит-флюоритовый	Гидротермальный средне- и низкотемпературный

мации являются: локализация в карбонатных породах с образованием метасоматических залежей и прожилковых зон сложной морфологии. Характерны постмагматические изменения вмещающих пород — грейзенизация, скарнирование, микроклинизация, альбитизация. Формация представлена почти всеми минеральными типами (см. табл. 1).

Слюдисто-флюоритовый тип установлен на Вознесенском, Пограничном месторождениях и в целом ряде подобных им проявлений в Вознесенском рудном районе.

Вознесенское месторождение локализуется в известняках нижнего кембрия, прорванных интрузией раннепалеозойских гранитов. Зона флюоритовой минерализации приурочена к экзоконтактовому ореолу интрузии, к ее апикальной области. Рудные тела — сложные метасоматические залежи, главная из которых представляет собой рудный столб, сужающийся книзу. Рудные тела не имеют четких границ и в сторону вмещающих пород сменяются флюоритизированными известняками. Внутреннее строение рудных тел сложное, так как флюоритовые руды перемежаются с флюоритизированными известняками и пересекаются многочисленными дайками порфириров и гранитными апофизами. В образовании месторождения основную роль играли процессы метасоматического замещения, конечным результатом которых явилось образование десилицированных апокарбонатных грейзенов.

Топазо-флюоритовый тип представлен залежью в пределах Пограничного месторождения. Залежь заключена в апикальной части гранитного массива, непосредственно вблизи контакта последнего с вмещающими известняками, ко-

торые превращены в слудисто-флюоритовые руды.

Касситерит-силикатно-флюоритовый тип представлен Южным участком Ярославского оловянного месторождения. Рудное тело приурочено к клину известняков и сланцев, залегающему среди вознесенских гранитов. Оно образовалось путем метасоматоза раздробленных известняков, сланцев и сложено флюоритом, турмалином, касситеритом. К этому же типу относятся флюоритовые руды Первомайского оловянного месторождения и ряд проявлений.

Раннепалеозойская минерагенетическая эпоха является наиболее продуктивной для флюоритовой минерализации.

*Среднепалеозойская эпоха* охватывает время с силура до начала карбона. Силурийские отложения сосредоточены в двух узких прогибах, окаймляющих древние структуры Ханкайского массива и Южно-Приморской зоны, и представлены эвгеосинклинальными вулканогенно-терригенно-кремнистыми формациями. Более широко развиты образования девона, выполняющие наложенные прогибы вдоль восточной и юго-восточной окраин Ханкайского массива и представленные прибрежно-морскими, континентальными и вулканогенными формациями. С инверсией среднепалеозойской геосинклинали, по-видимому, связано формирование гранитных батолитов (Шмаковского, Гродековского), относящихся к 1-му среднепалеозойскому комплексу, широко развитому к пределам Ханкайского массива и его обрамления. В составе комплекса преобладают гранитоиды, с которыми связаны незначительные проявления железа, полиметаллов. Проявления флюорита единичны и невелики по размерам.

## Минерогенические эпохи Приморья и их флюоритоносность

Минерогенические эпохи	Минерогенические этапы	Структурно-формационные комплексы, их возраст	Магматические комплексы	Флюоритоносность
1	2	3	4	5
Кайнозойская	Неогеновый—четвертичный	Платформенный; озерные, лагунные, вулканогенные формации — базальты, андезито-базальты, андезиты, их туфы, туффиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, опоки, диатомиты, угли, глины, пески, галечники	Плиоценовый вулканический комплекс — базальты, андезито-базальты. Эоцен-миоценовый вулканический комплекс — базальты, андезиты	Отсутствует
	Палеогеновый	Платформенный; озерные, лагунные, вулканогенные формации — базальты, андезито-базальты, андезиты, их туфы, липариты, дациты, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, лигниты, угли	Палеоцен-эоценовый вулканический комплекс — экструзии андезитов, базальтов; вулканиты кислого, среднего, основного состава	Отсутствует
Мезозойская	Позднемеловой	Орогенный; вулканогенные и континентальные формации — андезиты, андезито-базальты, дациты, липариты, их туфы, туфолавы и игнимбриты, лахары, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, песчаники, туффиты, бурые угли. Маастрихт — дакий	Маастрихт-датский (прибрежный) вулcano-плутонический — граниты, граносиениты, гранодиориты, диориты, габбро; вулканиты кислого и среднего состава	Месторождения и проявления флюоритовой формации, единичные проявления полиметаллически-флюоритовой формации
		Орогенный; вулканогенные формации — туфы и игнимбриты липаритов, липарито-дацитов, туффиты, туфопесчаники, андезиты, их туфы. Турон — сanton	Раннесеновский (приморский) вулcano-плутонический — граниты, граносиениты, гранодиориты, диориты, габбро; вулканиты кислого состава	Многочисленные крупные проявления флюоритовой формации, единичные проявления других формаций
		Орогенный; вулканогенные, прибрежно-морские и континентальные формации — андезиты, дациты, их туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники, туффиты, конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. Сеноман — турон	Сеноман-туронский (сианчинский) вулcano-плутонический — диориты, габбро-диориты, габбро-монциты; вулканиты среднего состава	Единичные проявления полиметаллически-флюоритовой формации
	Раннемеловой	Геосинклинальный; миогеосинклинальные формации — алевролиты, песчаники (ритмично переслаивающиеся), гравелиты, конгломераты, кремнисто-глинистые породы, андезиты, их туфы, спилиты, редко известняки; мелководные, прибрежно-морские формации — песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты. Нижний мел Наложённых прогибов; прибрежно-морские, континентальные, вулканогенные формации — песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, угли, туфы кислого—среднего состава, липариты, дациты, альбитофиры. Нижний мел	Раннемеловой интрузивный — гранодиориты, граниты, гранит-порфиры, диориты, габбро, габбро-диориты, габбро-монциты, граносиениты	Многочисленные проявления редкометалло-флюоритовой и флюоритовой формаций



1	2	3	4	5
Мезозойская	Триас-юрский	<p>Геосинклинальный; эвгеосинклинальные формации — алевролиты, песчаники, кремнистые породы, глинистые сланцы, конгломераты, диабазы, спилиты, базальты, андезиты, туфы, туфолавы, глыбы известняков, габбро, кремней. Триас—юра</p> <p>Наложённых прогибов; прибрежно-морские и лагунные формации — песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты, туфопесчаники, туффиты, ракушняки, угли. Триас—юра</p>	Юрский (кокшаровский) интрузивный — сиениты, габбро, перидотиты, пироксениты, щелочные ультрабазиты	Отсутствует
Позднепалеозойская	Пермский	<p>Геосинклинальный; эвгеосинклинальные формации — алевролиты, песчаники, глинистые сланцы, андезиты, их туфы, спилиты, туфогенные и кремнистые породы. Пермь</p> <p>Наложённых прогибов; прибрежно-морские и лагунные и вулканогенные формации — алевролиты, песчаники, андезиты, дациты, липариты, их туфы, глинистые сланцы, аргиллиты, углистые аргиллиты и сланцы, гравелиты, конгломераты, известняки, туффиты, туфогенные породы. Пермь</p>	<p>Позднепермский вулканоплутонический — граниты, гранодиориты, граносиениты, диориты, габбро; вулканиты кислого и среднего состава.</p> <p>Гипербазиты</p>	Единичные проявления флюоритовой и редкометалльно-флюоритовой формаций
Среднепалеозойская	Девонский	Наложённых прогибов; прибрежно-морские, лагунные, континентальные формации — филлитовидные сланцы, песчаники, известняки, алевролиты, конгломераты, гравелиты, диабазы, туфоалевролиты, туфоконгломераты, глинистые сланцы, липариты, дациты, их туфы, игнимбриты, туффиты. Нижний, средний девон	2-й среднепалеозойский (куйбышевский) интрузивный — вулканоплутонический комплекс — биотитовые, лейкократовые граниты, габбро, сиениты; вулканиты кислого состава	Многочисленные проявления всех формаций; преобладают проявления флюоритовой формации
	Силурийский	Геосинклинальный; эвгеосинклинальные формации — сланцы глинистые, слюдяные, песчаники, алевролиты, кремнистые породы, кварциты, андезиты и их туфы, спилиты, амфиболиты, линзы известняков. Силур	1-й среднепалеозойский (шмаковский, гродековский) интрузивный — биотитовые, биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, диориты, габбро, сиениты	Единичные проявления редкометалльно-флюоритовой и флюоритовой формаций
Раннепалеозойская	Кембрийский	<p>Геосинклинальный; многоэвгеосинклинальные формации — известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, сланцы серицитовые, глинистые, углистографитистые, кремнистые породы, кварциты. Нижний кембрий</p> <p>Орогенный; мелководные, прибрежно-морские формации — песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты. Средний — верхний кембрий</p>	<p>Раннепалеозойский (вознесенский) интрузивный</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Серпентиниты, перидотиты, габбро-диориты.</li> <li>2. Биотитовые лейкократовые редкометалльные граниты</li> </ol>	Многочисленные месторождения и проявления редкометалльно-флюоритовой формации; единичные — других формаций

1	2	3	4	5
Докембрийская	Протерозойский	Геосинклинальный; миогеосинклинальные формации — сланцы серицитовые, мусковит-биотитовые, углисто-графитистые, филлитовые, песчаники, кварциты, кремни, известняки, амфиболиты. Верхний протерозой	Позднепротерозойский интрузивный — мусковитовые, двуслюдяные, турмалиновые граниты, сложно-замещенные пегматиты, «габброиды», диориты, плагиограниты	Единичные проявления редкометалльно-флюоритовой формации
		Геосинклинальный; миогеосинклинальные формации — кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, кварциты, амфиболиты. Нижний протерозой	Раннепротерозойский интрузивный — анатектоидные и метасоматические граниты	Отсутствует

Девонский вулканоплутонический комплекс (2-й среднепалеозойский) приурочен к зонам активизации краевых частей Ханкайского массива. Вулканические разности представлены липаритами, игнимбритами, дацитами, их туфами и туфолавами, выполняющими ряд отрицательных вулканотектонических структур. Интрузивные образования — небольшие штоки и кольцевые трещинные сложно дифференцированные тела, состоящие из габбро, биотитовых, биотит-роговообманковых, часто порфириовидных, лейкократовых гранитов и сиенитов, обнаруживающих тесную пространственную и петрохимическую связь с вулканитами. С этим комплексом связаны рудопроявления флюорита, редких металлов, молибдена, олова, полиметаллов.

Проявления флюорита относятся преимущественно к флюоритовой формации, основные признаки которой: почти повсеместная пространственная приуроченность к вулканитам кислого состава, реже к осадочным породам; рудные тела — жилы, маломощные минерализованные зоны дробления; околорудные изменения — окварцевание, серицитизация. Наиболее распространены кварц-флюоритовый и флюоритовый минеральные типы.

Описываемая минерагеническая эпоха является флюоритоносной, но пока не имеющей практического значения.

В мезозойскую эпоху восточная часть Приморья прошла путь развития от геосинклинали до субплатформы, а окраинные части сформированного к началу мезозоя жесткого сооружения (Ханкайский массив с прилегающими частями) испытали тектоно-магматическую активизацию. В геосинклинальном развитии восточной части Приморья выделяется два этапа, каждому из которых соответствуют минерагенические этапы. В триас-юрский этап накапливались терригенно-вулканогенно-кремнистые эвгеосинклинальные формации, а в раннемеловой — миогеосинклинальные терригенные осад-

ки. Геосинклинальное развитие восточной части Приморья заканчивалось к концу раннего мела. С инверсией геосинклинального режима в Главном синклинории Сихотэ-Алиня связано формирование раннемелового интрузивного комплекса, который можно отнести к батолитовой формации. Комплекс представлен слабо дифференцированными гранитоидными интрузивами, первые фазы которых сложены диорит-монцонитами, гранодиоритами, биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранитами, а заключительные — аляскитовыми и лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами. С комплексом парагенетически связаны проявления олова, вольфрама, молибдена, полиметаллов, флюорита. Последние относятся к флюоритовой формации или являются сопутствующими в оловорудных месторождениях и рудопроявлениях. Практического значения не имеют.

Позднемеловой минерагенический этап отвечает орогенной стадии развития восточной части Приморья, во время которой происходило становление Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. В строении пояса участвуют три вулканоплутонических комплекса [4]. Развитие вулканизма происходило от среднего к кислому и сопровождалось внедрением комагматических экстрезий и интрузий.

Сеноман-туронский (синанчинский) вулканоплутонический комплекс развит локально. Формирование его связано с деятельностью андезитовых вулканов, приуроченных к зонам крупных глубинных разломов. Небольшие интрузивные тела сложены диоритовыми порфирами, диоритами, кварцевыми диоритами. Реже встречаются крупные массивы габбродиоритов и габбро-монцонитов. С комплексом ассоциируют проявления ртути, меди.

Раннесенонский (приморский) вулканоплутонический комплекс распространен практически на всей территории Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, а также в Главном синклинории, образуя крупные вул-

кано-тектонические структуры. Среди вулканитов преобладают кислые пирокластические образования — игнибриты и сваренные туфы. Субвулканические тела имеют преимущественно кислый и умеренно кислый состав. По условиям и глубине формирования, структурному положению и ряду других признаков среди них выделяются интрузии малых глубин и приповерхностные. С интрузиями раннесенонского вулкано-плутонического комплекса связаны проявления олова, полиметаллов, селенитов.

Маастрихт-датский (прибрежный) вулкано-плутонический комплекс развит в изолированных вулкано-тектонических структурах. Комплекс характеризуется исключительной пестротой фациального, химического состава вулканитов и интрузивных пород, обусловленной одновременной деятельностью андезитовых и липаритовых вулканов. Субвулканические массивы также сложены породами различного состава — от базальтов до липаритов. Характерны полигенные, многофазные экстррузии. Интрузии комплекса имеют ограниченное распространение и представлены мелкими телами габбро, диоритов, диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов, гранофилов. Маастрихт-датский вулкано-плутонический комплекс специализирован на золото, серебро, полиметаллы, ртуть.

Флюоритовая минерализация позднемиоценового этапа парагенетически связана в основном с приморским и менее — с прибрежным вулкано-плутоническими комплексами. Она относится преимущественно к флюоритовой формации; некоторое распространение имеют проявления полиметаллически-флюоритовой формации. Кроме того, относительно широко развиты мелкие проявления флюоритовой минерализации в полиметаллических месторождениях. Проявления флюорита, связанные с синанчинским комплексом, единичны и относятся к полиметаллически-флюоритовой формации.

Характерными признаками флюоритовой формации, распространенной в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, являются: пространственная приуроченность проявлений флюорита к вулканитам кислого состава; низкотемпературные минеральные ассоциации; форма рудных тел — преимущественно жилы или минерализованные зоны дробления; околорудные изменения — окварцевание, серицитизация, пропилитизация, адуляризация.

Преимущественное распространение имеют месторождения и проявления, относящиеся к кварц-флюоритовому минеральному типу. Среди них выделяются четыре характерные группы. К первой относятся проявления, сопровождающиеся калиевым метасоматозом. Локализуются они в вулканитах, в большинстве случаев измененных — пропилитизированных, окварцован-

ных. Характерная минеральная ассоциация в рудных зонах — кварц, адуляр, халцедон, гидрослюда, флюорит, пирит, хлорит, цеолиты. Представляет этот тип Якутинское месторождение, приуроченное к одноименной вулкано-тектонической впадине, выполненной вулканитами кислого состава, среди которых развиты экстррузии липаритов. Многочисленные нарушения разных направлений обусловили образование здесь своеобразного штокверка, в пределах которого выделяются крупные зоны дробления, контролирующие флюорит-адуляр-кварцевую минерализацию и маломощные непротяженные флюорит-кварцевые жилы. Гидротермальные изменения вмещающих пород выражены интенсивной серицитизацией и окварцеванием площадного характера. Флюорит в рудах образует несколько генераций и распределен неравномерно.

Ко второй группе проявлений относятся залегающие среди вулканитов мелкие кварц-флюоритовые жилы, прожилки. Флюорит в жилах образует гнезда и неравномерную вкрапленность.

Третью, довольно обширную, группу составляют проявления флюорита, приуроченные к зонам или полям кварцевых метасоматитов в вулканитах. Наиболее ярко представляют эту группу несколько однотипных проявлений флюорита, приуроченных к кислым вулканитам и туфам среднего состава на левобережье р. Аввакумовки. Здесь выделяется зона северо-западного направления, в пределах которой сосредоточен ряд проявлений флюорита, представленных прожилковыми зонами протяженностью до 3 км, мощностью до 40 км. Простирание зон северо-западное и субмеридиональное, падение крутое. Мощность отдельных жил варьирует от 0,4 до 1,2 м.

К четвертой группе относятся проявления флюорита (Мурашевское), локализующиеся в осадочных породах разного возраста. Большинство из них представлено мелкими прожилками кварц-флюоритового состава или зонами дробления, где обломки осадочных пород сцементированы кварц-флюоритовым агрегатом.

Флюоритовый тип развит нешироко и представлен мелкими проявлениями. Это либо небольшие прожилки, жилки, вкрапленность и гнезда флюорита в верхнемеловых эффузивах или гранитах, либо прожилки и гнезда в цементе брекчированных осадочных пород.

Кварц-кальцит-флюоритовый тип также распространен незначительно и не имеет самостоятельного значения. Это мелкие проявления, представляющие собой прожилки в вулканитах, состоящие из кальцита, флюорита, кварца.

Проявления полиметаллически-флюоритовой формации не имеют самостоятельного значения, развиты незначительно. Характерные признаки

формации: приуроченность к кислым вулканитам, реже к терригенным и терригенно-карбонатным породам; рудные тела — прожилковые зоны, минерализованные зоны дробления; околорудные изменения — окварцевание, серицитизация, пропилитизация, сульфидизация; обилие и разнообразие сульфидов в рудных телах.

Выделяется два района проявлений сульфидно-флюоритового типа — на севере вулканогенного пояса и в Дальнегорском рудном районе. Группа северных проявлений локализуется в вулканитах верхнего мела, прорванных в некоторых случаях интрузиями позднемеловых гранитов. Рудные тела — жилы выполнения, минерализованные зоны дробления. Флюорит в рудных жилах образует гнезда, вкрапленность, отдельные жилы, жилки. В Дальнегорском районе проявления расположены в осадочных породах мезозоя и вулканитах верхнего мела, приурочены к тектоническим нарушениям. В одних случаях это зоны гидротермально измененных пород с густой сетью прожилков и гнезд сульфидов. Флюорит вместе с кварцем является одним из главных нерудных минералов. В других случаях это зоны волластонит-гранатовых скарнов с полиметаллическим оруденением, в которых в заметных количествах присутствует флюорит.

Представителем сульфидно-флюоритового типа с серебром является рудопроявление Мечта в зоне Центрального шва. Здесь пропилитизированные кислые вулканиты верхнего мела интенсивно флюоритизированы. В полиметаллических рудах флюорит является одним из главных нерудных минералов.

Барит-сульфидно-флюоритовый тип представлен рудопроявлением Пихтовым, приуроченным к измененным туфам липаритов верхнего мела, прорванным небольшими телами гранитов. Рудные тела — зоны метасоматитов, сложенные кварцем, хлоритом, баритом, турмалином, флюоритом, сульфидами.

Таким образом анализ региональных закономерности размещения флюоритовой минерализации позволил выделить раннепалеозойскую,

среднепалеозойскую и мезозойскую минерогенетические эпохи. Внутри двух последних выделяются отдельные флюоритоносные этапы — в первой девонский, во второй ранне- и поздне-меловой. Практически продуктивными являются раннепалеозойская эпоха и позднемеловой этап мезозойской эпохи. Следует отметить, что разновозрастная флюоритовая минерализация разобщена и пространственно. Раннепалеозойская имеет широкое развитие на Ханкайском массиве, среднепалеозойская (девонская) в его обрамлении, раннемеловая — в зоне Центрального шва и Главном синклинии Сихотэ-Алиня, позднемеловая — в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.

Предлагаемая минерогенетическая периодизация и выявленные закономерности в истории развития флюоритовой минерализации в Приморье позволяют с новых позиций оценить потенциальные возможности региона в отношении данного вида сырья. Прежде всего, это относится к Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогенному поясу. Здесь в парагенетической связи с позднемеловыми магматическими комплексами находятся многочисленные рудопроявления и небольшие месторождения флюорита, недостаточно еще изученные. Наряду с этим в пределах пояса имеется целый ряд прямых поисковых признаков (шлиховые ореолы флюорита, характерные постмагматические изменения пород, свалы с флюоритом и т. д.) и благоприятных структурных, литолого-стратиграфических и магматических факторов, позволяющих выделить эту флюоритоносную зону в число первоочередных районов для поисков новых и оценки известных рудопроявлений флюорита.

Вместе с тем в пределах Ханкайского массива, где распространены протерозойские, раннепалеозойские карбонатные породы и раннепалеозойские граниты, возможно открытие новых месторождений флюорита. А в юго-восточном обрамлении массива — области широкого развития девонских вулканогенных образований — целесообразна постановка специальных поисковых работ на флюорит.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Иванова А. А., Соловьев А. Т. и др. Месторождения флюорита. — В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л.: Недра, 1973.
2. Иванов Ю. Г. Металлогения олова Приморья. М.: Недра, 1974.
3. Радкевич Е. А., Иванов Ю. Г., Неволин Л. А. Основные закономерности размещения полезных иско-

паемых. — В кн.: Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1974.

4. Рязанцева М. Д., Рыбалко В. И. и др. Магматические комплексы Приморья. — Тез. док. 3-го Дальневосточного регионального петрографического совещания. Хабаровск, 1981.

А. И. Садовский

## ДОКЕМБРИЙ В ТЕКТОНИКЕ И МЕТАЛЛОГЕНИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ\*

В соответствии с выдвинутым автором ранее предположением о приуроченности Северо-Востока Азии к области сочленения Атлантического и Тихоокеанского сегментов тектоносферы в статье предпринята попытка проанализировать особенности развития рифона в докембрии, определившие в последующем направление тектонических и металлогенических процессов в фанерозое. Последние имеют отличную от докембрийских природу и направленность, но реализуются при значи-

Северо-Восток Азии входит в число признанных эталонных регионов тихоокеанского тектогенеза. Закономерности его тектоники в значительной мере еще не расшифрованы, так как обычно анализируются без должного учета влияния докембрийской геологоструктурной матрицы, обусловившей особенности тектонических и металлогенических процессов в фанерозое. В настоящей статье рассмотрены тектоника и металлогения докембрия, являющиеся весьма важными для анализа геологического строения и металлогении Северо-Востока Азии.

### 1. ВВОДНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Выходы докембрия занимают меньше 1% территории Северо-Востока Азии. Однако за ними история трех мегациклов становления континентальной коры крупнейших платформ Евразии и Северной Америки, обрамляющих структуры региона, а также ранних этапов ее преобразования.

Если геологическое время разбить на интервалы по 200 млн. лет, между древнейшими значениями возраста докембрийских комплексов, превышающими 3,5 млрд. лет [3], и концом рифея можно выделить более 16 таких интервалов, тогда как в фанерозое — всего лишь три. Совсем незначительной в этой шкале будет последняя (мезокайнозойская) тектоно-металлогеническая эпоха, традиционно являющаяся в регионе главным предметом изучения.

Еще в ранний период изучения геологии Северо-Востока Азии были созданы две концепции, связывающие металлогению региона либо

с собственно геосинклинальными мезозоидами (Ю. А. Билибин), либо с «внутренней» и «внешней» зонами Тихоокеанского рудного пояса (С. С. Смирнов).

Однако к 60-м годам накопилось много фактов, не укладывающихся в эти схемы. Это допускал Ю. А. Билибин, еще в 1937 г. указав на возможное участие в металлогении Северо-Востока Азии, наряду с мезозоидами, докембрия Становика [23]. На примере распределения золотоносности такое влияние неоднократно подчеркивали Н. А. Шило и др.

Отсутствие ясных представлений о строении древнего структурного основания региона тормозит развитие геологической мысли, дискуссия о «Кольмской платформе» (т. е., по существу, о роли докембрия в тектонике и металлогении Северо-Востока Азии) еще продолжается [13, 15], но материалы космических фотосъемок и проведение широких гравиметрических исследований позволяют по-новому подойти к интерпретации имеющихся геологических материалов.

В соответствии с огромной продолжительностью развития Северо-Востока Азии в докембрии и специфической природой тихоокеанского тектогенеза [12, 25] фанерозойские процессы на Северо-Востоке Азии в значительной мере развивались под влиянием докембрийских структур. Они во многом приспособивались к последним как к готовой матрице, которая «просвечивает» на космических снимках.

Геологоструктурная унаследованность в данном случае аналогична онтогении минералов и стойкости полимпсестовых текстур горных

\* Печатается в дискуссионном порядке.

пород, сохраняющих свои признаки при замещении. Эта закономерность при изучении геологии только верхнего структурного этажа либо не улавливается, либо фиксируется, но не находит должного объяснения.

В результате важные для металлогении элементы тектоники, особенно относящиеся к срединным массивам и структурам типа сводов, часто расцениваются как «геологическая экзотика». Причина не столько в недостаточной геологической изученности, сколько в специфике самих объектов, так как картированием только верхних структурных этажей природа их вообще не раскрывается. Для выяснения ее необходимо развить объемное картирование.

## 2. О МЕТОДОЛОГИЧЕСКОЙ ВАЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

При изучении только верхнего структурного этажа нельзя понять историю развития структур и месторождений Северо-Востока Азии, формирование которых является результатом взаимодействия тектонических закономерностей становления докембрийского фундамента региона и последующего его преобразования в фанерозое.

В современной сложной тектоно-магматической системе региона как бы сошлись и сложно взаимодействуют два разных «стиля» тектоники — атлантический и тихоокеанский. Атлантический «стиль», господствовавший на территории Северо-Востока Азии в докембрии, характеризуется особым состоянием ранних структур Земли. Мегациклы этой эпохи растянуты на большие промежутки времени. Тектонокомплексы их относительно просты и однообразно выдержаны на больших площадях.

Важнейшей тектонической вехой в докембрии материков Евразии и Америки является глобальный процесс гранитизации. Предполагается, что при его нарастающем развитии флюиды, выделявшиеся из мантии, относительно свободно рассеивались в еще маломощном литосферном панцире [14]. Это сказалось на рудогенезе, отличающемся в докембрии масштабностью и однообразием. Мобилизованные фанерозойскими флюидами продукты древнего рудогенеза, вероятно, обусловили и общий литофильный фон Северо-Востока Азии.

Атлантическая тектоника на Северо-Востоке Азии возникла из протогеологической, или «лунной», которая предшествовала образованию водо-силикатного («гранитного») слоя материков. «Гранитный» слой — это элемент собственно геологической эпохи развития литосферы Земли, отличающий ее от Луны и других планет [2]. Автор солидарен с выводами Н. В. Фроловой и других в том, что эта эпоха характеризовалась первичной литосферой «океаниче-

ского типа» и «ландшафтом, подобным лунному» [7, с. 15].

Главными структурными формами этой эпохи в современной геологии были эскарны типа описанного автором ранее глобального Афро-Азиатского раздела, проходящего на севере региона [25], анортозит-базальтовые диапиры и астроблемы. Последние, по-видимому, еще сохраняются в нижних частях земной коры. Они в большом количестве дешифрируются на космических снимках в виде круговых элементов, не имеющих явной связи с геологическим строением современной поверхности [24]. По этому признаку протогеологические астроблемы принципиально отличны от более сложных нуклеарных структур.

Тихоокеанский «стиль» тектоники [25] на Северо-Востоке Азии развивался в течение большей части фанерозоя. Он воспринимается как своего рода «склеротизация» литосферы [14]. Процесс дегазации мантии в это время значительно ослабел и потоки флюидов концентрировались в локальных зонах и узлах, связанных с формированием разломов, очаговых и регенерационных структур типа термокуполов, глубинных гранитно-метасоматических сводов и т. д., особенно многочисленных в восточной части региона [21, 28].

В результате тектонических движений в фанерозое на Северо-Востоке Азии образовалась сложнейшая мозаика структур и месторождений, возникших как из ювенильных (мантийных) продуктов, так и мобилизованных из древнего кратона. Эта «мозаика» сформировалась на первично симатической литосфере [25], в чем можно согласиться с Н. П. Васильковским [4].

Таким образом, намечается новый путь онтогенетического рассмотрения особенностей структуры Северо-Востока Азии [12, 25]. Он несколько напоминает принцип районирования «в соответствии с временем формирования континентальной коры» [27, с. 6], но отличается тем, что становление коры в докембрии и ее трансформация в фанерозое рассматриваются как разные явления. Они связаны между собой онтогенетической преемственностью, но различаются и по кинетике тектонических процессов, и по металлогении.

При изучении тектоники и металлогении Северо-Востока Азии события указанных двух эпох автором, в отличие от Н. П. Васильковского и других, рассматриваются не как простое продолжение или наложение одних на другие, но лишь во взаимодействии и диалектическом противопоставлении друг другу. Такой подход является дальнейшим развитием объемного районирования, заложенного при выделении Верхояно-Чукотской эпикратонной области Ю. А. Косыгиным и др. в тектонике

региона [11], а Б. А. Андреевым и др. в виде концепции мегаблоков [1] — в металлогении.

Докембрий на Северо-Востоке Азии, таким образом, является субстратом, или собственно континентальным фоном. Без учета его вообще невозможно проанализировать тектонику и металлогению региона как часть глобальной тихоокеанской проблемы (в понимании автора, [25]). Поэтому, несмотря на отрывочность сведений, необходимо осмыслить и воссоздать их в единой тектонической модели.

### 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНОКОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ ПО ИЗВЕСТНЫМ ВЫХОДАМ

**Архей.** Архейские образования достоверно установлены в Омолонском районе, где они слагают ряд выходов (рис. 1), сложенных в основном гнейсами, амфиболитами и эклогитами. Реже отмечаются метаморфические сланцы и кварциты, иногда кальцифиры. С гнейсами ассоциированы магматиты. Мощности этих образований оцениваются в пределах 1400—2000 м, в наиболее глубоко эродированных участках — до 5000 м. Эти образования параллелизуются с глубокими горизонтами алданского архея [5], что подтверждает уже отмечавшиеся выше определения U — Pb возраста —  $3400 \pm 150$  млн. лет [3], а также региональное несогласие, с каким налегают отложения рифея.

Эклогиты и их гомологи в Омолонском массиве слагают меланократовое ядро купольной структуры, обрамленное гнейсами. Вблизи выходов эклогитов отмечены крупные скопления железа [6].

В Токурском районе (см. рис. 1) в разрезе архея преобладают гнейсы, отмечаются амфиболиты, иногда кварциты (местами слабо железистые). Мощность этих образований около 1000 м. В гнейсах наблюдается реликтовая косая слоистость исходных осадочных пород.

В Охотском районе выделяющиеся внизу и вверху разреза архея няннагинская (2500—3000 м) и нядбакинская (2500 м) свиты образованы в основном за счет вулканогенных, а разделяющая их дальсичанская свита (1500 м) — за счет осадочных пород [8]. Большинство значений радиологического возраста находятся в пределах 2,6—1,6 млрд. лет, но с крупными отклонениями.

В Тайгоносском районе, подобно Охотскому, образованию архея наряду с плагигнейсами и амфиболитами представлены кварцево-мусковитовыми сланцами и кальцифирами; встречаются тела трондjemитов и анортозитов [5].

Из-за слабой изученности архейские образования Северо-Востока Азии дробно не расчленены. Известно лишь, что во внутренних райо-

нах породы повышенной основности приурочены к низам, а гнейсы, кварциты и карбонаты — к верхам разреза [5]. Такое строение характерно и для алданского архея [29].

В том и другом случае основные породы слагают ядра, а гнейсы — крылья крупных куполообразных структур; в Алданском регионе они рассматриваются как нуклеарные [26]. Подобные структуры на Северо-Востоке Азии формировались, начиная с протогологической эпохи.

Наличие реликтов первичной слоистости в гнейсах свидетельствует, по мнению автора, в пользу образования их за счет глубокой осадочно-метаморфической дифференциации пород древних мантийных диапиров. Менее плотные гнейсы как бы обволакивают эти диапиры, спаивая их в единую сравнительно жесткую массу — *литоплнт*.

Такое представление подтверждается дешифрированием космических фотоснимков и геофизических наблюдений, особенно в Омолонском массиве, где влияние древней нуклеарной структуры хорошо читается также в контурах геологической карты.

К юго-востоку от Колымо-Омолонского литоплнта в Приохотской зоне литосфера не претерпела столь значительной осадочно-метаморфической дифференциации и в общих чертах сохраняет эту особенность до сих пор [18].

**Ранний протерозой.** Образования раннего протерозоя для Омолонского массива не характерны. По предположению Д. С. Коржинского, они могут быть представлены лишь маломощной (до 800 м) толщей хлорит-мусковитных сланцев либо отсутствуют вовсе [6].

В Охотском районе мощность образований этого возраста превышает 6000 м [19]. В составе их выделяются различные кристаллические сланцы и гнейсы, мраморы, известковистые сланцы и кальцифиры, а также порфиroidы [8].

В Тайгоносском районе — это раннепротерозойские образования, представлены кератофирами и порфириитоидами, среди которых залегают пачки туфогенных пород и кварцево-серицитовых сланцев. В верхах разреза залегают ортоамфиболиты и различные кристаллические сланцы [6].

На севере Колымского района (см. рис. 1) ранний протерозой представлен различными кристаллическими сланцами, гнейсами и гранито-гнейсами [19].

Из приведенных данных видно, что для внутренней, более стабилизированной части Северо-Востока Азии раннепротерозойские образования не типичны, тогда как в Приохотской зоне мощность их составляет несколько тысяч метров. Для этой зоны характерно широкое распространение вулканитов. Наличие в тайгоносском районе реликтов анортозитов [5] может

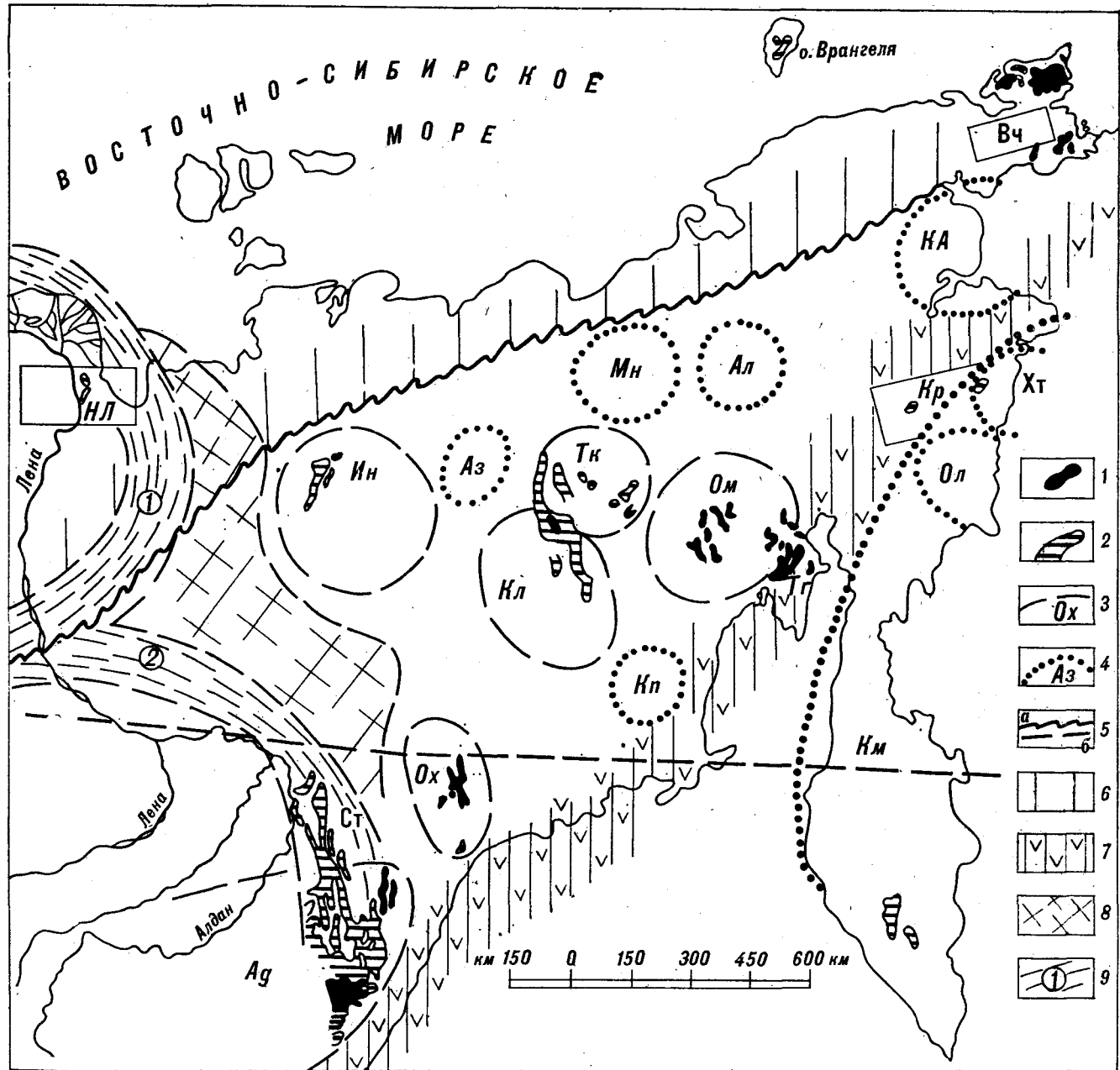


Рис. 1. Распространение выходов докембрийских пород и примерные очертания слагаемых ими главных структурных элементов.

1, 2 — выходы докембрийских пород: 1 — глубоко метаморфизованных архейских и раннепротерозойских, 2 — слабо метаморфизованных позднепротерозойских; 3, 4 — примерные границы основных нелинейных структурных районов: 3 — установленных с учетом естественных выходов пород по комплексу геолого-геофизических данных и результатам дешифрирования космических фотоснимков (Ад — Алданский, Ох — Охотский, Кл — Колымский, Тк — Токурский, Ом — Омолонский, Ин — Индигирский районы), 4 — предполагаемых по косвенным признакам (Кп — Купинский, Аз — Ала-

зейский, Мн — Мангазейский, Ал — Алучинский, Ка — Корякско-Анадырский, Хт — Хатырский, Ол — Олоторский, Км — Камчатский районы); 5 — линии крупнейшей разделов земной коры: а — Байнало-Чукотского шва, б — Алеутско-Виллойдского разлома; 6-9 — линейные геологоструктурные зоны, обрамляющие территорию Колымо-Омолонского литоплита; 6 — Пригиберборейская с Восточно-Чукотским (ВЧ) районом выходов докембрийских образований в ее пределах, 7 — Приохотская с Тайгоносским (Тг) и Корякским (Кр) районами выходов докембрийских пород, 8 — менее четко выраженная Верхояно-Колымская; 9 — фрагменты Приалданского (1) и Прианабарского (2) фланговых поясов с Сетта-Дабанским (Ст) и Нижнеленским (Нл) районами выходов позднепротерозойских отложений в их пределах.

быть следствием тесной структурной связи в докембрии Приохотской зоны с поясом Джугджура.

Еще одна линейная зона, отличающаяся от

внутренних районов Северо-Востока Азии по составу геологических комплексов, пролегла в раннем протерозое через юг Восточно-Чукотского и север Индигирского районов (вдоль



Байкало-Чукотского шва). В пределах ее на востоке Чукотки обнажаются сильно магматизированные гнейсы и различные кристаллические сланцы с линзовидными телами амфиболитов, мраморов и кварцитов мощностью около 5000 м. В. Ф. Недомолкин считает вероятным происхождение части этих образований за счет вулканитов [16].

В Индигирском районе к раннему протерозою относят тиректахскую и уяндинскую свиты, сложенные амфиболитами, измененными эффузивами основного и среднего состава, различными кристаллическими сланцами и кварцитами с линзами слюдястых мраморизованных известняков и мраморов. Мощность 4000 м.

Во внутренних районах Северо-Востока Азии образования раннего протерозоя сохраняют свойственное подстилающим породам архея неясное простираие и пологое (с углами 10—20°) падение. На востоке Чукотки они собраны в прослеживающиеся на десятки километров простые складки северо-западного простираия с наклоном крыльев до 30—40° и являются структурным продолжением подобных образований Аляски [16]. На севере Индигирского района также отмечаются наклонные и опрокинутые на северо-запад складки с углами на крыльях 45° и больше, тогда как перекрывающие отложения палеозоя дислоцированы менее интенсивно [9].

Таким образом, на Северо-Востоке Азии в архее и раннем протерозое сформировались три различных тектонокомплекса: один (Колымо-Омолонский), для которого характерны куполовидные структуры во внутренней относительно стабильной части региона, выделившейся в раннем протерозое в качестве литоплинта, и два (Прихотский и Пригиперборейский), развитые по краям указанного литоплинта, характеризующиеся линейными складками (рис. 2).

Еще один менее ясно выраженный близкий к линейному (Верхояно-Колымский) тектонокомплекс в это время сформировался по западному краю Колымо-Омолонского литоплинта (см. рис. 2). Структуры его в основном перекрыты отложениями фанерозоя. Однако их краевые части вскрываются на северо-западе Индигирского района и на юге Верхоянья [33].

**Поздний протерозой** на Северо-Востоке Азии представлен относительно полого залегающими и слабо метаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями с остатками водорослей, которые позволяют сопоставлять их с рифейскими и вендскими комплексами Северной Америки, Китая и юго-востока Сибирской платформы. Обнажаются они в вышеохарактеризованных районах вблизи выходов метаморфических образований архея — раннего протерозоя, а также в Корякском районе, на о. Бран-

геля и в низовьях Лены. Крупный выход их, кроме того, выделяется у восточного края Алданского литоплинта, как бы противостоявшего Колымо-Омолонскому — в Сеттэ-Дабане (см. рис. 1).

В пределах Колымо-Омолонского литоплинта наиболее широкое развитие позднепротерозойских отложений приурочено к флангам Колымской и Токурской нуклеарных структур и известно под названием Приколымского поднятия. В пределах его выделяется до десяти различных свит, взаимоотношения которых еще не выяснены [19]. Тем не менее описания их достаточно полно характеризуют особенности рассматриваемого тектонокомплекса.

Главная закономерность этих свит по материалам многолетнего геологического картирования сводится к отсутствию строгой литологической корреляции разновозрастных толщ по простираию и к разной последовательности замещения внутри их терригенных и карбонатных фаций на севере и на юге указанного поднятия. Это, по мнению автора, результат накопления отложений на флангах двух сближенных (Колымской и Токурской) нуклеарных структур. Сближенностью указанных структур объясняется также своеобразная синусоидоподобная форма разделяющей их крупной зоны динамометаморфизма, хорошо изученной в центре Приколымского поднятия [31].

На юго-востоке Токурского района, на гнейсах архея трансгрессивно залегает карбонатно-терригенная толща. По облику и составу она хорошо сопоставляется с подобными отложениями в средней части Приколымского поднятия (наблюдения автора 1964—1970 гг.), а на юго-западе перекрывается пачкой пестроцветных пород с остатками губок и хиолитов раннего кембрия [6].

Примечательно наличие в разрезе позднепротерозойских отложений Колымского и Токурского районов пачек (30—50 м) фангломератов, сопоставляющихся с характерными для Востока Азии и Северной Америки тиллитами [6]. Другой особенностью является широкое распространение кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников, часто красноцветных и косослоистых с пачками конгломератов, в том числе идеально сортированных чисто кварцевых и со знаками яри. Среди них обычны гематитсодержащие разности с маритом, цирконом, иногда с ильменитом. Суммарная мощность позднепротерозойских отложений в Приколымье составляет 4—5 тыс. м. Они залегают спокойно и сильно нарушены лишь в зонах более поздних деформаций [20].

В Омолонском массиве к верхнему протерозою относится толща (850—1000 м) тонкослоистых карбонатно-терригенных отложений со следами размыва и выветривания, полого зале-

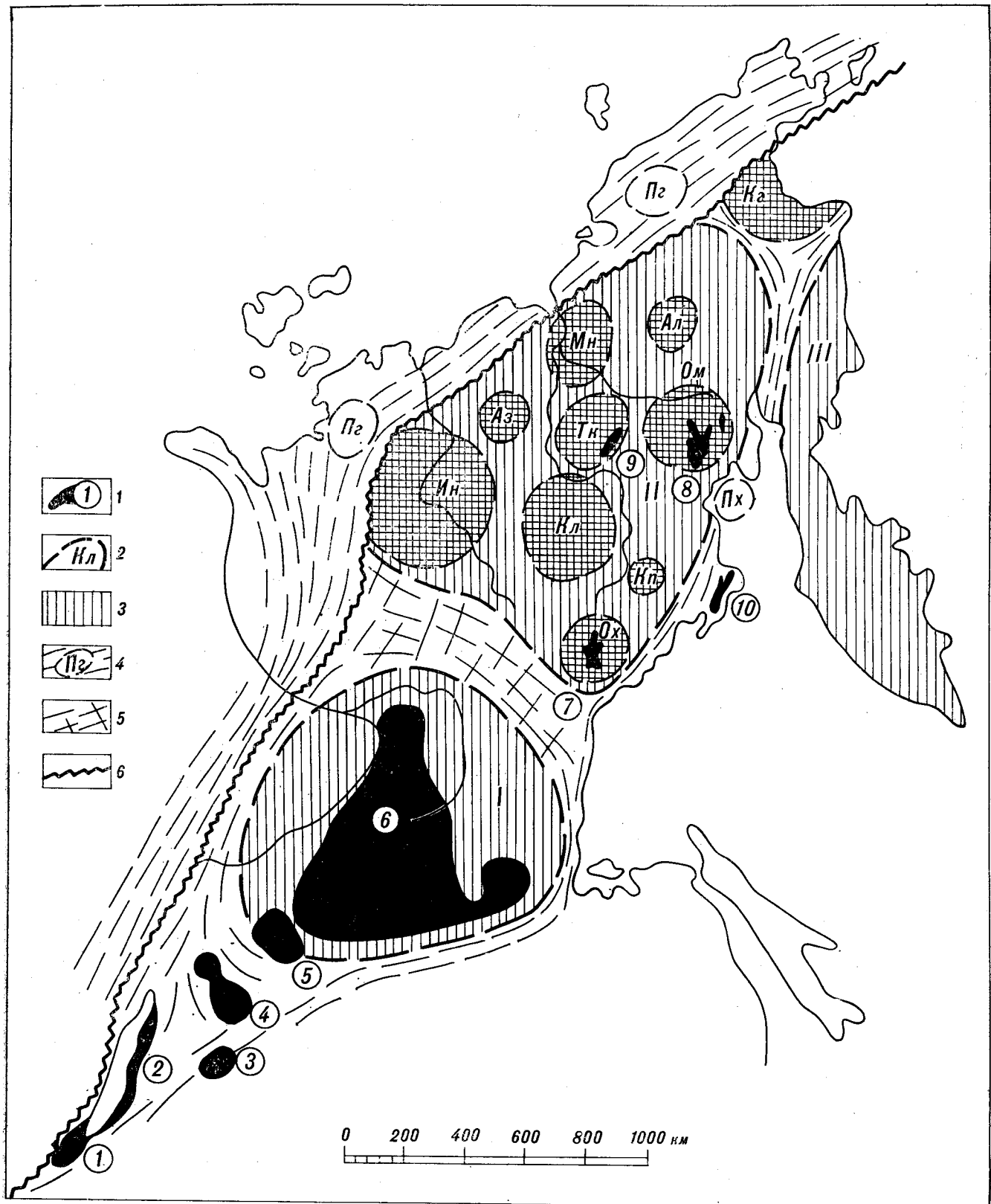


Рис. 2. Главнейшие структурные элементы докембрия в прилегающей к Северо-Востоку Азии Восточно-азиатской части Тихоокеанической надпровинции (по тектонической карте докембрия [11] с добавлениями автора).

1 — выступы арhea в современной структуре (1 — Хамар-Дабанский, 2 — Байкальский, 3 — Амалатский, 4 — Северо- и Южно-Муйские, 5 — Чарский, 6 — Алданский, 7 — Охотский, 8 — Омолонский, 9 — Рассошинский, 10 — Тайгоносский);

2 — примерные контуры главнейших нуклеарных структур, выделяющихся на территории Северо-Востока Азии (буквенные обозначения даны к рис. 1); 3 — литоплиты (I — Алданский, II — Колымо-Омолонский, III — предполагаемый Камчатский); 4 — линейные структурные зоны (Пг — Пригиберборейская и Вилкойская на ее продолжении), Пх — Приохотская и Джугджурская на ее продолжении); 5 — поперечная Верхояно-Колымская зона, разделявшая Алданский и Колымо-Омолонский литоплиты; 6 — линия Байкало-Чукотского структурного шва, расположенного в зоне Afro-Азиатского глобального раздела литосферы.

гающая на архейских гранито-гнейсах. Содержащиеся в разрезе строматолиты позволяют надежно относить эти отложения к верхнему рифею [6].

Сходная картина наблюдается в Охотском районе. Верхнепротерозойские отложения здесь по литологии и остаткам водорослей подразделены на средне- и верхнерифейские. Внутри нуклеарной структуры они подобны разновозрастным отложениям Омолонского массива и имеют мощность 1000—1250 м [19], а на флангах, тяготеющих к Приохотской зоне и Сеттэ-Дабану, — до 1800—2000 м [8].

В Тайгоносском районе верхнепротерозойские отложения мощностью 800—1000 м представлены кварцитами, кремнистыми сланцами, филлитами, известняками и доломитами, а в Корякском районе — кварцево-серицитовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами мощностью около 500 м.

На о. Врангеля — это филлиты, песчаные кварциты, кристаллические сланцы и мраморы с акритархами, метаконгломераты и песчаники мощностью более 2500—2800 м.

В индигирском районе к позднему протерозою относятся мраморизованные, иногда битуминозные и слюдяные известняки, доломиты, хлорито-слюдистые сланцы и филлиты. Подчиненное значение имеют кварциты и кварцитовидные сланцы. Мощность этих отложений достигает 2300—2600 м.

Из приведенной характеристики видно, что оближенные между собой нуклеарные структуры, уже в раннем протерозое сложившиеся в литоплент, в течение рифея и венда трансгрессивно перекрывались комплексами отложений субплатформенного типа. Центры нуклеарных структур размывались с образованием специфических по составу (в том числе металлоносных) терригенных пород. Последние сформировались в межъядерных зонах на еще относительно разогретой и эластичной, тонкой коре, прогибавшейся под действием веса осадков. Поэтому эти осадки даже при значительной мощности оставались мелководными, а прогибы в целом по форме приспособивались к контурам нуклеарных структур. Это очень хорошо запечатлено в очертаниях Приколымского поднятия (см. рис. 1).

По-прежнему в позднем протерозое несколько выделялись по структурно-фациальным обстановкам Приохотская и Пригиберборейская структурные зоны (см. рис. 1). Однако их отличия уже не были столь значительными, как в архее и раннем протерозое.

Более существенно выделялась в позднем протерозое зона Сеттэ-Дабана. Отложения здесь имеют резко увеличенные мощности и содержат продукты базальт-долеритового вулканизма [33]. Они являются прямым продол-

жением байкалид восточного фланга Алданского литоплента и одновременно структурно связаны с байкалидами Патомской тектонической системы, от которой на северо-восток (вдоль Байкало-Чукотского шва) ответвляется так называемая Уринская побочная ветвь [26].

Зона Сеттэ-Дабан на севере срезана крупнейшим Вилюйско-Алеутским разломом (см. рис. 1), который на космических снимках смещает также структуры всего Верхоянского комплекса. Реставрированная с учетом этого факта позднепротерозойская структурно-фациальная зона Сеттэ-Дабана как бы входит с юго-востока в указанную выше Уринскую зону, образуя вместе с нею мегакольцевой пояс по краю Алданского литоплента (см. рис. 1).

Подобные пояса вообще были характерными для тектоники позднего протерозоя [32]. В это время на протяжении почти миллиарда лет Земля развивалась в специфических, еще недостаточно выясненных и больше не повторявшихся условиях, при которых древние кратоны распадались на систему геоблоков. Внутренние части их воздымались, а фланги оседали с образованием перикратонных прогибов. Последние как бы компенсировали воздымание интенсивно разрушавшихся гипергенными процессами внутренних частей геоблоков, ныне вырывающихся в виде глубоко эродированных ядер мегасводов (щитов).

В свете сказанного Сеттэ-Дабанский пояс является уже структурным элементом самостоятельной Алданской тектонической системы, а не собственно Северо-Востока Азии.

Другой, подобный Сеттэ-Дабанскому, пояс входил в структурное кольцо Приалданских байкалид со стороны Таймыра через Нижнеленский район, где разрез позднего протерозоя представлен известняками, доломитами, мергелистыми сланцами и песчаниками мощностью более 1500 м.

Этот пояс по типу Приалданского гармонично сочетался с общим овалом Анабарского мегасвода, будучи также обращенным выпуклостью на восток (см. рис. 1). Однако, в отличие от Сеттэ-Дабанского, он позднее был почти полностью ассимилирован мезозоидами Северо-Востока Азии. Последние по геофизическим данным резко дискордантно накладываются на закономерное овално-купольное замыкание рельефа докембрийского кратона и обращены активным фронтом к Анабару уже со стороны Северо-Востока Азии.

Схождением двух дуговых элементов Приалданского и Прианабарского позднепротерозойских поясов в зоне охарактеризованного автором ранее Афро-Азиатского раздела тектоносферы [25] очень хорошо объясняется своеобразная конфигурация так называемой Вилюйской синеклизы, открывающейся к Северо-

Востоку Азии широким раструбом. В сочетании с уже описанными Пригиперборейской и Приохотской линейными зонами они предопределяют и почти треугольную общую форму Северо-Востока Азии (см. рис. 1), на важность объяснения которой для понимания геологического строения региона указал еще в 30-х годах С. В. Обручев.

#### 4. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЙ ДОКЕМБРИЯ ПО КОСВЕННЫМ ДАННЫМ

Изучение глубинных частей континентальных блоков литосферы повсеместно свидетельствует о закономерной связи их со строением верхних этажей. Северо-Восток Азии в этом отношении не исключение, а скорее еще недостаточно изученный эталон.

Уже в первых обобщениях С. В. Обручева были отмечены такие его особенности, как резко очерченная, близкая к треугольной конфигурация; торцовое сочленение между собою крупнейших структурных дуг и разломов; наличие внутри региона обширной «теневого зоны в поле тектонического напряжения» [17, с. 295], получившей впоследствии название Колымского массива. Характерны также разного рода *мегаклинории*, *горстантиклинории* и другие нетипичные для ортогеосинклинальных систем структурные элементы [28], за которыми явно угадывается влияние блоков основания.

Блоковое глубинное строение отчетливо вырисовывается также во всем морфоструктурном облике Северо-Востока Азии [13, 17 и др.].

В магнитном поле региона хорошо выражены зоны, маркирующие близповерхностные геологические объекты вдоль линий наибольшей фанерозойской тектоно-магматической активизации. Они отчетливо накладываются на общий спокойный фон, в первую очередь отвечающий району, где влияние древнего основания наиболее очевидно [6].

Основываясь на гравиметрических данных, практически все исследователи единодушны в том, что на территории Северо-Востока Азии непрерывно прослеживается гранитно-метаморфический слой значительной мощности. Литосфера в этом регионе в целом подобна таковой под Сибирской платформой и резко меняется лишь в Приохотской зоне. Этот вывод подтверждается изучением геологических разрезов и пока единственным в регионе профилем глубинного сейсмического зондирования.

Распространение докембрийских комплексов в глубинах Северо-Востока Азии подтверждают ксенолиты метаморфических пород в позднемезозойских дайках [5 и др.], а также исключи-

тельно выразительная сиалическая специализация магматизма, характеризующая общий фон региона как гранитный. Если объяснять этот фон только ювенильными процессами, происходящими в мантии, пришлось бы признать его уникальность под Северо-Востоком Азии. Это противоречит данным региональных гравиметрических исследований, а также прямых наблюдений в глубоком срезе Омолонской нуклеарной структуры и в Приохотской структурной зоне, где проявляется влияние мафических пород мантии.

Более правдоподобно указанная особенность магматизма объясняется широким участием в его формировании гнейсов докембрийского кратона. Они как бы «фильруют» ювенильные флюиды и магмы, раскисляя их, а при определенных условиях сами служат источником вещества для соответствующих палингенных расплавов.

Такое представление, развивавшееся П. Н. Кропоткиным еще в 40-х годах [13], находится в полном согласии с результатами гравиметрических исследований. Они практически однозначно указывают на чрезвычайно широкое распространение на Северо-Востоке Азии явленной глубинной гранитизации. Многочисленные данные по геологии региона показывают, что эта гранитизация протекала на сравнительно малых глубинах, в разных структурных обстановках и в разное геологическое время, явно наследуя характерные для докембрия структурные направления [6]. Ярким примером служат тектоно-магматические и металлогенетические процессы раннего, среднего и позднего фанерозоя внутри Колымо-Омолонского литопланта [21, 28].

Благодаря такой унаследованности Омолонская нуклеарная структура особо отчетливо выражена в строении градиентного гравиметрического поля региона (рис. 3). Она служит эталоном для выделения целого ряда других подобных структур. Три из них (Токурская, Колымская и Индигирская) хорошо дешифрируются на мелкомасштабных космических снимках [28, 30] и вполне определенно онтогенетически «просвечивают» в контурах региональных геологических карт, особенно уже упоминавшейся новейшей карты региона м-ба 1:1 500 000.

Структура того же типа, расположенная несколько севернее Омолонской, описана Г. К. Клещевым под названием Алучинского амфитеатра [10], а расположенная на востоке Чукотки выделена автором под названием Анадырско-Чукотского деформоида [22]. Можно предполагать, что подобные структуры обуславливают особенности геологического строения и металлогении бассейна р. Купки, нижнего течения Омолона, верховья Алазеи, района р. Хатырки и мыса Олюторского (см. рис. 3).

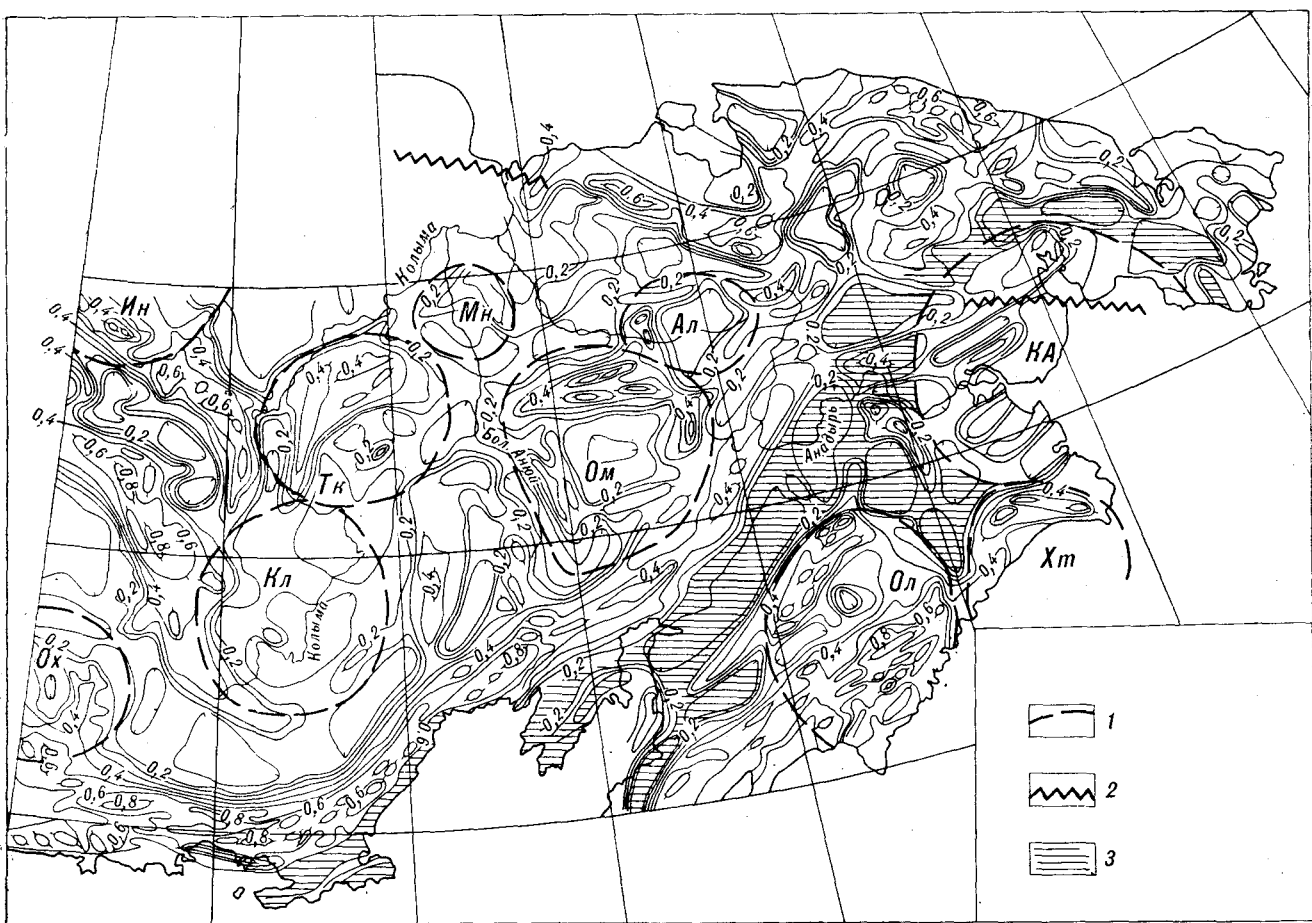


Рис. 3. Схема градиентного правиметрического поля Северо-Востока Азии, отображающая основные черты онтогенетического влияния главнейших элементов докембрийской структуры (составлена А. А. Ворошиловым, интерпретация автора).

1 — границы изометричных участков однородного поля в районах влияния нуклеарных структур (буквенные обозначения даны в рис. 1); 2 — линия Байкало-Чукотского структурного шва, сопровождающаяся в пределах Западной Чукотки крупной зоной градиентов; 3 — однородное поле вдоль Приохотской геологической зоны со слабо дифференцированной литосферой.

Учитывая существование крупного блока гранито-метаморфического слоя и выходов метаморфических пород на Камчатке, предполагается, что характерный овал западной границы этого полуострова также онтогенетически обусловлен крупным нуклеарным комплексом типа Алданского и Колымо-Омолонского литоплинтов.

Изучение подобных структур методами целевого объемного картирования — назревшая задача будущих геологических исследований. На данном этапе важно зафиксировать сам факт наличия наиболее крупных из них, во многом объясняющих важнейшие закономерности общей геологоструктурной и металлогенической эволюции региона.

Обилие нуклеарных структур является, вероятно, характерной особенностью всей Восточно-Азиатской полосы разрозненных выходов докембрия, простирающейся далеко за пределы Северо-Востока Азии вдоль Байкало-Чукотского шва (Афро-Азиатского раздела земной коры)

[25]. Колымо-Омолонский, Алданский и, по-видимому, Камчатский литоплинты в раннем — среднем докембрии выделялись в этой полосе в виде областей относительной стабильности, расположенных среди окружавших их прогибов. Два из них, примыкавшие к Байкало-Чукотскому шву, а также к обрамлению Колымо-Омолонского и Алданского литоплинтов, выделялись наибольшей подвижностью и проницаемостью литосферы для глубинных магматических расплавов. Поперечные по отношению к ним прогибы, в том числе наиболее крупный из них Верхояно-Колымский, были, вероятно, тектонически менее активными. Эти особенности докембрийской структуры нашли конкретное выражение в общих закономерностях тектоники и металлогении региона.

В заключение отметим, что высказанное автором ранее положение, согласно которому вся Восточно-Азиатская полоса разрозненных выходов докембрия представляет собой фрагменты крупной Тихоокеанской надпровинции, сформирова-

ровавшейся на первично симатической литосфере путем латерального приращения сially протоматерикового Атлантического сегмента, лежащего за Байкало-Чукотским швом [25], подтверждается данными конкретного изучения геологических особенностей этого гетерогенного «приращения». Оно получает также дополнительное подтверждение в изучении глобальных закономерностей строения тектоносферы Земли, получаемых с помощью спутниковых наблюдений.

## 5. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ

1. Северо-Восток Азии в докембрии был составной частью обширной ансамблической Восточно-Азиатской провинции, состоявшей из нескольких относительно автономных геологоструктурных систем.

2. Главнейшими структурными элементами системы Северо-Востока Азии, в основном сформировавшимися в архее — раннем протерозое, были: состоящий из спаянных между собою

нуклеарных структур Колымо-Омолонский литоплинт и три более мобильные линейные зоны по его флангам — Приохотская, Пригиперборейская и менее четко выраженная Верхояно-Колымская. Влияние этих элементов проявляется в геологических особенностях верхнего этажа региона, в том числе в металлогении.

3. Учитывая это обстоятельство, в целях получения новых геологических данных и повышения эффективности геологоразведочных работ (за счет совершенствования методов и надежности их научного обоснования) в регионе необходимо в рамках проекта «Земная кора» провести глубинное сейсмическое зондирование и бурение сети опорных скважин.

4. Одновременно рекомендуется организовать в регионе объемное картирование докембрийских структур, в первую очередь нелинейных нуклеарных, глубинные мафические породы которых в результате длительной осадочно-метаморфической дифференциации могли послужить источниками для формирования месторождений железа, меди, полиметаллов, золота и т. д.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Б. А., Ицксон М. И. и др. Некоторые проблемы геологии и глубинного строения северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Л., 1967. (Тр. ВСЕГЕИ, Нов. серия, т. 143).
2. Бенеш К. Черты сходства и различия геологического развития Земли — Луна. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11.
3. Вибикова Е. В., Макаров В. А. и др. Возраст древнейших пород Омолонского массива. — ДАН СССР, 1978, т. 241, № 2.
4. Васильковский Н. П. Геологическая история Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1981.
5. Гельман М. Л. Вопросы геологии древнейших кристаллических комплексов Северо-Востока СССР. — В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974.
6. Геология СССР. Т. 30, кн. 1, 2. М.: Недра, 1970.
7. Глуховский М. З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма докембрия на примере Алданского щита. — Геотектоника, 1975, № 2.
8. Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968.
9. Джекобс Дж. Земное ядро. М.: Мир, 1979.
10. Клещев Г. К. Древняя кора выветривания на палеозойских породах Алуцкского структурного амфитеатра (Северо-Восточное Приколмые). Воронеж: Изд-во ВГУ, 1968.
11. Косыгин Ю. А., Башарин А. К. и др. Опыт объемного районирования земной коры на примере Сибири и Дальнего Востока. — Геол. и геофиз., 1964, № 5.
12. Кропоткин П. Н., Херасков Н. П. Тектоника Северо-Востока Азии. — В кн.: Труды 17-й сессии Международного геологического конгресса. Т. 2. М.: ГОНТИ, 1939.
13. Кропоткин П. Н. О происхождении гранитов. — Сов. геол., 1940, № 9.
14. Луцц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
15. Мерзляков В. М., Лычагин П. П., Терехов М. И. Еще раз о проблеме Колымского массива. — Геотектоника, 1980, № 1.
16. Недомолкин В. Ф. Геология Эскимосского массива. Автореф. канд. дис. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
17. Обручев С. В. Очерк тектоники Северо-Восточной Азии. — В кн.: Академику В. А. Обручеву. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1938.
18. Песков Е. Г., Мигович И. М. Структура и динамика зоны перехода от континента к океану в районе полуострова Тайгонос. — В кн.: Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1979.
19. Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978.
20. Садовский А. И., Сыркин П. П. и др. Структурные особенности внутренних частей Приколымского поднятия (по характерным тектоническим профилям). Мезозойский тектогенез. Магадан, 1969.
21. Садовский А. И. Омолонский золоторудный район и его перспективы. — Колыма, 1972, № 12.
22. Садовский А. И. Новые данные о геологоструктурном районировании Охотско-Чукотского пояса (по материалам дистанционных съемок). — В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 24. Магадан, 1978.
23. Садовский А. И. Об одной структурно-металлогенической концепции Ю. А. Библина, еще не получившей должного развития в исследованиях геологов Северо-Востока. — Колыма, 1979, № 2.
24. Садовский А. И. Шандринское структурное кольцо Северо-Востока СССР как возможный пример ак-

тивизации протоструктур Земли.— В кн.: Рудноносные орогенные структуры. М.: Наука, 1981.

25. Садовский А. И. Тихоокеанский тектогенез, его распространение и возможная природа.— Тихоокеанская геол., 1982, № 2.
26. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1 и 2. М.: Недра, 1967.
27. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
28. Умитбаев Р. Б., Садовский А. И. и др. Основные черты строения и металлогении Охотско-Чукотской области.— Сов. геология, 1981, № 9.
29. Фрумкин И. М., Кудрявцев В. А. и др. Состояние и проблемы стратиграфии раннего архея Средней

ИГО Севостгеология  
Магадан

Сибири. Обзор. Общ. и регион. геология, геол. картирование. М.: ВИЭМС, 1981.

30. Хворостова З. М. Кольцевые структуры в бассейне Яны, обнаруженные на космических снимках.— Геол. и геофиз., 1978, № 1.
31. Шишкин В. А. Метаморфический комплекс Прикольымского поднятия. М.: Наука, 1979.
32. Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968.
33. Ян-Жин-Шин В. А. Геологическое строение и тектоническое развитие хребта Сетгэ-Дабан. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1981.

Поступила в редакцию  
14 декабря 1981 г.

## ДИСКУССИЯ

**А. М. Смирнов:** В статье А. И. Садовского содержатся некоторые устаревшие или недостаточно обоснованные данные, сложно сформулированные или просто непонятные положения. Так, мысль, что фанерозойская структурная мозаика возникла на первично симатической литосфере, хотя вероятно и правильна, но не обоснована фактическим материалом. Остается непонятным, почему структурный стиль в докембрии называется атлантическим, хотя он свойствен и докембрию Тихоокеанского сегмента Земли. Едва ли можно утверждать, что «тектонокомплексы докембрия» относительно просты, а рудогенез в докембрии отличался однообразием. Известно, что структурно-формационные комплексы, например, раннего архея и позднего протерозоя резко отличаются, а, например, позднеархейской и позднепротерозойской металлогении были свойственны и богатый набор полезных компонентов, и разнообразие типов месторождений, которые заметно различались в позднем архее и позднем протерозое.

Не ясно, что имеет в виду автор, когда он пишет: «...мобилизованные фанерозойскими флюидами продукты древнего рудогенеза ...обусловили ... литофильный фон Северо-Востока Азии» (разрядка

мая.— А. С.). Может быть он хотел сказать «литофильный фон металлогении Северо-Востока Азии»? Столь же туманно говорится, что полосы выходов докембрия образовались на первичной симатической литосфере путем латерального приращения протоматерикового Атлантического сегмента. Как понять это латеральное приращение?

Устарело представление о раннепротерозойском возрасте метаморфических комплексов Становика, Джугджур и Восточной Чукотки, на что указывают радиологические датировки, данные сравнительного анализа, петрологии и съёмочных работ последних лет.

Отсутствует в работе четкое разграничение позднепротерозойских структур: чехла, мио- и эвгеосинклиналей.

Написана статья довольно трудным для чтения языком, в частности, стоит ли усложнять его такими терминами, как «матрица» и «онтогенез».

Тем не менее работа А. И. Садовского содержит много новых данных и анализ материалов геофизики и снимков из космоса. Это позволило автору создать оригинальную схему тектоники и расширить представления о строении Северо-Востока СССР.

*В. Ю. Косыгин, Ю. А. Сусеков*

## ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ КУРИЛЬСКОЙ СИСТЕМЫ: ОКРАИННОЕ МОРЕ — ДУГА — ЖЕЛОБ — ОКЕАН

Построена плотностная модель литосферы зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Сделан вывод об отсутствии локальных изолированных тел (блоков) в верхней мантии с различными плотно-

стями. Предполагается, что верхняя мантия под океанической плитой существенно плотнее мантии под окраинной континентальной плитой.

Благодаря сравнительно большому объему работ методом ГСЗ [11], начало проведения которых на акваториях дальневосточных морей было положено в Международном геофизическом году (1957—1958 гг.), появилась возможность комплексной интерпретации гравиметрических и сейсмических материалов в рассматриваемом регионе. В разные годы был выполнен ряд исследований по уточнению плотностной структуры земной коры и выявлению неоднородностей в верхней мантии Курильской островной системы [6, 10, 13]. Общие выводы сводились к тому, что повсеместно вдоль Курильской системы дуга — желоб в верхней мантии выделяются два блока плотностных неоднородностей: блок повышенной плотности приурочен к глубоководному желобу и его островному склону, а под островной грядой отмечается блок разуплотненной верхней мантии. Приводились ориентировочные оценки ширины блоков и глубины нижних кромок уплотнения (разуплотнения) мантийного материала.

В работе М. Е. Артемьева и Дж. Бодина [2] дан обзор этих исследований и предпринята попытка выяснения особенностей распространения неоднородностей верхней мантии под системами островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей по всей западной части Тихого океана. Ниже мы коснемся подробнее вышеотмеченных работ, здесь же отметим, что при количественных расчетах предыдущие исследователи пользовались довольно приближенными сведениями о гравитационном поле, которое вплоть до последнего времени было изучено слабо и крайне неравномерно. Общие сведения о гравитационных аномалиях были известны по редкой сети маятниковых определений силы тяжести и по малому числу отдельных профильных пересечений системы дуга — желоб — океан [7, 15, 16]. Поэтому ре-

зультаты количественной интерпретации и выводы о плотностных неоднородностях верхней мантии следует считать как бы первым приближением.

Более детальные данные о гравитационном поле Курило-Камчатской системы, полученные при работах экспедиции СахКНИИ ДВНЦ АН СССР на НИС «Негас» в 1976—1977 гг., позволили вернуться к совместной интерпретации материалов гравиметрии и ГСЗ.

При проведении количественных расчетов за первоначальную модель были приняты разрезы ГСЗ по всем профилям, отработанным на описываемой акватории [11]. В первом приближении глубины и морфология сейсмических границ «закреплялись», т. е. не передвигались по разрезу, а плотности пород подбирались по эмпирической зависимости скорость — плотность [7]. Поскольку в районе исследований глубина поверхности Мохоровичича (граница М), по данным ГСЗ, не превышает 30 км, прямая задача решалась для разреза мощностью в 30 км (предполагая постоянство плотности по laterали для слоев земной коры и верхней мантии).

Важность определения притяжения всей изучаемой среды (до определенной глубины) отмечалась в вышеперечисленных работах, вопрос же совмещения расчетной кривой с наблюдаемым графиком аномалии силы тяжести слабо освещен в специальной литературе. Решающая роль этого методического приема состоит в том, что совмещение расчетной и наблюдаемой кривой силы тяжести следует проводить на участках со спокойным, близким к нулю гравитационным полем и в таких районах, где на обширных площадях строение Земли можно считать горизонтально слоистым. Таким в описываемом регионе является океаническое ложе. Благодаря такому совмещению



кривых  $\Delta g$  достоверность выделения остаточных аномалий значительно возрастает [12].

Основным методическим приемом подбора плотностей являлось их «испытание» при вычислении гравитационного эффекта модели и его наименьшего расхождения с наблюдаемым полем силы тяжести, т. е. осуществлялся процесс минимизации остаточных аномалий. Решение прямой задачи проводилось с использованием различных значений плотностей: для осадочного слоя испытывались плотности от 2,2 до 2,5 г/см<sup>3</sup>, для «гранитного» — от 2,7 до 2,9, «базальтового» — 2,9—3,0 и верхней мантии — 3,25—3,35 г/см<sup>3</sup>. В окончательном варианте плотность верхней мантии была принята равной 3,30 г/см<sup>3</sup>, «базальтового» слоя — 2,95 (что совпадает с литературными данными для океанической плиты), «гранитного» слоя — 2,85 и осадочного слоя — 2,35 г/см<sup>3</sup>. Для выявления остаточных аномалий плотности по латерали были приняты постоянными для всех слоев земной коры.

При расчетах были учтены выводы о небольшом перепаде плотностей на границе Конрада, сделанные в работе [8]. Считается, что плотность «гранитного» слоя градиентно нарастает с глубиной от 2,70 до 2,90 г/см<sup>3</sup>, поэтому скачок плотностей между «гранитным» и «базальтовым» слоями мал и едва ли может быть более 0,1 г/см<sup>3</sup>, т. е. данная граница является слабой контактной поверхностью и не дает значительного гравитационного воздействия.

Согласно современным представлениям, переход от подошвы «базальтового» слоя к кровле верхней мантии зачастую представляет собой своего рода «переходный слой» мощностью несколько километров, а не является одной резкой плотностной границей с эффективной плотностью порядка 0,5 г/см<sup>3</sup>, как считалось прежде. Выбор перепада плотностей на границе М является важным методическим приемом интерпретации. Особое значение он приобретает при крупных перепадах глубин до границы М, когда возникают при больших эффективных плотностях ( $\Delta\sigma$ ) значительные расхождения расчетной и наблюдаемой кривых силы тяжести. Именно поэтому (при  $\Delta\sigma = 0,50$  г/см<sup>3</sup>) получилась огромная положительная остаточная аномалия интенсивностью до 200 мГл и шириной до 300—400 км, расположенная между ложем океана и островной дугой (местами захватывающая и саму островную дугу) с максимумом над глубоководным желобом [3].

Как показали наши расчеты, уменьшение на границе М эффективной плотности до 0,25—0,30 г/см<sup>3</sup> благотворно влияет на сходимость наблюдаемого и расчетного полей силы тяжести, снижая интенсивность и сокращая размеры положительной остаточной аномалии, при этом ее максимум смещается в сторону океани-

ческого склона желоба и даже вала Зенкевича. Однако использование постоянной плотности верхней мантии под Охотским морем, островной дугой и Тихим океаном вызывает обширную отрицательную аномалию в районе Охотского моря.

На рис. 1 приведены геолого-геофизические разрезы с наблюдаемыми и расчетными кривыми  $\Delta g$  по профилям ГСЗ 9м—0; 14 м—0; 6м—0. На всех профилях отмечаются расхождения расчетного и наблюдаемого графиков силы тяжести, свидетельствующие о существовании плотностных неоднородностей в земной коре и, судя по размерам остаточных аномалий, в верхней мантии.

Переходя к характеристике остаточного поля силы тяжести ( $\Delta g_H - \Delta g_P$ ), отметим, что главной его особенностью является приуроченность положительной аномалии к океанической литосферной плите (окраинный вал Зенкевича и океанический склон глубоководного желоба) и отрицательных — к окраине континентальной плиты (Охотское море, островная дуга и частично островной склон желоба) (рис. 2).

От окраинного вала Зенкевича и далее в сторону глубоководного желоба на всех расчетных профилях выделяется остаточная положительная аномалия. Ее интенсивность (от 40—60 до 120 мГл) и морфология довольно разнообразны и меняются от профиля к профилю, однако общей чертой аномалии является резкое ее исчезновение и изменение на отрицательную в районе приосевой части глубоководного желоба. Обширные размеры данной аномалии позволяют связать ее с неоднородностями верхней мантии океанической плиты, о чем также свидетельствуют данные ГСЗ.

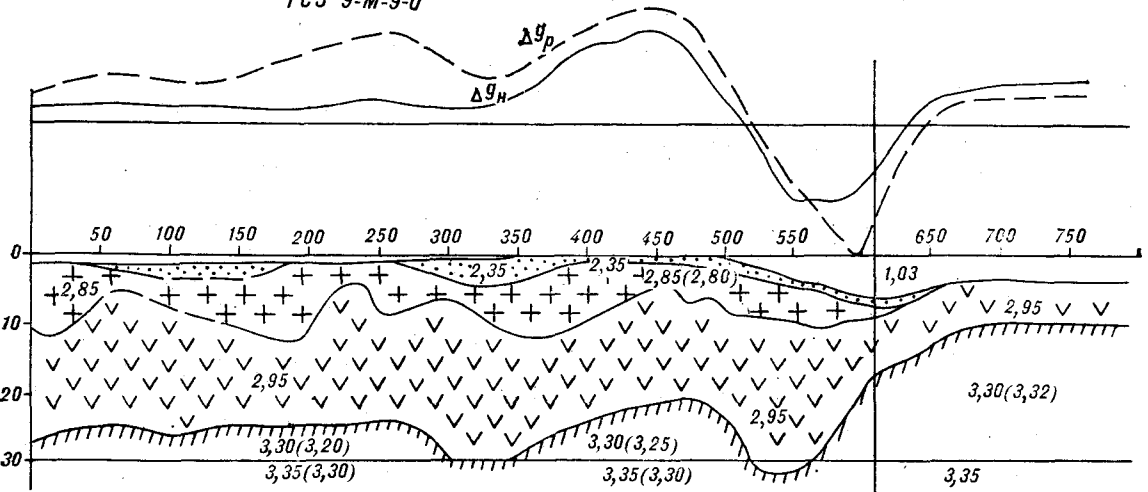
Судя по расчетам, ликвидировать данную положительную аномалию можно путем увеличения плотности верхней мантии до 3,33 г/см<sup>3</sup>.

Начиная от приосевой части желоба в направлении островной дуги, характер остаточного поля изменяется на обратный.

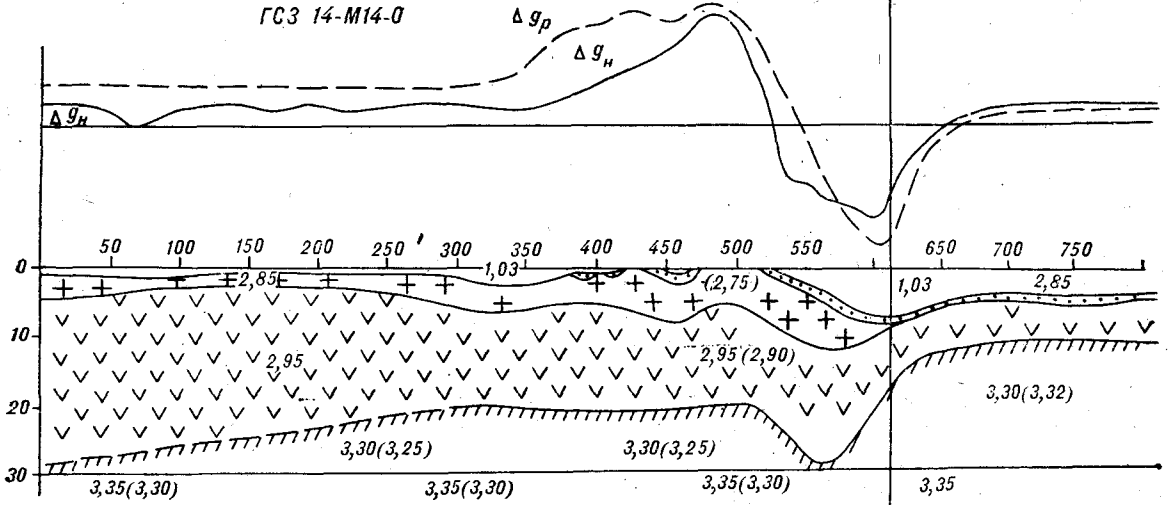
В районе островной дуги отмечается самая большая по интенсивности (до 200 мГл) отрицательная остаточная аномалия. Согласно моделям предыдущих исследований, она связывалась с разуплотнением верхней мантии под островами, об этом же свидетельствуют данные ГСЗ и сейсмологии [5]. Расчеты показывают, что для компенсации остаточной аномалии необходимо уменьшение плотности верхней мантии на 0,07 г/см<sup>3</sup>.

Модели земной коры по всем разрезам ГСЗ в Охотском море значительно «тяжелее», так как уровень расчетного поля на 50—100 мГл выше уровня наблюдаемого поля силы тяжести. Для ликвидации остаточной аномалии необходимо допущение уменьшения плотности глубинных слоев ниже земной коры. Опускание

ГСЗ 9-М-9-0



ГСЗ 14-М14-0



ГСЗ 6-М 6-0

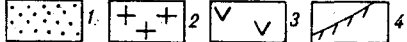
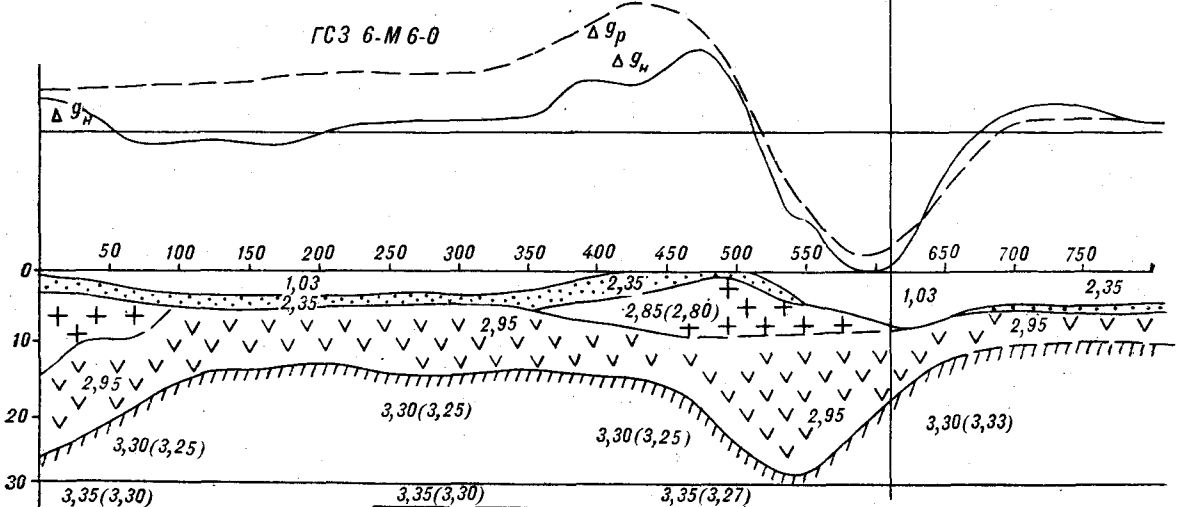


Рис. 1. Геолого-геофизические разрезы по профилям ГСЗ 9М-0, 14М-0, 6М-0.

1—3 — слои земной коры: 1 — осадочный, 2 — «гранитный», 3 — «базальтовый»; 4 — граница Мохоровичича.

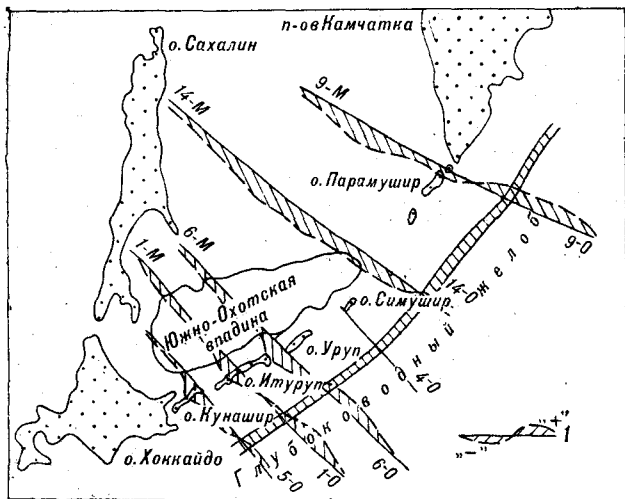


Рис. 2. Остаточные аномалии по профилям ГСЗ 5М-0, 1М-0, 6М-0, 14М-0, 9М-0.

1 — остаточные аномалии силы тяжести.

зоны разуплотнения в верхнюю мантию объясняется большой амплитудой и обширным протяжением остаточной аномалии силы тяжести. Другими предпосылками к разуплотнению является высокий тепловой поток окраинных морей и несколько пониженные скорости продольных волн по сейсмологическим данным [14].

Величина разуплотнения верхней мантии, согласно расчетам, составляет около  $0,08 \text{ г/см}^3$  под глубоководной котловиной и примерно  $0,05-0,06 \text{ г/см}^3$  под остальной частью Охотского моря. Таким образом, мантия под котловиной находится в состоянии относительного разуплотнения [9]. Если в отношении разуплотнения мантии под островной дугой мнения всех исследователей едины, то вывод об уплотненном мантийном блоке под глубоководным желобом не является общепризнанным. Например, в работе Ю. Я. Ващилова и А. Г. Гайнанова [4] говорится, что району глубоководного желоба присущ, наоборот, блок пониженной плотности.

Проведенные нами исследования выявили причины этих расхождений. Решающую роль здесь играет выбор аномальной плотности на поверхности Мохоровичича, перепад глубин которой достигает 20 км. При увеличении  $\Delta\sigma$  ширина и интенсивность положительной остаточной аномалии резко возрастают, а снижение  $\Delta\sigma$  помимо локализации перемещает остаточную аномалию в восточном направлении (на

океанический склон желоба и вал Зенкевича). Плотности земной коры не имеют существенного значения.

Важным при выделении остаточной аномалии является также уровень совмещения расчетной и наблюдаемой кривых силы тяжести. Именно благодаря иному совмещению [13] остаточная аномалия была сдвинута на запад (на островной склон желоба).

Переходя к поискам природы неоднородностей в верхней мантии, особо подчеркнем, что ликвидация положительной остаточной аномалии под островным склоном желоба проводилась путем введения гипотетического уплотненного изолированного блока до глубины 100 км и более [10].

Вообще же сам факт «опускания» неоднородностей в мантию, особенно локальных, без каких-либо побочных предпосылок, является крайней мерой.

В нашей интерпретации глубинная гравитационная модель значительно упрощается. Нет необходимости предлагать локальные уплотненные блоки, до сотни километров уходящие вглубь [7]. Не надо предусматривать «вариации» плотности верхней мантии, когда верхние ее слои «уплотнены», нижние — «разуплотнены», когда закон увеличения плотности на глубине различен — у одной плиты один, у другой свой, особенный [1] и т. д.

Как следует из анализа остаточных гравитационных аномалий, верхняя мантия под океанической плитой плотнее мантии под окраинной континентальной плитой.

Предлагаемая гравитационная модель литосферы показана на примере профилей ГСЗ (см. рис. 1). По остаточным аномалиям подобраны плотности слоев обеих литосферных плит. При этом указаны вначале постоянные плотности (подобранные с таким условием, чтобы остаточные аномалии были более локализованы и меньшей интенсивности), принятые для расчетов, а в скобках указаны плотности слоев, необходимые для ликвидации остаточных аномалий. Получилось, что для удовлетворения наблюдаемому гравитационному полю верхняя мантия континентальной плиты должна иметь плотность в районе Охотского моря примерно на  $0,05 \text{ г/см}^3$ , а в районе островной дуги — примерно на  $0,08 \text{ г/см}^3$  меньше, чем плотность мантии океанической плиты.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А. А. Плотностные неоднородности верхней мантии и изостазия Курильской системы дуга — желоб. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 6.
2. Артемьев М. Е., Дж. Бодин. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных же-

лов, островных дуг и окраинных морей. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 2.

3. Артемьев М. Е., Страхов В. Н. и др. Плотностные неоднородности под системой островных дуг. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 1.

4. Вациллов Ю. Я., Гайнанов А. Г. О природе гравитационных аномалий зоны Курильской островной дуги.— В кн.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1970.
5. Вейцман П. С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 9.
6. Гайнанов А. Г. О некоторых особенностях строения земной коры переходных зон Тихого океана по геофизическим данным.— В кн.: Геофизические исследования. № 1. М.: Изд-во МГУ, 1964.
7. Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974.
8. Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев: Наукова думка, 1979.
9. Косыгин В. Ю., Левый Н. В. Об астеносферной природе Курильской котловины и тектонике ее окрестностей по геолого-геофизическим и геодинамическим данным.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
10. Лившиц М. Х. К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне Тихоокеанского кольца.— Геол. и геофиз., 1965, № 1.
11. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964.
12. Сусеков Ю. А., Лысков А. Н. Результаты интерпретации гравитационных аномалий южной части Курило-Камчатского глубоководного желоба.— В кн.: Геофизические поля островных дуг востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
13. Тузов И. К., Сычев П. М. и др. Плотностные неоднородности вещества верхней мантии Земли в южной части советского сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967.
14. Федотов С. А., Багдасарова А. М. и др. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М.: Наука, 1969.
15. Kogan M. G. Gravity field of the Kuril — Kamchatka arc and its relation to the thermal region of the lithosphere.— Geophys. Res., 1975, v. 80, N 11.
16. Watts A. B., Talwani M., Cochran J. R. Gravity field of the northwest Pacific Ocean and its margin. Geophysical monograph 19, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1976.

СазКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск

Поступила в редакцию  
11 мая 1982 г.

*Г. И. Аносов, Э. Г. Жильцов, А. А. Суворов*

## О ДВУХ ТИПАХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

В западной части Тихого океана устанавливаются два типа глубоководных желобов: а) несимметричный, где осевая часть желоба разделяет блоки земной коры, существенно различающиеся как по мощности, так и по вещественному составу слагающих их пород; кровля второго океанического слоя прослеживается под островным склоном; б) симметричный — осевая зона желоба разграничивает блоки земной коры со сходной

структурой; ни на одном из профилей НСП, пересекающих желоба этого типа, не обнаружено продолжение поверхности второго океанического слоя под островной склон желоба.

Эти и другие особенности строения двух типов желобов могут свидетельствовать о различии как в возрасте, так и в условиях заложения.

Вопросы возникновения и развития на западной периферии Тихого океана систем окраинное море — островная дуга — глубоководный желоб — ложе океана имеют основополагающее значение в создании современных гипотез и концепций эволюции верхней оболочки Земли и, как следствие, приводят к различным подходам при составлении классификационного ряда образующих системы структурных элементов. Прогресс в техническом оснащении и повышении детальности океанологических исследований выявили те особенности строения отдельных элементов систем, которые привели к необходимости пересмотра ряда концепций тектоники плит и, в первую очередь, концепций развития аккреционных призм под островными склонами желобов и тонкой структуры субдуктирующей океанической плиты.

В 1976—1980 гг. СахЖНИИ выполнен значительный объем работ методом НСП и ОГТ в пределах систем островная дуга — глубоководный желоб, практически всего западного обрамления Тихого океана. Результаты исследований свидетельствуют как о многообразии морфоструктурных элементов, связанных со спецификой переходных зон от континентов к океану, так и о сложной структуре осадочного чехла и тектоники этих элементов. Как и ранее [23], обращает на себя внимание два типа систем дуга — желоб: приконтинентальный (Алеутская, Курильская, Японская, Рюкю) и внутриокеанический (Идзу-Бонинская, Марианская, Яп и Палау). Значительные различия между указанными типами отмечаются в морфологии и строении верхней части коры собственно осевой зоны. Особенно сложная картина наблюдается в месте сочленения островного и

океанического склонов в желобах приконтинентального типа.

На большинстве профилей (рис. 1, а), пересекающих Алеутский желоб, по данным НСП рисуется плоскопараллельная пачка стратифицированных отложений (турбидитов), перекрывающая осадки первого океанического слоя и примыкающая к островному склону, лишнему осадочных отложений. Мощность осадочных отложений достигает 2 км. Под островным склоном очень редко удается проследить на первые километры поверхность второго океанического слоя. Подобный характер сочленения обнаруживается и в прикамчатской части Курило-Камчатского желоба.

В другом случае в осевой части желоба наблюдается сочленение типа простого стыка без заметного нарушения первого океанического слоя и без заполнения осевой части желоба стратифицированными отложениями. В приосевой части островного склона прослеживается «немая» осадочная толща, примерно равная по мощности первому океаническому слою. Такое сочленение наблюдается в средней части Курило-Камчатского желоба в районе островов Симушир и Матуа и на некоторых профилях в Японском желобе (см. рис. 1, б). Нужно отметить, что местами на океаническом склоне плоскости некоторых отмеченных нарушений наклонены в сторону океана.

В третьем, и, пожалуй, наиболее распространенном и характерном для данного типа желобов случае, под островным склоном довольно четко прослеживаются отложения, характерные для второго океанического слоя, по данным НСП на расстояние до 10—15 км, а при работах ОГТ — до 30—50 км. Поведение пер-

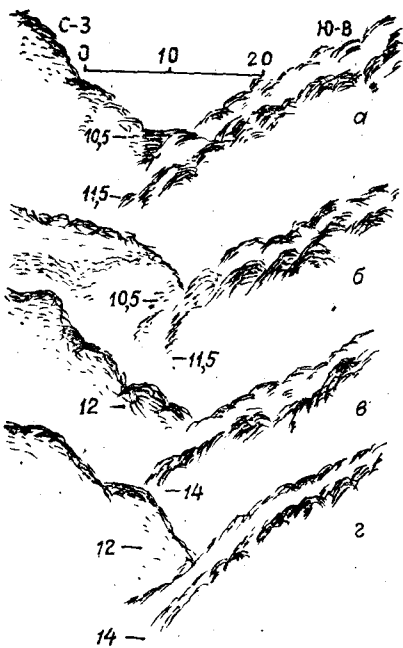


Рис. 1. Характер сочленения островного и океанического склонов в желобах приконтинентального типа (на примере Курило-Камчатского желоба): а — у южной Камчатки; б, в, г — в районе островов Мимушир (б) и Итуруп (в, г).

Записи получены в экспедициях СахКНИИ при участии авторов.

вого океанического слоя не определено. Однако, как известно, данные бурения (скв. 434) [35, 36] не обнаружили в верхних 600 м океанических осадочных пород. Сочленение такого вида широко распространено в Курило-Камчатском, Японском и Нанкай желобах (см. рис. 1, а).

И, наконец, четвертый вид сочленения, пожалуй, наиболее сложный для объяснения его физической природы. На некоторых профилях НСП и ОГТ в Курило-Камчатском и Японском желобах под островным склоном можно проследить поверхность как первого, так и второго океанических слоев (см. рис. 1, в).

В целом, желоба отмеченного типа имеют асимметричный профиль с крутым островным склоном.

Строение земной коры континентального и океанического блоков, разделяемых желобами приконтинентального типа, изучены наиболее полно.

Острова Чирикова, Кадьяк и др. Алеутской островной дуги (внешняя дуга) сложены верхнемезозойскими и кайнозойскими осадочными и метаморфическими породами. По данным ГСЗ, внутренняя гряда имеет кору, близкую к континентальному типу. Ее мощность составляет 25—30 км, достигая в районе Андреяновских островов 40 км [7]. Верхняя часть сложена уплотненными осадочно-вулканогенными образо-

ваниями с  $V_{пл} = 2,2-4,3$  км/с. На всем протяжении дуги прослеживается маломощный «гранитный» слой с  $V_r = 5,4-6,5$  км/с. Около половины мощности коры (12—15 км) составляет «базальтовый» слой. Значения  $V_r$  на границе Мохоровичича составляет 7,6—8,3 км/с [42].

На севере Курило-Камчатской системы с запада непосредственно к желобу примыкает блок континентальной земной коры Камчатки. В строении складчатого основания принимают участие палеозойские и, возможно, допалеозойские отложения, выходы которых известны в области Ганальского и Срединного хребтов [10]. Сейсмические скорости варьируют от 5,7 до 6,4 км/с [1], что может указывать на значительную гетерогенность фундамента. Мощность «гранитного» слоя достигает 15 км и более, а мощность земной коры — более 35 км, что указывает на нормальный континентальный ее тип. Скорости на границе Мохоровичича большинством исследователей принимаются несколько заниженными: 7,7—7,9 км/с и даже в некоторых районах равными 7,2—7,4 км/с. Однако в модели, предложенной Г. И. Аносовым и др. [1], граница с нормальной мантийной скоростью залегает несколько глубже и мощность земной коры увеличивается до 40—46 км.

В строении надводной части Курильской гряды принимают участие верхнемеловые и кайнозойские осадочные и вулканогенные образования. Многие исследователи [9, 12, 22, 25] считают, что под структурами Курильских островов существует переработанный складчатый доверхнемеловой фундамент. Основываясь на палеогеографических данных, К. Ф. Сергеев [23] считает, что в предпозднемеловое время он выходил на поверхность юго-восточнее Малой гряды, а северо-западнее островов Большой гряды, видимо, возвышался над уровнем моря вплоть до начала или середины неогенового периода. По мнению В. М. Дуничева [11], широкое развитие на всем протяжении островов Большой Курильской гряды неогеновых вулканитов кислого состава свидетельствует о мощном гранитно-метаморфическом комплексе в основании вулканической гряды. Прямым указанием на существование консолидированного фундамента континентального типа под третичными отложениями Курильских островов служит состав ксенолитов в изверженных породах [21].

Большой объем работ, выполненный методами ГСЗ, КМПВ, МОВ, позволяет детально расчленить земную кору островной дуги и прилегающих районов. На южном фланге Курило-Камчатской системы по этим данным выделяется граница с типичными «гранитными» скоростями 5,4—6,3 км/с, которая может быть принята за мезозойско-палеозойское складчатое основание, породы которого были драгирова-

ны на внутреннем склоне желоба и на оси подводного хребта [5]. В 20 км от оси желоба подняты метаморфизованные терригенные и кремнистые породы допозднемелового (?) возраста, спилиты, вулканогенные образования среднего состава, граносиениты и кварцевые диориты. Мощность коры в районе островного склона желоба достигает 25—30 км. Скорость по границе Мохоровичича составляет 7,8—8,1 км/с.

Считается [25, 27], что мощность коры по направлению к средним Курилам значительно сокращается. Однако в последнее время появились работы, в которых по данным МОВЗ мощность коры под о. Кунашир и севернее предполагается увеличенной до 30—40 км [4, 14]. На рис. 2 приведен разрез, не противоречащий экспериментальным данным наблюдений по профилю 17, полученным ИФЗ в 1963 г. Мощность земной коры в этой интерпретации увеличена на 12 км. Выход консолидированного основания на поверхность дна океана можно ожидать на островном склоне при глубинах 2—4 км. Граничные скорости поверхности Мохоровичича нормальные — 8,0 км/с.

Земная кора Японской островной дуги имеет континентальное строение; консолидированное складчатое основание Японских островов, скорее всего, сложено допалеозойскими и палеозойскими осадочными и осадочно-вулканогенными толщами [35, 36]. Мощность земной коры по сейсмическим данным составляет 30—40 км. «Гранитный» слой (до 15 км) прослеживается повсеместно, включая северо-западный склон желоба. По скоростным характеристикам в земной коре выделяется до 6 слоев, в том числе верхний «гранитный» слой с  $V_r = 5,0—5,6$  км/с и нижний с  $V_r = 6,0—6,5$  км/с. Скорость на границе Мохоровичича под центральной частью о. Хонсю близка к 8,0 км/с [29]. На рис. 3, а представлен новый вариант разреза через север о. Хонсю, построенный по литературным данным.

Вещественный состав осадочного чехла внутреннего склона желоба детально изучен в районе северного замыкания Японского желоба. Здесь, кроме многочисленных драгирований, чехол исследован шестью скважинами, пробуренными с судна «Гломар Челленджер». Верхнемеловые породы фундамента со скоростью упругих волн 4,9 км/с (черные кремнистые аргиллиты) вскрыты скв. 439 на краю глубоководной террасы. По сейсмическим данным и материалам бурения на этой террасе установлена депрессия, заполненная дислоцированными осадками, возраст которых варьирует от палеогена до настоящего времени [35, 36]. Накопление осадочного материала происходило в мелководных и умеренно глубоководных условиях. Повышенная мощность неоген-четвертич-

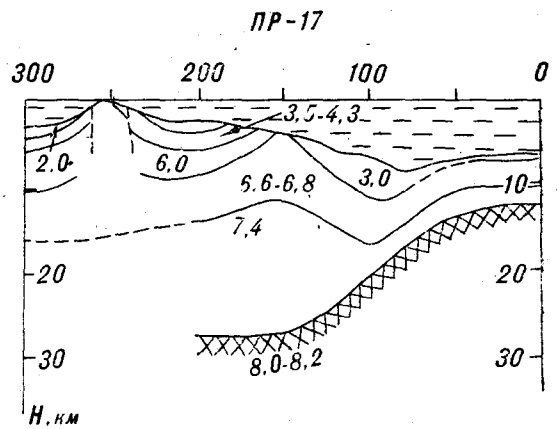


Рис. 2. Глубинное строение земной коры в районе центральных Курильских островов. Составил Э. Г. Жильцов по данным ИФЗ.

ной терригенной формации приурочена (скв. 441) к нижней части внешнего склона (к так называемой «аккреционной» призме). Осадки трещиноватые, скорости упругих волн не превышают 2,5—3,0 км/с.

Драгирование у кромки глубоководной террасы (вблизи осевой зоны желоба) вдоль всего внутреннего склона принесло большое количество вулканических пород андезитового состава, известняков, песчаников, гранитоидов и других, которые могут быть отнесены к гранито-метаморфическому комплексу континентальной коры.

В южном направлении Японскую островную дугу продолжает система Рюкю — Нанкай, к которой примыкают области древней, раннедокембрийской континентальной коры Азиатского материка [9].

Сейсмические исследования, проведенные в Восточно-Китайском море [37], показали, что фундамент имеет гетерогенное строение и, возможно, сложен докембрийскими, палеозойскими и более молодыми метаморфическими комплексами. Мощность «гранитного» слоя около 10 км, а сейсмические скорости в нем имеют разброс в пределах 5,8—6,3 км/с. Мощность земной коры достигает 30 км [37, 39]. Складчатую зону Рюкю, соединяющую структуры Японских островов с Тайванем, иногда рассматривают как реликт древней системы островных дуг, включающей Тайвань, Японские и Филиппинские острова [16]. В ее строении принимают участие породы палеозойского возраста: кристаллические сланцы, кремнистые породы, песчано-глинистые породы с прослоями известняков с пермской фауной, а также пироксениты, амфиболиты, реже граниты [8, 16]. Считают, что их можно сопоставить с породами комплекса Титибу Японии.

Приведенные данные показывают, что у рассматриваемого типа желобов земная кора внут-

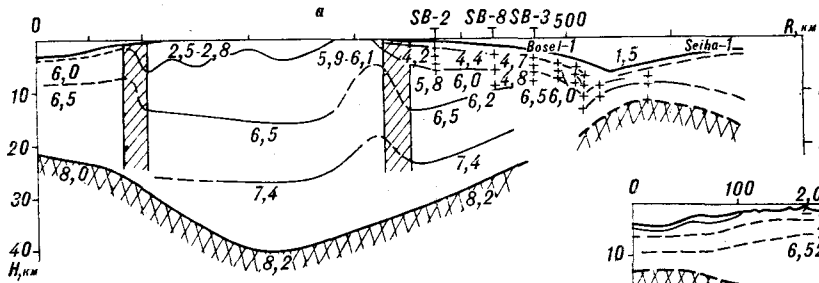
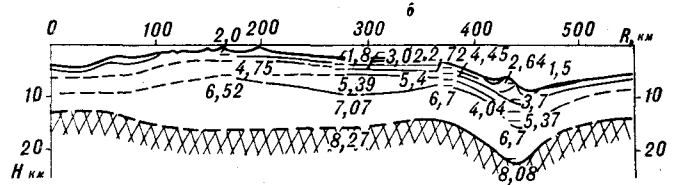


Рис. 3. Глубинное строение систем дуга — желоб:

а — приконтинентального типа (разрез через северную Японию составил Э. Т. Жильцов по данным [48] и др.) и б — океанического (разрез через Идзу-Бонинскую систему по Х. Хотта [38]).



реннего склона прошла длительный путь геосинклинального (?) развития, имеет значительную мощность (25—45 км) и набор слоев с типично «континентальными» скоростями распространения упругих колебаний.

С внешней стороны желобов кора имеет океаническое или близкое к нему строение. В последние годы в связи с повышением детальности проводимых сейсмических исследований представления о строении океанической коры значительно усложнились. Вместо трехслойной модели с однородными и мощными слоями предложена многослойная и тонкослойная модель со сложными изменениями скорости упругих волн по горизонтали и вертикали [13, 43]. Особое место в этой модели отводится второму океаническому слою, который во многих случаях отождествляется с акустическим фундаментом рыхлых неконсолидированных осадков. Тонкая структура этого слоя изучена во многих районах как сейсмическими методами, так и глубоководным бурением. Установлено [43], что вертикальный градиент скорости в этом слое достигает величины  $0,2 \text{ с}^{-1}$ . Слой 3 по сравнению со слоем 2 более однороден по вертикали и в ряде случаев может включать низкоскоростные зоны. Повсеместное распространение высокоскоростного слоя 3 сомнительно [43]. Отмеченные в отдельных районах высокоскоростные слои 7,3—7,6 км/с в низах слоя 3 представляют исключение, которое свойственно, по-видимому, отдельным структурам типа окраинных океанических валов. В целом структура океанической земной коры гетерогенна как по вертикали, так и по латерали и, скорее всего, имеет ярко выраженное блоковое строение [2].

Акустический фундамент океанов изучен многочисленными скважинами и драгированием. Он представлен переслаиванием кремнистых, карбонатных и базальтовых (от щелочных до толеитовых) пород. Скорости продольных волн, измеренные на образцах поднятых пород и полученные в процессе сейсмических исследований, варьируют от 3,5 до 6,4 км/с. Предполагается, что слой 3 представлен в основном набором пород офиолитового комплекса, а все

вариации его структуры и скоростных параметров определяются петрографическими особенностями и пористостью [43].

Переходная зона от коры к мантии изменчива — от резкой плотностной и скоростной границы до зоны мощностью в несколько километров. По латерали наблюдается значительная вариация структуры этой зоны.

Не исключено, что установленная в ряде случаев изменчивость структуры окраинных океанических валов западной части Тихого океана имеет ту же природу, что и у прилегающих участков океанических плит. Это, по-видимому, определяет и различия в строении отдельных участков желобов приконтинентального типа.

Совершенно другое строение имеют блоки коры, разделяемые такими желобами, как Идзу-Бонинский, Марианский, Яп, Палау и Тонга — Кермадек. С одной стороны этих желобов расположены блоки океанической земной коры, с другой — кора молодых островных дуг, не превышающая по мощности 15—17 км, океаническая кора Филиппинского моря со средней мощностью около 8 км и окраинные моря юго-западной части Тихого океана.

По данным Х. Хотта [32], земная кора Идзу-Бонинской островной дуги достигает 15—17 км и имеет слоистое строение. Большую часть коры составляет «базальтовый» слой с  $V_r = 6,5\text{—}6,7 \text{ км/с}$ . Местами выделяется слой с  $V_r = 5,4 \text{ км/с}$ . Максимальный прогиб границы Мохоровичича под дугами Идзу-Бонинской и Марианской наблюдается непосредственно под осевой частью желоба (см. рис. 3, б).

В Марианской дуге осадочно-вулканогенные образования мощностью до 4 км залегают на консолидированном (?) основании с  $V_r = 5,0\text{—}5,5 \text{ км/с}$  [42]. Хотя на поверхности фундамент нигде не обнаружен, полагают, что он сложен теми же породами, что и на о. Яп, — зелеными сланцами, гнейсами, амфиболитами, которые, по мнению ряда исследователей [10, с. 53], служат свидетельством «широкого распространения складчатого основания, подстилающего неогеновые отложения в окрестностях хребтов Каролина и Западный Яп, не исключая и соб-



ственно хребта Яп». Химический состав этих пород близок таковому толеитовых базальтов [22], и в связи с этим они рассматриваются как часть нижнего слоя океанической коры [31], а ассоциация кислых пород, встречающаяся в основании, принимается в качестве более поздней дифференциации бедной калием океанической толеитовой магмы. Граничные скорости на поверхности Мохорвичича составляют 8,0—8,2 км/с.

На обоих склонах Марианского желоба установлены сходные комплексы третичных отложений. В 17-м рейсе «Дмитрия Менделеева» на островном склоне кроме всего прочего драгированы туфы, песчаники, брекчии из обломков разнообразных магматических пород, известняки и мергели позднелигоценного и более древнего возраста [8]. В 57-м рейсе «Витязя» [24] на дне океана и океаническом склоне желоба установлены миоценовые породы близкой ассоциации: известняки, мергели, туфы основного и кислого состава, алевролиты, туффины и песчаники, основным компонентом которых служат обломки измененных габброидов и их пороодообразующих минералов.

Анализ данных НСП и КМПВ, полученных СахКНИИ в 1978—1979 гг. на желобе Яп, показал, что строение верхней части земной коры по обе стороны от оси желоба также практически одинаково. Мощность исследованной толщи, ограниченной снизу преломляющей границей с  $V_r = 6,0$  км/с, меняется вдоль желоба от 2 до 4 км. Под островной дугой фиксируются слои со скоростями 2,3; 3,7; 5,2; 6,0 км/с. Близкие по скоростным характеристикам слои отмечаются и в океане в районе атолла Улити: 2,3; 3,4; 4,7; 6,0 км/с; южнее — в пределах ложа океана — слой 3,4—3,7 км/с не наблюдается.

На о. Яп осадочно-вулканогенный комплекс позднеолигоценного возраста залегает на кристаллическом основании, сложенном зелеными сланцами, слюдястыми и гранатосодержащими гнейсами и амфиболитами, интродуцированными дайками от ультраосновного до кислого состава [41]. Оно характеризуется скоростью распространения сейсмических волн 5,0—5,5 км/с [39]. Степень метаморфизма пород фундамента к востоку увеличивается от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, что находит подтверждение и в вариации скоростей от 4,7 до 5,2 км/с.

Как показало драгирование [8], в составе эффузивной части Япской дуги большую роль играют двуокиселенные базальты, типичные для островодужных структур и не характерные для океанических. На островном склоне обнаружены тектонизированные породы офиолитовой ассоциации, которые могут коррелироваться здесь с толщей пород с  $V_r = 6,0$  км/с.

Таким образом, сейсмические и геологические данные также указывают на близкую структуру земной коры по обе стороны от оси желоба Яп.

Впадина Филиппинского моря, по периферии которой расположены рассмотренные выше желоба, изучена достаточно детально. В этом районе проведено пять рейсов «Гломар Челленджер», рейсы НИС «Дмитрий Менделеев», «Пегас» и др. [8, 33, 34, 38]. В результате этих исследований установлено, что впадина имеет близкую к океанической кору с широко распространенным «базальтовым» слоем ( $V_r = 6,6—6,7$  км/с), имеющим постоянную мощность около 4 км. Выше залегает осадочно-вулканогенный слой. В ядрах геосинклинальных поднятий выделяется также слой со скоростью 5,0—6,0 км/с, мощностью от 1 до 3 км. Природа этого слоя не установлена, он нигде не выходит на поверхность. В островных дугах Рюкю и Японской (Хонсю) таким скоростям соответствуют комплексы метаморфического пояса Хида, входящего в состав гранитно-метаморфического слоя коры.

Работами СахКНИИ, проведенными в зоне сочленения желобов Тонга — Кермадек, показано, что как с океанической стороны, так и со стороны островного склона в верхней части разреза земной коры выделяются сходные по составу и условиям формирования комплексы пород, которые при совместном рассмотрении их с сейсмическими (НСП и КМПВ) материалами свидетельствуют о грабеновом механизме формирования осевых частей желобов (рис. 4). Данные драгирования и скв. 204 [33, 34] позволили сопоставить преломляющую границу с  $V_r = 3,8—4,4$  км/с с кровлей толщи, представленной лавобрекчиями и обломками андезитов, а границу с  $V_r = 5,7—6,0$  км/с — с комплексом пористых андезито-базальтов и океанических базальтов. Слой с  $V_r = 2,5—2,7$  км/с уверенно сопоставляется с турбидитовыми образованиями позднемелового возраста.

Как и ранее [40], под островным склоном установлена преломляющая граница с  $V_r = 5,1—5,3$  км/с, которая вслед за Г. Р. Кацем [15] отождествлена с кровлей офиолитового комплекса, закартированного на островах Тонга (Еуа и Тонгатапу). Наличие под хребтами Колвилл, Кермадек и Тонга границ с  $V_r = 5,1—5,4$  км/с указывает на одинаковую геологическую обстановку для всего региона. Р. Фейрбридж [18] и Г. В. Кац [15] предполагают, что желоба Тонга — Кермадек являются поверхностным выражением крупного тектонического шва, разделяющего блоки земной коры однотипной структуры (океанической). О наложенности структуры желобов свидетельствует уверенное трассирование по данным НСП подводного хр. Лоусвилл с океанического склона

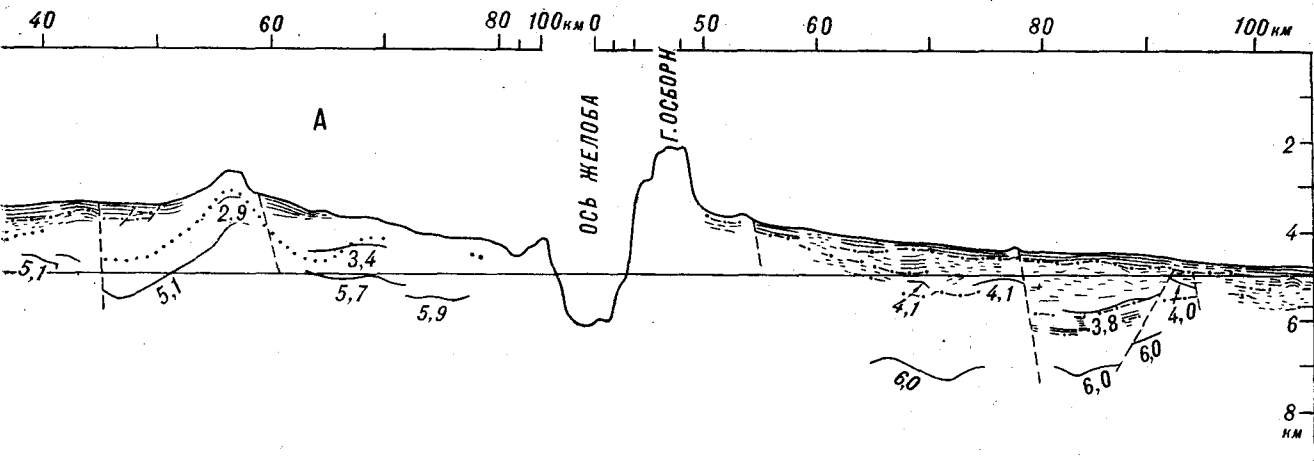


Рис. 4. Симметричность строения приосевой части желобов океанического типа (Тонга — Кермадек). Составил В. В. Аргентов.

на приостровной вплоть до подводного хр. Тонго [2].

В целом, по данным НСП, МПВ и геологическому опробованию, для желобов Марианского, Яп, Палау, Тонга, Кермадек и Минданао фиксируется симметричная грабеновая структура, обусловленная растяжением в осевой зоне. Особенно четко она наблюдается в местах сочленения желобов с валообразными поднятиями, протягивающимися со стороны океана (Каролинский вал, вал Нампо и т. п.).

Таким образом, на основе сейсмических и геологических данных можно уверенно выделить второй тип желобов, отличный от рассматриваемых в первой части настоящей работы.

У большинства желобов этого типа профиль либо симметричный (углы склонов: желоб Яп — 20—25°, Палау — 10—12°, частично Тонга — Кермадек — 20—25°), либо океанический

склон круче островного (Марианский 15° против 3—8°), и только в желобах Идзу-Бонинском и Тонга — Кермадек, там, где с океанической стороны по данным НСП прослеживается первый океанический слой, осевая часть желоба имеет корытообразный профиль. В последнем случае она ограничена четкой системой разломов и заполнена осадками первого океанического слоя с мощностью, не превышающей таковую на склоне. Здесь же наблюдается развитие второй осевой зоны на океаническом склоне, а местами расширение основной за счет опускания участка океанической коры, заключенного между двумя этими зонами. Ни на одном из профилей НСП, пересекающих желоба этого типа, не зарегистрировано продолжение отражающих границ одного склона под другой (рис. 5). Наоборот, по данным КМПВ, вблизи осевой части желобов на одном уровне отмечены границы с сопоставимыми скоростями распространения сейсмических колебаний.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше данные позволяют выделить, по крайней мере, два типа сочленения блоков океанического и островного склонов глубоководных желобов: 1. Несимметричный, когда океанический и островной склоны характеризуются разным типом земной коры; под островным склоном прослеживается кровля второго океанического слоя; развита или зарождается аккреционная призма; в осевой части желоба наблюдаются переотложенные со склонов стратифицированные низкоскоростные осадки.

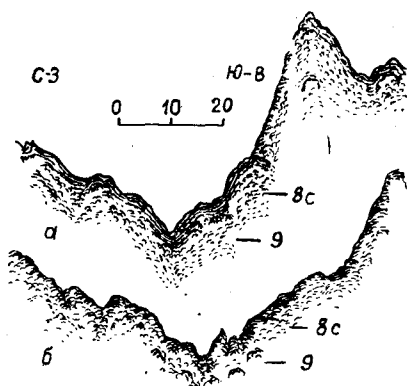


Рис. 5. Сочленение островного и океанического склонов в желобах океанического типа: а — Яп, б — Тонга — Кермадек.

Записи получены в экспедициях СахКНИИ при участии авторов.

2. Симметричный тип, когда океанический и островной склоны имеют близкую по структуре земную кору; осевая зона представляет собой грабеноподобную структуру; отсутствует аккреционная призма; состав и структура осадков в осевой зоне близки таковым на склонах желобов.

Несомненно, что встречаются и промежуточные типы сочленения, однако преобладают, по-видимому, два выделенных типа.

Причины, которые обусловили развитие этих типов сочленения, во многом неясны и требуют дальнейших исследований. Возможно, что механизм, предложенный С. Уедой [28], имеет место и наблюдаемые типы сочленения определяются структурой субдуктирующих плит. Тем не менее обоснование, сделанное им, носит в значительной степени предположительный характер.

На наш взгляд, существенное значение имеет взаимоотношение структуры желоба со структурами, развитыми как в пределах островного склона, так и океанического. В связи с этим обращает на себя внимание тот факт, что коренная смена типов желобов происходит южнее широты валоподобной морфоструктуры Маркус-Уэйк, протягивающейся в запад-северо-западном направлении. Северная группа желобов Нанкай, Японский, Курило-Камчатский, Алеутский характеризуется в основном первым типом сочленения. Вся южная, начиная с Марианского желоба и включая юго-западный сектор Тихого океана, — вторым типом. Объяснение этому факту необходимо, видимо, искать в двух направлениях: 1) в типах структур земной коры, разграничивающихся осевыми частями желобов; 2) в особенностях строения прилегающих регионов. По первому направлению, видимо, следует согласиться с классификацией К. Ф. Сергеева [23], который северные желоба объединил в систему приконтинентальных желобов, а южные — в океаническую и псевдоокеаническую группы.

Что касается второго направления, то при анализе геолого-геофизических данных напрашивается вывод о наложенности желобов на имеющие отличные от них простирания морфоструктуры дна океана. Так, для желобов Кермадек — Тонга указанное структурное соотношение устанавливается [2] по взаимоотношению желобов с подводным хр. Лоусвилл, который является северо-западным продолжением

разломной зоны Элтанин [30]. Желоба Яп и Палау сходным образом соотносятся с подводным хребтом Каролинского вала.

На геоморфологических картах Тихого океана [26] четко выделяются линейные валообразные поднятия северо-западного, субширотного и субмеридионального направления. При этом южнее экватора — главное направление северо-западное (разломная зона Элтанин — хр. Лоусвилл); в полосе от 10 до 20° с. ш. — субширотное (Каролинский вал, Маркус-Уэйк); далее на север — в пределах северо-западной плиты — четко выраженных поднятий нет. Здесь и развиты желоба первого типа. Показано [2], что для северо-западной плиты Тихого океана, видимо, присуща линейно-блоковая структура земной коры, причем часть блоков имеет северо-западное простирание. Вблизи Курило-Камчатского желоба аномалии магнитного поля, того же северо-западного простирания, трассируются через ось желоба в пределы континентального склона [6]. При этом пространственно эти аномалии совпадают с теми участками Курило-Камчатского желоба, где тип сочленения блоков островного и океанического склонов близок ко второму типу.

Таким образом, развитие желобов в близлежащих районах хорошо коррелируется с общей морфоструктурной обстановкой западной части океана в целом, что, скорее всего, свидетельствует о единой природе наблюдаемых явлений. Если это так, то условия заложения и история развития желобов определяются глобальными причинами. Представляется, что желоба, будучи наложенными структурами, являются собой, как это отмечалось в литературе неоднократно, поверхностное выражение сверхглубинных разломов, развивающихся по границам гигантских блоков дна океана.

Наличие морфоструктур океана северо-западного направления хорошо коррелируется с относительно древними структурами такого же простирания на прилегающих участках суши и крупных островах: на Камчатке [19], Сахалине [9, 17], в Австралии и Новой Зеландии [3]. Такое совпадение вряд ли случайно. Во всяком случае развитие желобов второго типа в районе, где структуры северо-западной ориентировки и в настоящее время выражены отчетливо, косвенно подтверждает более молодой их возраст, нежели желобов первого типа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г. И., Биккеница С. К. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978.
2. Аносов Г. И., Аргентов В. В., Угнасин В. К. Особенности глубинного строения северо-западной плиты Тихого океана. — Тез. докл. Международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана, вып. 1. Южно-Сахалинск, 1981.
3. Браун Д., Кемпбелл, Крук К. Геологическое строение Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970.
4. Булин Н. К. Глубинное строение Камчатки и Курильских островов по сейсмическим данным. — Сов. геол., 1977, № 5.
5. Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979.
6. Воробьев В. М. Аномальное магнитное поле запад-

- ной части Алеутской островной дуги и прилегающих акваторий Берингова моря и Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1975. (Тр. СахКНИИ, вып. 38).
7. *Гайнанов А. Г., Косминская И. П., Строев П. А.* Геофизические исследования Берингова моря.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 8.
  8. *Геология дна Филиппинского моря.* М.: Наука, 1980.
  9. *Геологическое развитие Японских островов.* М.: Мир, 1968.
  10. *Горячев А. В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1968.
  11. *Дуничев В. М.* Земная кора и магматизм Курильской островной дуги.— В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975.
  12. *Желубовский Ю. С.* История геологического развития Курильских островов.— В кн.: Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Камчатские острова, ч. 1. М.: Наука, 1964.
  13. *Зверев С. М., Капустян Н. К.* Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980.
  14. *Забин Т. К., Попов А. А., Федорченко В. И.* Неоднородности в земной коре и верхней мантии в южной части о. Кунашир (Курильские острова) по данным МОВЗ.— ДАН СССР, 1980. т. 252, № 6.
  15. *Кац Г. Р.* Континентальные окраины юго-западной части Тихого океана.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978.
  16. *Кропоткин П. И., Шахарстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965.
  17. *Мельников О. А.* История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1970.
  18. *Океанографическая энциклопедия.* Л.: Гидрометиздат, 1974.
  19. *Ривос П. А.* О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов.— Геол. и геофиз., 1963, № 6.
  20. *Родников А. Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979.
  21. *Родионова Р. И., Федорченко В. И.* О некоторых проблемах глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги.— Геол. и геофиз., 1974, № 2.
  22. *Рудич Е. М.* Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии, как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
  23. *Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
  24. *Скорнякова А. С., Матвеевков В. В., Горбунова З.Н.* Контактново-метасоматическая пироксеновая порода со склона Мариинского желоба.— ДАН СССР, 1977, № 5.
  25. *Строение земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.* М.: Наука, 1964.
  26. *Тихий океан.* Т. 1. М.: Наука, 1974.
  27. *Тулина Ю. А., Ярошевская Г. А.* Внутренняя структура земной коры. М.: Наука, 1976.
  28. *Уеда С.* Введение в сравнительную субдуктологию.— Тез. докл. Международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана, вып. 1, Южно-Сахалинск, 1981.
  29. *Хасидзуме.* Природа границы Мохововича на Японских островах.— Тез. докл. Международного совещания по геодинамике западной части Тихого океана, вып. 1, Южно-Сахалинск, 1981.
  30. *Barazangi M., Isaks B.* Lateral variations of seismic wave attenuation of the upper above the inclined earthquake zone of the upper mantle.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 35.
  31. *Christensen N. G.* Composition and evolution of the oceanic crust.— Mar. Geol., 1970, v. 8.
  32. *Hotta H.* A crustal section across the Izu — Ogasawara Arc and Trench.— J. of Phys. of the Earth, 1970, v. 18, N 2.
  33. Initial report of the DSDP. 1974, v. 6.
  34. Ibid., 1975, v. 31.
  35. Ibid., 1980, v. 56.
  36. Ibid., 1980, v. 56.
  37. *Leyden R., Ewing M., Murauchi S.* Sonobuoy refraction measurements in East China Sea.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, v. 57, N 12.
  38. *Ludwig W. I., Den N., Murauchi S.* Seismic reflection measurements of southeast Japan margin.— J. Geophys. Res., 1973, 75.
  39. *Murauchi S., Den N. et al.* Crust structures of the Philippine Sea.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 10.
  40. *Raitt R. W.* Seismic-refraction studies of the Pacific Ocean basin. 1. Crustal thickness of the central equatorial Pacific.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, N 67.
  41. *Shiraki K.* Metamorphic basement rocks of Yap island Western Pacific. Possible oceanic crust beneath an Island arc.— Earth and Planet Sci. Lett., 1971, 13.
  42. *Shor G. G.* Structure of the Bering Sea and the Gulf of Alaska.— Mar. Geol., 1964, v. 1, N 3.
  43. *Spudich, Orcutt.* A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust.— Reviews of Geophysics and space Physics, 1951, v. 18, N 3.
  44. The research group for explosion seismology crustal structure in the profile across the northeastern part of Honshu, Japan, as derived from explosion seismic observations.— Bull. Evithg. Res. Inst., 1968, v. 46.

В. А. Баландин

## ГРАНИТОИДЫ И РЕЛЬЕФ ВЕРХОЯНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

На примере Дербек-Нельгесинской рудно-магматической зоны анализируется соотношение рельефа Верхоянской горной страны с гранитоидными телами. Имеющийся фактический материал свидетельствует об активной роли интрузивных тел гранитоидного состава

Магматический фактор формирования рельефа Верхоянской горной страны заслуживает особого рассмотрения по той причине, что структура современного рельефа этой области демонстрирует явную зависимость от расположения гранитоидных интрузий, а известные на этой территории проявления рудной и россыпной металлоносности обнаруживают пространственные и генетические связи с гранитоидами.

Приуроченность гранитоидов к наиболее приподнятым участкам нельзя объяснить их более высокой устойчивостью относительно вмещающих пород, так как изучение физико-механических свойств гранитоидов и пород Верхоянского терригенного комплекса (прочностных характеристик, эрозионной стойкости, абразивности, истираемости, денудационной устойчивости) показало, что гранитоиды имеют или близкие, или значительно меньшие показатели устойчивости к выветриванию [1].

Активное воздымание гранитоидных тел и их влияние на формирование рельефа подтверждаются отсутствием на гранитных массивах древних кор выветривания, активной эрозией их склонов, наличием вокруг них лестницы эрозионно-денудационных уровней, глубоким врезом речных долин, дренирующих массивы, и облекающим характером контактов с вмещающими породами. Прямым подтверждением современной активности интрузивных тел является относительное повышение над ними скорости современных движений на 6—8 мм, установленное повторным высокоточным нивелированием [3]. В связи с этим особый интерес вызывают вопросы связи процесса подъема гранитоидных тел с этапностью неотектонических движений и эрозионно-денудационными циклами.

Для решения этих вопросов в качестве эталонного объекта выбран один из наиболее хо-

во в формировании рельефа зоны. С этой точки зрения следует по-новому рассматривать вопрос о геологическом возрасте и истории формирования рельефа Верхоянской горной страны, связывая их с этапностью магматического процесса.

рошо изученных участков Верхоянской горной страны — Дербек-Нельгесинская рудно-магматическая зона Яно-Оймяконского нагорья. В структурно-геоморфологическом отношении она представляет собой хорошо выраженную валлообразную морфоструктуру, осложненную цепочкой более мелких куполов. Геоморфологическими исследованиями (в частности, морфометрическими) установлен ряд секущих, диагональных по отношению к основной структуре (ортогональная сеть) разрывных нарушений [2]. По геологическим данным, зона сформировалась в условиях регионального растяжения, обусловленного общим сводовым поднятием центральной части Верхояно-Колымской складчатой области [6].

Представления, полагающие в основе структурообразования волновую природу тектоно-физических напряжений [11], дают возможность развить гипотезу о том, что положительные морфоструктуры, подобные Дербек-Нельгесинской, характеризующиеся уменьшенным полем силы тяжести, являются результатом возникновения системы стоячих волн, образующихся под действием нагрузки — силы тяжести и сил растяжения и упора. Такого рода структуры «работают» как зоны подсосывания с ослабленной долговременной кажущейся вязкостью [11].

Магматические образования рассматриваемой территории представлены линейно-вытянутыми телами гранитоидов, сериями даек и связанными с ними рудопоявлениями. Исследования химического состава гранитоидов [10] показывают, что они выплавлены из фанерозойских терригенных образований и верхней части консолидированной коры. В пользу корового происхождения рассматриваемых гранитоидов также свидетельствует К/Na соотношение [10]. При этом рассчитанная по методу В. А. Кудинова [8] глубина формирования гранитной магмы

находится в пределах 16—23 км (в среднем 20 км). В современном же эрозионном срезе кровля гранитоидных тел располагается на уровне, повышающемся с запада на восток от 1300 до 1900 м. Площади выходов гранитоидов в этом же направлении увеличиваются от 1—2 до 250 км<sup>2</sup>.

По оценкам Г. И. Штеха, основанным на гравиметрических данных, гранитоидные тела Дербек-Нельгесинской рудно-магматической зоны обладают следующими особенностями: они вытянуты преимущественно в горизонтальном направлении, уплощены, имеют близкие площади поперечных (вертикальных и горизонтальных) сечений, подводящие каналы не фиксируются, куполовидные поднятия кровли массивов в современном рельефе соответствуют утолщениям (раздувам) тел. Таким образом, большие по амплитудам поднятия наблюдаются там, где больше «аномальных» масс и для массивов с близкими значениями масс характерны близкие глубины эрозионного среза.

Массивы гранитоидов явно гипабиссальные. Кристаллизация их происходила на глубинах не более 2 км [17].

Рассмотрим возможные механизмы перемещения вещества гранитоидов Дербек-Нельгесинской рудно-магматической зоны от уровня магмообразования (20 км) до уровня кристаллизации (2 км) и затем до современного гипсометрического уровня. В настоящее время широко распространена гипотеза выдавливания гранитоидной магмы из первичного очага под действием тектонических сил, в результате чего и происходит инъекция вещества в верхние горизонты земной коры, сопровождающаяся образованием на дневной поверхности положительных морфоструктур. Но в отношении Дербек-Нельгесинской зоны эта гипотеза встречает ряд серьезных возражений, а именно: рассматриваемая территория является зоной растяжения, а не сжатия (см. выше), кроме того, не получает объяснения форма гранитоидных тел, совпадение положительных морфоструктур с утолщениями (раздувами) гранитоидных тел, сопоставимость глубины эрозионного вскрытия с размерами интрузивных тел и отсутствие подводящих каналов.

Более правдоподобной представляется гипотеза «всплывания» гранитоидов за счет разности плотностей интрузивных и вмещающих пород [15]. В этом случае получает логичное объяснение расположение интрузивных тел одинаковых размеров на близких гипсометрических уровнях. Так как скорость подъема и уровень всплытия зависят, при прочих равных условиях, от массы тела, ясно, что гранитоидные тела сопоставимых масс должны иметь и близкие размеры вертикальных сечений выходов на дневную поверхность, одинаковый эрозионный срез,

однотипную морфологию и размеры поверхностных морфоструктур.

О постепенности и большой длительности процесса «всплывания» говорит «полусогласный» характер контактов интрузивов с вмещающими породами и изменение мощностей и фаций терригенных мезозойских образований (начиная с верхнего триаса) вблизи гранитоидных массивов. Длительность процесса «всплывания» составляет многие миллионы лет.

В связи с этим особого внимания заслуживает вопрос о геологическом возрасте Дербек-Нельгесинской валлообразной морфоструктуры. Анализ пространственно-временных изменений осадконакопления и складчатой структуры триасово-юрской терригенной толщи [4, 5] показал, что уже в позднем триасе исследуемая территория представляла собой мелководный бассейн с отмелями и островами, пространственно вероятно совпадающими с выходами на дневную поверхность гранитоидных тел, за счет которых при размыве накапливались песчано-глинистые осадки. В триасовых и юрских отложениях района присутствует галька местных изверженных пород. Доказательства островного характера рельефа и конседиментационного развития синклиналильных структур, разделяющих поднятия — острова, в этом регионе приводят Л. Д. Кипарисова [7] и Т. Н. Спичарский [13]. Отсутствие на большей части исследуемой территории осадков моложе позднеюрского возраста дает основания полагать, что в это время здесь существовала суша.

В пределах рассматриваемой территории магматизм и связанное с ним оруденение проявились на отрезке геологического времени от позднего триаса до эоцена включительно [10]. Калий-аргоновые датировки указывают на периодические проявления магматизма в течение 150 млн. лет.

Теплофизические расчеты застывания самого крупного гранитоидного массива Дербек-Нельгесинской рудно-магматической зоны — Безмянного [14] показали, что порции магмы объемом более 5000 км<sup>3</sup> при двухкилометровой крышке вмещающих пород кристаллизуются полностью в течение отрезка времени не менее 20 млн. лет. При этом нижняя часть магматического тела может находиться в расплавленном состоянии бесконечно долгое время, если сохраняется постоянно геотермический градиент. Однако при вертикальных перемещениях гранитоидного очага скорость кристаллизации может возрастать во время поднятия и уменьшаться при опускании. Таким образом, появляется возможность объяснить пульсирующий характер деятельности магматического очага, что и фиксируется абсолютным возрастом различных магматических тел. В связи с этим появляются основания рассматривать неотекто-

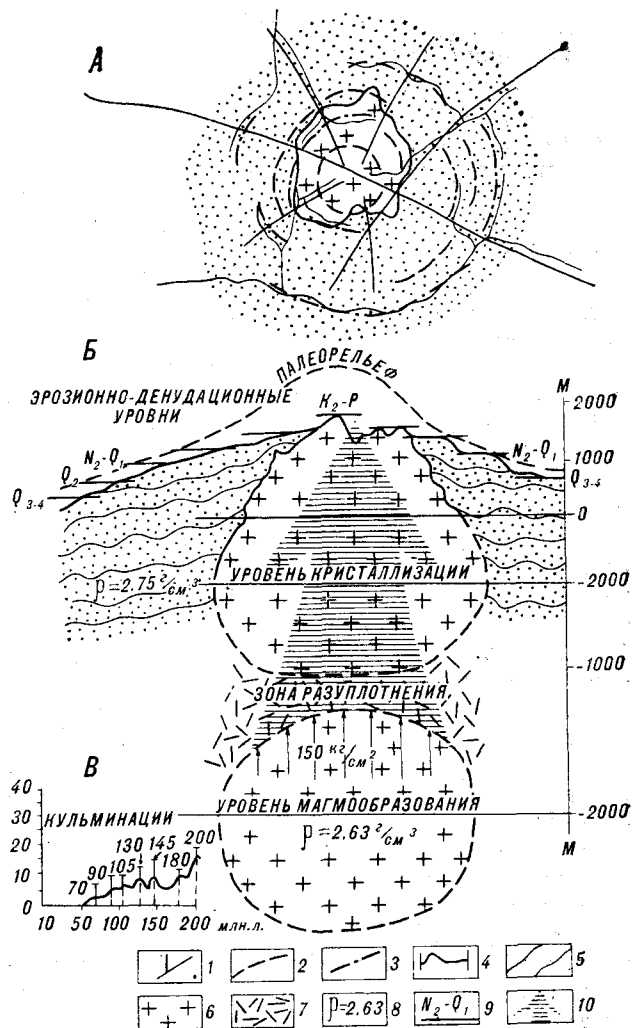
ническую и современную активность изученных гранитоидных тел как свидетельство их неполной кристаллизации и сохранения способности к магматической деятельности.

Пульсационный характер деятельности конкретного магматического очага является основанием для выделения этапов тектонической деятельности и формирования рельефа. Механизм поднятия гранитоидного тела и сопутствующего ему образования на дневной поверхности положительной морфоструктуры можно представить следующим образом (см. рисунок). Гранитоидное тело всплывает до тех пор, пока не произойдет уравнивания архимедовой силы весом приподнятой части массива и покрывки вмещающих пород, образующих в рельефе положительную морфоструктуру. Поднимающееся гранитное тело создает в верхних частях осадочной оболочки систему радиальных и концентрических трещин, разработка которых процессами денудации и эрозии приводит к формированию кольцевых структур (см. рисунок, А).

Количественные расчеты, основанные на моделировании интрузивных тел цилиндром с вязкостью, близкой вязкости вмещающей среды, показывают, что такой процесс является теоретически возможным [15] и что воздымание гранитоидного тела происходит в геологическом масштабе времени довольно быстро. Начинается процесс при достижении некоторой критической массы, необходимой для преодоления вязкого сопротивления среды. Фактически независимо от размеров тела, за время порядка 3 млн. лет тело достигает 9/10 изостатически возможной высоты подъема.

Положение, что возраст гранитоидов, установленный калий-аргоновым методом, характеризует время достижения магматическим образованием геоизотермы 300 градусов [9, 12], дает возможность определить время всплывания интрузива до уровня равновесия с вмещающей средой. Период равновесия, в течение которого происходит денудация и сглаживание образовавшегося в рельефе поднятия с развитием поверхностей регионального выветривания и серии эрозионно-денудационных уровней (см. рисунок, Б), продолжается до тех пор, пока объем денудированных пород не достигнет какого-то критического предела, при котором архимедова сила опять принимает значение, достаточное для преодоления вязкого сопротивления вмещающей среды. Затем процесс возобновляется.

Как уже было показано выше, всплывание гранитоидного тела прекратится только тогда, когда верхняя часть образующейся в рельефе морфоструктуры уравнивает подъемную силу. При этом магма, достигая уровня примерно в 2 км от дневной поверхности, начинает кристаллизоваться, вызывая сводообразное вспучивание вышележащих пород с одновременным



А — овалльно-кольцевая структура в плане; Б — модель формирования рельефа за счет «всплывания» интрузивного тела гранитоидного состава; В — кульминации магматических процессов по данным калий-аргонового метода.

1 — тектонические трещины, проявленные в современном рельефе; 2 — орографические и 3 — гидрографические элементы рельефа, проявляющие кольцевые структуры; 4 — гипсографический профиль; 5 — породы верхоянского терригенного комплекса; 6 — гранитоиды; 7 — зона разуплотнения, соответствующая глубинному разлому; 8 — плотность горных пород; 9 — датированные по возрасту эрозионно-денудационные уровни; 10 — направление движения вещества гранитоидов.

их растрескиванием и образованием дайковых полей, что соответствует геологической ситуации в изучаемом районе. Наблюдаемые же в пределах Дербек-Нелгесинской рудно-магматической зоны интенсивные локальные минимумы гравитационного поля, пространственно совпадающие с гранитоидными массивами, по-видимому, свидетельствуют о современном неуравновешенном состоянии системы «гранитоиды — вмещающие породы» и сохранении за гранитоидными телами потенциальных возможностей к последующей тектонической активности.

Особого внимания заслуживают концентрические серии эрозионно-денудационных уровней, постоянно сопровождающие куполообразные морфоструктуры с гранитоидными ядрами (см. рисунок, Б). Примечательно, что с увеличением массы гранитоидного ядра нарастает число уровней и уменьшается степень их выраженности и сохранности. Объясняется это значительной разницей активно действующих масс, и, как следствие этого, различной частотой пульсаций и разной продолжительностью фаз покоя и активизации.

Гравиметрические исследования различных масштабов (ПГО Якутскгеология) обнаружили, что граница раздела терригенных образований верхоянского комплекса с гранитоидами имеет дефицит плотности, равный  $0,12 \text{ г/см}^3$ . Ориентировочные расчеты показали, что при средней для Дербек-Нельгесинской зоны мощности гранитоидных тел порядка 10 км (данные гравиметрии) на верхней границе магматического тела развиваются напряжения около  $100\text{--}150 \text{ кг/см}^2$ . Прочность же вмещающих пород в зависимости от нарушения составляет от 34 до  $1600 \text{ кг/см}^2$  (данные испытаний механической прочности литологических разностей пород верхоянского терригенного комплекса). Длительная прочность пород земной коры (способность сопротивляться нагрузкам в течение времени, сопоставимого с продолжительностью геологических процессов) оценивается всего в первые десятки килограммов на квадратный сантиметр [16]. Таким образом, получает естественное объяснение приуроченность гранитоидных образований Дербек-Нельгесинской рудно-магматической зоны к одноименному глубинному разлому как к участку пониженного сопротивления.

Так как верхняя часть земной коры разбита разломами различных порядков, ее можно рассматривать как совокупность упругих блоков, смещающихся относительно друг друга по более пластичным зонам нарушений. Процесс необратимой псевдопластической деформации в первом приближении можно рассматривать как вязкое течение, оценивая его по кажущемуся коэффициенту вязкости. Средняя вязкость земной коры, оцененная путем моделирования растекания краев континентальных глыб, составляет  $10^{22}$  пуаз,

а по экспериментальным данным для гранитоидов, гнейсов и кристаллических сланцев при нормальной температуре и касательных напряжениях порядка  $100 \text{ кг/см}^2$  изменяется от  $10^{17}$  до  $10^{22}$  пуаз в зависимости от степени нарушения образцов [16]. Вещество же в пределах Дербек-Нельгесинской рудно-магматической зоны как участка растяжения и разуплотнения земной коры тем более обладает относительно пониженной вязкостью. Таким образом, процесс «всплывания» гранитоидных тел практически осуществим.

Обобщение изложенного выше материала позволяет считать, что гранитоиды являются активным фактором формирования положительных морфоструктур типа Дербек-Нельгесинской на территории Верхоянской горной страны. Образование куполовидных структур в рельефе происходит под действием гранитоидных тел, «всплывающих» за счет архимедовой силы, обусловленной дефицитом плотности вещества гранитоидов. Расчеты показывают, что процесс принципиально возможен, практически осуществим и не противоречит имеющимся геологическим данным по региону. Существуют достаточно серьезные основания для предположения, что пульсации «всплывания» гранитного вещества (из магматического очага или достаточно крупного тела), приводящие к очередной вспышке активности положительных морфоструктур, связаны с кульминациями магматической деятельности, установленными по определениям возраста гранитоидов, а пульсации, обусловленные нарушением изостатического равновесия в системе «гранитоид — вмещающие породы» процессами денудации — с возрастом развивающихся на склонах положительных морфоструктур эрозионно-денудационных уровней. При этом следует учитывать, что с момента образования системы «гранитоид — вмещающая порода» развитие ее является однонаправленным в сторону достижения изостатического равновесия, процесс является саморегулирующимся, периодически активизирующимся и завершается полным уничтожением гранитоидного тела процессами денудации. Естественно, что развиваемая концепция не является универсальной и вытекающие из нее выводы и следствия не могут быть однозначными.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баландин В. А. Возможности морфометрических методов при локальном прогнозировании рудных месторождений. — В кн.: Региональная и прикладная геоморфология Приамурья. Хабаровск: ХабКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977.
2. Баландин В. А. К вопросу об участии гранитоидного магматизма в формировании рельефа Верхоянской горной страны. — В кн.: Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы. Тез.

- докл. Всесоюзного совещания. Таллин, Ротапринт ПТОИ МБО ЭССР, 1982.
3. Бочаров Г. В., Есикова Л. В. Вертикальные движения земной коры на территории Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. (БИНТИ ЯФ СО АН СССР).
4. Вилерт А. В. Дербек-Нельгесинский разлом в фундаменте Верхояно-Кольмской складчатой области. — Геол. и геофиз., 1960, № 3.



5. *Возин В. Ф.* Стратиграфия мезозойских отложений бассейна реки Яны. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
6. *Еловских В. В.* Геология и полезные ископаемые Дербек-Нельгесинской рудной зоны.— В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-восточных районов Якутской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
7. *Кипарисова Л. Д.* Фауна верхнетриасовых отложений Охотско-Колымского края и западного побережья Камчатки.— В кн.: Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1. Геология и геоморфология, вып. 5. Л.: ОНТИ, 1937.
8. *Кудинов В. А.* Петрохимический метод пересчета химических анализов изверженных горных пород.— В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей, 1971. (Тр. ВостСибНИИГГиМС, вып. 5).
9. *Лишевский Э. И.* Об активной роли гранитоидных интрузий в процессе горообразования.— Геотектоника, 1965, № 3.
10. *Ненашев Н. И.* Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979.
11. *Примаков В. В., Ермошин Н. В.* О возможности формирования вихревых структур.— В кн.: Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток: Кн. изд-во, 1978.
12. *Салон Л. И.* Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород.— Геол. и геофиз., 1963, № 11.
13. *Спижарский Т. Н.* Геология, геоморфология и металлогения южной части Сартанско-Адычанского междуречья. Л.: Главсевморпуть, 1940. (Тр. Арктического ин-та, вып. 146).
14. *Толстяков Д. Н., Федоров Ф. И. и др.* К застыванию магматических интрузивов (на примере Безымянного массива гранитоидов).— В кн.: О решении задачи типа Стефана на ЭВМ и применении его в геотеплофизике. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977.
15. *Туруганов Е. Х., Зорин Ю. А.* Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978.
16. *Ушаков С. А., Красс М. П.* Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972.
17. *Флёрв Б. Л., Индолев Л. И. и др.* Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М.: Наука, 1971.

Институт геологии ЯФ СО АН СССР  
Якутск

Поступила в редакцию  
20 мая 1982 г.

*Е. А. Лоншаков*

## ПРОДУКТИВНАЯ ОЛИГОЦЕН-РАННЕМИОЦЕНОВАЯ АНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Приводится характеристика олигоцен-раннемиоценовой андезитовой формации Южно-Камчатского фрагмента Курило-Камчатской системы. Формация включает вулканические, субвулканические и вулканогенно-осадочные комплексы, возраст которых устанавливается по радиологическим данным и фаунистическим остаткам. Выделяются низкокальциевые и известково-це-

лочные ассоциации вулканитов. Для пород формации характерна низко-среднетемпературная региональная пропилитизация, широкое развитие аргиллизитов и кварц-гидрослюдистых метасоматитов с жилами и зонами прожилкования, несущими рудную минерализацию близповерхностного типа.

Олигоцен-раннемиоценовая андезитовая и раннемиоценовая липарит-дацитовая формации Южной Камчатки несут значимую золото-серебряную и полиметаллическую минерализацию. Андезитовая формация включает вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы пород и нередко определяется в литературе термином «зеленые туфы» [3, 4]. Состав, строение и особенности металлогении формации отражают различные аспекты раннеорогенных процессов. Формация соответствует верхнеолигоцен-нижнемиоценовому и нижне-среднемиоценовому вулканогенно-осадочным комплексам, описанным М. А. Фаворской с соавторами [14], раннемиоценовой андезитовой формации С. Е. Апрелькова, Б. В. Ежова и Ю. В. Жегалова [1, 2], олигоцен-миоценовым туфогенно-осадочным образованиям и андезитобазальтовым порфиритам авторов «Карты магматических формаций СССР» [6], продуктам олигоцен-миоценовой фазы вулканизма, описанным в монографии «Магматические формации СССР» [10], формациям стадии островных дуг орогенного этапа по Г. М. Власову [3], олигоцен-миоценовой формации зеленых туфов Курильских островов [12] и продуктам раннемиоценового андезитового вулканизма северо-востока Японской островной дуги [7]. Образование формации обусловлено накоплением эффузивно-пирокластического и вулканомиктового материала в подводных и субаэральных условиях, которому предшествовала инверсия геосинклинального режима, сопровождавшаяся перестройкой тектонического плана региона [2, 11] и аккумуляцией эоценовых углистых аргиллитов, песчаников и алевролитов (туфо-аргиллитовая формация [3]).

Андезитовая формация слагает горстовые и купольные поднятия, а также вскрывается в эрозионных врезках и тектонических «окнах». Площади ее выходов (рис. 1) приурочены к Карымшинской и Вилючинской [8] вулканотектоническим структурам, северо-восточному горстовому обрамлению Карымшинской структуры (бассейны рек Быстрая, Паратунка), горстовым поднятиям юго-восточного океанского побережья (мыс Лопатка, бассейны рек Ходутка, Асача).

Значительную роль в составе формации играют вулканотерригенные осадки, формировавшиеся в узких, сложной конфигурации, сообщающихся бассейнах, которые окружали вулканические массивы и отдельные изолированные палеовулканы (бассейны рек Банная, Вилюча, Жировая и др.). В разрезах этих толщ изобилуют прослои туфов, нередко потоки лав (рис. 2).

Вулканические комплексы отличаются широким спектром составов пород — от основных до кислых. При детальном комплексном исследовании были реконструированы фрагменты палеовулканов центрального и трещинного типов.

### 1. ПОСТРОЙКИ ИЗВЕРЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

В междуречье Корякская — Половинка, Фальшивая — Песчаная (см. рис. 1, цифры у знаков 1, 8) распространены эффузивно-пирокластические отложения основного и среднего состава, дайки андезитов и базальтов, купола дацитов. Характерна площадная пропилитиза-

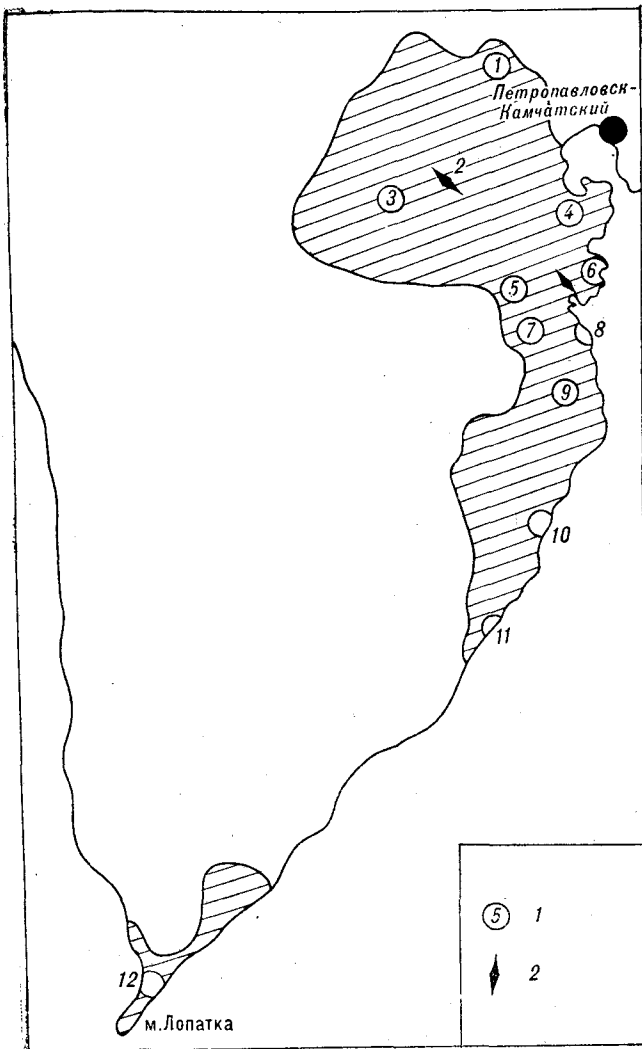


Рис. 1. Распространение андезитовой формации Южной Камчатки.

Реконструированы центры вулканических аппаратов центрального (1) и трещинного (2) типов.

ция и присутствие зон кварц-каолинитовых метасоматитов, медной и полиметаллической минерализации.

Истоки рек Вилюча — Паратунка (см. рис. 1, знак 5) сложены туфами, потоками андезитов и базальтов, субвулканическими телами андезитов, дацитов, диоритов и габбро. Пропилиты отмечаются лишь в наиболее глубинных врезках. В верхних горизонтах породы подвержены площадной пропилитизации, содержат зоны аргиллизитов, кварц-гидрослюдистых метасоматитов, рудоносные адуляр-карбонат-кварцевые и кварцевые жилы и зоны прожилкования.

В истоках р. Мутновской (см. рис. 1, знак 7) присутствуют кислые и средние туфы, потоки андезитов, субвулканические тела андезитов, диоритов, габбро и их дифференциатов: дацитов, кварцевых порфиров, гранит-порфиров.

Породы регионально пропилитизированы. Характерны линейные зоны измененных пород с горизонтальной зональностью: пропилитизированные породы — пропилиты — аргиллизиты — рудная зона с вкрапленной сульфидной минерализацией и наложенными металлоносными кварцевыми жилами выполнения.

В постройке на океанском побережье севернее бухты Вилючинской (см. рис. 1, знак 6) ассоциация агломератовых кислых туфов, потоков дацитов, даек и куполов андезитов и базальтов претерпела интенсивный натровый метасоматоз (альбитизацию).

В междуречье Фальшивая — Мутная (см. рис. 1, знак 9) распространены туфы умеренно кислого состава, потоки дацитов, андезитов, базальтов и их туфы, субпластовые тела андезитов и дацитов. Характерна площадная пропилитизация, локальная турмалинизация, интенсивная пиритизация. Постройка рассечена линейными зонами дробления и кварцевого прожилкования с медно-молибденовой и полиметаллической минерализацией.

Площадь вулканических построек центрального типа достигает 700 км<sup>2</sup> при мощности стратифицированных отложений у отдельных аппаратов в 1000 м и более.

## 2. ПОСТРОЙКИ ИЗВЕРЖЕНИЙ ТРЕЩИННОГО ТИПА

В руч. Начикинском (см. рис. 1, знак 2) распространена толща андезитов и андезитобазальтов с единичными линзами туфов общей мощностью 600 м. Породы регионально пропилитизированы.

Постройка на северном побережье бухты Вилючинской (см. рис. 1, знак 6) сложена кислыми пемзокластическими туфами, трещинными телами дацитов и альбитофиров, дайками андезитов и базальтов. Характерна интенсивная альбитизация.

В целом для андезитовой формации характерна повсеместная пропилитизация, развитие кварц-гидрослюдистых в адуляром и аргиллитизированных пород, в которых присутствуют жилы и зоны прожилкования, несущие рудную минерализацию близповерхностных типов.

Направленность вулканизма в большинстве случаев (для каждой конкретной ассоциации) смешанного типа, при этом вдоль океанского побережья широко развиты умеренно кислые и кислые вулканы, а в более западных районах преобладают средние и основные. Вулканическая деятельность начинается подводными трещинными извержениями пемзокластических туфов, сопровождающимися образованием дацитовых даек и залежей, линейных интрузий альбитофиров, дацитов и кварцевых порфиров (бухта Вилючинская и др.).

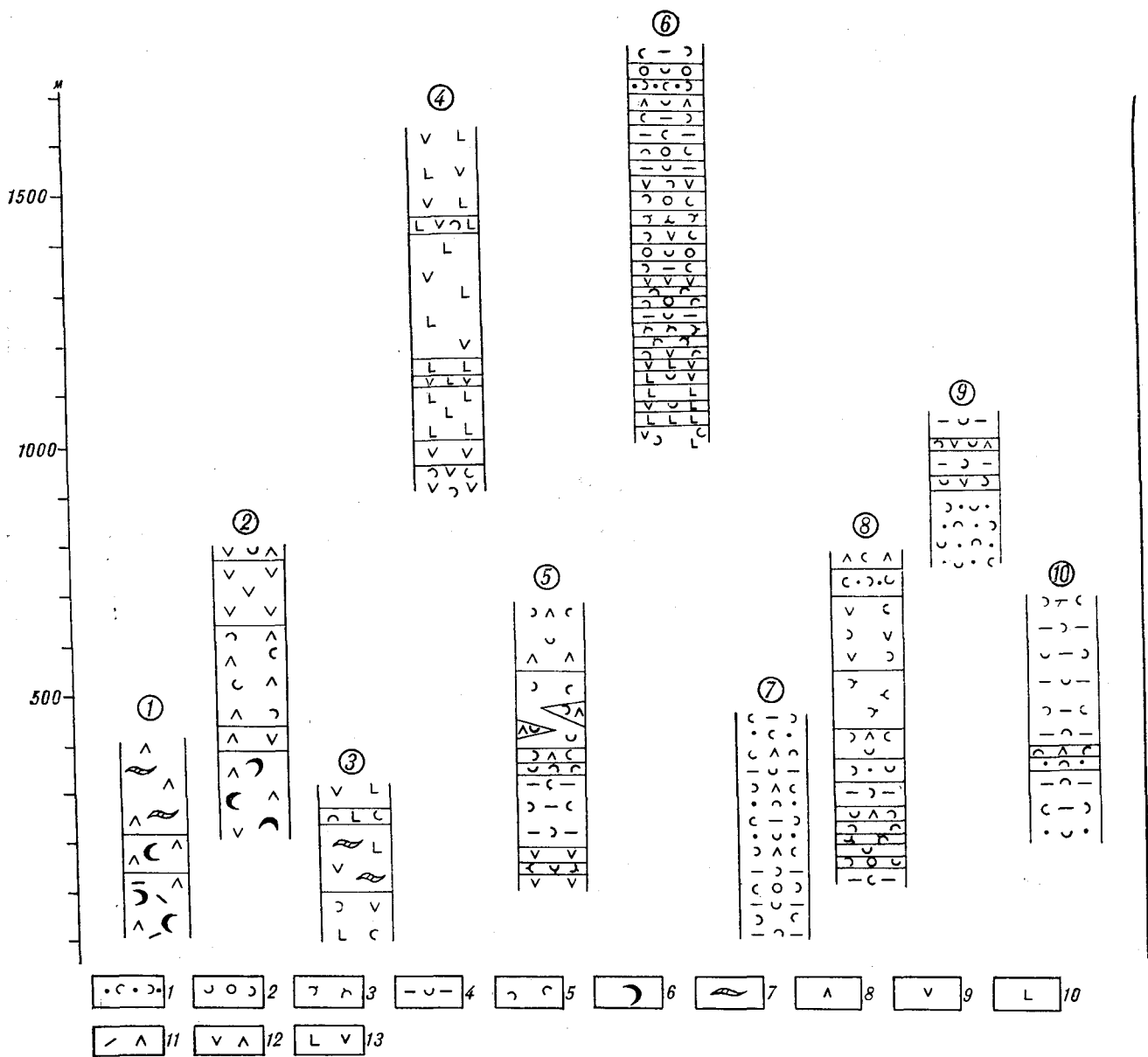


Рис. 2. Частные разрезы андезитовой формации.

Цифрами в кружках обозначены разрезы: 1—4 — преимущественно вулканогенные (1 — бухты Рукавичка, Лиственичная, Саботажная; 2 — верховье р. Веселой; 3 — левобережье р. Мутной; 4 — палеовулкан мыса Песчаного), 5, 6 — переходные (5 — левобережье р. Вилюча, 6 — левобережье р. Жировой), 7—10 — вулканогенно-осадочные (7 — Южный борт бухты Жировой; 8 — правобережье р. Жировой; 9, 10 — бассейн р. Асача).  
 1 — туфопесчаники, 2 — туфоконгломераты, 3 — туффиты, 4 — туфы, 5 — туфоалевролиты, 6 — агломераты, 7 — лавобрекчи, 8 — дациты, 9 — андезиты, 10 — базальты, 11 — липарито-дациты, 12 — андезито-дациты, 13 — андезито-базальты.  
 Состав пирокластитов отражается сочетанием их знаков со знаками эффузивных пород.

Переходные зоны от вулканитов к вулканомиктовым терригенным осадкам отличаются невыдержанностью строения, наличием линз грубообломочных пород с углистым детритом, избытием горизонтов туфов (см. рис. 2).

Вдоль океанского побережья (бухты Сараная, Вилючинская, Русская, Березовая) в наиболее ранних образованиях преобладает грубообломочный материал умеренно кислого и кислого состава, который выше по разрезу

меняется мелкообломочными слоистыми туфами субконтинентальных и мелководных фаций. Западнее все в больших количествах появляются среднеосновные вулканиты, которые доминируют в средних и верхних частях разрезов. Умеренно кислые разности вулканитов присутствуют здесь преимущественно в виде тонко- и ритмично-слоистых туфов.

В разрезах, сложенных вулканитами кислого состава, нередко сваренные, игнимбритоподобные кристаллолитовитрокластические туфы, ко-

торые Г. М. Власов описал как подводные кристаллоигнибриты [3, 4].

Вулканиды повсеместно подверглись региональным процессам низко-среднетемпературной пропилитизации. Плагноклаз альбитизирован, по нему развиваются цеолиты, серицит, карбонат, иногда анальцитом с гидрослюдой и хлоритом. Среди темноцветных минералов частично сохраняется лишь моноклинный пироксен. Ромбический пироксен, оливин и роговая обманка диагностируются по реликтовым формам, выполненным хлоритом, актинолитом, эпидотом, карбонатом и кварцем в различных сочетаниях. По стеклу основных пород развиваются хлорит, карбонат, лейкоксен с микровыделениями кварца. Стекло дацитов девитрифицировано в пятнистый кварц-полевошпатовый агрегат.

Вулканогенно-осадочный комплекс представлен туфогенными и вулканомиктовыми осадками (туффиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, туфокоагломораты), обильными прослоями пирокластолитов, реже потоками эффузивов. Встречаются углефицированный растительный детрит и послонные скопления фаунистических остатков. Для вулканогенно-осадочных пород характерны те же пропилитовые изменения, что и для синхронных вулканидов. Обломки в терригенных породах представлены вулканидами, а также породами фундамента: гранитоидами, гранито-гнейсами, микрокварцитами и яшмами, глинистыми, серицит-кварц-хлоритовыми и эпидот-биотит-хлоритовыми сланцами. Встречаются обломки кварца и кварц-серицитовых метасоматитов.

Субвулканические интрузии связаны с вулканическими аппаратами и являются жерловыми и околожерловыми фациями. Интрузии имеют олигоценый и раннемиоценовый возраст. Среди первых преобладают дациты и альбитофиры, менее распространены андезиты и базальтоиды. Раннемиоценовые субвулканические породы представлены базальтами, долеритами, андезитами, дацитами и кварцевыми порфирами. Характерны дайковые серии. Отличительной особенностью кислых разновидностей пород является их неравновесный состав с постепенными взаимопереходами от дацитов к липаритам. Им также присущи проявления интенсивных аутометасоматических процессов и гидротермально-метасоматических преобразований.

В наиболее глубинных врезках отдельных палеопостроек (истоки рек Мутновская, Вилюча, Паратунка и др.) вскрываются субвулканические интрузии диоритов, габбро-диоритов и габбро, слагающие небольшие массивы (от 1,5 до 13 км<sup>2</sup>) штоковидной, лакколито- и лополитообразной формы, а также пластообразные залежи. С вмещающими породами они имеют нормальные интрузивные контакты с дайковыми и силлоподобными апофизами. В центральных

частях массивов породы равномернозернистые, в эндоконтактных — порфировидные «эффузивного» облика. В экзоконтактах развиты маломощные зоны кварц-биотит-пироксеновых с актинолитом роговиков с «просвечивающей» реликтовой первичной структурой. Массивы сопровождаются дайками. Это либо маломощные (5—10 см) отходящие от эндоконтактной зоны ветвящиеся жилки аплитов (массив истоков р. Вилюча, кровля интрузии горы Мутной), либо мощные (до 5—10 м) и протяженные (до 1000 м) дайки дацитов, кварцевых порфиров и гранитпорфиров (рек Быстрая, Мутновская), приуроченные к постинтрузивным разрывам. Последние нередко служили путями миграции рудонесных гидротерм, обусловивших интенсивный метасоматоз (р. Мутновская), и осуществляли структурный контроль рудных тел (жилы метасоматического замещения и жилы выполнения полостей). Глубина становления массивов оценивается в 100—1000 м [5].

Андезитовая формация принадлежит к калиево-натриевому петрохимическому типу с существенно натриевым уклоном (см. таблицу). На диаграмме типа щелочности (рис. 3, г) ареал ее фигуративных точек близок к голоитцу, приведенному в книге «Магматические формации СССР» [10]. Отличие заключается в несколько пониженных значениях коэффициента  $K_2O:(Na_2O + 0,7K_2O)$ . Серийный индекс Риттмана ( $\sigma$ ) варьирует от 1,5 до 3,0 (см. таблицу) и указывает на принадлежность формации к известково-щелочному ряду с сильной и средней степенью родства. Коэффициент общей щелочности (к. о.) в базальтах варьирует в пределах 21,5—30,4, достигая величины 195 в липаритах. Коэффициент окисленности ( $F_2$ ) меняется незначительно от 0,4 до 0,69, а титанистость (Ti), составляя в базальтах 6,6—16, достигает наибольшей величины (до 24) в субвулканических комплексах (см. таблицу).

Среди вулканидов формации выделяются нормальные известково-щелочные и низкокальциевые известково-щелочные серии. Вулканиды низкокальциевой серии распространены вдоль океанского побережья, а нормальной известково-щелочной серии локализованы западнее. При примерно равных содержаниях  $SiO_2$  последние отличаются повышенным содержанием окиси калия (для базальтов 1,0% против 0,72—0,76%), скоростью насыщения калием и суммой щелочей. Низкокальциевые вулканиды более высокоглиноземистые (17,62—18,44%  $Al_2O_3$ ). По индексу Пикока (60) они относятся к наиболее насыщенному известью известково-щелочному, переходному к известковому (т. е. толеитовому) типу и могут быть определены по классификации Г. Йодера и К. Тилли как оливиновые, недосыщенные кремнеземом толеиты. Для них характерны более низкие значения коэффици-

**Петрохимическая характеристика пород андезитовой формации Южной Камчатки**

Оксиды, % элементы, г/г; индекс	р. Правая Быстрая		Бассейны рек Вилоча, Жировая, Фальшивая															Бассейн р. Ходутки					м. Лопатка	
			потоки				субвулканические тела								туфы			потоки		субвулканические тела				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22		
SiO <sub>2</sub>	50,50	53,10	50,96	53,75	58,64	64,08	69,56	67,20	57,52	53,44	53,50	49,77	75,91	66,84	47,84	50,40	56,80	70,10	66,80	57,60	48,20	57,90		
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,84	0,83	0,78	0,66	0,62	0,41	0,62	1,78	1,32	0,86	1,40	0,56	1,83	0,98	0,74	0,79	0,40	0,44	0,60	0,78	0,65		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,80	17,30	18,44	20,20	18,23	17,86	15,28	14,57	15,81	18,90	18,64	17,62	11,44	14,83	23,69	17,78	18,20	15,00	15,30	18,10	19,90	16,70		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,30	5,70	4,46	3,51	2,66	2,45	1,97	1,97	2,87	3,19	3,65	3,67	1,46	2,27	3,81	5,93	4,02	2,20	2,30	2,90	5,90	5,40		
FeO	5,30	3,40	4,45	5,01	3,66	1,56	1,28	1,46	4,22	4,73	4,78	6,12	1,36	1,41	5,23	3,19	3,60	1,10	2,70	3,40	4,80	3,30		
MnO	0,10	0,10	0,13	0,14	0,20	0,09	0,05	0,07	0,14	0,16	0,15	0,18	0,07	0,10	0,21	0,16	0,23	0,12	0,11	0,14	0,12	0,14		
MgO	4,3	3,44	4,13	3,80	2,14	1,75	0,56	1,65	3,48	3,97	3,91	5,16	0,93	1,33	4,55	3,89	2,60	0,70	1,60	2,20	4,04	3,07		
CaO	8,9	7,5	8,18	6,33	5,94	2,66	1,05	3,64	5,33	6,52	7,68	8,25	0,86	3,14	7,68	10,15	5,80	0,9	2,60	6,40	10,84	6,90		
Na <sub>2</sub> O	2,80	3,30	3,25	2,98	3,45	3,01	3,97	4,85	2,84	3,06	2,96	2,83	3,37	3,48	2,85	2,25	4,10	5,00	3,80	3,60	2,63	3,04		
K <sub>2</sub> O	1,00	1,20	0,72	0,92	1,41	2,10	4,96	1,99	1,71	0,83	1,10	0,76	2,32	2,19	0,95	0,68	1,40	2,80	1,90	1,60	0,54	1,22		
Ba			508	535(100)			505		535(100)		100	508	840	550	1180									
Cu			115	99(100)			35		99(100)		116	115	45	50	59									
Pb			5,2	5,4(16)			20		5,4(16)		14,5	5,2	70	12	6									
Zn			54	56(43)			30		56(43)		66	54	66	40	17									
As			38	73(40)			90		73(40)		37	38	70	7	40									
Cr			54	45(16)			70		45(16)		17	54	13	16	33									
Mn			713	560(730)			250		560(730)		870	713	900	470	750									
V			129	123(100)			58		123(100)		108	129	105	70	144									
Ni			7,9	10,2(4,8)			9		10,2(4,8)		8,6	7,9	7	8	7,5									
Co			11,1	10,8(7,8)			5		10,8(7,8)		17	11,1	8,5	9	8									
Ag			0,45	0,14(0,2)			0,03		0,14(0,2)		2,5	0,45	0,15	0,04	0,3									
σ	1,93	2,00	1,5	1,9	1,7	1,24	3,00	1,93	1,5	1,6	1,6	1,9				1,16	2,19	2,25	1,37	1,85	1,93	1,22		
к. о.	25,5	35,9	30,4	35	67	74,5	94,1	134,6	45	37	36	25				22,52	53,66	195	86,4	78,8	21,5	16,9		
к. к.	26,3	26,7	19	24	30	41,1	55,5	29,1	40	20	27	19				23,21	25,44	35,9	33,3	30,8	17,03	28,6		
Sl	23	11,1	24	26	15	8,75	4,4	13,8	23	26	23	28				24,40	16,54	5,93	13,01	16,06	22,60	19,50		
α/β	0,09	0,14	0,12	0,12	0,18	0,23	0,46	0,35	0,15	0,12	0,09	0,10				0,08	0,19	0,53	0,27	0,18	0,09	0,16		
Ф	23	38	33	40	47	74	90	65	46	39	35	31				22,4	38,46	89,70	68,70	44,80	22,7	38,20		
M	71	73	64	67	75	70	85	68	67	68	66	65				70,1	74,56	82,50	75,8	74,1	72,6	73,9		
K <sub>2</sub> O/ /Na <sub>2</sub> O	0,36	0,36	0,25	0,30	0,40	0,70	1,25	0,40	0,96	0,24	0,4	0,25				0,30	0,34	0,56	0,50	0,44	0,21	0,40		
F <sub>4</sub>	0,50	0,63	0,50	0,45	0,42	0,52	0,61	0,57	0,40	0,40	0,40	0,40				0,65	0,53	0,69	0,46	0,46	0,55	0,62		
Θ	35	35	35	40	40	45	33	35	38	39	38	35,1				39	35,4	34,6	41,4	37,8	35,4	37,3		
Ti	6,6	9,2	9,0	10	11	15,6	12,6	17,8	24	16	10	16				8,11	10,4	12,12	8,8	9,52	7,29	7,47		
N	1	3	2	4	5	2	2	1	4	5	35	13	2	1	2	2	4	1	5	2	2	2		
n	—	—	165	200	90	—	106	—	210	60	30	165	30	47	29	—	—	—	—	—	—	—		

Примечание. N — количество химических анализов (окислы), n — количество спектральных анализов (элементы). Порядковые номера колонок означают: 1, 3, 12, 16, 21 — базальты, 2, 4, 10 — андезито-базальты, 5, 9, 17, 20, 22 — андезиты, 6, 8, 19 — дациты, 7, 18 — липариты, 11 — массивы диоритов-габбро. Двойными цифрами в колонках указаны содержания элементов в безрудных и рудоносных (в скобках) структурах. Номера 16—20 — кол. В. И. Федореева, 21, 22 — кол. Ю. М. Слепова. Анализы выполнены в Центральной лаборатории производственно-геологического объединения Камчатгеология в 1970—1980 гг.

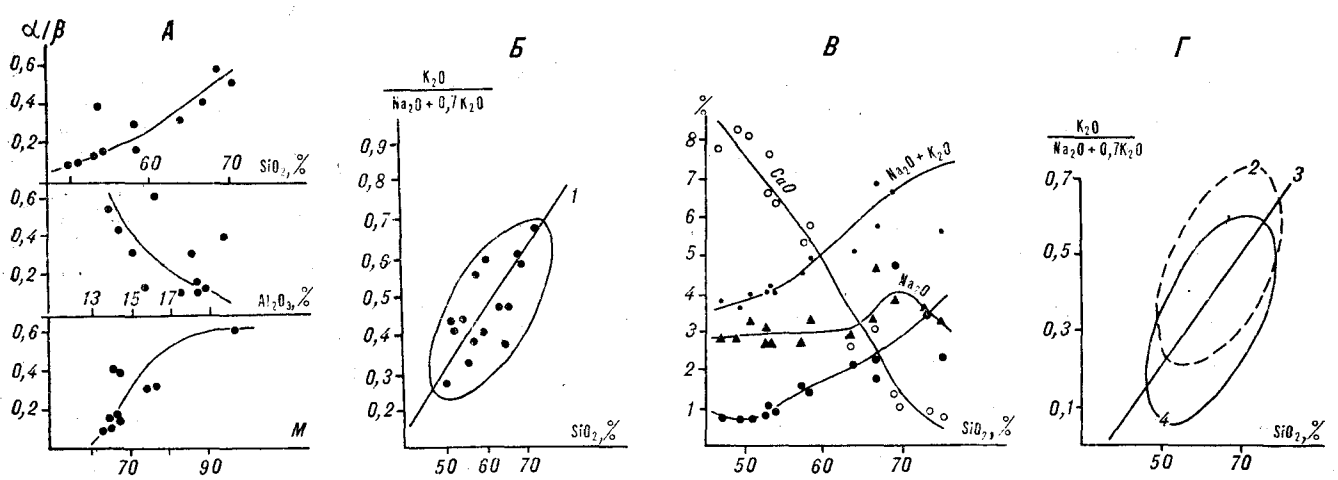


Рис. 3. Петрохимические диаграммы андезитовой формации Южной Камчатки.

А — диаграмма  $\alpha/\beta$  —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $M$ , где  $\alpha/\beta = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO})$  — щелочно-фемический показатель принадлежности к родоначальной магме;  $M = 100 \cdot (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) : (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  — мафический коэффициент Уэджера и Дира, коэффициент железистости. В — диаграмма типа щелочности по данным средних составов по сокращенному силикатному анализу. 1 — осевая линия калиево-натриевых пород. В — диаграмма  $\text{CaO}$  (кружки),  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (точки),  $\text{Na}_2\text{O}$  (треугольники),  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (залитые кружки). Г — диаграмма типа щелочности по результатам полного силикатного анализа. 2 — контур ареала фигуративных точек гомолита андезитовой формации по книге «Магматические формации СССР» (1979); 3 — осевая линия калиево-натриевых пород; 4 — контур ареала фигуративных точек андезитовой формации Южной Камчатки.

ента калиевости (к. к.) (19 против 26,3), отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0,25 против 0,36) и мафического индекса ( $M$ ) (64,5 против 71). Индекс фракционирования Куно ( $SI$ ), равный 23—28, определяет глиноземистый тип магматических расплавов.

Обращают внимание значения сериального индекса Сугимуря [13]  $\Theta = \text{SiO}_2 - 47 \cdot (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3$ , которые в верховьях р. Быстрой и вдоль океанского побережья до широт бухты Асача (бассейны рек Вилюча — Жирова — Мутная) равны 34,5—36,2, а южнее (бассейн р. Ходутка, М. Лопатка) колеблются в пределах 37—39.

По сравнению с более поздними вулканитами вулканиты андезитовой формации характеризуются повышенными содержаниями Ва, As, Ag (см. таблицу).

Рис. 4 иллюстрирует корреляционные соотношения элементов группы железа. По характеру распределения никеля и хрома базальтоиды близки к современным островодужным по Б. Г. Лутцу [9], охватывая ареалы толеитов и известково-щелочных серий.

Генетическое родство эффузивных андезитов и субвулканических интрузий диоритов и габбро предполагается на основании близких содержаний таких элементов, как барий, медь, свинец, мышьяк, хром, ванадий, а также парных соотношений  $\text{Mn}/\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}/\text{Co}$ ,  $\text{Mo}/\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}/\text{Cu}$ ,  $\text{V}/\text{Cr}$  (см. таблицу). Некоторые различия по цинку, марганцу и серебру объясняются наложенными процессами в пределах рудных полей. Пространственно-временная сопряженность лав и субвулканических интрузий и фациальные соотно-

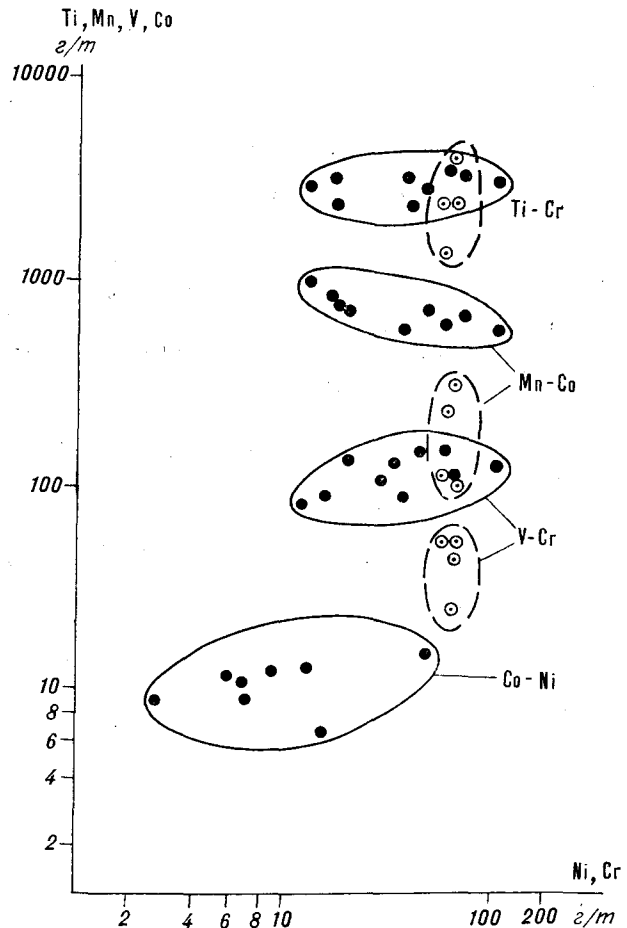


Рис. 4. Диаграмма корреляционных соотношений элементов группы железа в вулканитах андезитовой формации Южной Камчатки (сплошная линия — контур фигуративных точек основных, пунктирная линия — кислых пород).

шения в конкретных палеовулканах также подтверждают их формационную общность.

Касаясь отличия рудовмещающих комплексов от безрудных, можно отметить следующее. Вулканиды рудоносных структур отличаются (от безрудных) пониженным содержанием (см. таблицу) Ва, Мо, As, Cr и повышенным — Cu, Pb, Mn, Ag и отношения Mn/Cr.

Радиологический возраст пород продуктивной андезитовой формации (колл. Н. Ф. Данилеско, К-Аг метод, определитель Л. М. Кононов, лаборатория Бурятского ТГУ) следующий (в млн. лет): эффузивно-пирокластический комплекс — 40,0; 41,0 (туф дацита, бухта Мутная), 28,6; 30,1 (туф, хр. Каменистый), 37,5; 39,0 (андезито-базальт, р. Корякская); субвулканический комплекс, в том числе раннемиоценовые породы: 24,7; 25,6; 30,0; 31,0 (диоритовый порфирит,

р. Вичаевская), 19,2; 20,7 (дацит, р. Фальшивая); олигоценовые породы: 30,1; 30,8 (диоритовый порфирит, бухта Березовая), 35,6; 37,1 (габбро-диорит, руч. Березовый).

Терригенные породы формации содержат остатки *Yoldia coldata tshekhovi* L. Krisht., Y. (*Kalayoldia*) *matschigarica* L. Krisht., Y. (*Murayoldia*) *oblukovinensis* L. Krisht., Y. *takaradaiensis* L. Krisht., Y. *matschigarica* L. Krisht., *Delectopecten pedroanus* (Trash.), *Macoma simizuensis* L. Krisht., *Nuculana robai* (Kuroda), *Chlamus matschigarensis* Mak., *Corbicula sitakaraensis* Suzuki и др. (определения и заключения по фауне произведены В. М. Гладиковой), которые сопоставляются с мачигарским фаунистическим комплексом Сахалина, гаххинским и утхолокским комплексами Западно-Камчатского прогиба.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С. Е., Ежов Б. В.* Тектоническое строение Центрально-Камчатского вулканического пояса и некоторые особенности локализации оруденения.— *Геол. и геофиз.*, 1978, № 12.
2. *Апрелков С. Е., Жегалов Ю. В.* О вулканических поясах Камчатки.— *Геотектоника*, 1972, № 2.
3. *Власов Г. М., Борисов О. Г. и др.* Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978.
4. *Власов Г. М., Борисов О. Г. и др.* Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М.: Наука, 1978.
5. *Вольнец О. Н., Колосков А. В. и др.* Вопросы магматизма Центральной Камчатки.— В кн.: *Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану*. М.: Наука, 1968.
6. *Карта магматических формаций СССР*. м-б 1:2 500 000/Гл. ред. Д. С. Харькевич. М., 1971.
7. *Конда Т.* Базальты среднемиоценового возраста в северо-восточной части Японской островной дуги.— В кн.: *Вулканизм островных дуг*. М.: Наука, 1977.
8. *Лоншаков Е. А.* Ряды вулкано-тектонических структур и структурно-вещественные парагенезисы Южно-Камчатского района.— *Бюл. вулканол. станций*, № 57. М.: Наука, 1979.
9. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
10. *Магматические формации СССР*. Т. 1, 2. Л.: Недра, 1979.
11. *Остроумова А. С., Ротман В. К. и др.* Сравнительный петрохимический анализ андезитовых серий в связи с проблемой реконструкции древних островных дуг.— В кн.: *Глобальные палеовулканологические реконструкции*. Новосибирск: Наука, 1979.
12. *Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
13. *Сугимур А.* Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг (предварительная заметка).— В кн.: *Окраины континентов и островные дуги*. М.: Мир, 1970.
14. *Фаворская М. А., Волчанская И. К. и др.* Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965.

ПГО Камчатгеология  
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию  
9 мая 1982 г.



Г. И. Архипов

## ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРАХ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

На основании анализа тектонического и геохронологического положения, а также генезиса железных руд описано их распределение в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Выделено восемь руд-

На территории северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса имеется более 1400 месторождений и проявлений железных руд.

При оценке перспектив Дальнего Востока на железные руды получены некоторые результаты по региональным и геохронологическим закономерностям их размещения [1, 2], выполнено металлогеническое районирование этой территории по железу (см. рисунок). Рассматриваемая территория, являющаяся частью Тихоокеанского рудного пояса [5], характеризуется слабой изученностью на железо, которое к тому же не считается типоморфным металлом этого рудного пояса. Поэтому при анализе закономерностей размещения железоруднения были учтены его проявления различного масштаба от крупных месторождений (с запасами более 300 млн. т руды) до небольших рудопроявлений. При систематизации проявлений железных руд по генезису за основу была принята систематика железорудных месторождений Г. А. Соколова и В. М. Григорьева [6]. Проявления железных руд Дальнего Востока принадлежат следующим генетическим группам формаций: магматической, метасоматической, гидротермальной, вулканогенно-осадочной, осадочной, метаморфогенной и гипергенной [4].

В составе магматической группы формаций выделяются: 1) формация титаномагнетитовая в габбро-гипербазитах, 2) формация титаномагнетитовая в габбро-амфиболитах, 3) формация апатит-ильменит-титаномагнетитовая в габбро-анортозитах, 4) формация титаномагнетитовая в щелочно-ультраосновных интрузиях с карбонатами, 5) формация магнетитовая в основных эффузивах. Метасоматическая группа формаций представлена тремя разновидностями: 1) магнетитовой известково-скарновой,

ных провинций, подразделенных на рудные районы. Охарактеризована их связь с геологическим развитием региона. Для крупных геоблоков указаны эпохи железооруднения.

2) магнетитовой магнезиально-скарновой и 3) сульфидно-магнетитовой формациями. Вулканогенно-осадочная группа включает формации: 1) кремнисто-гематито-магнетитовую в терригенно-кремнисто-вулканогенных отложениях, 2) гематито-магнетитовую в сланцево-карбонатных отложениях, 3) гётит-лимонитовую современных вулканических областей.

Среди осадочных железорудных формаций различаются: 1) гётит-лимонитовая, гематитовая, сидеритовая формации в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях, 2) магнетитовые, циркон-мартитовые, рутил-магнетитовые ископаемые россыпи, 3) титаномагнетитовые, магнетитовые современные россыпи. Гипергенные формации представлены двумя типами: 1) лимонитовой, сидерит-лимонитовой, гематит-лимонитовой инфильтрационной и 2) бурожелезняковой корой выветривания типа «железной шляпы».

К метаморфогенной группе отнесены широко распространенные в архейских комплексах руды кварц-магнетитового, амфибол-кварц-магнетитового, пироксен-кварц-магнетитового состава, представляющие собой как метаморфизованные первично вулканогенно-осадочные или осадочные слои железных руд, так и рудные тела, возникшие в результате регионального метаморфизма и гранитизации в стратифицированных толщах или образовавшиеся по основным и ультраосновным интрузивным породам. В соответствии с этим выделены: 1) магнетитовая стратиформная формация, к которой отнесены залежи магнетитовых руд в метаморфических комплексах архея, и 2) магнетитовая формация в основных и ультраосновных интрузиях.

В пределах *Сибирской платформы* руды железа образовывались на протяжении всей истории ее развития. Для среднего архея, т. е. до-

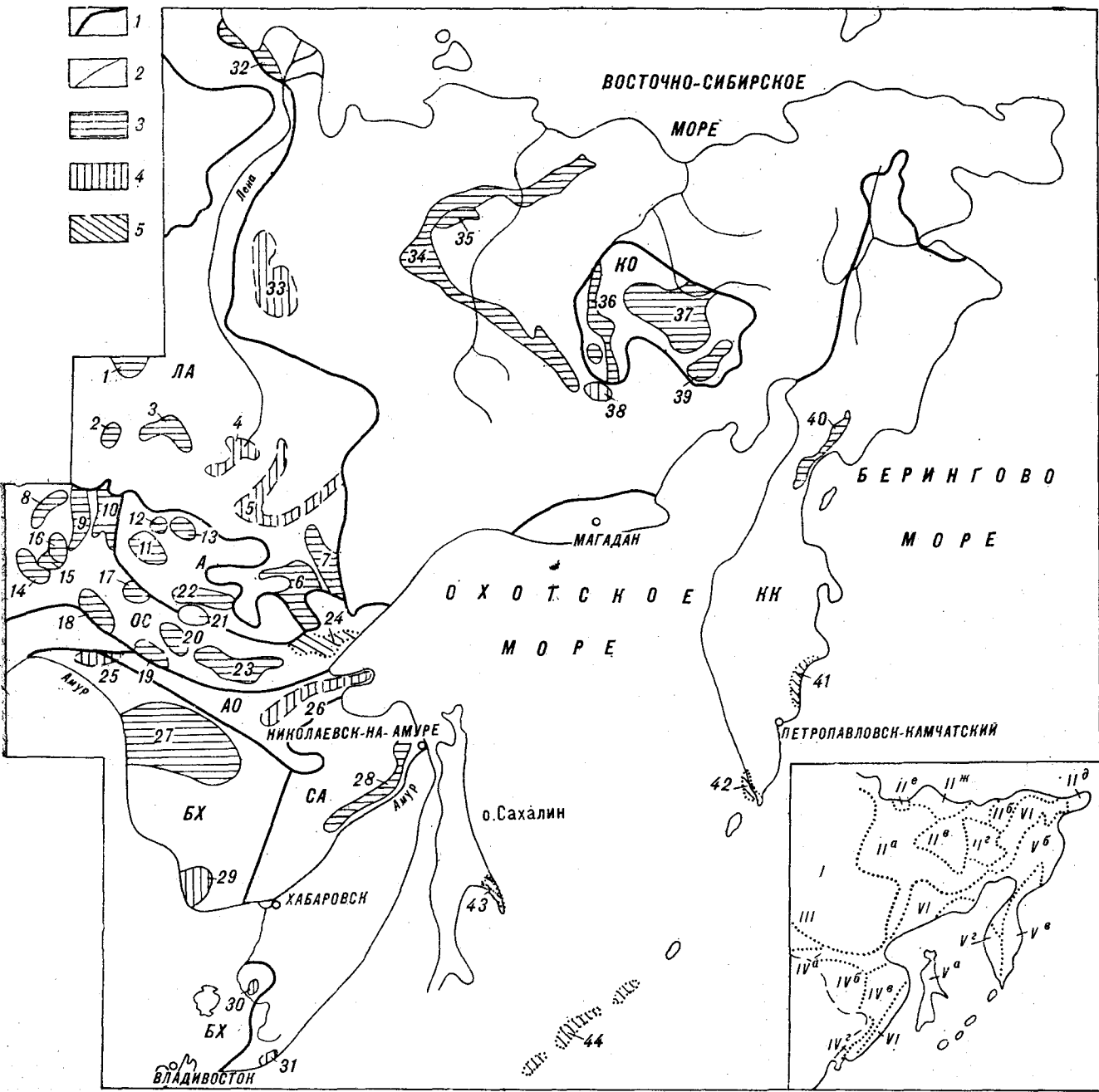


Схема металлогенического районирования северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса по железу.

1 — границы рудных провинций; 2 — границы рудных районов; 3 — железорудные районы; 4 — марганцевожелезорудные районы; 5 — титаново-железорудные районы.

Железорудные провинции: ЛА — Лено-Алданская, А — Алданская, ОС — Олекмо-Становая, КО — Кольмо-Омолонская, АО — Амуро-Охотская, БХ — Бурейско-Ханкайская, СА — Сихотэ-Алинская, КК — Корякско-Камчатско-Курильская. Рудные районы: 1 — Лено-Вилюйский, 2 — Лено-Чарский, 3 — Лено-Мальганский, 4 — Ботомский, 5 — Алдано-Амгинский, 6 — Учурский, 7 — Майский, 8 — Чаро-Токтинский, 9 — Тасмиелинский, 10 — Олекмо-Амгинский, 11 — Дёс-Леглиерский, 12 — Центрально-Алданский, 13 — Эмельджакский, 14 — Катугинский, 15 — Калаканский, 16 — Ханинский, 17 — Холодниканский, 18 — Нюкжинский, 19 — Золотогорский, 20 — Брятинский, 21 — Сутамо-Говамский, 22 — Нуямский, 23 — Бомбакский, 24 — Джугджурский, 25 — Сквородинский, 26 — Удско-Павтарский, 27 — Селемджинский, 28 — Нижнеамурский; 29 —

Хинганский, 30 — Уссурйский, 31 — Ольгинский, 32 — Лено-Оленёкский, 33 — Эндубальский, 34 — Омулеско-Полоусненский, 35 — Уяндинский, 36 — Кольмский, 37 — Ульганский, 38 — Сеймчанский, 39 — Верхнеомолонский, 40 — Корфовский, 41 — Халактырский, 42 — Озерновский, 43 — Южно-Сахалинский, 44 — Южно-Курильский.

На врезке: I — Сибирская платформа; II — Верхояно-Чукотская складчатая область; IIa — Верхояно-Кольмская складчатая система, IIb — Чукотская складчатая система, IIc — Кольмский массив, IId — Омолонский массив, IIe — Чукотский массив, IIe — Усть-Янский массив, IIж — Хромский массив; III — Селегинно-Яблоновая складчатая система; IV — Амурская складчатая область; IVa — Монголо-Охотская складчатая система, IVb — Бурейнский массив, IVc — Сихотэ-Алинская складчатая система, IVd — Ханкайский массив; V — Ниппонская геосинклинально-складчатая система; Va — Хоккайдо-Сахалинская складчатая система, Vb — Охотско-Корякская складчатая система, Vc — Курило-Восточнокамчатская геосинклинально-складчатая система, Vd — Центрально-Охотский массив, VI — Восточно-Азиатский вулканогенный пояс.

платформенного времени, характерно широкое распространение месторождений и рудопроявлений метаморфогенной магнетитовой стратиформной формации (железистые кварциты) в складчатых комплексах геосинклинального типа\*. В этих же комплексах в связи с геосинклинальным плутоническим магматизмом архейского цикла образовались месторождения метасоматической магнетитовой магнезиально-скарновой формации. Оруденение первой формации развито в Сутамо-Гонамском, Холодниканском и отчасти Дес-Леглиерском железорудных районах (месторождения Ягиндя, Гидатское, Холодниканское, Гематитовое), второй — в Дес-Леглиерском и Эмельджакском районах (месторождения Таежное, Пионерское, Десовское, Эмельджакское и др.) Алданской и прилегающей к ней части Олёкмо-Становой железорудных провинций.

В позднем архее, еще до формирования платформы, в складчатых комплексах метаморфических пород преимущественно на юге образуются метаморфогенные магнетитовые руды стратиформной и других формаций, размещающихся в основных интрузиях (Чаро-Токкинский, Тасмиелинский, Олёкмо-Амгинский, Ханинский, Катугинский, Калаканский, Ньюкжинский, Золотогорский, Брятинский, Бомнакский железорудные районы). Причем только в Бомнакском районе распространена метаморфогенная формация в основных интрузивах [1], представленная месторождениями Сиванским и Ландыш. Магматическая апатит-ильменит-титаномагнетитовая в габбро-анортитах формация этого цикла образует многочисленные, и в том числе крупные, месторождения, сосредоточенные в Джугджурском рудном районе (месторождения Джанинское, Богидэ, Геранское и др.).

Эоплатформенная эпоха (ранний протерозой) характеризуется формированием осадочных и магматических железорудных формаций. Первые представлены погребенными россыпями (единичные проявления) и гематитовой, гётит-лимонитовой, сидеритовой формациями в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях. Проявления последней формации не образуют крупных месторождений. Магматическая группа представлена титаномагнетитовой в габбро-гипербазитах и апатит-ильменит-титаномагнетитовой в габбро-анортитах формациями. Отдельные проявления магматических формаций известны в Калаканском (Чинейское месторождение) и Ханинском железорудных районах. С этой же эпохой связано образование редких проявлений метаморфогенной магнетитовой стратиформной формации.

\* Может быть, правильнее было бы назвать эту формацию не метаморфогенной, а метаморфизованной. — *Прим. ред.*

С позднепротерозойским временем связано появление в составе терригенных и карбонатно-терригенных толщ осадочных гётит-лимонитовых, гематитовых и сидеритовых руд. Руды образуют, по имеющимся данным, прослои небольшой мощности, но имеют значительное распространение. Они известны в различных частях платформы, а также в прилегающих к ней участках других геоблоков. На платформе проявления железорудной формации этого типа распространены в Майском, Учурском, Нуямском рудных районах, известны они и на севере платформы в Оленёкском погружении. В рудах там постоянно отмечаются повышенные содержания марганца. Для позднепротерозойского этапа характерно появление титаномагнетитовой (а вообще полиметальной) в щелочно-ультраосновных интрузиях с карбонатами магматической формации. Небольшие проявления ее известны в Учурском рудном районе (месторождение Кондёр), более значительные — в северной части платформы за пределами территории, показанной на прилагаемой схеме (см. рисунок). Появление ее обусловлено глубокими расколами краевых частей платформы, а минеральный состав как руд, так и интрузий предопределен характером прорванных осадочных толщ. Ранне-среднепалеозойский, среднепалеозойский и позднепалеозойско-раннемезозойский этапы геологического развития для Сибирской платформы не являются продуктивными на железные руды. Известны единичные проявления метасоматической магнетитовой известково-скарновой формации в образованиях первых двух этапов и магматической титаномагнетитовой — в образованиях последнего из названных этапов. Вероятно также существование осадочных железных руд в отложениях ранне-среднепалеозойского этапа.

Мезозойский этап развития платформы проявлен разнообразными железорудными проявлениями экзогенного и эндогенного типов. Наиболее многочисленны проявления гётит-лимонитовых, сидеритовых осадочных и лимонитовых, сидерит-лимонитовых, гематит-лимонитовых гипергенных руд в раннеюрских отложениях. Зачастую эти типы руд находятся совместно. Их характерная черта — присутствие марганца в виде примеси в бурых железняках, а также в форме самостоятельных пластов. Осадочные руды широко распространены в центральной части платформы, но встречаются и в краевых ее частях. Они сосредоточены в Ботомском (группа Ботомских месторождений) и Алдано-Амгинском марганцево-железорудных и Лено-Вилуйском, Лено-Чарском, Лено-Малыканском железорудных районах Лено-Алданской железорудной провинции. Широко распространены проявления метасо-

матических формаций — магнетитовой известково-скарновой, магнетитовой магнезиально-скарновой, сульфидно-магнетитовой. Они известны в ряде рудных районов южной части платформы — Учурском, Майском, Бомнакском и на площадях между ними. Проявления магнетитовой магнезиально-скарновой формации характерны для Центрально-Алданского рудного района. Несмотря на многочисленность метасоматических проявлений железных руд, среди них нет значительных объектов. Единичны и магматические титаномагнетитовые и магнетитовые проявления в габбро-гипербазитах и в основных эффузивах.

Мезозойско-кайнозойский и кайнозойский этапы развития платформы отличаются осадочным генезисом проявлений железа, главным образом, россыпного характера.

Для части *Селенгино-Яблоновой складчатой области* можно сделать вывод о том, что здесь проявились архейско-раннепротерозойская, позднепротерозойско-раннепалеозойская, позднепалеозойско-раннемезозойская, позднемезозойская железорудные эпохи. Пока известны лишь единичные проявления метаморфогенной магнетитовой стратиформной формации в образованиях первой эпохи, магматической титаномагнетитовой в габбро-гипербазитах — во второй, метасоматической магнетитовой известково-скарновой — в третьей. Проявлений железных руд позднемезозойской эпохи на территории, показанной на схеме, не известно, но отложения соответствующего возраста, в которых находится Березовское месторождение (Читинская область), здесь распространены.

В *Верхояно-Чукотской складчатой области*, прежде чем выделять эпохи рудообразования, коротко охарактеризуем распределение железных руд по крупным тектоническим структурам.

В Верхояно-Колымской складчатой системе устанавливаются среднепалеозойско-раннемезозойский и мезозойский временные интервалы, в течение которых образовались преимущественно осадочные железные руды. В первый из них в мощных толщах терригенных, карбонатно-терригенных осадков отлагались сидеритовые и окисные руды железа с повышенными содержаниями марганца (Эндыбальский рудный район). С мезозойским периодом связано образование пластов осадочных и гипергенных руд железа в Лено-Оленёкском железорудном районе, аналогичных распространенным в центральной части Сибирской платформы. Известны единичные метасоматические и гидротермальные проявления железа.

В Чукотской складчатой системе известны лишь единичные метасоматические магнетитовые известково-скарновые проявления. Известково-скарновые и вулканогенно-осадочные руды

железа могли здесь формироваться и в более ранний, среднепалеозойский период.

В пределах Колымского массива в раннем — среднем протерозое сформировались единичные проявления магматических руд железа. Более продуктивен был верхнепротерозойский период: к этому времени относится образование осадочных гематитовых руд (Победное месторождение) в карбонатных отложениях, ископаемых россыпей в Колымском и Уляганском железорудном районах. В раннем — среднем палеозое известны единичные проявления метасоматических магнетитовой известково-скарновой и сульфидно-магнетитовой формаций. Со среднепалеозойским — раннемезозойским циклом связаны метасоматические и осадочные железные руды, а также вулканогенно-осадочные руды марганца. Известные пока проявления имеют незначительные размеры, но в дальнейшем могут быть обнаружены средние по масштабу месторождения. Здесь намечаются потенциальные железорудные районы Омuleвско-Полоусненский, Уяндинский и Сеймчанский.

На Омолонском массиве высокой продуктивностью на железо отличаются архейский и раннепалеозойский циклы. С первым из них связано образование крупных, по предварительным данным, месторождений метаморфогенной магнетитовой стратиформной формации (Верхне-Омолонское и другие месторождения), со вторым — также значительных магнетитовых известково-скарновых месторождений (Скарновое месторождение). И те и другие сосредоточены в Верхне-Омолонском железорудном районе [3]. С более поздними средне- и верхнепалеозойскими и позднемезозойскими периодами в Уляганском железорудном районе связаны незначительные и редкие проявления магнетитовых известково-скарновых и гётит-лимонитовых, сидеритовых осадочных железных руд, иногда с повышенными содержаниями марганца.

На Охотском массиве в архейских образованиях имеются единичные проявления метаморфогенной магнетитовой стратиформной формации, а в породах мезозойского цикла — метасоматические сульфидно-магнетитовые проявления.

На Чукотском массиве в мезозойское время возникли единичные метасоматические магнетитовые известково-скарновые и сульфидно-магнетитовые, а также гидротермальные железорудные проявления; в кайнозое известны бурожелезняковые шляпы. Предполагается наличие метаморфогенных магнетитовых стратиформных залежей в наиболее древних метаморфических породах протерозоя (возможно, архей).

В пределах Усть-Янского и Хромского массивов возможно существование метасоматических проявлений железных руд, образовавшихся в мезозое.

Обобщение данных по Верхояно-Чукотской складчатой области в целом показывает, что наиболее выразительно эпохи железорудения проявлены здесь на Омолонском массиве и прилегающем к нему с запада Приколымском поднятии. Здесь выделяются три продуктивные железорудные эпохи: архейская, позднепротерозойская и раннепалеозойская. С ними можно параллелизовать менее активные проявления железорудного процесса остальной территории области. Расплывчато определяется эпоха (скорее всего не одна), охватывающая отрезок времени с конца среднего палеозоя до конца мезозоя. В это время в различных структурах устанавливается осадочное и эндогенное железорудение.

В пределах *Амурской складчатой области* выделяются четыре крупных геоблока. В геологическом развитии Монголо-Охотской складчатой системы выделяется пять этапов. Не со всеми из них связан продуктивный в отношении железа рудный процесс. С допозднепротерозойским этапом связано образование магматических комплексных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд (северная часть Удско-Шантарского марганцево-железородного района). В раннепалеозойский этап в состав вулканогенно-осадочных толщ вошли синхронные им пласты руд железа кремнисто-гематитомагнетитовой формации. Масштабы рудоотложения значительные (Удско-Шантарский район). В последующие этапы, ранне-среднепалеозойский и среднепалеозойско-раннемезозойский, также известны вулканогенно-осадочные проявления железа, принадлежащие той же формации, но размеры их значительно уступают раннепалеозойским. С последним этапом связаны проявления метасоматической сульфидно-магнетитовой формации, образующие практически значимое оруденение в Сквородинском железорудном районе (Тахтамыгдинское месторождение), а также практически незначительные магматические проявления железа. В образованиях мезозойского этапа руд железа не известно.

Сихотэ-Алинская складчатая система сформировалась в основном в два этапа: среднепалеозойско-раннемезозойский и мезозойско-кайнозойский. В раннегеосинклинальных образованиях первого этапа известны единичные магматические и незначительные вулканогенно-осадочные концентрации железа. В связи с образованиями второго этапа известны редкие и мелкие проявления осадочных железных руд, а также гидротермальные проявления железа. Месторождения и крупные проявления представлены метасоматической магнетитовой, из-

вестково-скарновой и сульфидно-магнетитовой формациями. Они известны в Ольгинском железорудном и других районах (Ванданские проявления, Хехцирское месторождение). В самые поздние периоды второго этапа, в кайнозое, формируются гипергенные руды железа в Нижнеамурском железорудном районе.

На Буреинском массиве в образованиях допозднепротерозойского этапа имеются единичные мелкие метаморфогенные магнетитовые стратиформные проявления, а среднепалеозойско-раннемезозойского — столь же незначительные проявления магнетитовой известково-скарновой формации. Высокопродуктивным был раннепалеозойский этап; с ним связаны крупные месторождения вулканогенно-осадочной гематито-магнетитовой (Кимканское, Сутарское) и метасоматической магнетитовой известково-скарновой (Гаринское) формаций\* в Хинганском и Селемджинском железорудных районах. Проявления других типов оруденения незначительны.

На Ханкайском массиве промышленное оруденение, представленное вулканогенно-осадочной гематито-магнетитовой формацией с повышенным содержанием марганца, сосредоточено в отложениях позднепротерозойско-кембрийского этапа. Имеются месторождения этой формации в Уссурийском железорудном районе. В образованиях допозднепротерозойского этапа отмечаются единичные проявления метаморфогенной магнетитовой стратиформной формации, а в палеозойско-мезозойских породах — осадочные, магматические и метасоматические руды железа. Последние представлены несколькими месторождениями в районе южнее оз. Ханка (Уссурийское и др.). Практически значимые проявления образуют современные титаномагнетитовые пески, например Посьетское месторождение на побережье Японского моря.

В результате обобщения данных по размещению проявлений железного оруденения в целом для Амурской складчатой области можно выделить железорудные эпохи: 1) раннепалеозойскую с вулканогенно-осадочным и метасоматическим оруденением, 2) кайнозойскую с преобладанием гипергенных процессов рудообразования.

В составе *Ниппонской геосинклинально-складчатой области* выделяется ряд структурно-тектонических зон, главные события в развитии которых связаны с послепалеозойским временем. Определяющими рудный процесс были вулканогенно-осадочный литогенез, явления гипергенеза и осадкообразования. Име-

\* Руды Гаринского месторождения также, по-видимому, первично вулканогенно-осадочные, в последующем скарнированные у интрузии. — *Прим. ред.*

ются некоторые различия в металлогеническом аспекте между отдельными структурами.

Хоккайдо-Сахалинская складчатая система развивалась в течение двух геосинклинальных циклов, во время которых наибольшим развитием пользовались собственно геосинклинальные образования. В толщах обоих циклов известны вулканогенно-осадочные проявления железных руд, не представляющие практического интереса. Еще меньшее значение имеют единичные мелкие проявления магматических, гидротермальных и метасоматических концентраций железа. Чаще встречаются осадочные сидеритовые, бурожелезняковые гипергенные (инфильтрационные) руды железа в образованиях позднемезозойско-кайнозойского цикла. Практическое значение могут приобрести титаномагнетитовые, магнетитовые морские современные россыпи, встречающиеся преимущественно в южной части о. Сахалин (Южно-Сахалинский титано-железорудный район).

Охотско-Корякская складчатая система также является полициклической. С разными циклами связано появление вулканогенно-осадочных, магматических, метасоматических и гидротермальных проявлений железных руд. Имеются единичные проявления ископаемых и современных россыпей магнетита, титаномагнетита. Известные здесь руды железа не образуют практически важных скоплений.

С позднемезозойско-кайнозойским циклом развития Курило-Восточнокамчатской геосинклинально-складчатой области, продолжающимся и сейчас, связаны железорудные концентрации нескольких генетических типов. Известны единичные мелкие проявления вулканогенно-осадочных и гидротермальных руд железа. Наибольшие проявления образуют гипергенные бурые железняки в Корфовском железорудном районе, современные морские титаномагнетитовые и магнетитовые россыпи в Халактырском, Озерновском и Южно-Курильском титано-железорудных районах и некоторые лимонитовые накопления на современных вулканах Курильских островов (Лимонитовый Каскад).

На Центрально-Охотском массиве в домезозойских образованиях имеются единичные проявления метасоматических и гидротермальных руд железа, а в позднемезозойско-кайнозойских — ископаемые россыпи магнетита.

Суммируя данные по распределению оруденения в Ниппонской области, можно выделить там одну кайнозойскую железорудную эпоху, характеризующуюся преимущественно экзогенным рудообразованием.

В результате выполненного обзора видно, что в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса руды железа распространены широко, весьма разнообразны по генезису и

возрасту и часто образуют промышленные месторождения и рудные районы. На этой территории выделяются следующие железорудные провинции (см. рисунок): Лено-Алданская, Алданская, Олекмо-Становая, Колымо-Омолонская, Буреинско-Ханкайская, Амуру-Охотская, Сихотэ-Алиньская, Корякско-Камчатско-Курильская, Приведенные материалы позволяют пополнить информацию о распространенности месторождений железа в Тихоокеанском поясе [7].

При рассмотрении размещения железных руд в целом по региону отмечаются следующие общие закономерности.

1. Вся территория может быть разделена на две части (геоблоки), в которых железоруденение проявилось в разное время. Первый геоблок охватывает Сибирскую платформу, Верхояно-Чукотскую и Селенгино-Яблоневую складчатые области. Выше говорилось об эпохах железоруденения в пределах отдельных тектоно-генетических структур на уровне складчатых систем и срединных массивов. Для всего геоблока выделяются общие эпохи оруденения: архейская, позднепротерозойская и позднепалеозойско-раннемезозойская. В образованиях архейской эпохи главными являются метаморфогенные железные руды\*. Позднепротерозойская железорудная эпоха характеризуется преимущественно осадочным накоплением, а позднепалеозойско-раннемезозойская — осадочным и гипергенным железнакоплением.

Второй геоблок охватывает Амурскую складчатую и Ниппонскую геосинклинально-складчатую области. Особенностью их является наличие отложений разновозрастных хорошо развитых собственно геосинклинальных, часто раннегеосинклинальных, стадий. Проявления руд железа связаны большей частью с раннепалеозойской железорудной эпохой. В эту эпоху формировались преимущественно вулканогенно-осадочные, а также метасоматические руды железа. Незначительные проявления руд железа в позднепалеозойское и мезозойско-кайнозойское время образуются в основном в инверсионной и постинверсионной стадии геосинклинального развития в связи с контакто-метасоматическими процессами при внедрении интрузий. Кроме перечисленных эпох оруденения, на территории геоблока Амурской и Ниппонской областей отчетливо выделяется кайнозойская железорудная эпоха преимущественного развития гипергенного и россыпеобразующего процессов.

2. В отдельные эпохи железоруденения металлогеническая специализация на железо была характерна для крупных участков земной поверхности, а проявление ее имело раз-

\* См. примечания редакции выше.

личные формы в зависимости от тектонического режима развития этих участков. Хорошей иллюстрацией этому служит Амурская складчатая область в палеозойскую железорудную эпоху. Участки ее, на которых получили полное развитие ранние стадии геосинклинального режима, несут вулканогенно-осадочное оруденение как в непосредственной связи с ярко выраженным вулканизмом (Удско-Шантарский рудный район), так и имеющее лишь отдаленную связь с вулканизмом, размещающееся в отдаленной кремнистой формации (Хинганский и Уссурийский рудные районы). Участки области с выраженными поздними стадиями геосинклинального режима развития характеризуются распространением метасоматических магнетитовых руд (Селемджинский рудный район).

3. При разделении всей рассмотренной территории на две части (блока) во внимание принимались особенности металлогении железа. Отдельные рудные формации имеют трансструктурный и трансхронологический характер распределения. Это относится в первую очередь к магматическим проявлениям железа. Кайнозойские гипергенные и россыпные проявления железа, более характерные для Амурской и Ниппонской складчатых областей, имеют также заметное распространение на Сибирской платформе и в Верхояно-Чукотской складчатой области.

4. Практическая значимость рудных формаций, развитых на советском Дальнем Востоке, неодинакова. По масштабам оруденения, выявленным и потенциальным запасам руд практическое значение могут иметь в первую очередь месторождения следующих формаций: метаморфогенной магнетитовой стратиформной (магнетитовые кварциты), метасоматических

магнетитовых магнезиально-скарновой и известково-скарновой (скарново-магнетитовые руды), вулканогенно-осадочных гематито-магнетитовой в сланцево-карбонатных отложениях и кремнисто-гематито-магнетитовой в терригенно-кремнисто-вулканогенных отложениях (гематито-магнетитовые кварциты), магматической апатит-ильменит-титаномагнетитовой в габбро-анортозитах (комплексные титаномагнетитовые руды); осадочной гематит-лимонитовой гематитовой, сидеритовой в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях и гипергенной инфильтрационной того же состава (бурые железняки, сидеритовые руды), осадочной современных россыпей (магнетитовые, титаномагнетитовые пески).

Для советского Дальнего Востока актуальна проблема создания черной металлургии, а также проблема поисков железорудного сырья для экспорта. Для первой цели предпочтительно нахождение месторождений в южной части региона, для второй возможно и иное их местоположение. В будущем возможно их освоение для внутренних потребностей железорудного сырья не только южной части территории. Этим практически оправдывается изучение в отношении железа всей рассмотренной территории, включая и ее северные районы. Приведенные данные по региональному размещению железных руд на советском Дальнем Востоке, составляющем четвертую часть территории страны, дают материалы для планирования дальнейшего общего направления работ по оценке железорудных провинций, поисков и разведки месторождений железных руд на территории, которая все интенсивнее вовлекается в хозяйственное освоение, а также для перспективного планирования развития черной металлургии на советском Дальнем Востоке.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Архипов Г. И.* Перспективы зоны Байкало-Амурской магистралю на железные руды.— Сов. геол., 1979, № 11.
2. *Архипов Г. И.* Типы железорудных формаций в байкалидах Дальнего Востока СССР.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы в структурах Тихоокеанского кольца.— Тез. докл. к 14-му Тихоокеанск. науч. конгрессу. М., 1979.
3. *Гельман М. Л., Титов В. А., Фадеев А. П.* Омолонская железорудная провинция.— ДАН СССР, 1974, т. 218, № 2.
4. *Объяснительная записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1:1 500 000.* Л.: ВСЕГЕИ, 1973.
5. *Радкевич Е. А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977.
6. *Соколов Г. А., Григорьев В. М.* Месторождения железа.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. I. М.: Недра, 1978.
7. *Park Charles F.* The Iron Ore Deposits of the Pacific Basin.— Economic Geology, 1972, v. 67.

УДК 550.38+561.26+551.782(571.64—13)

А. И. Мусеева, В. И. Ремизовский

## КОМПЛЕКСЫ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАКАРОВСКОГО РАЙОНА (Южный Сахалин)

В статье приводятся результаты диатомового и палеомагнитного анализов неогеновых отложений Макаровского района о. Сахалин. В разрезе выделены три характерных комплекса диатомовых водорослей: 1) *Denticula lauta*, *Stephanopyxis schenckii*, *Goniothecium tenue*; 2) *Denticula hustedtii*, *Chaetoceros* sp. sp.; 3) *Thalassiosira zabelinae*. Проведена математическая

обработка данных диатомового анализа с использованием методов теории информации. Получена кривая изменения комплекса диатомей по разрезу. Сопоставление этой кривой с палеомагнитной колонкой позволило выделить четыре характерные магнитозоны обратной полярности, которые могут быть идентифицированы и в других разрезах.

Поиск коррелятивов для сопоставления разрезов, удаленных на значительные расстояния, немислим без комплексного подхода к вопросам стратиграфии. В плане подготовки геологической экскурсии по морскому неогену для XIV Тихоокеанского научного конгресса (тур VI) детально были изучены разрезы неогеновых отложений в Макаровском районе. В настоящей работе сделана попытка сопоставить результаты диатомового анализа этих отложений и палеомагнитных исследований.

Послойное изучение неогеновых отложений Макаровского района с целью поисков в них остатков диатомовых водорослей показало присутствие их в большом количестве в средней и верхней частях разреза. В нижней части, представленной породами холмской и невельской свит, створок диатомей не обнаружено. Не найдены они и в немногочисленных сборах образцов из верхнедуйской свиты, проведенных по рекам Лесной, Шахтной и Коралловке. Исключение составляет лишь обнажение по р. Коралловке, где в образце коричневатого-бурого аргиллита верхней (надугленосной) подсвиты обнаружены обломки створок 25 диатомей, среди которых по количеству преобладают *Paralia sulcata* (Ehr.) Kütz. var. *sulcata*, *Stephanopyxis turris* var. *intermedia* Grun., *Coscinodiscus marginatus* f. *fossilis* Jouse. С оценкой «нередко» отмечены также *Pterotheca reticulate* Sheshuk., *Goniothecium tenue* Brun., *Denticula lauta* Bail.

Выше по разрезу в сертунайской\* свите довольно разнообразный комплекс диатомей установлен в алевритистых слабо кремнистых глинах по рекам Можайке и Коралловке. В комплексе диатомей преобладают ныне вымершие виды *Stephanopyxis schenckii* Kanaya, *Goniothecium tenue* Brun., *Denticula lauta* Bail. Они впервые описаны из миоцена Японии, имеют довольно узкий стратиграфический диапазон и в основном характерны для комплексов диатомей среднего и позднего миоцена северо-западной части Тихоокеанского кольца. Наиболее обильный среди них *Stephanopyxis schenckii* Kanaya является одним из руководящих видов формации Онагава на п-ове Ога в Японии [9]. Часто встречаются также *Paralia polaris* (Grun.) Gles. и *Coscinodiscus marginatus* f. *fossilis*. Эта форма характерна для неогеновых отложений всей Тихоокеанской области, но наиболее обильна в миоцене. В качестве постоянно сопутствующих форм комплекса можно назвать *Paralia sulcata* (Ehr.) Kütz. var. *sulcata*, *Hyalodiscus obsoletus* Sheshuk., *Stephanopyxis turris* var. *intermedia* Grun. et var. *cylindrus* Grun., *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr., *Arachnoidiscus ehrenbergii* Bail., *Actinopteryhus undulatus* (Bail.) Ralfs с разновидностями, *Xanthiopyxis diaphana* Forti, *Pterotheca kitteniana* var.

\* В путеводителе VI тура XIV Тихоокеанского научного конгресса эти отложения именовались аусинской свитой (Хабаровск — Южно-Сахалинск, 1979).



kamtschatica Gapon., *P. reticulata* Sheshuk., *Liradiscus bipolaris* Lohm. Последний вид встречается довольно редко и в основном описан из среднемиоценовых отложений формации Кальверт и Темблор в США [8] и тортона Венгрии [7].

В курасийской свите с целью поисков остатков диатомей изучались разрезы по рекам Кринке, Кормовой и Можайке. Хорошей сохранности и разнообразный в видовом отношении комплекс диатомей обнаружен в кремнистых алевролитах по рекам Гарь и Можайка. Комплекс содержит более 50 видов диатомей, среди которых доминантами и субдоминантами являются *Paralia polaris* (Grun.), *Stephanopuxis schenckii* Kanaya, *Coscinodiscus marginatus* f. *fossilis* Jouse, *Actinocyclus ingens* Rattr., *Eucampia* aff. *balaustum* Castr., *Goniothecium tenue* Brun, *Xanthiopyxis diaphana* Forti, *Denticula lauta* Bail. В меньшем количестве постоянно присутствуют *Paralia sulcata* (Ehr.) Kutz var. *sulcata*, *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr., *C. convexus* A. S., *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs с разновидностями, *Thalassionema nitzschioides* Grun. var. *nitzschioides*, *Pterotheca kittoniana* var. *kamtschatica* Gapon. Последняя разновидность описана под названием *Stephanogonia hanzawa* Kanaya как наиболее характерная для формации Оннагава на п-ове Ога. Остальные диатомей представлены в комплексе единичными или редкими экземплярами. Из них интересен ряд видов с ограниченным стратиграфическим и географическим распространением: *Hyalodiscus dentatus* O. Korotk., впервые описанный из кавранской серии Камчатки, а на Сахалине до сих пор отмечался только в маямрафской свите по рекам Конги и Тумь п-ова Шмидта [6]: *Cladogramma dubium* Lohm.— характерный представитель средне- и позднемиоценовой диатомовой флоры Северной Америки и Японии; *Aulacodiscus amoenus* var. *hungaricus* Pant, входящий в состав характерного комплекса формации Оннагава п-ова Ога; *Rhabdonea japonicum* Temp. et Brun. var. *japonicum* — постоянный компонент морской неогеновой флоры Дальнего Востока.

При сравнении данного комплекса диатомей с вышеописанным сертунайским наблюдается много общих доминантных и субдоминантных форм. Отличие курасийского комплекса заключается лишь в несколько большем разнообразии видового состава и исключительно обильном развитии в верхней части свиты *Actinocyclus ingens* Rattr. и *Eucampia* aff. *balaustum* Castr. Первый из них известен с позднего эоцена, но особенно обильно развивается в миоцене, чаще в среднем, Тихоокеанской области. Высокая его численность и большая изменчивость по размерам и структуре створок отмечались В. С. Шешуковой-Порецкой также и в ма-

ямрафской свите п-ова Шмидта. Другой отмеченный вид *Eucampia* aff. *balaustum* Castr. настолько морфологически отличается от типовой формы, широко распространенной в современной флоре антарктических морей, что, по-видимому, является самостоятельным таксоном, свойственным главным образом миоценовым отложениям Сахалина и Камчатки.

Несмотря на указанные отличия, существенной разницы в составе диатомей сертунайской и курасийской свит нет. Для обеих свит характерно доминирование видов *Stephanopuxis schenckii* Kanaya, *Goniothecium tenue* Brun и *Denticula lauta* Bail., при заметном участии *Paralia polaris* (Grun.) Gles., *Coscinodiscus marginatus* f. *fossilis* Jouse, *Pterotheca kittoniana* var. *kamtschatica* Gapon.

Лишь для верхней части курасийской свиты характерно обильное развитие видов *Actinocyclus ingens* Rattr., *Eucampia* aff. *balaustum* Castr., не наблюдаемое в сертунайской свите.

Особенно большое количество остатков диатомей установлено в породах маруямской свиты. Ими охарактеризованы все три подсвиты, главным образом по разрезам основного пересечения свиты: по р. Кринке и по побережью залива Терпения между реками Кринкой и Видной.

Породы пачки I нижнемаруямской подсвиты анализировались на содержание остатков диатомей по разрезам рек Шахтной, Кринки и Лесной. Богатый комплекс диатомей установлен из диатомитов и алевро-глинистых диатомитов по рекам Кринке и Шахтной. Состав характерных форм этого комплекса очень близок к таковому из сертунайской и курасийской свит, несколько меняется лишь количественное их соотношение. Высокие оценки обилия по-прежнему имеют *Stephanopuxis schenckii* Kanaya, *Goniothecium tenue* Brun, *Xanthiopyxis diaphana* Forti, *Denticula lauta* Bail, несколько в меньшем количестве, но постоянно встречаются *Paralia polaris* (Grun.), *Actinocyclus ingens* Rattr., *Eucampia* aff. *balaustum* Castr., *Pterotheca kittoniana* var. *kamtschatica* Gapon.

Наряду с перечисленными формами заметную роль в комплексе приобретают *Stephanopuxis turris* var. *intermedia* Grun., *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs var. *undulatus*, а также экземпляры *Chaetoceros cinctus* Grun., *Ch. incurvus* Bail. В разрезе по р. Шахтной обнаружены единичные экземпляры *Mediaria splendida* Sheshuk., одного из руководящих видов-индексов среднемиоценового комплекса диатомей нижней части маямрафской свиты на п-ове Шмидта [6].

В целом для отложений сертунайской и курасийской свит, а также пачки I нижнемаруямской подсвиты можно выделить единый характерный комплекс диатомей с *Denticula lau-*

та, *Stephanopyxis schenckii*, *Goniothecium tenue*.

В пачке 2 нижнемаруямской подсвиты остатки диатомей обнаружены в разрезах по рекам Кринке и Лесной. Установленный для пачки 2 характерный комплекс диатомей имеет заметно иной состав. Из основных форм комплекса пачки 1 доминирующее значение сохранили только *Goniothecium tenue* Brun., *Pterotheca kittoniana* var. *kamtschatica* Gapon. и *Xanthiopyxis diaphana* Forti. Основную роль в составе комплекса играют диатомей различных видов рода *Chaetoceros*: *Ch. dentatus* O. Korotk., *Ch. subsecundus* (Grun.) Hust., *Ch. incurvus* Bail., *Ch. carpeolus* Ehr., *Ch. sp.*<sub>1</sub>, *sp.*<sub>2</sub>. В заметном количестве отмечены некоторые виды *Xanthiopyxis* и *Cladogramme dibium* Lohm. На данном уровне впервые в Макаровском районе появляются редкие створки *Denticula hustedtii* Sim. et Канауна, находки которых в миоцене северной части Тихоокеанской зоны приурочены к отложениям, перекрывающим отложения с *Denticula lauta* Bail. Интересной находкой являются *Goniothecium rogersii* Ehr. и *Muelleriella limbata* Ehr., имеющие ограниченное стратиграфическое распространение преимущественно в миоценовых отложениях Северной Америки.

Учитывая своеобразие систематического состава диатомей, для отложений пачки 2 нижнемаруямской подсвиты можно выделить самостоятельный комплекс с *Denticula hustedtii* и *Chaetoceros* sp. sp.

В глинисто-песчаных породах самой верхней части пачки 2 на границе с вышележащей пачкой 3 нижнемаруямской подсвиты остатки диатомей отсутствуют. Не найдены они и во всей толще зеленовато-серых разнозернистых глауконитовых песчаников пачки 3 по р. Кринке. Это обстоятельство можно объяснить как неблагоприятной для развития диатомей палеоэкологической обстановкой, так и тем, что песчаники, особенно средне- и крупнозернистые, являются очень мало пригодными для фоссилизации створок диатомей.

Комплекс диатомей пачки 4 нижнемаруямской подсвиты выделен при анализе диатомитов, диатомовых алевролитов и песчаников по разрезам этой пачки на побережье залива Терпения между устьями рек Кринки и Видной. Состав этого комплекса заметно отличается от описанных из нижележащих отложений Макаровского разреза. В нем преобладают виды рода *Thalassiosira*. Некоторые из них характеризуются очень высокими оценками обилия. Прежде всего это касается вида *Thalassiosira zabelinae* Jouse, створки которого в отдельных прослоях диатомитов являются, по существу, порообразующими.

Часто встречаются в комплексе также *Th.*

*punctata* Jouse. Присутствуют и другие виды *Thalassiosira*, но с более низкими оценками обилия: *Th. antiqua* (Grun.) A. Cl., *Th. excentrica* (Ehr.) Cl., *Th. nidulus* (Temp. et Brun.) Jouse. Для комплекса характерно появление и постоянное присутствие видов *Cosmidiscus insignis* Jouse и *C. intersectus* (Brun.) Jouse. Из представителей других родов в довольно большом количестве отмечены: *Paralia sulcata* (Ehr.) Kütz. var. *sulcata*, *Stephanopyxis turris* var. *intermedia* Grun., *Coscinodiscus marginatus f. fossilis* Jouse.

Виды, имеющие определяющее значение в нижних по разрезу комплексах, здесь встречаются очень редко или отсутствуют. Исключение составляют лишь *Coscinodiscus marginatus f. fossilis* Jouse, который по-прежнему довольно обилен.

Аналогичный комплекс диатомей, лишь немного разнообразней по видовому составу, наблюдается и в диатомитах и диатомовых песчаниках всей среднемаруямской подсвиты в разрезах по морскому побережью. Только в прослоях мелкозернистых песчаников по самой границе с верхней подсвитой остатки диатомей отсутствуют. Отличительные особенности этого комплекса невелики: увеличивается разнообразие видов *Thalassiosira* и *Coscinodiscus*, возрастают оценки обилия упомянутых видов *Cosmidiscus*, появляются в более заметном количестве литоральные формы. Среди последних встречен вымерший эндемический вид *Rhaphoneis rarilis* Hanna, известный из среднемиоценовых отложений формаций Темблор и Кальверт в Северной Америке [8, 11]. Для рассматриваемого комплекса свойственно обилие в верхах среднемаруямской подсвиты *Actinoptychus splendens* (Schadb.) Ralfs, находки которого в СССР довольно редки, и единичные экземпляры пресноводного неогенового вида *Aulacosira praegrenulata* (Jouse) Simon., являющегося в морской флоре переотложенным.

Сходство видового состава диатомей в отложениях пачки 4 нижнемаруямской подсвиты позволяет выделить для них единый комплекс диатомей с *Thalassiosira zabelinae*. В породах верхнемаруямской подсвиты плохая сохранность остатков диатомей и общий характер систематического состава свидетельствуют скорее всего о явлении переотложения. На основании проведенных анализов выделены три комплекса диатомовых водорослей: 1) *Denticula lauta*, *Stephanopyxis schenckii*, *Goniothecium tenue* — для сергунайской, курасийской и пачки 1 нижнемаруямской подсвиты; 2) *Denticula hustedtii*, *Chaetoceros* sp. sp. — для пачки 2 нижнемаруямской подсвиты; 3) *Thalassiosira zabelinae* — для пачки 4 нижнемаруямской и всей среднемаруямской подсвиты [3].

Палеомагнитно-стратиграфические исследования разрезов Макаровского района позволили построить схему корреляции и сводный палеомагнитный разрез неогеновых отложений [4]. Характерными чертами сводного палеомагнитного разреза является следующее:

1. Нижняя подсвета верхнедудуйской свиты содержит два достаточно мощных прослоя обратноположительных пород, но по характеру преимущественного намагничивания вся подсвета должна быть отнесена к интервалу преимущественно прямой полярности.

2. Средняя подсвета почти на 100% состоит из пород обратной полярности.

3. Верхняя подсвета в нижней части намагничена обратно, а в верхней — прямо (магнитозона прямой полярности, содержащая фауну *Corbicul*).

4. Сертунайская свита по характеру преимущественного намагничивания расчленена на две пачки: для нижней отношение объема прямомагнитных пород к объему обратноположительных ( $N:R$ ) равно 1:2, для верхней  $N:R = 19:1$ .

5. Для отложений курасийской свиты характерна преимущественно прямая полярность ( $N:R = 2:1$ ).

6. Для отложений пачки 1 и нижней части пачки 2 нижнемаруямской подсветы характерно сравнительно равномерное чередование зон прямой и обратной полярности.

7. Верхняя часть пачки 2 и самые низы пачки 3 намагничены прямо.

8. В средней части пачки 3 изучены слои с частым чередованием магнитозон различной полярности.

9. В верхней части средней подсветы изучены отложения, содержащие фауну *Fortipecten takahashii*.

Часть разреза, включающая самые нижние слои пачки 1 нижнемаруямской подсветы, курасийскую свиту и верхнюю пачку сертунайской свиты, выделяется в Макаровский супермагнетем прямой полярности, который включает пять магнитозон прямой и четыре обратной полярности с соотношением объема прямомагнитных пород к объему обратноположительных  $N:R = 3:1$ . Сопоставление сводного палеомагнитного разреза неогеновых отложений Макаровского района с геохронологической палеомагнитной шкалой [13, 14] позволило идентифицировать Макаровский супермагнетем с 13—15 палеомагнитными эпохами [5]. Режим геомагнитного поля в этот период характеризуется преимущественно прямой полярностью.

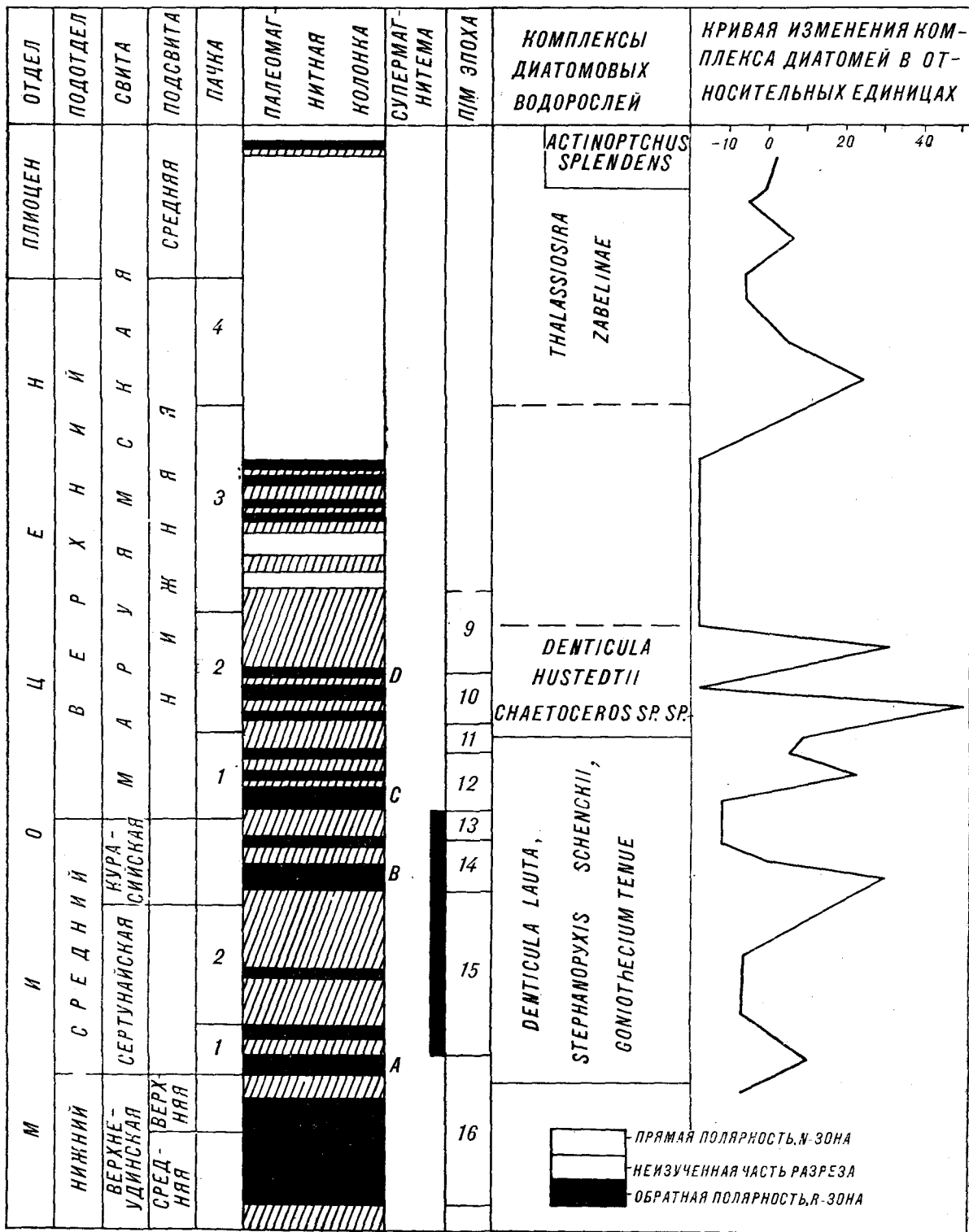
Сопоставление результатов диатомового анализа в форме характерных комплексов с палеомагнитной шкалой разреза малопродуктивно. Можно лишь отметить, что по объему и место-

положению в разрезе Макаровский супермагнетем близок к диатомовому комплексу 1. Для установления более тесных взаимосвязей результаты диатомового анализа, представленные в форме таблицы с оценками представительности каждого вида по шкале Вислоуха, были подвергнуты специальной математической обработке по методу накопления сигнала. Методика такого обобщения детально изложена в работе А. С. Девдариани [1]. Построена кривая изменения комплекса диатомовых водорослей по разрезу от пробы к пробе в относительных единицах (см. рисунок). Следует особо отметить, что объективность этой кривой одного порядка с объективностью исходной информации. Это лишь другое представление данных, в некотором отношении более удобное. Пики на кривой отвечают моментам наиболее резких изменений в составе диатомового комплекса. Причем эти изменения в равной мере включают как изменение содержания того или иного вида, так и изменения видового состава.

Изменения содержания отдельного вида диатомей по разрезу являются следствием целого ряда причин самого разного характера. Основными, очевидно, являются изменения палеогеографических и палеоклиматических условий. Все другие причины изменения содержания того или иного вида в известной мере случайны и могут рассматриваться как случайные помехи. Суммируя указанные изменения по всему комплексу диатомовых водорослей, мы усиливаем основной целенаправленный сигнал об изменении палеогеографических и палеоклиматических условий на фоне случайных помех.

На палеомагнитной колонке литерами отмечены четыре  $R$ -зоны (магнитозоны обратной полярности). Судя по кривой изменения комплекса диатомовых водорослей, предшествующие и последующие инверсии отмеченных  $R$ -зон сопровождалась наиболее значительными перестройками комплексов диатомей и изменениями содержания отдельных видов. Можно предположить, что именно эти инверсии отражали какие-то глобальные изменения геомагнитного поля, которые совпали с изменениями комплексов диатомовых водорослей.

Среди изученного комплекса диатомовых водорослей не удалось выделить ни одного вида, появление, расцвет или вымирание которого можно было бы идентифицировать с той или иной инверсией геомагнитного поля. Судя по имеющимся публикациям, подобные виды встречаются крайне редко [2]. Тем не менее можно заметить изменения в содержании створок некоторых видов. Так, например,  $NR_A$  вызывает (или сопровождается) увеличением содержания *Stephanoruxis schenckii*. На другие инверсии этот вид не реагирует, либо его реакция соизмерима с ошибкой анализа.



Сводный палеомагнитный разрез и комплексы диатомей неогеновых отложений Макаровского района. А, В, С, D — индексы R-зон.

Аналогичные изменения можно наблюдать в период инверсий  $NR_B$  и  $R_BN$ , которые ограничивают сравнительно большую по объему магнитозону обратной полярности В, приурочен-

ную к нижней части курасийской свиты Макаровского района. *Denticula lauta* и *Goniothecium tenue* сильно угнетаются во время инверсии геомагнитного поля  $NR_B$  (по шкале Висло-

уха представительность вида *D. lauta* до инверсии равна 4, после инверсии — 1, у вида *G.* тепле соответственно — 3 и 0) и вновь расцветают после инверсии  $R_B N$  (вид *D. lauta* до инверсии 1, после — 5, у вида *G.* тепле соответственно 0 и 4). Зона обратной полярности *B*, ограниченная инверсиями  $NR_B$  и  $R_B N$ , имеет по шкале Тейера — Хэммонда возраст  $13,3 \pm 0,3$  млн. лет. Близкие определения устанавливаются и при сопоставлении с другими палеомагнитными шкалами [10, 12].

Большой интерес для корреляции разрезов представляют те их части, которые сформировались во время 12—10 палеомагнитных эпох. В сводном разрезе эта часть ограничена инверсиями  $NR_C$  и  $R_B N$ . Этому интервалу отвечает участок кривой изменения диатомовых комплексов, характерной особенностью которого яв-

ляется резкое колебание состава диатомовых водорослей от пробы к пробе. Важно отметить, что существенные изменения в составе комплекса диатомовых водорослей устанавливаются не по отдельным видам или группам микрофоссилий, а по всему комплексу.

Таким образом, в неогеновых отложениях Макаровского опорного района установлена корреляционная связь между сменой режима геомагнитного поля и изменениями в составе диатомовых водорослей. Наиболее существенные совпадения приурочены к четырем магнитозонам обратной полярности, которые можно рассматривать в качестве биомангнитных уровней, весьма удобных для корреляции разрезов в пределах Восточно-Сахалинского палеобассейна.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Девдариани А. С. Сигналы из глубин Земли и ее геологического прошлого. М.: Недра, 1974.
2. Линькова Т. И., Мухина В. В. К вопросу о связи инверсий магнитного поля Земли и микрофлористических изменений в глубоководных донных осадках.— Геол. и геофиз., 1975, № 1.
3. Моисеева А. И., Шешукова-Порецкая В. С., Болдырева В. П. Неогеновые комплексы диатомовых водорослей Макаровского опорного разреза Сахалина и их значение для стратиграфии и корреляции.— Тез. докл. к 14-му Тихоокеанск. науч. конгрессу. М., 1979.
4. Ремизовский В. И. Палеомагнитно-стратиграфические исследования неогеновых отложений Макаровского района о. Сахалин.— В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981. (Тр. СВКНИИ).
5. Ремизовский В. И., Линькова Т. И., Шешукова-Порецкая В. С. Корреляция неоген-четвертичных отложений Камчатки, Сахалина и Тихого океана. Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеанского кольца.— Тез. докл. к 14-му Тихоокеанск. науч. конгрессу. М., 1979.
6. Шешукова-Порецкая В. С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967.
7. Hajos M. Die Diatomeen der miozänen Ablagerungen des Matravorlands.— Geol. Hungarica, 1968, ser. palaeont., N 37.
8. Hanna G. D. The diatoms of Sharktooth Hill, Kern County, California.— Proc. Calif. Acad. Sci., 1932, ser. 4, v. 20, N 6.
9. Kanaya T. Miocen diatom assemblages from the Onnagava formation and their distribution in the correlative formations in the North-East Japan.— Sci. Rep. Tohoku Univ. Sendai, 1959, ser. 2, v. 30.
10. LaBreque J. L., Kent D. V., Cande S. C. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. Geology, 1977, v. 5, N 6.
11. Lohman K. E. Middle Miocene diatoms from the Hammonde well.— Bull. Dpt., Geol. Min. S. Water Res. Maryland, Baltimore, 1948, N 2.
12. Tarling D. N., Mitchell J. G. Revised Cenozoic polarity time scale.— Geology, 1976, v. 4, N 3.
13. Theyer F., Hammond S. R. Cenozoic time scale in deep — sea cores; completion of the Neogene.— Geology, 1974, v. 2, N 10.
14. Theyer F., Hammond S. R. Paleomagnetic polarity sequence and radiolarian zones, Brunhes to polarity epoch 20.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 22.

ВСЕГЕИ  
Ленинград  
СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
21 декабря 1981 г.

Ю. С. Салин

**ОСНОВНЫЕ ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЕОЛОГИИ****Статья первая****ТОПОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ.****МОДЕЛЬ ВЕРНЕРА, ЕЕ УСЛОЖНЕНИЯ И ДОПОЛНЕНИЯ**

Наиболее фундаментальной геометрической моделью геологии является топологическая модель Вернера, учитывающая лишь порядок и непрерывность геологических тел. В рамках этой модели определяются стратиграфические и геохронологические понятия (одновременность, шкала, стратиграфическое подраз-

деление, фации, несогласия и т. д.), разрабатываются алгоритмы решения практических задач корреляции. Применение алгоритмов иллюстрировано примером сопоставления на ЭВМ неогеновых разрезов Восточной Камчатки.

**ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ**

Если основной практической целью геологии являются поиски полезных ископаемых, то основным средством достижения этой цели следует признать геологическую карту. Независимо от того, с использованием или без использования историко-генетических конструкций ведется поиск, геологическая карта служит необходимым отправным пунктом, базой исследования, так как позволяет получить сведения о распределении вещественных и структурных характеристик в пространстве и их изменении в геологическом времени.

Начиная с В. Смита, под геологической картой понимается карта, отображающая распределение в пространстве стратиграфических подразделений, т. е. слоистых толщ, каждая из которых отличается от выше- и нижележащих толщ. Слоистая структура таким образом приобретает фундаментальное значение для всей геологии. Закономерности пространственного размещения неслоистых объектов и история их геологического развития устанавливаются уже путем выяснения их отношений к слоистым объектам: отношений включения, пересечения, стратиграфического перекрытия их толщами известного возраста.

**ЗАКОН И ПРИНЦИП**

Для слоистых толщ известны многочисленные закономерности, позволяющие сформулировать исходные посылки важнейших геологических построений. Закономерности в последовательности напластования, закономерные

соотношения между слоями разных разрезов (в частности, непересечение слоев) делают осуществимыми стратиграфические построения, палеогеографические реконструкции, восстановление геологической истории. Проведение границ скоррелированных подразделений осуществляется при помощи другой структурной закономерности — явления параллельности кровли и подошвы одного и того же слоя.

Упомянутые и некоторые другие другие закономерности являются геометрическими. Сформулировав их математически строго, объединив некоторые их совокупности в непротиворечивые системы, можно прийти к геометрическим моделям, которые будут играть роль основных геометрических моделей геологии.

На этом пути лежат трудности, общие для всех естественных наук. Известно, что любой детерминированный закон, сформулированный строго и однозначно, получает в эксперименте лишь приблизительное обоснование. Можно, конечно, отказаться от детерминированных формулировок и считать закон вероятностным, выполняющимся для некоторого большинства объектов. Однако при таком подходе в естественных науках действовали бы только вероятностные законы.

Науки, ставшие к настоящему времени точными, пошли по другому пути. Посылка, которую можно положить в основание исходной модели, объявляется принципом [7], вообще не опровергаемым наблюдениями. Отклонения от поведения, предписываемого принципом, называются аномалиями, вызванными действием дополнительных факторов. Эти факторы вводят

ся *al hoc*, специально для объяснения данного отклонения, в качестве дополнения и усложнения исходной модели. Такова ньютоновская «физика принципов» [6, 7], где принципом признается, например, закон инерции, предписывающий телам «самим по себе» двигаться равномерно и прямолинейно; для объяснения наблюдаемых отклонений от равномерного и прямолинейного движения вводятся всевозможные силы — трение, тяготение, магнетизм и пр. Принципами являются и кеплеровские законы движения планет; отклонения в траектории какой-либо планеты от кеплеровской орбиты объясняются притяжением других планет.

Многочисленные примеры можно было бы привести и из других отраслей физики. В качестве исходной, фундаментальной посылки, определяющей норму поведения, часто выбирается соотношение, выполняющееся в большинстве ситуаций (таковы законы Кеплера), аномалии в этом случае — редкие исключения. Но такая ситуация не обязательна. В земной механике Ньютона роль нормы играет движение по инерции без воздействия внешних сил, не наблюдаемое почти никогда; практически все наблюдаемые движения тел становятся аномальными. Основным критерий при выборе принципа — исходная формулировка должна служить удобным фундаментом для усложнений и дополнений, вместе с которыми она должна объяснять наблюдаемые явления.

В геологии распространены и та и другая ситуации. Посылка, определяющая норму, может описывать отношение, справедливое для большинства объектов или даже абсолютного их большинства, но так же обычна и ситуация, когда требованиям посылки, определяющей норму, подчиняется незначительная часть объектов.

В стратиграфии, тектонике, структурной геологии и геологическом картировании нормой общепринято считать отношение согласия, аномалией — отношение несогласия. Во всех этих дисциплинах за норму принимается очевидное соотношение, напрашивающаяся, интуитивно наиболее приемлемая схема, простейшая и самая удобная для навешивания дополнений и усложнений. Практически ее никогда не приходится придумывать. Обычно она давно найдена и применяется в геологической практике, дело лишь за явной формулировкой и логическим совершенствованием.

Понятия согласия и несогласия неравноправны при использовании. Если есть данные в пользу нормы, мы исходим в дальнейших построениях из идеальной модели, если есть данные в пользу аномалии, мы вынуждены строить, основываясь на понятии несогласия. Но если данных нет или их не хватает для обоснованного выбора между согласием и несогла-

сием, мы всегда строим, исходя из предположения о норме. В этом нет никакого произвола или априорного предпочтения. Просто это решение продиктовано не данными по конкретному исследуемому участку, а многочисленными данными предыдущих лет и десятилетий геологической практики, суммированными в понятии «геологический опыт».

В последовательности геометрических моделей, которые предстоит построить, первой должна быть топологическая модель, описывающая пространственные характеристики, остающиеся неизменными при самых сильных геометрических преобразованиях, искажающих длины, углы, площади, отношения параллельности, перпендикулярности, свойства выпуклости, кривизны, гладкости. Топологические деформации сохраняют лишь непрерывность любых линий фигуры: бесконечно близкие точки остаются бесконечно близкими, удаленные на конечные расстояния — удаленными на конечные расстояния. Достаточно очевидно, что топологические характеристики недислоцированных слоистых толщ не изменятся после любых пликативных дислокаций.

Топологической моделью слоистой толщи можно считать модель Вернера, согласно которой «по всему пространству земного шара те же непрерывные слои лежат один на другом в правильном порядке наподобие лепестков луковицы» (12, с. 292). Приведенная формулировка наглядно показывает, что никакие иные геометрические характеристики, кроме топологических свойств непрерывности и последовательности (порядка), в этой модели не используются.

## ИСХОДНЫЕ ПОНЯТИЯ

Попробуем сформулировать процедуру построения «луковичной» модели, отвечающую всем современным требованиям. Для этого требуется определить все используемые понятия, представить в явном виде, без пропусков и логических кругов, последовательность логического вывода. Постараемся свести к минимуму количество понятий в системе, число отдельных шагов в логическом выводе и исходных посылок. Будем стремиться к максимальной простоте построения.

Фиксируем прежде всего исходные понятия, которые в данной системе не определяются через другие понятия. Ими будут «разрез» и «признак».

Разрез — вертикальная прямая, направленная снизу вверх. Ближе всего отвечает такому представлению вертикальная буровая скважина. Введем допустимую степень отклонения от вертикали. Если реальный разрез имеет некоторый наклон, но при этом порядок следова-

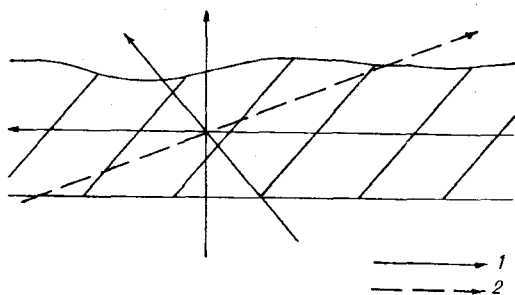


Рис. 1. Допустимые (1) и недопустимые (2) отклонения от линии отвеса.

ния слоев на нем (по сравнению с вертикальным разрезом) не меняется на обратный, отклонение будем считать допустимым (рис. 1). Понятно, что этому требованию отвечает даже такая направленная горизонтальная линия (например, разрез вдоль обрыва речного или морского берега), на которой порядок тел остается таким же, как и на вертикальном векторе, направленном снизу вверх.

Признаком И. Н. Нюберг предложила считать все то, о чем можно сказать, присутствует ли оно в данном месте или нет. Не будем отдавать предпочтения никаким из признаков. Введем в обработку на равных правах литологические, палеонтологические, геохимические, геофизические и любые другие признаки.

Оба понятия — разрез и признак — прямо или опосредованно определяются как и м и т о операциями наблюдения или измерения.

Единственным исходным фактическим материалом пусть будут наблюдаемые данные о распределении в конкретных разрезах точек, обладающих изученными признаками.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ОТНОШЕНИЯ. СТРАТИФИЦИРУЮЩАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Введем понятие о стратиграфических отношениях между признаками *A* и *B*.

Если есть хоть бы один разрез, в описании которого упомянуты как признак *A*, так и признак *B*, то признаки *A* и *B* имеют стратиграфические отношения. Если ни одного такого разреза нет, т. е. если признаки *A* и *B* встречены только в разных разрезах, то эти признаки не имеют между собой стратиграфических отношений.

Если во всех разрезах, где отмечены как признак *A*, так и признак *B*, все точки, охарактеризованные признаком *A*, выше любой точки, охарактеризованной признаком *B*, то признак *A* выше *B*, *B* ниже *A*. Назовем такие

признаки стратифицирующими относительно друг друга. Если хотя бы в одном из разрезов фиксирован и признак *A* выше *B*, и *B* выше *A* или если есть хотя бы одна точка на любом из разрезов, охарактеризованная одновременно и признаком *A*, и признаком *B*, то признаки *A* и *B* нестратифицирующие относительно друг друга. Среди отношений между нестратифицирующими признаками можно было бы выделить привычные отношения совпадения, чередования, включения, пересечения, но для наших целей это не нужно.

Далее определим понятие «стратифицирующая последовательность»: такая последовательность признаков, в которой каждый признак выше непосредственно предыдущего и не имеет иных стратиграфических отношений ни с одним из других предыдущих. Иначе говоря, с другими предыдущими ему запрещается иметь отношения «ниже» и «быть нестратифицирующим», разрешается быть выше или не иметь отношений.

Понятие стратифицирующей последовательности — ключевое во всей модели. В стратифицирующей последовательности можно однозначно и непротиворечиво ввести отношения возрастного порядка и эквивалентности на основе законов Стено и Смита — Вернера. В последовательности *A, B, C, D, E*, например, точку, обладающую признаком *C*, можно считать одновозрастной любой другой точке с признаком *C*, более молодой, чем все точки с признаками *A* и *B*, и более древней, чем точки с признаками *D* и *E*.

Но так как по одному и тому же исходному фактическому материалу может быть построено много стратифицирующих последовательностей и возрастные отношения, установленные с помощью одной из них, будут противоречить возрастным отношениям, установленным с помощью другой, предстоит выбрать среди них одну, наилучшую, и возрастные отношения, установленные по ней, считать эталонными, истинными по определению, не подлежащими проверке никакими другими способами.

Общепринято для этих целей выбирать последовательность зональных, архистратиграфических, ортохронологических или просто руководящих признаков, имеющих наименьший вертикальный и наибольший горизонтальный диапазон. Для этого надо найти сначала некоторый количественный критерий, который позволял бы оценивать одновременно и горизонтальное, и вертикальное распространение.

Если признак *A* некоторой последовательности фиксирован в трех разрезах, будем говорить, что его частота равна трем. Он позволяет синхронизировать друг с другом слои этих трех разрезов. Признак *B* той же последовательности имеет частоту, допустим, 5, и т. д.



Подсчитаем сумму частот всех признаков данной последовательности.

Пусть теперь обнаружен еще один, дополнительный член последовательности. Количество подразделений, выделяемых в изученном объеме, увеличилось, вертикальный диапазон каждого из них уменьшился; одновременно увеличилась и сумма частот на то количество, которое принес с собой дополнительный член. Если какой-то признак мы проследим в дополнительных разрезах, то увеличится и географическое распространение, и сумма частот. Понятно, что и уменьшение числа членов последовательности, и уменьшение числа разрезов, в которых они распространены, приведут одновременно к уменьшению суммы частот и к снижению детальности расчленения и географической распространенности выделяемых стратиграфических подразделений. Таким образом, среди всех стратиграфических последовательностей, которые можно построить по данному материалу, будем выбирать наилучшую по наибольшей сумме частот. Так как с помощью этой последовательности устанавливаются возрастные отношения, назовем ее геохронологической шкалой. Члены шкалы будем называть руководящими признаками.

Критерий оптимальности шкалы может быть реализован и другим образом. Максимальная дальность прослеживания некоторого подразделения, выделенного по  $i$ -му признаку стратифицирующей последовательности, может быть оценена величиной  $l_i$  — расстоянием между наиболее удаленными точками, содержащими  $i$ -й признак. Тогда в качестве критерия выбора наилучшей последовательности можно принять  $\sum_{i=1}^N l_i$  — суммарную длину развертки выделенных на местности подразделений, сумму всех  $l_i$ . В этой же роли можно использовать  $\sum_{i=1}^N S_i$  — суммарную площадь развертки прослеженных подразделений, сумму площадей  $S_i$  всех подразделений, выделенных по признакам данной последовательности.

### ВОЗРАСТНОЙ ДИАПАЗОН. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ

Для привлечения к синхронизации всего массива имеющихся данных введем понятие возрастного диапазона.

Перенумеруем члены геохронологической шкалы от 1-го, самого древнего, до  $N$ -го, самого молодого. Пусть  $I$  и  $J$  — члены шкалы, причем  $J$  моложе  $I$ , соответственно номер  $J$  больше номера  $I$ . Если признак  $K$  выше ( $I - 1$ )-го члена шкалы и не имеет иных страти-

графических отношений с предыдущими членами и к тому же ниже ( $J + 1$ )-го и не имеет иных стратиграфических отношений с последующими членами, то его возрастной диапазон включает все члены шкалы от  $I$  до  $J$ . Будем обозначать его  $[I, J]$ .

Таким образом, геохронологическая шкала — последовательность руководящих признаков — будет выполнять свою роль эталона для возрастной оценки всех остальных признаков.

Возрастным диапазоном руководящего признака  $I$  будем по определению считать сам признак  $I$ .

Так как в какой-либо точке разреза, в определенном слое может быть фиксировано несколько разных признаков, необходимо ввести понятие области пересечения (общей части) возрастных диапазонов этих признаков. У двух диапазонов  $[3, 7]$  и  $[5, 11]$  областью пересечения, совпадающей частью будет  $[5, 7]$ , у диапазонов  $[2, 15]$ ,  $[3, 6]$ ,  $[6, 16]$ ,  $[4, 11]$  область пересечения  $[6, 6]$  и т. д.

Предложенных понятий достаточно, чтобы подойти к определению понятий «геологический возраст». А. П. Павлов [5] понимал геологический возраст слоя как его место в общей системе слоев. Так как система слоев строится по их временным отношениям, определяемым с помощью шкалы, будем называть возрастом слоя, точки, любого другого пространственного объекта его место в геохронологической шкале.

Место некоторого геологического тела в шкале устанавливается путем нахождения области пересечения возрастных диапазонов всех признаков, фиксированных в этом теле. Если такой областью будет только  $I$ -й член шкалы, будем говорить, что данный объект имеет  $I$ -й возраст. Если область пересечения есть какая-то часть шкалы от  $I$ -го до  $J$ -го членов, возраст объекта соответственно  $[I, J]$  — имеющих данных недостаточно для установления более узкого интервала возраста.

### СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ. СОГЛАСНЫЙ КОМПЛЕКС

Понимание стратиграфического подразделения как множества слоев определенного возраста наиболее обычно. Такая тенденция четко прослеживается еще с тех времен, когда любые стратиграфические подразделения называли формациями [4].

В полном соответствии с приведенным высказыванием стратиграфическое подразделение можно было бы определить как множество всех тех и только тех объектов (точек наблюдения, интервалов конкретных изученных разре-

зов, фрагментов обнаженных поверхностей), которые имеют один и тот же геологический возраст. Но такое определение не будет отвечать целям выделения стратиграфических подразделений. Эти подразделения имеют смысл как картируемые тела, которые можно протянуть от одного изученного разреза до другого. Точки между разрезами не изучены, об их возрасте мы ничего не знаем и потому на их включение в состав подразделения наложен безоговорочный запрет — ведь в определении говорится о присутствии только точек с одинаковым установленным возрастом. Следует разрешить включение в состав стратиграфического подразделения точек с неустановленным возрастом. Кроме того, очевидно, что не вызовет никаких противоречий и присутствие в стратиграфическом подразделении наряду с точками  $I$ -го возраста и точек возраста  $[I, J]$ ,  $[H, J]$ , т. е., возраста, включающего  $I$ .

Но снятие запретов на присутствие точек неустановленного и более широкого возраста ведет к опасным последствиям. В каком-то изученном разрезе, где выделены два стратиграфических подразделения с точками  $I$ -го и  $J$ -го возраста, между ними может существовать только одно стратиграфическое отношение:  $J$ -е подразделение выше  $I$ -го. Любое иное отношение противоречило бы определениям стратифицирующих признаков, стратифицирующей последовательности, геохронологической шкалы, геологического возраста. В пространстве же между изученными разрезами ничто не запрещает  $I$ -му стратиграфическому подразделению оказаться выше  $J$ -го, пересечься, совпасть с ним, включаться в него или, наоборот, включать его. Понятно, что такая ситуация, может и допустимая для жил, даек, интрузий, выглядит противоестественной для слоистых толщ.

Ранее [8] были предложены определения, устраняющие эту противоестественность: если во всех разрезах, где встречены и точки  $a$  тела  $A$ , и точки  $b$  тела  $B$ , все  $a$  выше любой  $b$ , то тело  $A$  выше  $B$ ,  $B$  ниже  $A$ . Тела, для которых выполняется отношение «выше», названы стратифицируемыми относительно друг друга. И если даже мы проводим их границы путем интерполяции или экстраполяции в неизученных частях пространства, чтобы оставаться стратифицируемыми, тела должны сохранять свои отношения в любом месте, где мыслимо провести вертикальный разрез, т. е. везде.

Стратифицируемые тела, хотя и не введенные в явной форме, широко используются в геологической практике. Когда геолог, проследивший на большом протяжении две свиты, в единственном месте наблюдает их контакт и видит, что свита  $A$  лежит выше свиты  $B$ , он распространяет вывод о подстилании свиты  $A$

свитой  $B$  на всю площадь распространения этих свит.

Введем в определение стратиграфических подразделений условия, запрещающие их пересечение и разрешающие присутствие в каком-то  $I$ -м из них наряду с точками  $I$ -го возраста также и точек неустановленного и более широкого, чем  $I$ -й, возраста.

Стратиграфические подразделения — односвязные, стратифицируемые относительно друг друга области пространства, каждая из которых включает точки с одним и тем же для данной области  $I$ -м единичным возрастным диапазоном и может включать также точки с более широким, чем  $I$ -й, возрастным диапазоном.

О точках с неизвестным возрастом в определении не сказано ничего, поэтому ничто не запрещает их присутствие в стратиграфическом подразделении. Кроме того, введено требование связности, которая понимается в геометрии как возможность соединения двух любых точек тела непрерывной линией, каждая точка которой принадлежит данному телу. Без точек неустановленного возраста провести такую линию было бы невозможно.

Все связные тела в геометрии разделяются на односвязные и многосвязные. Если любую замкнутую кривую можно, не выходя за пределы данного тела, стянуть в точку, то такое тело односвязно. В противном случае может служить какая-нибудь область с дырой. Замкнутая кривая, проходящая вокруг дыры, может быть стянута в точку только за пределами области, в пространстве, занятом дырой.

В наделении стратиграфических подразделений свойством односвязности нет ничего искусственного, посторонне-геометрического. Картируя какое-либо подразделение, геолог всегда подразумевает, что оно не содержит внутри себя пустот, «белых пятен», «вневременных частей», включений других стратиграфических подразделений.

Итак, «луковичный лепесток» (стратиграфическое подразделение) построен. Теперь можно перейти и к построению самой модели Вернера: согласный комплекс — односвязная область пространства, заполненная стратиграфическими подразделениями, каждое из которых соприкасается только с двумя другими подразделениями — вышележащим, по геохронологической шкале непосредственно более молодым, и нижележащим, по геохронологической шкале непосредственно более древним.

В согласном комплексе нетрудно узнать модель Вернера. Выполнены все требования — непрерывности, одинакового порядка, отсутствия конечности в «боковом» направлении в пределах любого заданного участка.

## ПРАКТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Конкретные региональные стратиграфические объекты можно строить путем обработки исходных данных некоторых описанных разрезов в соответствии со всеми условиями, содержащимися в цели определений. Последовательность построения вернеровской модели реализована в качестве алгоритма и программы [1, 8, 10].

Решение практических задач на ЭВМ иллюстрируем примером построения геологической карты Усть-Камчатского района. Толщи этого района — трудный объект для изучения. Традиционными геологическими методами их удалось закартировать лишь в результате нескольких лет трудоемкой и тщательной работы.

Единственный источник исходного материала — 15 разрезов, в которых изучено распределение 149 литологических и палеонтологических признаков. Отдельные точки каждого из разрезов сгруппированы в интервалы, которые можно назвать слоями. Нумерация слоев в каждом разрезе своя, независимая от нумерации в других разрезах, ведется как обычно снизу вверх с номера 1 в видимом низу разреза.

Для каждого слоя указан список установленных признаков. Далее выясняется распространение каждого признака по всей изученной территории. Распространение, например, литологического признака «флиш» будет записано двумя строками цифр:

107	61	3	13	13	16	6	5	3	2	4	3	4	0	0
27	7	2	13	13	5	5	1	2	2	2	1	1	0	0

Цифры в нижней строке обозначают номер самого нижнего слоя, в котором фиксирован флиш в первом разрезе — 27, во втором разрезе — 7, в третьем — 2 и т. д. Цифры в верхней строке обозначают номер самого верхнего слоя, в котором фиксирован флиш в первом разрезе — 107, во втором — 61, в третьем — 3 и т. д. Если флиш не встречен, например, в 14-м и 15-м разрезах, его отсутствие обозначается нулями в обеих строках.

Распространение двустворки *Nuculana alferovi* будет записано:

104	52	0	0	0	13	0	3	0	0	0	0	0	0	0
24	50	0	0	0	10	0	2	0	0	0	0	0	0	0

Построены все возможные стратифицирующие последовательности (их оказалось 13 376), для каждой из них подсчитана сумма частот. В качестве геохронологической шкалы изученного участка выбрана последовательность с наибольшей суммой, равной 47 (см. таблицу).

Распределение каждого признака сравнивается с распределением членов шкалы. Находки окаменелостей *Nuculana alferovi* расположены выше четвертого и ниже шестого членов шкалы, их возрастной диапазон [5, 9], возра-

стной диапазон флиша [6, 11] и т. д. Далее устанавливается возраст каждого слоя путем нахождения областей пересечения возрастных диапазонов всех признаков, здесь фиксированных.

Те слои одного и того же разреза, которые не удалось различить по возрасту, объединяются в стратиграфическое подразделение. Например, все слои с 32-го по 47-й в разрезе I по р. Горбуше отнесены к седьмому подразделению, 50, 51 и 52-й слои разреза II по руч. Хваленскому — к девятому подразделению и т. д. Остается лишь предположить в соответствии с луковичной моделью, что если седьмое подразделение присутствует в I, II и III разрезах, то и между разрезами, и далее за ними оно тянется выше шестого и ниже восьмого подразделения, не прерываясь у границы изучаемого участка, но нас оно там уже не интересует.

Итак, после чисто механического выполнения формальных расчетных операций получены некоторые результаты. Они практически полностью совпадают с имевшимися ранее, полученными традиционными геологическими методами, что подтверждает четкий геологический смысл всех принятых формулировок определений и посылок. Первое стратиграфическое подразделение соответствует конгломератовой толще, в описанных разрезах, оно выделяется с помощью модели и алгоритма там же, где была ранее зафиксирована эта толща. Второе подразделение соответствует песчано-аргиллитовой толще с остатками растительности, третье — пачке кремней и кремнистых аргиллитов, четвертое — нижнему аргиллитовому горизонту, пятое — верхнему аргиллитовому горизонту, шестое, седьмое, восьмое и девятое представляют собой стратиграфически различные горизонты нижней флишевой толщи, десятое соответствует угленосному горизонту и одиннадцатое — верхней флишевой толще.

## УСЛОЖНЕНИЯ И ДОПОЛНЕНИЯ МОДЕЛИ

В исходной, простейшей модели Вернера между любыми двумя мыслимыми разрезами стратиграфические подразделения в одинаковом порядке протягиваются непрерывно, не заканчиваясь в пределах любого изучаемого фрагмента пространства. Слои при этом могут как угодно изгибаться (но не до вертикали, иначе стратифицирующие признаки перестанут быть таковыми), могут раздуваться и сокращаться в мощности (но не до нуля, иначе они перестанут быть непрерывными).

В этой модели не находят себе места ни разломы, нарушающие непрерывность слоев, ни опрокинутые залегания, ни фациальные

Геохронологическая шкала — наилучшая по сумме частот стратифицирующая последовательность. Сумма частот 47

№ геохронол. подразделения	Разрезы Признаки															
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV
11	54 Yoldia sp. 2	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	3 3	2 2	2 2	0 0	0 0	0 0
10	23 Гравелит черный рыхлый	106 106	60 60	0 0	0 0	0 0	15 15	0 0	4 4	1 1	1 1	1 1	2 2	3 2	0 0	0 0
9	68 Преобладание Nuculana alferovi в комплексе	104 99	51 50	0 0	0 0	0 0	13 13	0 0	3 2	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0
8	20 Олистолиды	83 64	48 24	0 0	0 0	0 0	12 9	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0
7	148 Много Nuculana tumiensis и много Yoldia chehalisensis	45 42	23 23	3 3	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0
6	149 Морские ежи и много Yoldia nitida	29 29	8 8	0 0	0 0	0 0	5 5	5 5	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0
5	52 Yoldia deformis	24 24	6 6	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0
4	15 Аргиллит серый крепкий с конкрециями	23 19	4 1	1 1	11 11	11 9	3 3	3 3	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0
3	11 Кремень стекловатый	17 16	0 0	0 0	10 10	8 8	2 1	2 2	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0
2	38 Thuja	10 10	0 0	0 0	7 7	0 0	0 0	1 1	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0
1	3 Зеленый косослопный конгломерат	6 1	0 0	0 0	5 2	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	2 2	2 1

замещения, ни прерывания распространения слоев проливами, речными долинами, другими отрицательными формами земной поверхности, ни размывы и стратиграфические несогласия.

Иначе говоря, чтобы модель работала, необходимы идеальные условия, этого на самом деле не бывает, следовательно, как можно было бы заключить, модель неприложима к действительности.

Автора луковичной модели обвинили в том, что он не заметил (игнорировал, не сумел предвидеть и т. д.) многообразия и сложности геологической действительности, в том, что его модель слишком проста, наивна, поспешна, что она опровергается даже в горах поблизости от кафедры А. Г. Вернера.

Но с тем же успехом можно обвинить и Ньютона, не заметившего (игнорировавшего, не сумевшего предвидеть и т. д.) трения, тяготения, сопротивления среды, магнетизма,

электричества и всех других многогранных черт физической действительности при формулировке закона инерции. Модель, описывающая поведение теоретических объектов, вовсе не предназначена для того, чтобы отражать все черты реальной действительности. Она и обязана быть простейшей (если угодно, наивной, примитивной). От нее требуется лишь, чтобы она позволяла охватывать все многообразие при своих дальнейших усложнениях и дополнениях, для которых она должна играть роль надежного фундамента.

Да, порфир, названный А. Г. Вернером первичным, пересекает пласты каменноугольной формации, да, гранит Гарцких гор прорывает другие залежи, да, эти факты не укладываются в модель луковичных лепестков [3]. Все это так же справедливо, как и то, что замедление движения тела в сопротивляющейся среде не укладывается в галилеевско-

ньютоновский закон инерции. Но закон инерции, пополненный понятием о сопротивлении среды, позволяет полностью описать движения любых реальных тел в любых реальных средах. Более того, лишь принятие закона инерции как исходного и позволяет ввести само понятие сопротивления. В динамике Аристотеля, основой которой является закон — все тела стремятся к состоянию покоя — оно не имело никакого смысла. Только закон инерции позволяет определить понятие силы как всего того, что отклоняет движение тела от равномерного и прямолинейного.

Вернеровская теория строения Земли не отличима в этом смысле от галилеевско-ньютоновской механики. Любые отклонения поведения слоев от требований луковичной модели определяются как несогласия. Если замеченные Ч. Лайелем явления и не соответствовали исходной модели, то они вписывались в модель, пополненную понятием несогласий. Более того, так же как и силы в механике, несогласия в геологии могли быть введены только как отклонения от исходной модели. Ведь для определения отклонения, аномалии надо сначала определить понятие нормы, эталона: если отклонение — то от чего, если аномалия — по сравнению с чем?

## НЕСОГЛАСИЯ

Введем новое понятие: согласное отношение — соприкосновение стратиграфического подразделения с перекрывающим, в геохронологической шкале непосредственно более молодым, и подстилающим, в геохронологической шкале непосредственно более древним.

Принятое определение близко к определению согласного залегания по Геологическому словарю — залегание горных пород, характеризующееся постепенным переходом от слоев более древних к более молодым [4]. Также через отсутствие перерыва в стратиграфической последовательности определяют согласное залегание А. С. Барков, Н. И. Буялов, Г. Н. Сапфиров [4]. А. К. Башарин специально оговаривает сохранение той же последовательности наслоения по сравнению с принятым эталонным пространством (стратиграфической, геохронологической и другими колонками) [4].

Соприкосновение данного стратиграфического подразделения с чем угодно иным, кроме перекрывающего, непосредственно более молодого и подстилающего, непосредственно более древнего, будет несогласным отношением или несогласием.

Несогласие в принятом определении включает многие известные в геологии типы отношений.

Прежде всего, сюда входят все отношения, определяемые через наличие перерыва в стратиграфической последовательности — несогласные залегания, несогласия, перерывы [4]. Сюда же попадут тектонические несогласия (разломы) любых типов, срезания слоистых толщ поверхностями современного и древнего рельефа, срезания интрузиями, дайками и жилами. Общая черта всех таких несогласий — возможность их выявления стратиграфическими методами, путем установления последовательности геологических тел в разрезах и сравнения этой последовательности с геохронологической шкалой данного участка.

Нетрудно видеть, что при таком подходе любое стратиграфическое подразделение имеет согласное ограничение только снизу и сверху, сбоку же, по латерали, никаких согласных ограничений не предусмотрено, что равносильно утверждению о бесконечности, вернее, об отсутствии латеральной конечности стратиграфических подразделений самих по себе в пределах любого участка. Сделав стратиграфические подразделения конечными можно только срезав их несогласными, несобственными и границами — разломами, размывами, поверхностями магматических интрузивных и жильных тел. Интересно, что в несогласные границы попадут дневная поверхность и границы изучаемой территории, также обрезанные стратиграфические подразделения, другими словами, попадет все, что геолог обычно называет вторичными границами в противоположность первичным — согласным. Взгляд на любую геологическую карту тотчас убедит, что латеральная конечность обеспечивается только несогласными границами.

В современной геологии нет ни понятия, сравнимого по степени общности с введенным понятием «несогласие», ни четкого представления о роли несогласных границ в обеспечении латеральной конечности стратиграфических подразделений. В геологии XVIII — начала XIX в. было и то и другое.

«А по сему под именем слоя можем разуметь все пространство однородной объемлемости земного состава, коего две стороны, большую частью почти параллельные, распространяются в длину и ширину на неизмеримую даль, ежели они не прерываются долинами и плоскими углублениями» [2, с. 3].

«Отношения настоящего соединения суть: а. или непрерывные, когда оные так соединены, что показываются в необозримых частях, и глазом их пространство обнять не можно, в. прерывные или отдельные, когда противное сему бывает» [11, с. 149].

Чтобы восстановить первоначальную модель и использовать ее для идентификации также в случае несогласий, вводим недостающие

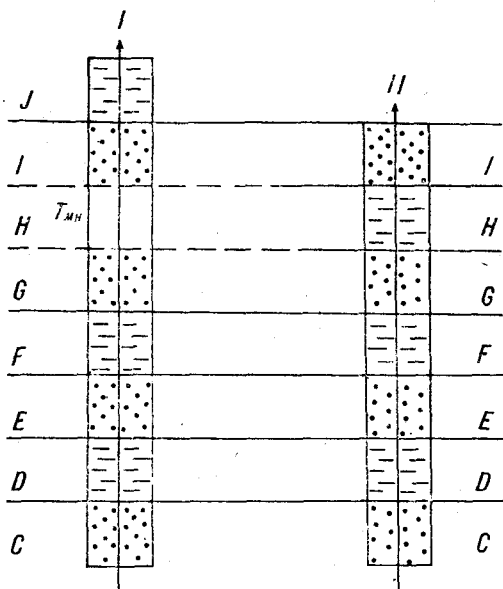


Рис. 2.  $T_{mn}$  — «мнимое» тело в разрезе I, его введение позволяет восстановить Вернеровскую модель.

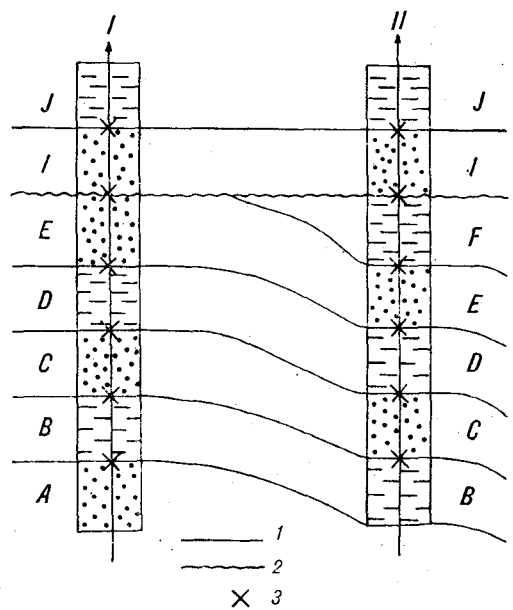


Рис. 3. Согласно (1) и несогласные (2) поверхности, 3 — определяющие точки.

стратиграфические подразделения на правах «мнимых объектов» (рис. 2). Это вполне отвечает сложившейся практике — именно о таких объектах говорят: они в данном месте были сформированы, но впоследствии оказались размытыми или срезанными различными вторичными процессами.

Поверхность несогласия — такая поверхность, во всех определяющих точках которой фиксируются несогласные отношения. Определяющими назовем такие точки, в которых установлены отношения согласия или несогласия в соответствии с определениями (рис. 3).

Согласной назовем границу, на всем своем протяжении разделяющую два стратиграфических подразделения, соседствующих в геологической шкале.

Согласную границу, как это принято, можно по-другому назвать первичной, несогласную — вторичной.

## ФАЦИИ

Бурный прогресс геологии в начале прошлого века, вызванный использованием для картирования такого эффективного инструмента, как геологическая шкала, принес огромное количество выводов о поведении конкретных слоев в пределах данного стратиграфического подразделения.

Например, было выяснено, что литологически неизменные слои не тянутся вокруг земного шара. По латерали, в боковом направлении слой данного состава может смениться слоем другого состава. И снова заговорили об ошиб-

ках, недалеко от Вернера, о примитивности его схемы.

Но если понятия фации действительно нет в исходной луковичной модели, то Вернер сам и ввел его в качестве одного из усложнений и дополнений. Только терминология его отличалась от принятой ныне. Саксонский профессор говорил не о фациях, а о распространенных по земному шару горных массах, образовавшихся не «безпрерывно (fortdauernd)», а «поодиночке» (einzeln) [см. 11, с. 149].

Введем понятие фации в разрабатываемую систему понятий. Так как стратиграфическое подразделение, согласно данному определению, — это часть пространства, обладающая только геометрическими и возрастными, но не вещественными характеристиками, необходимо сначала определить понятие «геологическое тело» — связанная область пространства, все точки которой обладают признаками одного и того же класса некоторой заданной классификации. Чаще всего тела выделяют по литологическим признакам.

Двумерная или трехмерная модель, отображающая распределение геологических тел в изучаемом фрагменте пространства, строится путем идентификации — установления принадлежности двух сравниваемых интервалов разных разрезов одному и тому же непрерывному геологическому телу. Введем два условия, упрощающих задачу построения модели: (1) Все тела односвязны. (2) Изучаемая область также односвязна, она заполнена телами без остатка, внутри нее нет точек, не принадлежащих какому-либо телу.

Эти условия подразумевают, что если прослеживаемые тела или их совокупности содержат какие-либо включения, то на данном этапе построения мы отвлекаемся от этого осложняющего момента. Понятно, что после идентификации уже ничто не мешает нам учесть какие угодно включения.

Третье условие, позволяющее использовать возрастные понятия для построения объемной модели вещественных геологических тел, формулируется следующим образом: в одно и то же непрерывное двумерное или трехмерное геологическое тело объединяются только такие одномерные геологические тела разных разрезов, которые включены в одно и то же стратиграфическое подразделение. Если же геологические тела, включенные в одно и то же стратиграфическое подразделение, в разных разрезах имеют различный литологический состав, то они будут называться фациями.

Начиная с А. Грессли, многие геологи считают фацию реальным геологическим телом, частью определенного горизонта или слоя. Н. С. Шатский, например, понимает фацию как разновозрастную, чаще смежную с данной группой минеральных образований другую горную породу, другой генетический комплекс, всегда стратиграфически относящиеся к той же слою, свите, системе и т. д. [4].

## ОПРОКИНУТЫЕ ЗАЛЕГАНИЯ

Если речь идет о выявлении опрокинутых залегающих в конкретном разрезе, материалы по которому не использованы при построении геохронологической шкалы, то задача решается просто: в соответствии с традиционным подходом будем считать опрокинутым такое залегание, при котором более древние слои лежат на более молодых; противоположное ему залегание принимается за нормальное. Возрастные соотношения слоев устанавливаются с помощью геохронологической шкалы.

Однако если данный разрез включен во множество, по которому строится шкала, задача значительно усложняется. В самом деле, если два руководящих признака  $a$  и  $b$  во всех разрезах, кроме данного, являются стратифицирующими, здесь везде  $a$ , например, выше  $b$ , то в анализируемом разрезе их последовательность противоположна, и  $b$  наблюдается выше  $a$ . По данным всего множества разрезов признаки  $a$  и  $b$  не будут стратифицирующими, они не могут быть признаны и руководящими, не войдут в шкалу. Для данных отложений не будет инструмента, позволяющего отличить опрокинутое залегание от нормального.

Решение задачи можно найти, привлекая понятия о норме и аномалии. Если залегания « $a$

выше  $b$ » и « $b$  выше  $a$ » резко неравноправны, если первое из них можно считать закономерным, нормой, а второе — лишь редким исключением, аномалией, то разрезы с аномальным залеганием можно исключить из исходного материала для построения шкалы, или же при построении шкалы не учитывать лишь ту часть разрезов, где соотношения  $a$  и  $b$  ненормальны.

Принципы технического решения задачи, разработкой алгоритма выявления опрокинутых залегающих изложены в статье [9].

Если залегания « $a$  выше  $b$ » и « $b$  выше  $a$ » равноправны, распространены примерно одинаково, задача выявления опрокинутых залегающих не может быть решена с помощью геохронологических шкал; теряет смысл и само понятие опрокинутого залегания как противоположного нормальному, преобладающему.

## ДАЛЬНЕЙШИЕ ПУТИ ДЕТАЛИЗАЦИИ ВЕРНЕРОВСКОЙ МОДЕЛИ

Так как введенное понятие несогласной границы является предельно общим, сначала предстоит выделить стратиграфические и тектонические несогласные границы — разделить размыты от разломов.

После разделения разломов и размывов следующим шагом должно быть выделение подклассов внутри каждого из этих классов. Уже одно это представляет собой обширную область геологических исследований, охватывающую значительную часть тектоники и структурной геологии.

Когда логическая процедура определения каждого конкретного типа несогласия будет сформулирована, ее можно будет реализовать на ЭВМ. Выделение несогласий на геологической карте, как и синхронизацию и идентификацию, можно будет выполнять автоматически.

В настоящее время таких определений и классификаций нет. Ясно, однако, что они должны быть возможно более близкими к традиционным, вошедшим в практику геологических построений. Больших трудностей здесь возникнуть не должно. Существует много однозначных геометрических классификаций разломов по таким признакам, как положение в пространстве плоскости разлома, амплитуда и направление смещения блоков.

Не начаты и работы по технической реализации процедур построения вернеровской модели с дополнениями — по составлению машинных алгоритмов, программ, обработке на ЭВМ исходных фактических данных по несогласиям, опрокинутым залеганиям, фациям. Более того, сначала надо подвергнуть анализу саму необходимость автоматизации этих процедур. Ведь использование ЭВМ — не самоцель. Не во всех

операциях машинная обработка предпочтительна. Там, где нет больших переборков, большого объема вычислений, ручная обработка рациональнее — она требует меньших затрат живого труда, чем подготовка исходных данных к вводу в ЭВМ. Главное ведь не в автоматизации, а в достижении однозначности построений и результатов, поэтому суть проблемы заключается в строгости определений и формулировок, практическое использование которых возможно и с помощью ЭВМ, и без ее помощи.

Вернеровская модель с дополнениями (фации, несогласия, опрокинутые залегания) — это топологическая модель взаимоотношений геологических тел, она отражает только топологические пространственные характеристики геологических тел и их совокупностей: последовательность, непрерывность, односвязность, соприкосновение. В этой модели отсутствует информация о форме и размерах геологических тел, их дислокациях, точном положении в координатной системе, параллельности или непараллельности их границ, прямолинейности или криволинейности, выпуклости или вогнутости, угловатости или гладкости границ — другими словами, обо всех метрических, аффинных,

проективных и дифференциальных свойствах и отношениях. Построение геологической карты по данным такой модели можно представить как пополнение ее отсутствующей геометрической информацией нетопологического характера.

Таков один из путей дальнейшего усложнения и пополнения модели Вернера, связанный с построением на ее основе крупной отрасли геологии — геологического картирования.

Еще более несомненно, что на стратиграфии, а следовательно и на модели Вернера, строятся палеогеография и историческая геология. Стратиграфические понятия и модели используются во всех других геологических дисциплинах, оперирующих геометрическими временными характеристиками. И наконец, финальной частью любого исследования можно считать поиски полезных ископаемых, где необходимы данные и стратиграфии, и тектоники, и геологического картирования, и палеографии, и исторической геологии. Математическая формулировка дальнейших усложнений и дополнений модели Вернера — дело дальнейших работ, но так или иначе можно видеть, что она может играть роль фундамента единой науки — геологии нашего времени.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гончарова Е. И., Салин Ю. С., Солдатов О. Б. Алгоритм построения сводных стратиграфических шкал и корреляции разрезов. — В кн.: Принципы тектонического анализа. Владивосток, 1977.
2. Иовский А. Опыт руководства к познанию внутреннего строения и образования земного шара. М., 1828.
3. Лайель Ч. Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей. Т. 1. М., 1866.
4. Общая стратиграфия (терминологический справочник). Хабаровск: Кн. изд-во. 1979.
5. Павлов А. П. Полвека в истории науки об ископаемых организмах. М., 1897.
6. Пуанкаре А. Наука и гипотеза. Спб.: Тип. акц. общ. «Слово», 1906.
7. Пуанкаре А. Ценность науки. М.: Т-во «Творческая мысль», 1906.
8. Салин Ю. С. Конструктивная стратиграфия. М.: Наука, 1979.
9. Салин Ю. С., Синюков В. И. Можно ли построить стратиграфию без историко-генетических посылок? — В кн.: Методология геологических исследований. Владивосток, 1976.
10. Салин Ю. С., Солдатов О. Б. Машинные алгоритмы стратиграфической корреляции. — В кн.: Расчленение и корреляция осадочных толщ. М.: Наука, 1978.
11. Севастьянов А. Геогнозия или наука о горах и горных породах. Спб., 1840.
12. Спенсер Г. Нелогическая геология. Т. 3. Спб., 1866.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
15 июня 1982 г.



## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.31.(597)

*О. А. Степанов, В. А. Самохвалов,  
Фам Куок Тьонг, Нгуен Нгием Минь, Фам Хое*

## ЖЕЛЕЗОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТХАК КХЕ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Приводится характеристика гематит-магнетитового месторождения Тхак Кхе в СРВ. Показано, что наряду с типичными признаками магнезиально-скарновой фор-

Месторождение Тхак Кхе магнезиально-скарновой рудной формации является крупнейшим железорудным месторождением Социалистической Республики Вьетнам. Запасы высококачественных магнетитовых и гематитовых руд превышают 600 млн. т. Месторождение расположено в 7 км к северо-востоку от г. Ха Тинь, среди широкой аллювиальной равнины на побережье залива Бак Бо и может обрабатываться открытым способом.

Месторождение открыто в 1962 г. при аэромагнитной съемке м-ба 1:200 000 и с тех пор непрерывно и последовательно изучалось магнитной и геологической съемками м-ба 1:25 000, частично 1:10 000, а с 1975 г. на месторождении проводятся разведочные работы.

В региональном плане месторождение находится в западной части зоны Суонг Сон [1] и приурочено к палеозойским осадочным и магматическим породам, слагающим тектонический блок (5—10 × 30 км), вытянутый в северо-восточном направлении.

Перекрывающие рыхлые аллювиальные (морские и речные) и золотые отложения мощностью 50—210 м в значительной мере осложняют изучение месторождения. Представления о его геологическом строении основаны главным образом на данных бурения 92 скважин по сети 100 × 200 м. В структурном плане рудное поле представляет собой антиклинальную складку метаморфизированных карбонатно-терригенных пород свиты Тхак Кхе. В ядре складки находится интрузив биотитовых гранитов. Располагающаяся восточнее синклинали сложена карбонатных пород и терригенной толщей среднего — верхнего триаса свиты Куй Ланг. В основании карбонатно-пермских и триасовых отложений установлены угловые несогласия.

мации при формировании месторождения проявились и черты, характерные для гидротермальных месторождений.

Свита Тхак Кхе, относимая к нижнему — среднему девону, имеет двучленное строение. В нижней части преобладают карбонатные породы белого и светло-серого цвета с голубоватым или желтоватым оттенком. В пределах рудного поля они перекристаллизованы в средне- и крупнозернистые мраморы, состоящие главным образом из кальцита (70—80%) и доломита (10—30%), местами с примесью мелкочешуйчатого графита. В верхней части свиты развиты преимущественно глинистые сланцы с прослоями мергелей и карбонатных пород. В результате контактового метаморфизма они превращены в различные роговики (биотитовые, амфиболовые и др.) и мраморы. Мраморы по составу и структуре не отличаются от мраморов нижней части свиты. Мощность свиты достигает 1000 м.

Интрузивный массив, прорывающий и метаморфизирующий породы свиты Тхак Кхе, состоит в основном из порфировидных биотитовых гранитов, относимых к комплексу Пиа Биок. Определение изотопного возраста гранитов показало 196 млн. лет, что соответствует верхнему триасу. Массив в плане имеет форму, близкую к прямоугольной, и вытянут в субширотном направлении. В северной его части преобладают порфировидные биотитовые граниты с миароловыми обособлениями турмалина. Типичный состав гранита: кварц 35—37%, ортоклаз 40—42%, биотит 7—15%, акцессорный апатит и циркон. В южной части массива развиты более равномернозернистые двуслюдяные граниты. Вблизи контактов присутствуют субщелочные разности, вплоть до граносиенитов с составом: кварц 7—16%, ортоклаз 50—60%, микроклин 8—10%, плагиоклаз (№ 2—38) 17—21%, биотит 8—10%, акцессорные апатит и ортит. В небольшом количестве присутствует зеленая роговая обманка и эпидот.

Среди многочисленных разрывных нарушений условно выделено три системы: раннетриасовые дорудные, пострудные юрские и палеогеновые. К дорудным нарушениям отнесена зона брекчий меридионального простирания, по которой в восточной части рудного поля контактируют каменноугольно-шербские отложения и свита Тхак Кхе. Эта зона контролирует форму рудной залежи. В триасовых отложениях зона брекчий не прослеживается.

Юрские пострудные разломы — типичные зоны растяжения, имеющие преимущественно субширотные простирания. Они пересекают рудную залежь, триасовые отложения и массив гранитов. Эти разломы являются, вероятно, оперяющимися региональной системы разломов, заложенных при формировании юрских прогибов, располагающихся к северо-западу и западу от месторождения.

Палеогеновые пострудные разломы имеют северо-западные простирания и амплитуды перемещений до 500 м. По этим разломам в карбонатных толщах широко развит карст. Они контролируют современный рельеф и рисунок гидросети.

Ширина ореола контактово-метасоматических изменений, связанного с внедрением гранитной интрузии, достигает 1,5 км. Среди контактово-метаморфизованных пород, окружающих магнетитовую залежь, выделены магнезиальные и известковые скарны, бруситовые мраморы, а также роговики разного состава.

Магнезиальные скарны образуют оторочки мощностью от 1 до 30 м, окружающие залежь, интрузив и его апофизы, редко небольшие зоны среди карбонатных пород. Магнезиальные скарны обычно изменены поздними постмагматическими процессами, замещены магнетитовыми рудами и известковыми скарнами. Тем не менее на месторождении Тхак Кхе устанавливается типичная для магнезиальных скарнов [3] зональность: гранитоид — шпинель-пироксеновый скарн — шпинель-форстеритовый скарн — форстеритовый кальцифир — доломитовый мрамор.

Пироксеновый скарн почти полностью представлен диоксидом (фассаит) с небольшим количеством шпинели. Диоксид имеет следующие оптические характеристики:  $N_g = 1,700-1,712$ ,  $N_p = 1,665-1,687$  с  $N_g = 36-43^\circ$ ,  $2V = 56-80^\circ$ , в соответствии с которыми железистость составляет 3—25%, глиноземистость менее 10% [2]. Шпинель ( $N = 1,7314-1,7326$ ) нередко замещена ксантофиллитом. Пироксеновый скарн имел, вероятно, большую мощность, но впоследствии почти полностью замещился магнетитом, среди которого пироксен встречается в реликтах. Пироксен также часто замещается амфиболами (тремолит, актинолит), иногда почти полностью.

На отдельных участках контакта гранитов с доломитовыми мраморами мощность зоны пироксенового скарна не более первых десятков сантиметров. Здесь распространены флогопит-пироксеновые и флогопит-серпентиновые породы, в которых на долю флогопита приходится до 20%, а пироксен, клиногумит и форстерит встречаются в реликтах среди кварц-кальцит-серпентиновой массы. Зона форстеритового скарна распространена весьма ограниченно. Форстерит сохранился в самих внешних частях скарновой залежи среди кальцифиров и доломитовых мраморов в виде реликтовых зерен. Вместе со шпинелью форстерит постмагматическими процессами преобразован во флогопитовые и хондродит-клиногумит-серпентиновые породы, которые наблюдаются небольшими (до 2 м) зонами во внешней по отношению к гранитоидам части скарновой рудной залежи. Основная масса таких пород сложена серпентином (до 70% объема породы) и кальцитом (10—20%), остальная часть представлена магнетитом, клиногумитом, хондродитом, флогопитом.

В кальцитовых мраморах и кальцифирах основная часть породы сложена крупнокристаллическим кальцитом. На долю флогопита, серпентина и других силикатных минералов приходится от 5 до 25% общего объема породы. Бруситовый мрамор по внешнему виду и набору силикатных минералов не отличается от кальцитового. По микроскопическим данным и результатам термовесового анализа брусит содержится в количестве от 10 до 30%.

Известковые скарны встречаются довольно часто и образуют небольшие зоны, пятна и включения в основном среди пироксенового магнезиального скарна или магнетитовых руд, замещая ранние минералы магнезиальных скарнов. Наиболее распространены пироксен ряда диоксид-геденбергит (салит, авгит) и гранаты гроссуляр-андрадитового ряда ( $N = 1,768-1,810$ ), среди которых часто наблюдаются везувиан, эпидот, актинолит, тремолит и др. Минералы известкового скарна в свою очередь замещаются низкотемпературным серпентином и кальцитом. Поэтому в большинстве случаев наблюдаются смешанные кальцит-серпентин-магнетитовые, серпентин-флогопит-кальцитовые и серпентин-кальцитовые породы с реликтами более ранних минералов известкового и магнезиального скарна. Химический состав пород по зонам метасоматической колонки приведен в таблице.

Железорудная залежь сформировалась на контакте гранитоидов карбонатных и алюмосиликатных пород (см. рисунок) и прослежена скважинами до глубины 709 м от поверхности. По морфологии и составу руд в пределах залежи четко выделяется две части: южная и северная. В южной части форма залежи напоми-

**Химический состав пород и руд месторождения Тхак Кхе**

Наименование породы	№ пробы	Содержание окислов, вес. %													Сумма
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П. п. п.	
Граниты	125	73,60	0,55	11,61	0,98	2,46	0,08	0,30	1,39	1,65	5,70	0,08	0,42	1,28	99,60
»	136	73,76	0,36	11,03	0,98	2,46	0,08	0,28	1,49	1,65	6,44	0,05	0,39	1,20	99,73
»	74	68,28	0,85	12,01	1,89	3,46	0,13	0,88	3,52	2,32	4,71	0,14	0,43	1,13	99,15
»	167	65,68	0,50	12,02	2,37	3,83	0,21	1,67	5,76	1,60	4,41	0,10	0,45	2,01	100,01
Пироксен-плагноклазавая околоскарниовая порода	70	61,28	0,70	12,80	1,95	3,60	0,32	4,52	6,50	1,69	3,33	0,20	1,10	2,14	98,93
»	77	54,64	0,59	9,24	1,72	5,25	0,21	3,49	10,03	0,22	3,65	0,11	0,48	9,30	98,34
Шпинель-пироксеновый скарн с магнетитом	298	49,00	0,16	3,00	11,74	5,38	0,22	6,99	15,85	0,11	0,03	0,01	2,66	5,16	97,64
»	127	48,28	0,18	4,69	14,63	8,55	0,46	3,54	16,65	0,22	0,31	0,05	0,31	1,15	98,66
»	225	39,94	0,55	7,40	12,57	7,50	0,46	6,13	12,65	0,24	1,41	0,08	2,30	9,00	97,85
Шпинель-форстеритовый скарн с магнетитом	58	41,76	0,46	4,90	17,50	13,32	0,32	11,47	6,08	0,10	0,12	0,09	1,73	3,00	99,03
»	64	43,50	0,54	8,60	6,37	8,80	0,07	8,05	17,88	0,40	1,04	0,05	2,1	3,30	99,55
»	T	45,18	0,42	6,28	2,97	10,20	0,62	12,13	17,30	0,41	0,90	0,05	0,26	0,88	97,34
Магнетитовая руда с включ. пироксенов	52	1,72	0,16	7,00	38,79	20,25	0,54	10,55	1,50	0,09	—	0,08	0,02	14,55	95,25
Магнетитов. руда массивная	51	1,78	0,20	1,52	59,01	24,40	0,32	2,13	5,60	0,11	—	0,11	0,15	0,84	96,17

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ГГУ СРВ.

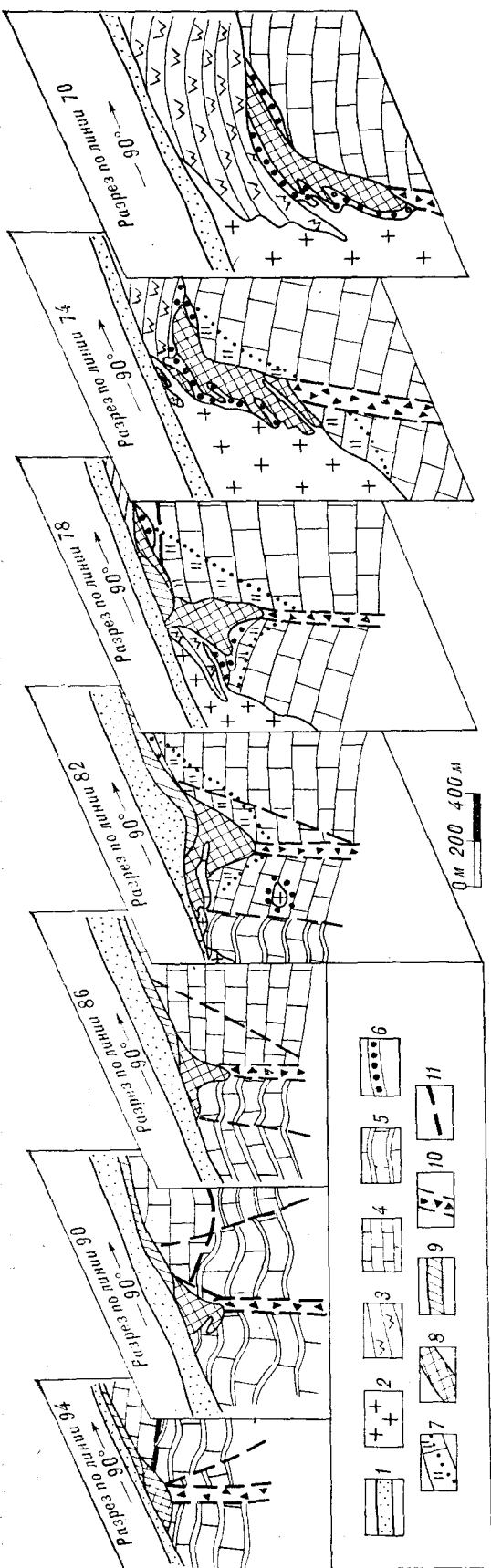
нает грибовидную. Она обусловлена отложением рудного вещества в крутопадающей дорудной зоне разлома, проходящего среди карбонатных пород и на контакте карбонатных и перекрывающих их терригенных пород, являющихся экраном для рудных растворов. Прослеженная скважинами южная часть залежи протягивается на 800 м, при ширине до 600 м и мощности до 400 м (средняя мощность здесь составляет 146 м). Эта часть залежи сложена в основном массивными магнетитовыми рудами, от мелко- до крупнозернистых. Местами встречаются небольшие линзы измененного магнезиального и известкового скарна, карбонатов, амфиболов. Здесь, а также вблизи контактов залежи с вмещающими породами текстура руды вкрапленная. Изредка встречаются брекчиевые текстуры, у которых обломки магнетитовых руд и мраморов сцементированы более поздними мелкозернистым явно перерожденным магнетитом или флогопит-пироксен-хлоритовой массой с небольшим количеством мелкозернистого магнетита. Мощность брекчиевых руд не превышает 3 м.

Северная часть залежи, протягивающаяся более чем на 2000 м, имеет пластовую форму. Она сложена окисленными магнетит-гематитовыми и бурожелезняковыми рудами, местами с галькой руд и вмещающих пород. Ширина залежи в плане составляет 200—500 м, мощность 10—200 м (средняя 82 м). Характерно, что мраморы, известняки и терригенные породы, подстилающие залежь, практически не подвержены скарнированию. В основании залежи нередко наблюдаются охристые глины с обильным щец-

нем выветрелых и выщелоченных пород, выше которых залегают красные железистые глины с галькой и обломками лимонитового состава, каркасных и натечных бурожелезняковых руд. В обломках местами отчетливо видны структуры исходных пород, чаще всего роговинок. Внутреннее строение залежи характеризуется многократным чередованием слоев гематитового и магнетитового состава мощностью в первые метры и пестроокрашенных неогеновых глин, в которых часто встречаются небольшие линзы и скопления валунчатых окисленных руд и следы неоднократных перемывов.

Минеральный состав руд в целом довольно простой. Магнетитовые руды содержат магнетит (до 98%), гематит (до 10%), гидроокислы железа (до 5%). Локально развиты пирит (до 30%), халькопирит (1—2%). Из нерудных минералов в рудах установлены диоксид, кальцит, кварц, амфиболы, эпидот, хлорит, турмалин, гранат (андрадит-гроссуляровый), шпинель, волластонит, везувиан, сфен, рутил, андалузит, кордиерит, серпентин, тальк. Магнетитовые руды составляют 61% от всего объема разведанных руд месторождения. Окисленные и делювиальные руды состоят из маршита (до 100%), магнетита (в глыбах и валунах до 90%), гидроокислов железа (до 50%). Нерудная часть их представлена железистыми глинами (минеральный состав не изучен) и обломками пород.

Содержание железа в рудах в среднем по месторождению составляет около 60%, содержание вредных примесей (серы, фосфора) не превышает сотых долей процента. По составу пла-



Геологические разрезы железорудного месторождения Тхак Кхе.

1 — рудные четвертичные и неогеновые отложения; 2 — гранитоиды; 3—5 — сланцы Тхак Кхе; 3 — роговики и сланцы, 4 — карбонатные породы с прослоями сланцев; 6 — скарны; 7 — брусиковый мрамор; 8 — магнетитовые руды; 9 — окисленные гематитовые руды; 10 — зона дорудного разлома; 11 — прочие разломы.

кообразующих компонентов руды являются кильми, магнетитовые руды по коэффициенту основности, равному 0,64, близки к самофлюсующимся, в окисленных и делювиальных этот коэффициент ниже на один-два порядка. Преобладают сплошные руды, вкрапленные и другие разновидности руд не превышают 12%.

Формирование железорудной залежи произошло в результате сочетания ряда факторов. Прежде всего следует отметить четкий структурный и литологический контроль оруденения, сформировавшегося в результате внедрения рудоносной интрузии гранитоидов. Магма интрузивного массива принадлежала, вероятно, крупному магматическому очагу, постепенно эволюционировавшему от габброидов до гранитов. Об этом свидетельствует совместное нахождение северо-западнее месторождения Тхак Кхе гранитов, сходных с гранитами месторождения и близких к ним по возрасту габброидов. Поэтому граниты месторождения Тхак Кхе можно относить к габбро-диорит-гранитовой формации.

Следует подчеркнуть также роль крупной ослабленной зоны, сформированной в карбонатной толще до образования руд и, вероятно, еще до внедрения интрузива. Зона не проходит в перекрывающие карбонатную толщу алюмосиликатные осадочные породы и контролирует форму рудной залежи. Рудные растворы, достигавшие ослабленной зоны, легко и эффективно вступали с раздробленным материалом зоны в реакционное взаимодействие, результатом которого было интенсивное отложение магнетита. В то же время зона сыграла, вероятно, и роль своеобразной камеры, в которой происходило падение давления и выпадение из растворов рудной части.

Исключительно четкие контакты рудной залежи, практически полное отсутствие магнетита в других местах экзоконтакта интрузива заставляют предположить существование в послемагматических условиях в течение длительного времени своеобразного локального рудоподводящего канала (возможно — зона пересечения разломов?). Брекчиевые текстуры руд свидетельствуют, что в период формирования залежи продолжались подвижки, поэтому рудоподводящий канал мог также периодически подновляться. На формировании залежи положительно сказался и эффект двойного экранирования рудных растворов. Первым экраном был пологопадающий контакт остывающего интрузива, вторым — терригенная толща. Экранированием терригенной толщей объясняется своеобразная форма магнетитовой залежи и практически полное отсутствие магнетита в терригенной толще. Некоторая часть высокотемпературных растворов, вероятно, все же проникала в терригенные породы, о чем свидетельствуют

наблюдаемые здесь небольшие зоны безрудных скарнов на контакте их с магнетитовыми рудами, но эти растворы уже не несли рудной нагрузки.

Изучение месторождения Тхак Кхе показало, что по основным признакам — строению и минеральному составу зон — это типичное ме-

сторожение формации магнезиальных скарнов. В то же время здесь устанавливается и целый ряд черт, таких как активная роль рудоподводящих разломов, формирование залежи в ослабленной зоне, отложение рудного вещества в цементе брекчий и других, характерных для гидротермальных месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Довжиков А. Е. и др. Геология северного Вьетнама. Ханой, 1965.
2. Шабьнин Л. И. О фассайтовом характере клинопироксена магнезиальных скарнов. — ДАН СССР, 1969, т. 187, № 6.

3. Шабьнин Л. И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. М.: Недра, 1978.

Главное геологическое  
управление СРВ  
Ханой

Поступила в редакцию  
4 декабря 1981 г.

УДК 550.834 : 51(571.64)

В. И. Исаев

## ПРИНЦИПАЛЬНАЯ СХЕМА КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК НА ПРИМЕРЕ ПРОФИЛЯ СРЕДНИЕ ЛАНГАРЫ — МУХТО (Северный Сахалин)

Разработана принципиальная схема решения обратной двумерной задачи гравиметрии в линейной постановке. Задача сводится к минимизации сглаживающего параметрического функционала А. Н. Тихонова. Для минимизации принят метод сопряженных градиентов на случай линейных ограничений на неизвестные. Региональный фон включен в модель алгебраическим по-

линомом. Аппроксимация плотностного разреза выполняется однородными горизонтальными призмами с сечением в виде трапеции.

В качестве примера выполнена комплексная количественная интерпретация материалов реального разреза с ошибкой  $\pm 0,03-0,04$  г/см<sup>3</sup>.

Количественная интерпретация материалов гравиметрических съемок предполагает, что численный метод обеспечивает геолого-геофизическую и математическую эффективность решения поставленной задачи. Этим требованиям отвечает метод сопряженных градиентов, практические рекомендации по реализации которого изложены в монографии В. И. Старостенко [4]. Особенности реализации метода состоят в следующем:

1) Считается, что оператор  $A$ , описывающий геометрию разреза, задан точно, а наблюдения  $b$  — с погрешностью, т. е. минимизируется регуляризирующий функционал вида

$$f(x) = \|Ax - b\|^2 + \alpha_H \|x - x_0\|^2, \quad (1)$$

где  $\alpha_H$  — параметр регуляризации по А. Н. Тихонову.

2) Метод реализован на случай задачи с линейными ограничениями на неизвестные. Такая реализация позволяет достаточно просто осуществлять формализацию априорных геолого-геофизических сведений о разрезе и включать их в процесс поиска решения.

3) Региональный фон учитывается включением в модель алгебраического полинома, коэффициенты которого дополняют вектор неизвестных.

4) Принята простая форма аппроксимации плотностного разреза — однородная горизонтальная призма с сечением в виде трапеции [1, 4], что позволяет удобно аппроксимировать контактные поверхности при наличии вертикальных ступеней, решать структурные и рудные задачи. В предлагаемой статье, опираясь на вышеуказанный метод решения обратной задачи и особенности 1—4 его реализации, раз-

Основные принципы схемы состоят в следующем:

1. Устойчивость и требуемая точность решения обеспечивается на теоретической модели, которая по характеристикам наблюдаемого поля и плотностного разреза аналогична реальной модели.

2. Мера несовместимости модели допустима, т. е. модель адекватна реальным условиям.

3. Окончательное решение при заданном операторе  $A$  обеспечивает удовлетворительное положение вектора неизвестных по отношению к предельным ограничениям и выполнение критерия «невязки».

Невыполнение любого из принципов предполагает пересмотр характеристик плотностного разреза и наблюдаемого поля априорной модели. Реальная модель предварительно сводится к расчетной модели путем исключения из априорной плотностной модели областей краевого наращивания и их гравитационного эффекта из наблюдаемого поля. За вероятную ошибку окончательного решения принимается точность решения на теоретической модели. Последнее согласуется с идеей так называемого «квазиреального эксперимента» в системе обработки, типичной для широкого класса физических экспериментов [5].

В качестве примера действия принципиальной схемы в статье приводится опробование схемы и математического обеспечения (МО) на геолого-геофизическом разрезе вдоль профиля Средние Лангары — Мухто (рис. 2). Профиль в свое время был интерпретирован решением прямых задач (методом подбора) в Сахалинском ТГУ. Цель опробования — проверка пригодности МО и принципиальной схемы для решения обратной задачи в реальных условиях. При этом подразумевается, что заранее известен «ответ» задачи.

Кроме того, необходимо хотя бы в первом приближении соблюдать условие двумерности задачи. За «ответ» первого порядка приняты плотности по данным бурения скважин I и IA (см. рис. 2, B). За «ответ» второго порядка приняты плотности, полученные в результате подбора решением прямых задач. Условие двумерности задачи в первом приближении определено проложением профиля вкрест простирания аномалеобразующих объектов (см. рис. 2, B).

Предлагаемая схема реализует интерпретацию до физического уровня, т. е. решение обратной задачи по профилю Средние Лангары — Мухто выполняется до уровня плотностей.

Перейдем теперь к описанию этапов действия схемы (см. рис. 1).

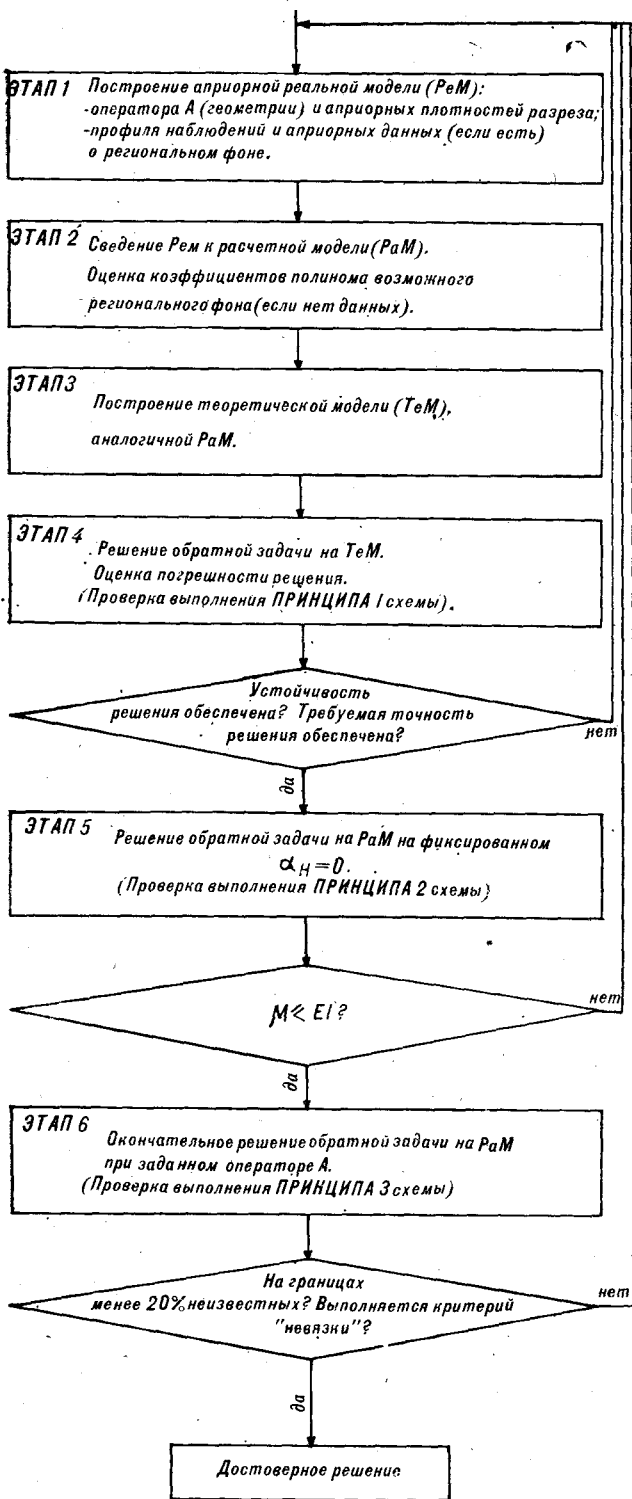


Рис. 1. Принципиальная схема решения обратной задачи.

работана принципиальная схема решения обратной задачи на ЭВМ (рис. 1) на примере реального геолого-геофизического разреза.

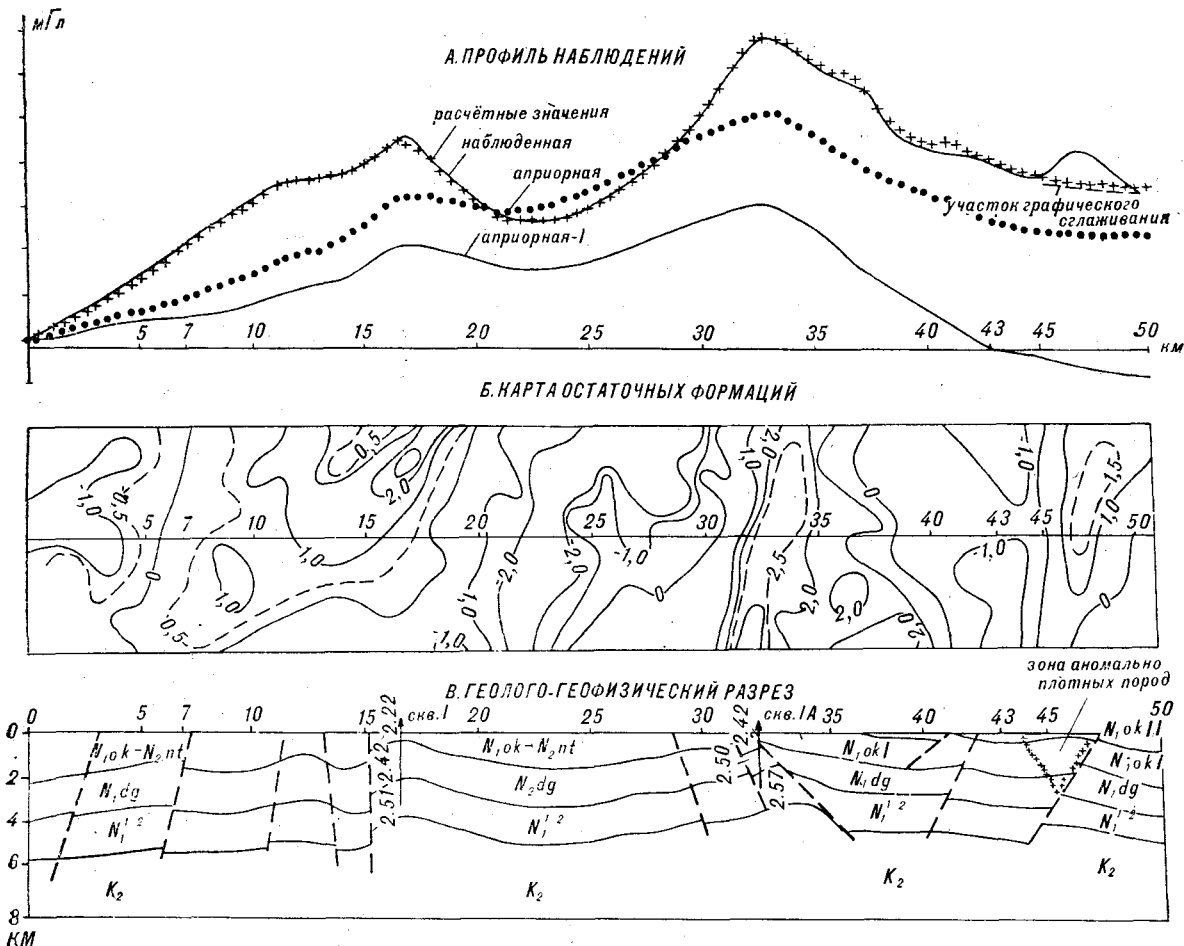


Рис. 2. К решению обратной задачи на профиле Средние Лангары — Мухто.

На геолого-геофизическом разрезе показаны скважины (номер, средние значения плотности горизонтов по результатам опробования).

### ЭТАП 1.

#### ПОСТРОЕНИЕ АПРИОРНОЙ МОДЕЛИ

1) Геометрия плотностного разреза (рис. 3) задана на основании анализа материалов по нескольким сейсмическим профилям с использованием данных глубокого бурения. Априорные плотности и их возможные предельные значения взяты равными в пределах каждого слоя соответственно  $2,30 \pm 0,05$ ;  $2,35 \pm 0,10$ ;  $2,45 \pm 0,15$ ;  $2,55 \pm 0,15$ ;  $2,65 \pm 0,10$  г/см<sup>3</sup> [3].

2) Наблюденное поле (см. рис. 2, А) задано в 101 точке (по материалам наземной правиметрической съемки, проектная точность наблюдений  $\pm 0,20$  мГл [2]) с шагом 500 м. Локальный максимум в правой части профиля графически сглажен, так как аномалеобразующий объект из решения исключен. Априорных сведений о региональном фоне нет.

### ЭТАП 2.

#### СВЕДЕНИЕ РЕАЛЬНОЙ МОДЕЛИ (РеМ)

#### К РАСЧЕТНОЙ МОДЕЛИ (РаМ).

#### ОЦЕНКА КОЭФФИЦИЕНТОВ ПОЛИНОМА ВОЗМОЖНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ФОНА

1) Наблюденная кривая приведена к уровню расчетных значений путем решения прямой задачи от априорного разреза РеМ (с краевым наращиванием) и

совмещением левых концов кривых (см. рис. 2, А, наблюдённая, априорная-1).

2) Осуществлена оценка коэффициента  $B1$  (наклонная составляющая возможного регионального фона):

$$B1 = 0,32 \text{ мГл/км.}$$

Полагая, что наклонная составляющая регионально-го фона может быть и больше, а может и вообще отсутствовать, окончательно принято

$$B1 = 0,25 \pm 0,25 \text{ мГл/км.}$$

3) РеМ сведена к РаМ путем решения прямой задачи от априорного разреза РеМ (учет только областей краевого наращивания на длину профиля) и вычитанием этого гравитационного эффекта из наблюдаемой кривой, приведенной к уровню расчетных значений (см. рис. 3 — наблюдённая РаМ).

4) Осуществлена оценка коэффициента  $B0$  (постоянная составляющая) возможного регионального фона. обусловленного погрешностью приведения наблюдаемой кривой к уровню расчетных значений.

$$B0 = 0 \pm 2,0 \text{ мГл.}$$

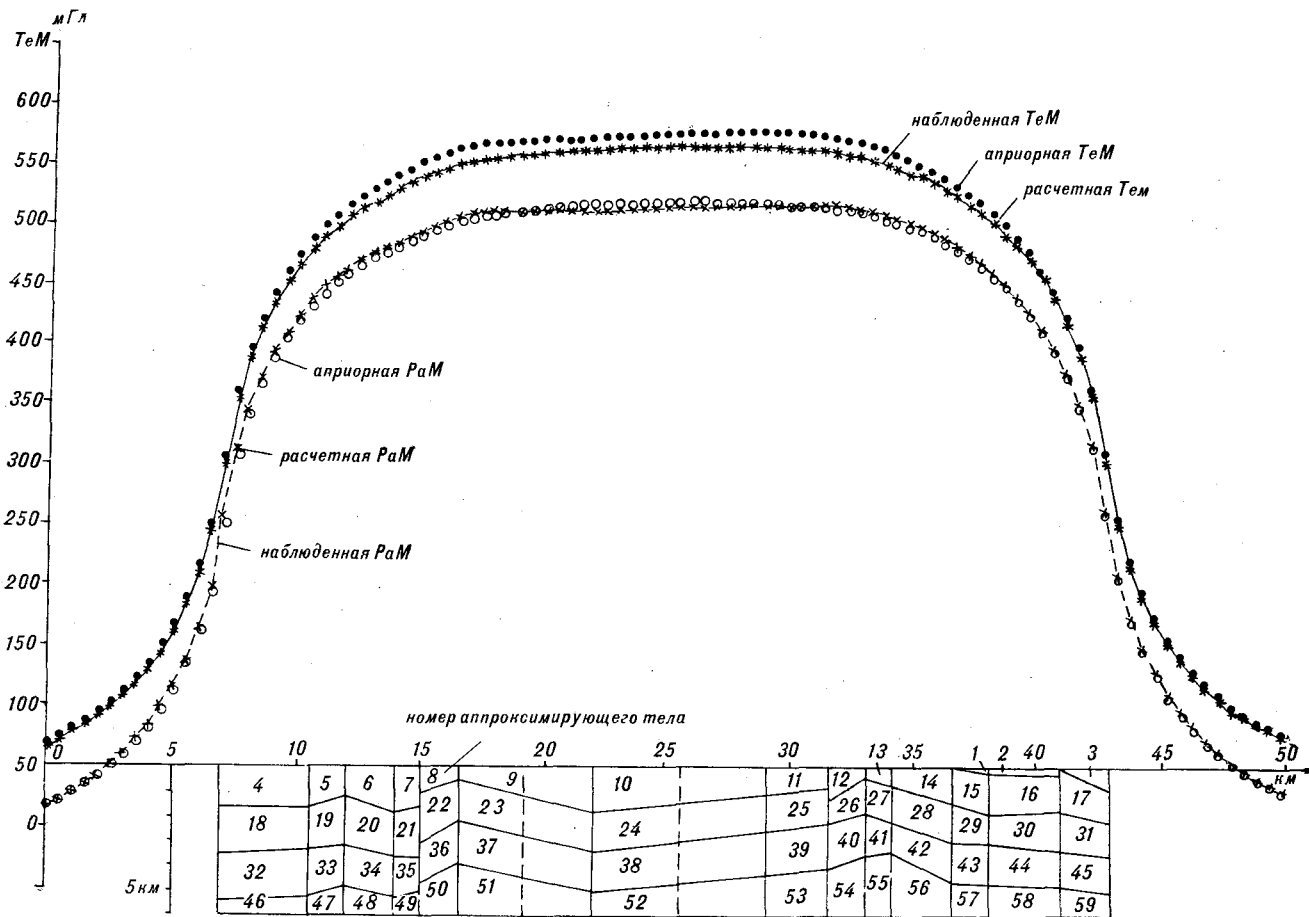


Рис. 3. К решению обратной задачи на теоретической модели (ТеМ) и расчетной модели (РаМ) профиля Средние Лангары — Мухто.

### ЭТАП 3. ПОСТРОЕНИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ (ТеМ), АНАЛОГИЧНОЙ РаМ

### ЭТАП 4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ И ТОЧНОСТИ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ НА ТеМ

1) Выполнена генерация «белого шума» — последовательности 101 числа с математическим ожиданием 0,00 мГл и среднеквадратическим (с. к.) отклонением, равным  $\pm 0,19$  мГл.

2) Выполнена генерация точных наблюдений путем решения прямой задачи от априорного плотностного разреза РаМ.

3) Получено наблюдаемое поле для ТеМ (см. рис. 3 — наблюдаемая ТеМ) путем сложения точных наблюдений, «белого шума» и числовой последовательности, имитирующей региональный фон ( $B_0=2,0$  мГл,  $B_1=0,20$  мГл/км).

4) Априорный плотностной разрез для ТеМ получен перестройкой (в плотностном отношении) априорного плотностного разреза РаМ. Плотности априорного плотностного разреза РаМ есть решение обратной задачи для ТеМ.

1) Решена обратная задача на ТеМ при начальном значении параметра регуляризации  $\alpha_n=1$  и точности вычисления градиента функционала [4]  $E=10^{-3}$ . С. к. приближение априорной кривой к наблюдаемой составляло  $\pm 9,16$  мГл. Выход на решение — по минимуму функционала.

Ошибки определения  $B_0$  и  $B_1$  соответственно 0,110 мГл и 0,002 мГл/км. Ошибки по плотностям  $\pm 0,037$  г/см<sup>3</sup>, максимальное отклонение от точного значения 0,10 г/см<sup>3</sup> (13-е тело).

На предельных ограничениях определялись плотности на четырех телах (1, 2, 3, 45, 59) (см. рис. 3). Сходимость по полю:  $\pm 0,16$  мГл.

2) Выполнено повторное решение обратной задачи на ТеМ при  $\alpha_n=1$ ,  $E=10$ . Выход на решение по достижению точности  $E$ . Результаты повторили предыдущее решение.

3) Если попытаться уравнять правитационный эффект от каждого аппроксимирующего тела, возможно, точность решения возрастет? Выполнено дополнительное деление тел 9, 10, 23, 24, 37, 38, 51, 52 (см. рис. 3). В общем случае выполнение подобной операции предполагает возврат на этап 1.



Решена обратная задача на ТеМ (59+8 тел) при  $\alpha_n = 1$ ,  $E = 10^{-3}$ . Выход на решение — по минимуму функционала. Ошибки определения  $B_0$  и  $B_1$  соответственно 0,140 мГл и 0,002 мГл/км. Ошибки по плотностям  $\pm 0,041$  г/см<sup>3</sup>, максимальное отклонение от точного значения 0,10 г/см<sup>3</sup> (8-е и 13-е тела). На предельных ограничениях определены плотности трех тел (1, 45, 59). Сходимость по полю:  $\pm 0,16$  мГл.

Выводы: а) решения удовлетворяют условию устойчивости;

б) 1-й вариант решения предпочтительней;

в) алгоритм обеспечивает «автоматический останов» в окрестностях точки, соответствующей критерию «невязки», и тем самым исключает необходимость выбора величины задания  $E$ .

Полагаем, что ошибка определения плотностей  $\pm 0,037$  г/см<sup>3</sup> приемлема для геологической интерпретации разреза, принцип 1 схемы решения выполняется.

## ЭТАП 5.

### ПРОВЕРКА РаМ НА АДЕКВАТНОСТЬ

Решена обратная задача на РаМ, где плотностной разрез и наблюдаемое поле сконструированы на этапах 1 и 2 (наблюдаемое поле дополнительно поднято на постоянную величину 2,0 мГл с тем, чтобы поиск  $B_0$  выполнялся в области положительных значений). Решение выполнено на фиксированном  $\alpha_n = 0$ , выход — по минимуму функционала. Получена мера несовместимости [4]  $\mu = 0,22 \cdot 10^{-2}$  мГл.

Вывод: Мера несовместимости РаМ меньше средней квадратичной ошибки наблюдений  $E_1$ , оператор  $A$  на этапе 1 построен верно, принцип 2 схемы решения выполняется.

## ЭТАП 6.

### ОКОНЧАТЕЛЬНОЕ РЕШЕНИЕ ПРИ ЗАДАННОМ ОПЕРАТОРЕ А

1) Решена обратная задача на РаМ при  $\alpha_n = 1$ ,  $E = 10^{-3}$ . С. к. приближение априорной кривой к наблюдаемой  $\pm 4,56$  мГл. Выход — по минимуму функционала. Региональный фон присутствует.  $B_0 = 1,05$  мГл (с учетом дополнительного поднятия на 2,0 мГл  $B_0 = -0,95$  мГл),  $B_1 = 0,34$  мГл/км. На предельных ограничениях определены плотности пяти тел (2, 9, 22, 32, 56). Сходимость по полю:  $\pm 0,20$  мГл.

2) Для наглядности расчетная и априорные кривые РаМ «развернуты» к условиям РеМ (см. рис. 2, А — расчетные значения, априорная).

Выводы: а) обеспечено удовлетворительное положение вектора неизвестных по отношению к предельным ограничениям;

б) выполняется критерий «невязки»;

в) принцип 3 схемы решения выполнен;

г) окончательное решение достоверно.

Таким образом, схема (см. рис. 1) реализована и задача решена.

Наиболее очевидное объяснение «плохого» решения на телах, вскрытых скважиной I, и

Номер аппроксимирующего тела	Отклонения решения на расчетной модели от значений плотностей по бурению, г/см <sup>3</sup>	Вероятная ошибка решения обратной задачи (ошибка на теоретической модели), г/см <sup>3</sup>
12	0,05	0,06
26	0,02	0,04
40	0,00	0,02

«хорошего» решения на телах, вскрытых скважиной IA, видно на рис. 2, Б. Скважина I заложена на участке профиля, «плохо» отвечающем условию задачи. Скважина IA заложена на участке профиля, «хорошо» отвечающем условию двумерности задачи. В таблице приводятся сопоставления плотностей по скважине IA.

С. к. отклонение к плотностям по подбору решением прямых задач  $\pm 0,06$  г/см<sup>3</sup>. «Плохая» сходимость с «ответом» в этом случае имеет очевидные объяснения:

1) при решении задачи подбором наклонная составляющая присутствующего регионального фона  $B_1$  (0,34 мГл/км  $\times$  50 км = 17 мГл) нашла объяснение в распределении плотностей;

2) при решении задачи подбором сходимость по полю достигнута  $\pm 0,50$  мГл, что не соответствует критерию «невязки». Основываясь на «ответе» первого порядка (сопоставление с бурением), полученном в условиях двумерности задачи (скважина IA), заключаем, что опробование МО и схемы решения выполнено с положительными результатами.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для решения обратной задачи в линейной постановке программно реализован метод сопряженных градиентов на случай линейных ограничений на неизвестные с регуляризацией по А.Н.Тихонову.

2. Программа испытана на теоретических моделях и реальном разрезе вдоль профиля Средние Лангары — Мухто.

3. Опробована принципиальная схема комплексной количественной интерпретации на физическом уровне крупномасштабных гравиметрических съемок. При соблюдении условия двумерности задачи ошибка интерпретации составляет  $\pm 0,03 - 0,04$  г/см<sup>3</sup>.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Голидра Г. Я. Основные методы решения прямой задачи гравиразведки на ЭВМ. — В кн.: Обзор. Регион. разв. и промысл. геофизика. М.: ВИЭМС, 1977.

2. Инструкция по гравиметрической разведке. М.: Недра, 1975.

3. Луговая В. Н., Тронева Н. Г. и др. Остров Сахалин. —

В кн.: Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М.: Недра, 1967.

4. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наукова думка. 1978.

5. Тихонов А. Н. О математических методах автоматизации обработки наблюдений.— В кн.: Проблемы вычислительной математики. М.: Изд-во МГУ, 1980.

ИГО Сахалингеология  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
7 апреля 1982 г.

УДК 551.24 : 551.782(265.4.04Т)

*В. В. Куделькин, Л. Э. Коган*

## СТРОЕНИЕ НЕОГЕНОВОГО ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА АКВАТОРИИ ВБЛИЗИ ПОБЕРЕЖЬЯ КРАСНОГОРСКО-ИЛЬИНСКОГО РАЙОНА ЮГО-ЗАПАДНОГО САХАЛИНА

Излагаются результаты сейсмостратиграфических исследований акватории вблизи юго-западного побережья о. Сахалин. Используются данные геоакустики и опробования коренных пород бурением. Применение двухкилогерцевого «Спаркера» позволило изучить структуру неогенового осадочного чехла на глубины

до 100 м и получить детальные стратиграфические сведения. На основе сейсмофациального анализа и определения остатков диатомей в составе осадочного комплекса акватории выделены подразделения, сопоставленные со свитами юго-западного Сахалина.

### ВВЕДЕНИЕ

Цель настоящей работы — изучение с помощью геоакустических методов структуры осадочного комплекса акватории, расположенной вблизи юго-западного побережья о. Сахалин между широтой г. Красногорска и пос. Ильинский.

Данные сейсмоакустического профилирования и опробования коренных пород инженерно-геологическим бурением, использованные в статье, получены в 1980 г. с борта судна «Геолог» Тихоокеанской экспедицией ВМНПО Союзморгео. Профилирование выполнено по прямоугольной сети при среднем межгалсовом расстоянии 0,5 км (по широте) и 1 км (по долготе). Входящие в систему профилографа разрядник ленточного типа длиной 6 м и приемная одноканальная коса длиной 4 м буксировались на скорости судна 6 узлов с заглублением 0,25 м. Регистрация велась в частотном диапазоне 0,3—2 кГц на аналоговом аппарате ФТАК «Ладога» со временем одного цикла записи 165 мс. Технические параметры системы обеспечили излучение импульсов энергией 2,5 кДж и длительностью порядка 2мс и позволили проследить границы с углами наклона не более 22° при разрешающей способности около 3 м. Максимальная глубина, на которую удалось проследить отражения, не превысила 100 м от поверхности дна.

В качестве методической основы при геологической интерпретации данных геоакустичес-

кого профилирования был избран сейсмофациальный анализ. Под сейсмической фацией в данной работе понимается картируемое сейсмическое подразделение, состоящее из группы отражений, динамические параметры которых отличаются от параметров смежных фациальных единиц [4]. Сейсмофациальный анализ исходит из предположения, что седиментационные признаки, связанные со значительными изменениями физических свойств и обусловленные процессами осадконакопления, должны отражаться на характере сейсмической записи. Тогда каждая сейсмическая фациальная единица является акустической моделью геологической фациальной единицы и все структурные соотношения, установленные между сейсмофациями, вместе с их некоторыми типичными признаками, могут быть использованы для выводов о ходе седиментационного процесса и для построения геологической карты.

### СТРАТИГРАФИЯ

#### 1. СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Основу сейсмостратиграфической схемы верхней части осадочного комплекса исследованной акватории составляют шесть сейсмофаций, положение которых на разрезах характеризуется последовательностью их залегания и взаимоотношениями между ними.

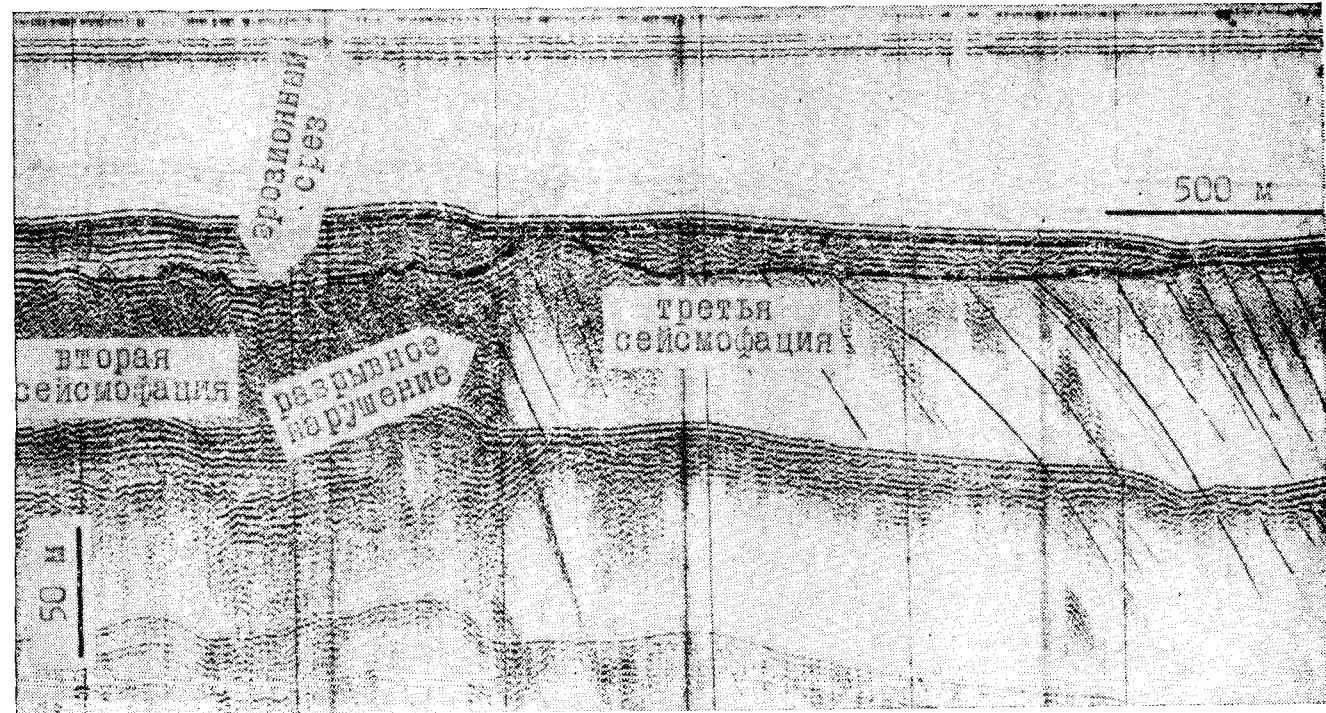


Рис. 1. Фрагмент временного разреза. Разрывное нарушение между второй и третьей сейсмофа́циями. Эрозионный врез выполнен четвертичными осадками.

Первая сейсмофа́ция располагается в основании изученного разреза. Ее выходы распространены в центральной и восточной частях района. Эта фа́ция характеризуется пятнистой хаотической структурой записи с общим темным фоном и обособленными гиперболическими формами, связанными с дифракцией. Корреляция между спорадическими фрагментами границ, за редким исключением, теряется уже между соседними профилями. Сложная акустическая структура первой сейсмофа́ции обусловлена, очевидно, интенсивной дислоцированностью отложений с преобладанием крутых углов падения слоев (порядка  $20^\circ$ ) и, возможно, слабой литологической дифференцированностью. Максимальная, установленная в пределах исследованного района, мощность сейсмофа́ции достигает 1300 м.

Вторая сейсмофа́ция расположена выше первой, отличаясь от нее равномерным темным фоном записи (рис.1) и появлением (не повсеместно) низкоамплитудных осей синфазности, коррелируемых на расстоянии до нескольких километров. На отдельных участках центральной части района в кровле сейсмофа́ции прослеживаются тонкостратифицированные (в пределах разрешающей способности метода) пачки (рис. 2, 3). Мощность второй сейсмофа́ции меняется от 400 м на севере района до 1000 м на широте пос. Ильинский. Границу между первой и второй сейсмофа́циями удалось фрагмен-

тарно проследить в южной и центральной частях района, на севере она проведена условно — с учетом данных МОВ ОГТ [2].

Третья сейсмофа́ция, перекрывая вторую, простирается с севера на юг через центральную часть района. Ее отличительными признаками являются косяя слоистость (см. рис. 1—3) и резко контрастный по сравнению с нижележащими фа́циями светлый фон записи. Косослоистые пачки характеризуются клинообразной и таблитчатой формой, углы падения слоев внутри пачек изменяются от  $5-7$  до  $10-14^\circ$ . Высоко- и среднеамплитудные отражения от границ пачек чередуются с низкоамплитудными отражениями от слоев внутри пачек.

Граница между второй и третьей сейсмофа́циями является динамически наиболее выраженной отражающей границей в приповерхностной части осадочного чехла. На большем протяжении она имеет вид разрывного нарушения (см. рис.1) и часто сопровождается хорошо выраженной гиперболической осью синфазности, однако на ряде профилей эта граница может быть интерпретирована как поверхность несогласия, разделяющая среды с контрастными акустическими жесткостями. Верхняя граница третьей сейсмофа́ции менее выразительна и проходит по подошве первой сверху параллельно-слоистой пачки, выше которой пересекающаяся слоистость не наблюдается. Мощность третьей сейсмофа́ции изменяется от 130 м в

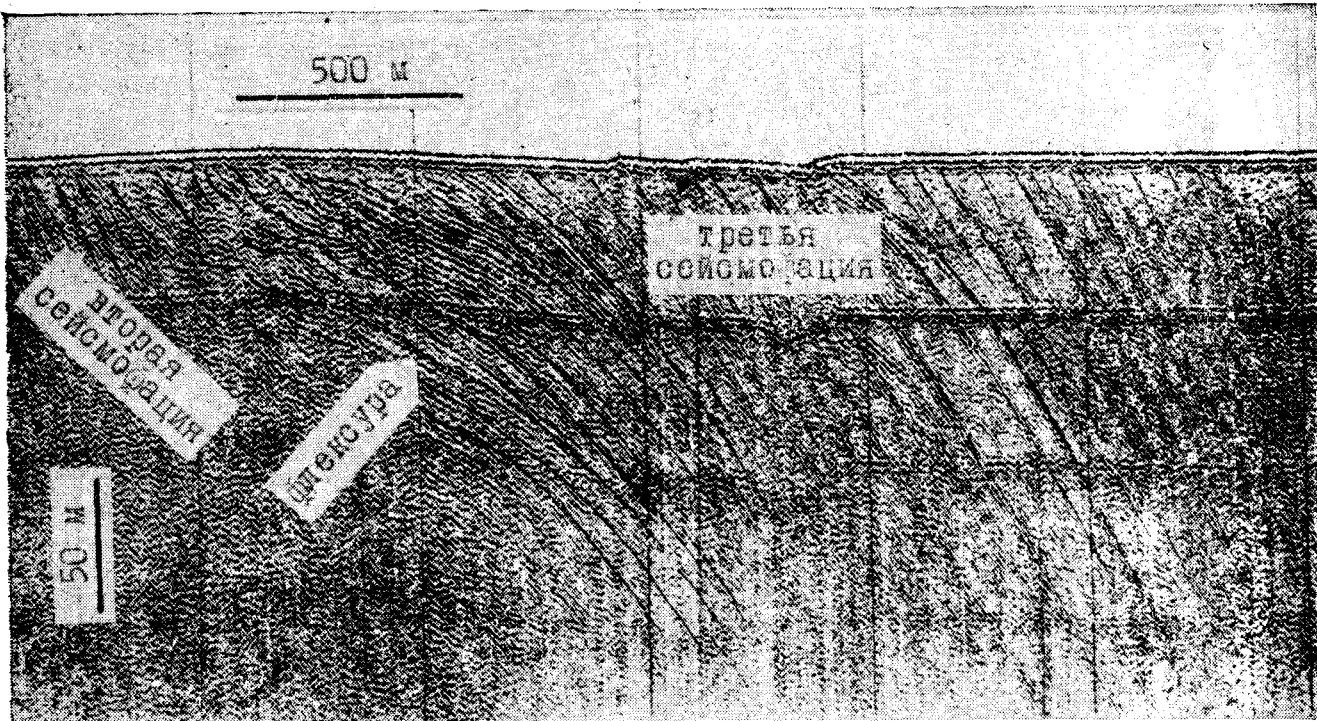


рис. 2. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий флексурный изгиб слоев на границе второй и третьей сейсмофаций.

юго-западной до 200 м в северных частях района.

*Четвертая сейсмофа́ция* согласно располагается на третьей. Эту фацию характеризуют протяженные параллельные средне- и высокоамплитудные отражатели (см. рис. 2, 3), корреляция которых по площади, однако, затруднена ввиду дислоцированности и увеличения углов падения слоев к востоку. Только в северо-западной части района прослеживаются без прерыва несколько отражающих границ внутри фации. Максимальная мощность четвертой сейсмофации в пределах исследованного района достигает 1350 м.

*Пятая сейсмофа́ция* с резким угловым несогласием (контакт типа эрозионного среза) перекрывает четвертую (рис. 4) и распространена в северо-западной и юго-западной частях района, не выходя за пределы центриклинальных окончаний Красногорской и Ильинской синклиналей. Сейсмофа́ция хорошо стратифицирована, углы наклона высоко- и среднеамплитудных отражателей не превышает 2—3°. Относительно нижней границы сейсмофации слоистость имеет отчетливый характер трансгрессивного прилегания. Мощность пятой сейсмофации не превышает 100 м.

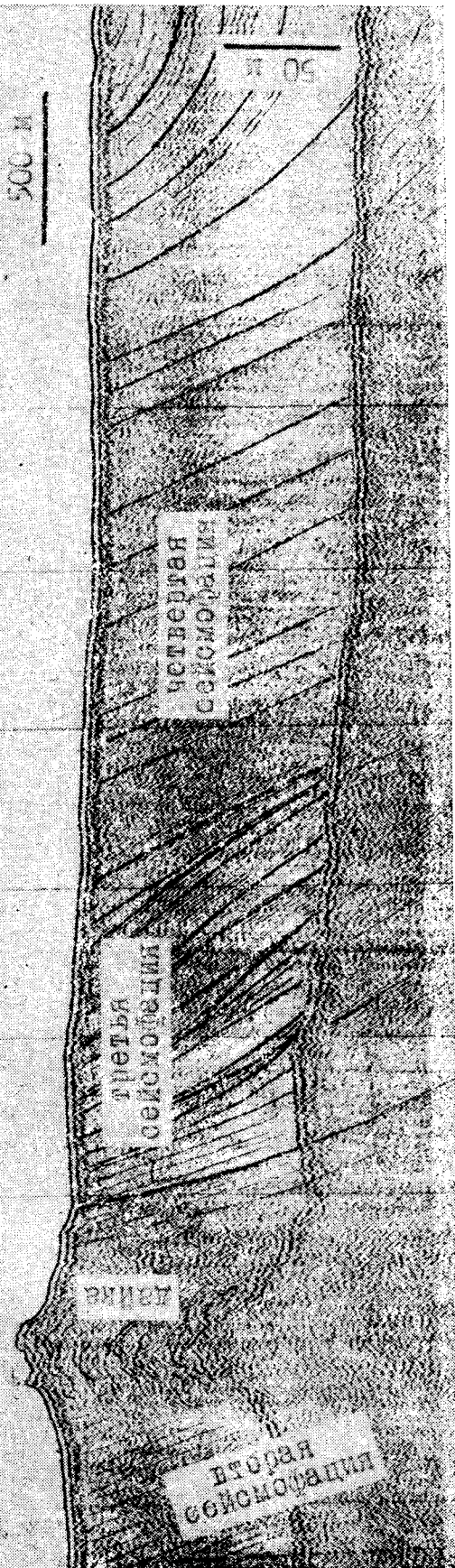
*Шестая сейсмофа́ция* несогласно перекрывает вышеперечисленные сейсмофации. Она включает комплекс осадков четвертичного возраста, выполняющих эрозионные врезы (погре-

бенные долины) и формирующих аккумулятивные тела, выраженные в рельефе дна положительными формами и в настоящей работе более детально не рассматривается.

## 2. ВОЗРАСТ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

С учетом построений, выполненных по данным МОВ ОГТ [2], первая сейсмофа́ция подразделяется на нижнюю и верхнюю части. Коренные породы нижней части первой сейсмофации представлены кремнистыми слоистыми алевролитами, туфоалевролитами, туфами и в подчиненном количестве — песчаниками, а верхней части — преимущественно неяснослоистыми алевролитами, часто песчанистыми, с комковатой текстурой. Остатки диатомей в них не обнаружены. Литологический состав нижней и верхней частей первой сейсмофации позволяет сопоставлять их соответственно с нерасчлененными холмской — чеховской и верхнедуйской свитами.

В коренных породах второй сейсмофации установлены два комплекса диатомей (точки определения диатомей см. на рис. 5). Первый комплекс распространен в нижней части сейсмофации и, по заключению В. П. Болдыревой, принадлежит зоне *Denticula praedimorpha*, выделяемой в верхней части зоны *Denticula lauta* —



D.Hustedtii. Второй комплекс диатомей, распространенный в верхней части второй сейсмофации, соответствует зоне *Denticula hustedtii*.

Первая диатомовая зона располагается в нижней, а вторая — в верхней частях курасийской свиты в Ильинском береговом разрезе. Это обстоятельство вместе с характерным литологическим составом (тонкослоистые кремнистые алевролиты, кремнистые аргиллиты, опоковидные алевролиты и диатомиты) послужило основанием для сопоставления второй сейсмофации с курасийской свитой Красногорско-Ильинского района.

Третья и четвертая сейсмофации содержат комплекс диатомей, принадлежащий зоне *Denticula kamtchatica*, которая в Ильинском береговом разрезе приурочена к основанию маруямской свиты. Это позволяет сопоставить третью и четвертую сейсмофации с маруямской свитой, что подтверждается также их литологическим составом (слабо консолидированные алевролиты, разнозернистые песчаники с примесью вулканогенного материала и конгломераты, в грубообломочной части которых преобладают неогенные осадочные породы). Для более наглядного отображения структуры верхней части осадочного комплекса третья и четвертая сейсмофации показаны (см. рис. 5) как самостоятельные подразделения и рассматриваются как фации маруямской свиты.

Пятая сейсмофация не охарактеризована данными бурения. Однако в результате драгирований, выполненных в 1976 г. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР с борта НИС «Отважный», в шельфе Красногорско-Ильинского района было установлено распространение толщи, сложенной глинами, алевролитами и илстыми тонкозернистыми песками с прослоями гравия, возраст которых по микрофаунистическому комплексу был оценен как поздний плиоцен — плейстоцен. Позже было установлено распространение этой толщи в центральных частях Красногорской и Ильинской синклиналей, где она сопоставляется с помырским горизонтом Сахалина [1. 2].

### ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Основными элементами структуры района являются Ильинская антиклиналь, Ильинская и Красногорская синклинали, Ильинский структурный нос и Леонтьевская зона дислокаций (см. врезку на рис. 5).

*Ильинская антиклиналь*, по данным геоакстического профилирования, имеет значительно

Рис. 3. Фрагмент временного разреза. Вторая (косослоистая) сейсмофация, расположенная в основании маруямской свиты.

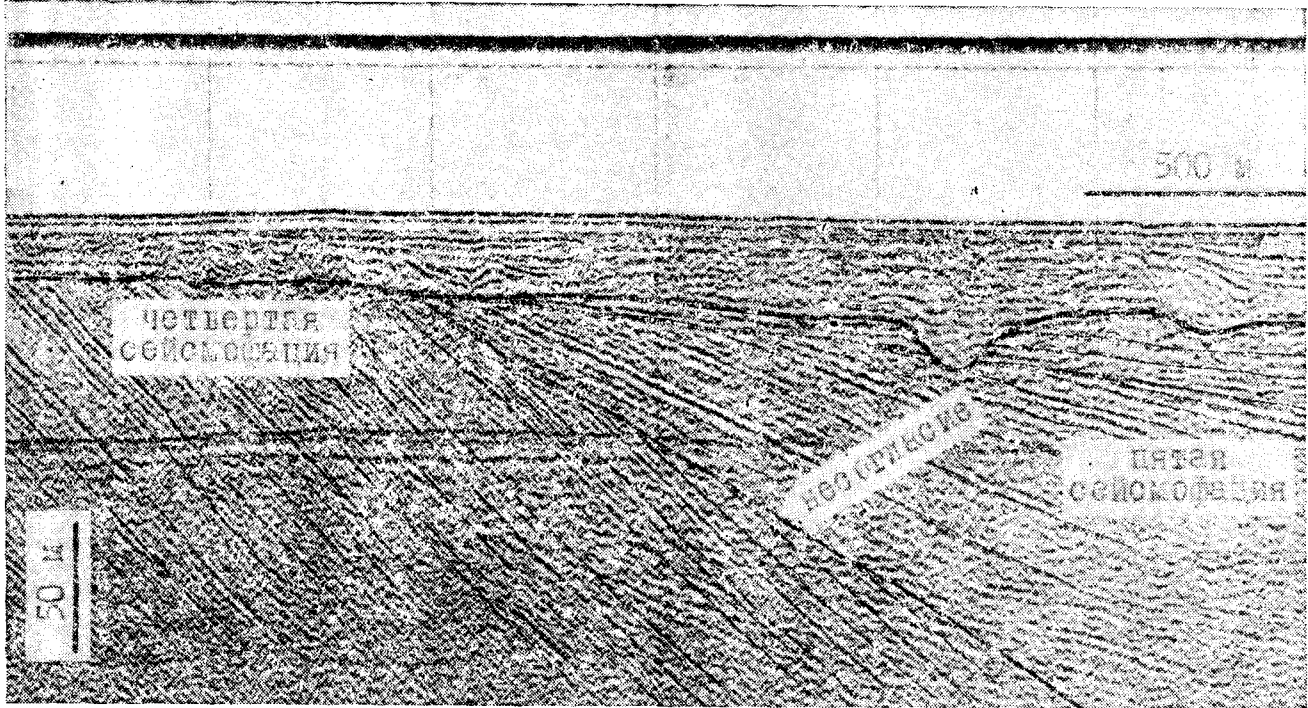


Рис. 4. Фрагмент временного разреза, показывающий угловое несогласие между четвертой и пятой сейсмофациями.

более сложное строение приповерхностной части свода, чем это позволяют предполагать данные МОВ ОГТ. Изученная нами северо-восточная часть антиклинали осложнена несколькими складками более высокого порядка, имеющими меридиональную ориентировку, и разбита на ряд блоков. В ядрах антиклиналей обнажена вторая сейсмофация, сопоставленная с курасийской свитой.

*Ильинская и Красногорская синклинали* своими центриклинальными окончаниями располагаются в пределах района соответственно на юге и севере, имея меридиональное простирание. Судя по данным МОВ ОГТ по кайнозойским отложениям, складки имеют брахиформное строение с очень слабой западной вергентностью. По верхним горизонтам разница в углах падения крыльев складок не превышает 2—3°. В ядрах складок субгоризонтально-слоистая плиоцен-плейстоценовая толща трансгрессивно перекрывает маруямскую свиту.

*Ильинский структурный нос* представляет собой положительный структурный элемент, вытянутый в северо-западном направлении. На меридиональных сечениях через западную оконечность Ильинского структурного носа (место максимального изгиба слоев) выявляется его антиклинальная структура. В строении структурного носа участвуют деформированные холмская и чеховская свиты. Интерференция систем напряжений привела к воз-

никновению кулисообразных и перистых разрывов северо-западного и северо-восточного простираний. Часто разрывы срезают складки, которые, как правило, имеют резко асимметричный профиль.

*Леонтьевская зона дислокаций* простирается в северо-западном направлении через весь район, занимая диагональное положение относительно общего структурного плана. Зона представляет собой систему сбросов, осложненную оперяющими поперечными разрывами и приразломными складками высокого порядка. Северо-западный фланг зоны может рассматриваться как грабенообразный блок, шарнирным поворотом которого на границе с Ильинской антиклиналью на поверхность выведена косослоистая фациальная зона маруямской свиты.

Кроме перечисленных, к основным структурным элементам следует относить протяженный разлом северо-западного простирания, разделяющий курасийскую и маруямскую свиты. На большей части своего простирания он имеет характер обратного сброса (восточное крыло надвинуто, смещение по падению достигает более 200 м). На северном окончании сброс ветвится на ряд мелких разрывов. В отдельных звеньях он переходит во флексурный изгиб (см. рис. 2). Вероятно, первоначально граница между свитами на всем протяжении была сформирована как поверхность несогласия. Резкие

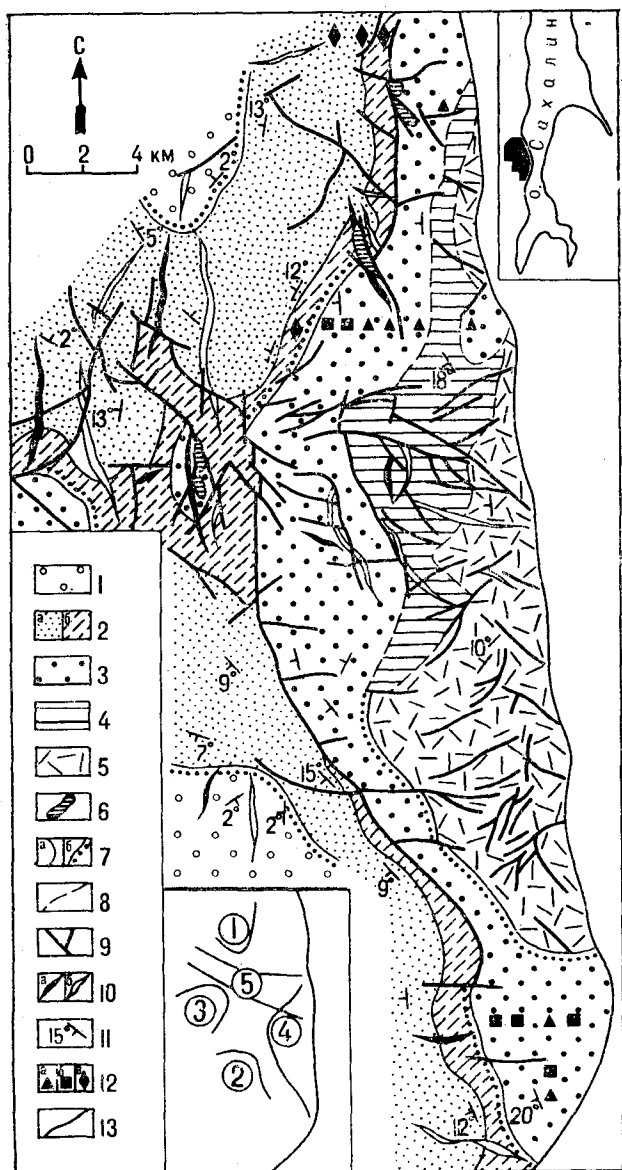


Рис. 5. Схематизированная геологоструктурная карта. (Составили В. В. Куделькин и Л. З. Коган). 1 — верхняя толща (плиоцен — плейстоцен); 2 — параллельно-слоистая (а) и косослоистая (б) фации маруямской свиты (верхний миоцен — плиоцен); 3 — курасийская свита (средний — верхний миоцен); 4 — верхнедудская свита (средний миоцен); 5 — холмская — чеховская свиты (нижний миоцен); 6 — дайки; 7 — согласие (а) и несогласие (б) границы между свитами, совпадающие с границами сейсмофаций; 8 — условные границы; 9 — разрывные нарушения; 10 — шарниры антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок; 11 — направление и угол падения слоев; 12 — точки обнаружения комплексов диатомей, сопоставленных с зонами *Denticula graedimorpha* (а), *D. hustedtii* (б) и *D. kamtschatica* (в); 13 — линия берега. Цифры в кружках (на врезке): 1 — Красногорская и 2 — Ильинская синклинали, 3 — Ильинская антиклиналь, 4 — Леонтьевская зона дислокаций, 5 — Ильинский структурный нос.

различия физических свойств пород этих свит привели к возникновению зоны концентрации напряжений на их границе и образованию в дальнейшем разрыва вдоль нее. Необходимо, однако, иметь в виду также конседиментационный характер сброса, что, очевидно, привело

к захоронению оперяющей системы трещин в его опущенном крыле и увеличению здесь мощности курасийской свиты (данные МОВ ОГТ). В северной части района исследований в местах пересечения сброса разрывами более высокого порядка северо-западного простирания обнаружены диапироподобные тела, резко выраженные в рельефе дна (см. рис. 3) и интерпретированные как дайки. Это хорошо согласуется с геологическими данными Красногорского района, где отложения маруямской свиты ассоциируют с дайковым комплексом [3]. Следует отметить, что, по имеющимся данным геоакустического профилирования, характер структурных соотношений курасийской и маруямской свит, установленный на шельфе Красногорско-Ильинского района, сохраняется и южнее — вплоть до широты пролива Лаперуза.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление подразделений, установленных по данным сейсмофациального анализа с биостратиграфическими и литологическими данными, послужило основой для выделения в осадочном комплексе исследованной акватории стратиграфических единиц, соответствующих свитам.

Наибольшая сложность при переходе от акустической карты к геологической была связана с тем, что хотя каждая из выделенных сейсмофаций может быть опознана и закартирована на любом участке своего распространения, оказалось, однако, что по объему они соответствуют подразделениям различного порядка, выделяемым на суше. Например, первая сейсмофаия может объединять несколько свит, а третья и четвертая сейсмофации — соответствовать лишь части свиты.

Анализ структуры верхней части неогенового осадочного комплекса акватории позволяет наметить следующие этапы в его развитии:

смена относительно глубоководного курасийского бассейна осадконакопления более мелководным, в условиях которого была сформирована маруямская свита. Фаия косослоистых осадков в основании свиты может соответствовать периоду максимального обмеления бассейна (начало позднего миоцена);

проявление фазы деформаций после накопления маруямской свиты (начало плиоцена), сопровождавшейся синкинематическим дайкообразованием (в целом по району можно предположить, что деформации имели место в течение всего времени формирования неогенового осадочного комплекса. Признак этого — дисгармоничный характер деформаций, выраженный в том, что в различных частях района они имеют различный вид и ориентировку);

относительное углубление бассейна, повлекшее накопление трансгрессивной верхней толщи (конец плиоцена — плейстоцен).

При подготовке этой статьи В. О. Савицкий и В. П. Болдырева помогли авторам консульта-

циями, полезные замечания были сделаны Г. С. Гнибиденко. Авторы считают своим долгом использовать возможность для выражения им благодарности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ангилов М. П., Карпей Т. И. и др. Верхнеплиоцен-четвертичный чехол присахалинской части Татарского пролива.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 2.
2. Маргулис Л. С., Шпеталенко М. А. и др. Стратиграфическое положение верхнекайнозойских отложений Татарского пролива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 7.

3. Семенов Д. Ф. Неогеновые магматические формации Южного Сахалина. Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 1975.
4. Mischum R. M., Vail P. R., Sangree J. B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences.— In: Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration. Michigan, Edwards Brothers, 1977.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск  
Тихоокеанская экспедиция  
ВМНПО Союзморгео  
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию  
29 апреля 1982 г.

УДК 551.73(571.65)+56 : 551.73(571.65)

М. Х. Гагиев, В. А. Сдерягин, В. Н. Шамин

## О КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ОМОЛОНСКОМ МАССИВЕ

Впервые на Омолонском массиве на основании находок конодонтов и хитиново-фосфатных брахиопод в верхней части нельганской свиты установлены отложения позднекембрийского возраста. Возраст нельганской

свиты в целом определяется как кембрийский. Кембрийские отложения на Омолонском массиве представлены карбонатным (нельганская свита) и терригенным (визуальнинская) типами разрезов.

На территории Северо-Востока СССР отложения кембрийского возраста изучены слабо, а на Омолонском массиве долгое время вообще не были известны. Первые сведения о кембрийских отложениях на Омолонском срединном массиве были получены И. А. Ковальчуком, В. П. Показаньевым, А. И. Садовским, К. В. Симаковым, В. М. Шевченко и другими в конце 60-х — начале 70-х годов при проведении геологосъемочных и тематических исследований в бассейне р. Коркодон. В карбонатно-терригенной толще, развитой на левобережье р. Булун (Рассоха) и выделенной К. В. Симаковым и В. М. Шевченко под названием нельганской свиты (5), были установлены водоросли раннекембрийского возраста. Эти данные не нашли, однако, отражения в Унифицированных стратиграфических схемах, принятых Вторым межведомственным стратиграфическим совещанием по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (Магадан, 1974 г.) [4]. Нельганскую свиту, а также ряд других местных стратиграфических подразделений, не имеющих четкой палеонтологической характеристики, разные

исследователи датировали протерозоем или ордовиком [1—3].

Проведенные нами специальные исследования разрезов нельганской свиты позволили подтвердить и уточнить ее возраст. При растворении большого числа образцов карбонатных пород из этой свиты в 10%-ном растворе уксусной кислоты М. Х. Гагиевым были обнаружены конодонты и мелкие хитиново-фосфатные брахиоподы кембрийского возраста. Наиболее низкие горизонты нельганской свиты описаны И. А. Ковальчуком в бассейне среднего течения р. Нельгу (левый приток р. Булун).

1. Известняки серые, тонкослоистые, с прослоями песчанистых известняков и известковистых песчаников . . . . . более 100 м
2. Известняки розовые, массивные . . . . . 25—30 м
3. Чередование известняковых брекчий и гравелитов, с прослоями известковистых песчаников с водорослями Eriphyton sp. (определения К. Б. Кордэ) . . . . . 100—110 м
4. Известняки глинистые и песчанистые . . . . . 55—60 м
5. Известняки розовые, массивные . . . . . 20—25 м
6. Чередование серых и темно-серых тонкослоистых известняков, мелкозари-



стых известковистых песчаников и алевролитов . . . . . 280—290 м

Вероятно, более высокая часть разреза обнажается по руч. Огромному (приток р. Нельгю). Здесь, по описанию И. А. Ковальчука, установлена следующая последовательность.

1. Ритмичное чередование серых известняков, доломитов со стяжениями кремней и зеленовато-серых кремнистых алевролитов . . . . . 400 м
2. Известняки серые и темно-серые до черных с онколитами, с прослоями песчаных и известковистых алевролитов . . . . . 200—250 м
3. Известняки серые, брекчиевидные, с остатками водорослей: *Eriphyton inoservabile* Korde, *Gordonophyton durrum* (Korde), *Globuloella incompracta* (Korde) . . . . . 60—70 м
4. Известняки темно-серые и черные, кристаллические . . . . . 170—180 м
5. Известняки светло-желтые и розоватые, доломитизированные . . . . . 170 м

Водоросли, установленные в третьей пачке разреза, характерны, по определению К. Б. Корде, для средней части нижнего кембрия.

В 15 км юго-западнее этого разреза, в среднем течении руч. Арсен (приток р. Нельгю), нами исследованы, по-видимому, наиболее высокие горизонты нельганской свиты.

1. Известняки серые и темно-серые, массивные, с прослоями известняковых песчаников и гравелитов . . . . . 20 м
2. Переслаивание массивных известняков и параллельнослоистых алевролитистых известняков, с редкими прослоями известняковых песчаников и гравелитов . . . . . 30 м
3. Известняки массивные, темно-серые, с редкими прослоями параллельнослоистых алевролитистых известняков . . . . . 130 м
4. Известняки параллельнослоистые, алевролитистые, с прослоями известняковых песчаников, гравелитов и онколитовых известняков; в алевролитистых известняках обнаружены конодонты *Westergaardodina* ? sp. и *Oistodus* (*Cambrooistodus*) sp. (определения М. Х. Гагеева) и многочисленные мелкие обломки хитиново-фосфатных брахиопод . . . . . 20 м
5. Известняковые гравелиты . . . . . 5 м
6. Известняки параллельнослоистые, алевролитистые, с прослоями известняковых песчаников и онколитовых известняков . . . . . 35 м
7. Переслаивание параллельнослоистых алевролитистых известняков, известняковых песчаников, гравелитов, конгломератов . . . . . 60 м

Конодонты, обнаруженные в четвертой пачке этого разреза, характерны для верхнекембрийских отложений. Род *Westergaardodina* Müller, по данным К. Мюллера [7], распространен в стратиграфическом интервале от верхов среднего кембрия до верхнего кембрия включительно. Конодонты рода *Cambrooistodus* Miller в разрезах США и Канады установле-

ны в средней части яруса тремпело верхнего кембрия [6].

В 3 км южнее, в верховьях руч. Арсен, в темно-серых и черных брекчиевидных известняках, сходных с породами пачки 1 последнего разреза, обнаружены брахиоподы *Linnarsoniinae* gen. et sp. ind., (близкие к роду *Neotreta*) и *Acrotretinae* gen. et sp. ind. и конодонты *Prooneotodus* sp. ind., *Oistodus* (*Cambrooistodus*) sp. и *Oistodus*? sp. По мнению Л. Е. Попова, определявшего брахиоподы, подсемейство *Linnarsoniinae* распространено в основном в кембрии, подсемейство *Acrotretinae* характерно для кембрия — силура. По морфологии брюшной створки наиболее вероятным возрастом брахиопод следует считать средний — поздний кембрий. Обнаруженные в этих породах конодонты имеют кембрийский возраст, а формы рода *Cambrooistodus* характерны для позднекембрийских отложений.

Возраст свиты, таким образом, определяется по всему комплексу палеонтологических данных как кембрийский, а ее суммарная (по-видимому, неполная) мощность оценивается приблизительно в 1300—1500 м.

Взаимоотношения этой свиты с подстилающими докембрийскими метаморфическими образованиями не установлены. По сведениям И. А. Ковальчука, в разрезе по руч. Гусар (бассейн р. Нельгю) нельганская свита несогласно перекрыта песчаниково-конгломеративной гусаровской толщей, возраст которой условно определяется как раннеордовикский [5]. Севернее, в бассейне р. Визуальной, нельганская свита, по-видимому, фациально замещается преимущественно терригенной визуальнинской толщей, состоящей из тонкослоистых алевролитов, известковистых и кварцевых песчаников и редких прослоев известняков. Указанный фациальный переход наблюдается, по данным П. П. Лычагина (устное сообщение), в междуречье рек Булун — Визуальная. Визуальнинская толща, а также докембрийские метаморфические образования трансгрессивно и с размывом перекрыты сезамской толщей. Последняя состоит из полимиктовых конгломератов, песчаников, редких прослоев алевролитов и известняков, сменяющихся в верхней части разреза вулканогенными породами основного состава. В известняках сезамской толщи обнаружены строматолиты и онколиты (сборы А. Г. Вялова и В. Г. Ганина), среди которых Р. С. Фурдунг определены *Actynophycus* Korde, датирующие раннепалеозойский (скорее всего — ордовикский) возраст.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кабаньков В. Я. Стратиграфия протерезойских и кембрийских отложений Северо-Востока СССР. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР.

Тез. докл. межведомственного стратиграфического совещания. Магадан, 1974.

2. Орадовская М. М. Схема стратиграфии ордовикских

- отложений Северо-Востока СССР.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974.
3. *Пепеляев Б. В.* Рифейские и вендские образования Северо-Востока СССР.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. межведомственного стратиграфического совещания. Магадан, 1974.
  4. *Решения* Второго Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (Магадан, 1974—1975 гг.). Магадан, 1978.

5. *Симаков К. В., Шевченко В. М.* Краткий очерк стратиграфии додевонских отложений Омолонской глыбовой области.— В кн.: Рифей центрального сектора Арктики. Л., 1972.
6. *Miller J. F.* Taxonomic revisions of some Upper Cambrian and Lower Ordovician conodonts with comments of their evolution.— Univ. Kansas Paleontol. Contr., 99, 1980.
7. *Müller J. K.* Cambrian conodont faunas.— Geol. Soc. Amer. Mem. 127, 1970.

*СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
ИГО Севостгеология  
Магадан*

*Поступила в редакцию  
27 января 1982 г.*

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24.04

Ю. А. Косыгин, И. К. Туезов

## ЗАМЕТКИ О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗАХ

## Заметка шестая

## ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ НАСЛЕДСТВО Г. Д. АФАНАСЬЕВА

*Рассматриваются геотектонические идеи Г. Д. Афанасьева в связи с выходом в свет его избранных трудов.*

## I

В 1981 г. вышли в свет избранные труды крупнейшего советского геолога Г. Д. Афанасьева [1]. В этом сборнике, наряду с преобладающими в нем петрографическими работами, впервые собраны воедино геотектонические труды исследователя 1960—1975 гг. Г. Д. Афанасьев в области геотектоники был оригинальным мыслителем, его высказывания волновали коллег, но далеко не всегда разделялись ими. Со времени первоначальных публикаций его геотектонических работ прошли годы и даже десятилетия. С тех пор накопилось много новых фактов, многое изменилось, но многое сохранило свою силу, и вот теперь сквозь призму времени мы можем различать те идеи Г. Д. Афанасьева, которые прошли сквозь нее, сохранив свою первоначальную силу и яркость. Среди них есть и такие, которые не только устояли в нашу эпоху колоссальных сдвигов в геотектонике, трансформации взглядов и борьбы сторонников различных, порой альтернативных концепций, но и предсказали определенные пути дальнейших геологических исследований, чему мы стали свидетелями.

В соответствии с высказанными соображениями эта заметка существенно отличается от предыдущих. Там один из авторов вступал в диалог с отдельными учеными или школами, обнаруживая их или свою собственную правоту или неправоту. Сам автор ожидал ответа и падевался на развитие дискуссий. Здесь авторы имеют иную цель. Они не собираются и не могут вступить в дискуссию с Г. Д. Афанасьевым. Многие спорные вопросы сияло время. Многие же светлые и долговечные идеи остались. Их надо выделить, подчеркнуть и определить. Они уже заняли свое место в золотом фонде геологического мировоззрения, они уже много предсказали, в частности, то, что уже осуществлено, и они служат ростком для развития новых направлений, т. е. обладают будущим.

Одной из важнейших особенностей геотектонических взглядов Г. Д. Афанасьева было то, что он шел от петрографии к геофизике. Будучи петрографом, тонко разбираясь в составе, структуре и генезисе горных пород, он не мог на основании одного-единственного свойства горной породы перейти к выделению крупнейших геологических формирований, таких, как «гранитный» и «базальтовый» слои. На пути своих построений он встречал большие трудности и сложности, которые не позволяли ему подойти к этому вопросу с такой наивной простотой, которая, как казалось, сразу все

проясняла и, как оказывалось, все безнадежно запутывала. Отсюда произошли совершенно не оправдавшие себя «точные» горнопородные определения сейсмических слоев и границ. Не счесть заблуждений в геотектонических построениях, возникших именно на основе этой «точности». И даже сейчас, когда все как будто бы стало более ясно, от сейсмически определенной границы (зоны) Мохоровичича в представлениях некоторых геологов отрываются петрографически определенные офиолитовые пластины; с этими представлениями связаны некоторые идеи о геологическом (горнопородном, геосинклинальном) развитии всей земной коры в целом, о геологических соотношениях континента и океана и т. д.; пишут о тонущих в мантии глыбах эклогита, о растяжении, утоньшении и раскалывании коры.

Настоящая заметка является, естественно, не рецензией, а опытом оценки и исторического рассмотрения литературного наследства Г. Д. Афанасьева. Мы основываемся при этом не на всей совокупности его высказываний, а только на их проекции на современность, т. е. на тех из них, которые сохранили силу и являются актуальными.

С самого начала подчеркнем полную свою солидарность с редакционным предисловием книги Г. Д. Афанасьева. Авторы предисловия пишут: «Для последнего десятилетия научной деятельности Г. Д. Афанасьева характерно пристальное внимание к геофизическим исследованиям. Он приложил немало сил к тому, чтобы понять истинную природу геофизических разделов в строении литосферы. В содружестве с физиками и геофизиками Г. Д. Афанасьев провел ряд оригинальных исследований физико-механических свойств горных пород различного происхождения, при различных давлениях и температурах. Результаты исследований позволили ему сформулировать очень важное положение о том, что геофизические («скоростные») границы разделов в литосфере обусловлены не сменой составов горных пород по вертикали, а главным образом изменением их физико-химических свойств и появлением новых фазовых состояний. Это положение получает все новые подтверждения, которые приносят исследования материалов сверхглубоких скважин» [1, с. 5].

## II.

Здесь следует рассмотреть шесть высказываний Г. Д. Афанасьева. Во-первых, мысль о том, что геофизический материал о скоростях прохождения волны имеет лишь косвенный минералого-петрографический смысл; во-вторых, об учете различных петрографических и петрофизических свойств при интерпретации геофизических данных; в-третьих, о возможности раз-

деления земной коры на ее континентальный и океанический типы или точнее — о неправомочности выделения океанического типа коры; в-четвертых, о сомнительности описания «выходов» верхней мантии в океанах; в-пятых, о смещении поверхности М вверх или вниз в зависимости от подъема или погружения поверхности твердой оболочки Земли; и, наконец, в шестых, о постановке глубинного бурения.

1. *Геофизический материал о скоростях имеет лишь косвенный минералого-петрографический смысл.*

Г. Д. Афанасьев писал, что земная кора и верхняя мантия, вероятно до астеносферы, состоят из мозаики интрузивных, метаморфических, осадочных и вулкано-генных пород. Он считал маловероятными представления о том, что разрывы в физических свойствах, например, в скоростях соответствует разрыв химического состава. Поэтому нельзя называть «гранитный», «базальтовый», «перидотитовый» понимать в буквальном смысле. Б. Гутенберг и Ф. Берг еще в 1954 г. указывали, что к интерпретации поверхности М как к границе разрыва химических свойств пород следует относиться осторожно. Г. Д. Афанасьев настойчиво внушает мысль о том, что, вероятно, всем сейсмическим границам в низах земной коры и верхней мантии, в том числе и разделу Мохо, отвечает скачок не в химических свойствах, а скачок в физических свойствах, связанный с ликвидацией поровых и ультрапоровых пустот и трещин, а также с фазовыми переходами в режиме высоких давлений и больших температур. Скорость распространения упругих волн в широком классе метаморфических пород одинакова со скоростями в базальтах. Сравними и их плотности. Поэтому нет особых оснований низы земной коры океанов, характеризующиеся скоростями 6,4—7,6 км/с, считать сплошь состоящими из базальтов или других пород основного состава. Г. Д. Афанасьев указывает также, что вряд ли горизонтальные или субгоризонтальные сейсмические разделы, прослеживаемые в земной коре и верхней мантии, можно рассматривать как стратифицированные границы и что, вероятнее всего, они соответствуют, как указывалось, постепенному или более-менее резкому изменению физического состояния глубинного вещества.

Эти идеи Г. Д. Афанасьева высказывал еще в 1960 г. и проповедовал их вплоть до 1975 г. Последующие работы геологов и геофизиков блестяще их подтвердили. Особенно решительное слово в эти проблемы внесла Кольская сверхглубокая скважина, имеющая в настоящее время глубину 11 км. Она, как известно, не установила наличие базальтового слоя в буквальном его понимании на глубине, указываемой по данным ГСЗ, а вскрыла здесь метаморфические образования в петрографическом смысле, мало чем отличающиеся от вышележащих пород. Эта скважина подтвердила также, что сейсмические границы не отражают реального залегания слоев метаморфических толщ; последние характеризуются крутым падением, образуют сложные складки, а сейсмические разделы простираются в основном субгоризонтально.

Сейчас практически никто упоминавшимися выше сейсмическим слоем не придает прямого минералого-петрографического смысла. Для большинства исследователей в настоящее время очевидно, что термины «гранитный», «базальтовый», «перидотитовый» слои являются ни более ни менее как символами типа буквенных (А, В, С, Д) или цифровых (I, II, III ...), используемых для обозначения слоев в мантии Земли при интерпретации сейсмологических материалов. Широко распространено сейчас также мнение о том, что литосфера, по-видимому, состоит в основном из метаморфических пород, в которых горизонтальные границы раздела в геологическом понимании отсутствуют, а сейсмические границы отражают постепенное или скачкообразное изменение физических свойств с глубиной. Такая среда благоприятна для формирования рефрагированных сейс-

мических волн, интерпретация которых как головных приводит к получению субгоризонтальных сейсмических слоев.

Надо отметить также, что термин «земная кора», под которой Г. Д. Афанасьев понимал «область активных эндогенных процессов, мозаичной по строению и в основном состоящей из силикатных пород, простирающихся до глубин не менее 60—70 км», обозначается нами как «гипергенная оболочка». Ее нижняя граница нигде не определена и, по-видимому, никак не связана с поверхностью М.

2. *Об учете различных петрографических и петрофизических свойств при интерпретации геофизических данных.*

Известно, что значения скоростей сейсмических волн зависят от петрографического состава горных пород, степени их уплотнения и метаморфизма в условиях высоких давлений и температур. Г. Д. Афанасьев в своих работах вместе с тем указывает, что зачастую весьма узкому диапазону сейсмических скоростей соответствует широкий ряд горных пород, слагающих земную кору. Например, скорости в доломитах и известняках мало отличаются от скоростей в таббро. Известно также, что скорость распространения упругих волн сильно различается по простиранию и вкrest простирания структур, зависит также от ориентировки минералов в горных породах и кристаллов в минералах. Величины скоростей сейсмических волн зависят от состояния поровых пустот в горных породах, их трещиноватости. Если массив горных пород длительное время находится под воздействием высоких давлений и напряжений, поровые пространства и трещиноватость в них уменьшаются и скорости распространения упругих волн увеличиваются.

Большое значение для правильной интерпретации сейсмических материалов имеют лабораторные данные о скоростях распространения сейсмических волн, измеренных при высоких давлениях, близких к тем, в которых залегают горные породы. Г. Д. Афанасьев неоднократно подчеркивал это в своих работах.

3. *О возможности разделения земной коры на ее континентальный и океанический типы.*

Г. Д. Афанасьев считал разделение земной коры на два типа: континентальный и океанический, отличающихся принципиальными различиями в их строении, неправомочным или во всяком случае недоказанным. С этим можно соглашаться или не соглашаться, но следует отметить, что эта проблема не потеряла своего значения до настоящего времени и сейчас, по-видимому, находится в стадии решения. Он ссылается при этом на наличие типично «континентальных» пород гранито-гнейсового ряда на островах, расположенных в глубоководных частях океанов, таких как Сейшельские, Гуам, Баунти, Фиджи, Тасмания. Возраст этих пород на Сейшельских островах определен как рифейский (650 млн. лет). Метаморфические диабазовые и кератофировые эффузивы Карлсбадского и Срединно-Атлантического хребтов, а также кислые образования перечисленных выше островов свидетельствуют об участии в их строении достаточно древних, значительно метаморфизованных формаций геосинклинального типа.

С другой стороны, щелочные базальтоиды плиоценового или еще более молодого возраста известны в Приморье (советский Дальний Восток), плиоценовые субщелочные базальтоиды выявлены на оз. Балатон в Венгрии и на Северном Кавказе.

Из этих фактов Г. Д. Афанасьев делает вывод, что земная кора континентов и океанов не имеет принципиальных различий по своему вещественному составу и что «нет специально океанических и специально континентальных типов горных пород» (с. 323). Отсюда исходит его принципиальный и весьма важный для современной теоретической геологии вывод об единстве земной коры материков и океанов. Он указывает,

что в связи с этим необходимо пересмотреть многие гипотетические представления современной геологии.

Некоторые из важнейших данных по геологии северо-западной части Тихого океана согласуются с представлениями Г. Д. Афанасьева об однотипности земной коры континентов и океанов. Здесь на возвышенности Обручева, вале Зенкевича, к востоку от зоны сочленения Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов, т. е. в пределах типично океанических структур, Б. И. Васильевым [4, 5] при драгировании была собрана обильная коллекция пород «континентального» облика, таких как гнейсы, гранитоиды, энгеосинклинальные кремнисто-вулканогенно-осадочные образования, субаэральные кислые эффузивы и их туфы, наземные вулканогенно-осадочные породы широкого возрастного диапазона.

А. М. Смирнов [6], рассмотревший обширный материал по Тихому океану, указывает, что породы «континентального» облика встречаются в пределах ложа океана и на некоторых его островах. К ним относятся гранитоиды и метаморфические породы, типичные для фундаментов древних платформ, интрузивные и эффузивные породы среднего кислого и основного состава с высоким содержанием калия.

Н. К. Булин [2, 3] считает, что широко распространенное мнение о тонкой океанической коре является ошибочным, так как оно основано на малодетальных наблюдениях. На самом деле ее толщина достаточно велика и в ряде пунктов приближается к мощности коры континентального типа.

Известно также, что глубоководным бурением в ряде пунктов Мирового океана, например к востоку от северной оконечности о. Хонсю, вскрыты мелководные и наземные образования.

Мы считаем эти высказывания Г. Д. Афанасьева заслуживающими всестороннего внимания.

4. *О сомнительности описания «выходов» верхней мантии в океанах.*

По этому поводу Г. Д. Афанасьев в 1966 г. писал, что в последнее время «появилась тенденция интерпретировать как выходы хотя и аномальной, но верхней мантии (может быть, измененной вторичными процессами) участки океанического дна или срединных океанических хребтов, характеризующихся скоростями продольных волн ( $V_p$ ) порядка 7,3 и даже 7,2 км/с, в строении которой участвуют серпентиниты» (с. 317). Для такой интерпретации, по его мнению, нет никаких оснований. Если поступать таким образом, то за выходы мантии или за породы, принесенные из мантии, следует считать все разновозрастные серпентинитовые массивы Кавказа, Урала и других складчатых областей. Такая постановка вопроса в принципе, по мнению Г. Д. Афанасьева, не исключена, но тогда мы вернемся к предыдущему тезису об однотипности коры континентов и океанов. Г. Д. Афанасьев пишет: «Могу утверждать, что ни один геолог или геофизик не держал в руках породу, добытую ниже современного раздела Мохоровичича ни в пределах континентов, ни из океанического сегмента Земли» (с. 399).

С сожалением приходится констатировать, что попытки принимать все находки ультраосновных пород за выходы мантии, в том числе и за «следы» палеозон Беньюфа, продолжают и до настоящего времени.

То же самое следует сказать об эклогитах, которые также нередко принимают за породы мантии. Эклогиты,

считает Г. Д. Афанасьев,— это метаморфические породы, образовавшиеся главным образом из ультрабазитов, габброидов или карбонатных пород при воздействии на них регионального метаморфизма или активного влияния интрузивных натриевых гранитов.

5. *О возможных смещениях поверхности М вверх и вниз в разрезе литосферы.*

Существует много геологических фактов о кайнозойском или даже четвертичном опускании под дном морей пограничных с последними участком континентов с превращением геофизических характеристик коры этих участков в характеристики, близкие к океаническим. Этот процесс направлен в сторону резкого уменьшения мощности коры за счет резкого сокращения толщины «осадочного» и «базальтового» слоев и исчезновения «гранитного». Во то же время многие острова, расположенные в глубоководных частях океанов, как указывалось выше, сложены типично сиалическими породами, включая кристаллические сланцы и граниты. Вероятно предполагать, что эти породы являются останками некогда широко распространенной в пределах современных океанов коры континентального типа.

С другой стороны, в пределах древних структур с возрастом 3 млрд. лет и более и горно-складчатых областей земная кора в течение всей истории их геологического развития вряд ли оставалась стабильной по мощности и равной современной, т. е. 35—60 км. Она, вероятно, варьировала в зависимости от характера физико-химических процессов, происходящих в недрах в те или иные отрезки геологической истории.

6. *О постановке глубинного бурения.*

Для кардинального решения многих из поднятых выше вопросов Г. Д. Афанасьев считал необходимым бурение глубинных скважин. В отличие от ученых США, которые в то время разрабатывали проект такого бурения в океане, он высказывался за сверхглубокое бурение в пределах древних структур континентов, таких как Украинский или Балтийский щиты. Помимо решения других вопросов, такие скважины помогли бы, по его мнению, понять, что собой представляют субгоризонтальные, как бы стратифицированные сейсмические границы в условиях круто поставленных метаморфических и кристаллических образований щитов.

Такая скважина, как известно и о чем упоминалось выше, была заложена на Балтийском щите. Сейчас она имеет забой на глубине более 11 км и решила многие вопросы, касающиеся интерпретации геофизических данных и обсуждения многих проблем современной геологии. Обсуждается вопрос о закладке таких скважин в Закавказье и в Прикаспии. Вероятно, необходимо рассмотреть этот вопрос и применительно к Дальнему Востоку.

### III

Нам хотелось бы закончить настоящую заметку констатированием того, что Г. Д. Афанасьев был тонким наблюдателем и аналитиком. Многие его идеи и высказывания актуальны и поныне, подтверждаются новыми фактами, находят для своего дальнейшего развития все новых сторонников и последователей.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. Избранные труды. Магматические формации и общие проблемы геологической петрологии. М.: Наука, 1981.
2. Булин Н. К. К вопросу о границе Мохоровичича под океанами.— Геол. и геофиз., 1979, № 2.

3. Булин Н. К. К обоснованию новой сейсмической модели земной коры океанов.— В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток, 1968.
4. Васильев Б. И., Евланов Ю. Б. О геологическом

строении подводных гор в районе сочленения Курило-Камчатского и Японского желобов.— Тихоокеанская геол., 1982 № 4.

5. Васильев Б. И. Предварительные данные о результатах драгирования на подводной возвышенности

Обручева (Тихий океан).— Тихоокеанская геол., 1982, № 5.

6. Смирнов А. М. «Континентальные» породы Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 4.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
18 июня 1982 г.

УДК 552.1 : 53+551.24

Н. П. Романовский

## О ПРИНЦИПАХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ \*

В 1981 г. в Ташкенте состоялось VI Всесоюзное совещание по проблемам физических свойств горных пород при высоких термодинамических параметрах. Такие исследования «...очень важны для... выяснения глубинного строения и состава недр Земли, составления объемных геолого-геофизических карт различных регионов, прогнозирования поисков полезных ископаемых...» [1]. Впервые в практике совещаний такой — существенно экспериментальной — направленности физические характеристики геологических образований, изученные на уровне современной поверхности и систематизированные в виде петрофизических карт, предлагалось рассматривать в качестве основы для выяснения термодинамических условий образования горных пород. При этом авторы опирались на следующие соображения.

Физические свойства пород определяются не только условиями их образования, но и последующими изменениями. Плотность зависит от соотношения породообразующих минералов, намагниченность обусловлена лишь ферромагнитными аксессуарами (изменения магнитной характеристики ощущаются уже при вариациях их содержаний в сотые — десятые доли процента). Поэтому намагниченность пород является более чувствительным индикатором  $P$ — $T$  условий, нежели их плотность [4]. С глубиной изменяются физические характеристики пород, связанные с перестройкой структуры вещества и образованием новых минеральных ассоциаций. Латеральная неоднородность физических свойств горных пород на уровне современного эрозионного среза, по всей вероятности, является следствием вывода на поверхность разноглубинных геологических образований. Петромагнитные и петроплотностные карты несут при этом разную геологическую информацию [3].

Поскольку рецензируемые карты представляют собой общесоюзную сводку петрофизических данных, впервые рекомендуемых для установления термодинамических режимов формирования пород, то весьма целесообразен анализ методологических аспектов их составления и использования. Это тем более необходимо, что рассматриваемые материалы характеризуют всю советскую часть Азиатско-Тихоокеанской активной окраины, т. е. районы, по которым в настоящее время активно ведется петрофизическое картографирование в м-бах 1 : 1 500 000—1 : 2 500 000. Решение такой задачи существенно облегчают положения монографии [2].

Рассматриваемые карты обеспечили получение типовой петрофизической характеристики геологических

образований различной формационной принадлежности и уверенное проведение на этой основе петрофизического районирования всей территории СССР. В этом их основная ценность. В методологическом аспекте авторы совершенно справедливо строили легенды обеих карт на основе плотности и магнитной характеристики пород, слагающих геологические формации. Не вызывают сомнений общие принципы и методика выделения 26 петроплотностных и 11 петромагнитных групп. Раскраска карт проведена с соблюдением принципа специализации — наиболее выразительно показано их основное содержание: для плотности использована широкая гамма желто-коричневых цветов с увеличением интенсивности цвета по мере ее возрастания; гамма желто-зеленых и сине-фиолетовых оттенков на петромагнитной карте подбиралась с учетом возможности индикации состава пород, интенсивность цвета усиливалась с увеличением намагниченности. Особенно «зрелищна», читаема Петроплотностная карта.

Одной из главных особенностей рассматриваемых материалов является выделение петрофизических ассоциаций как индикаторов термодинамических режимов, из которых основными являются:

— ассоциации малой — средней плотности и слабой магнитности, отвечающие режиму верхнекоровых геологических образований ( $t < 700^\circ\text{C}$ ,  $P < 6$  кбар),

— ассоциаций дифференцированной плотности и слабой — средней магнитности, соответствующие термодинамическим условиям нижнекоровых геологических образований ( $t = 600$ — $1000^\circ\text{C}$ ,  $P = 6$ — $12$  кбар),

— ассоциации дифференцированной плотности и намагниченности, присущие режиму сложных корово-мангитных образований ( $t = 0$ — $1000^\circ\text{C}$ ,  $P = 1$ — $30$  кбар),

— ассоциации высокой плотности и средней — сильной намагниченности, соответствующие условиям подкоровых геологических образований ( $t > 1000^\circ\text{C}$ ,  $P = 12$ — $20$  кбар),

— ассоциации высокой плотности и слабой магнитности, отвечающие режиму мантийных геологических образований ( $t > 1000^\circ\text{C}$ ,  $P > 20$  кбар).

Общая идея выделения таких ассоциаций (термодинамических режимов) несомненно плодотворна. Именно ее использование позволяет приблизиться к «объемному» варианту интерпретации петрофизических данных. Однако в решении этого главного, по нашему мнению, вопроса допущен ряд неточностей. Во-первых, нечетко обозначены граничные условия: имеют место существенные перекрытия в шкале интенсивности как физических (плотность, намагниченность), так и термодинамических (давление, температура) характеристик, присущих различным петрофизическим ассоциациям и термодинамическим режимам, что исключает возможность их идентификации без привлечения дополнительных характеристик. Во-вторых, отсутствие

\* Рецензия на Петроплотностную и Петромагнитную карты геологических формаций территории СССР м-ба 1 : 10 000 000. М.: Мингео СССР, Л.: Всегеи, 1981.

сводной карты (или хотя бы схемы-врезки на петрофизических картах), на которой были бы обозначены границы элементов наиболее высокого ранга — петрофизических ассоциаций и контролируемых ими областей различных  $P-T$  режимов — существенно обедняет информационные возможности обеих карт. В-третьих, выделение петрофизической ассоциации корово-космических образований в предлагаемом варианте вряд ли целесообразно.

В процессе любого геологического картографирования (а петрофизические карты суть разновидность геологических) максимальный успех может быть достигнут при обязательном соблюдении принципов специализации, соразмерности и однородности графического описания [2]. Рассмотрим рецензируемые карты с этих позиций.

Как уже отмечалось, принцип специализации при составлении карт использован. К сожалению, авторам не удалось в должной мере графически показать переходы между физическими характеристиками горных пород и физическими характеристиками слагаемых ими геологических формаций. Особенно это сказалось на «читаемости» Петромагнитной карты, убогость цветовой гаммы которой, скорее всего, явилась следствием не вполне удачного группирования магматических образований, несущих основной объем информации. Здесь следовало бы усилить значимость породно-фациальных, а не формационных характеристик.

По нашему мнению, авторы допустили существенные отступления и от принципов соразмерности (петрофизически недифференцированные участки карты, т. е. элементы самого низкого ранга изменяются в пределах от  $2 \times 2$  до  $100 \times 30$  мм) и однородности описания (не проведена ранжировка выделяемых элементов, структура их широко варьирует по сложности графического описания). Возможно, это связано с избытком на картах геологической нагрузки. В качестве геологической основы использованы в совмещенном варианте «Карта формационных комплексов территории СССР м-ба 1:10 000 000, 1980», «Геологическая карта СССР м-ба 1:10 000 000, 1975», «Карта магматических формаций СССР м-ба 1:2 500 000, 1968», «Карта осадочных и вулканогенных формаций территории СССР м-ба 1:2 500 000, 1979». Это значительно усложнило легенды и структуру петрофизических карт — в общей сложности на них показано около 100 геологических подразделений: 68 типов геологических формаций (крапом и дополнительно индексом), 24 типа возрастных подразделений, 4 типа геологических границ и т. п.

Кроме того, не несут полезной нагрузки и, по всей вероятности, являются излишними: а) административные границы между союзными республиками, б) возрастные геологические границы в тех случаях, когда они не являются петрофизически информативными (на обеих картах — районы нижнего Приамурья, восточного и южного Приаралья, север европейской части СССР, правобережье нижнего течения р. Лены и др.), в) глубинные разломы, дублирующие тектонические границы и не несущие специализированной петрофизической нагрузки на уровне современной поверхности (глубинные разломы были бы необходимы на карте  $P-T$  режимов как индикаторы значительных блоковых перемещений).

При общем высоком качестве исполнения рассматриваемым материалам присущи и некоторые технические ошибки. На одну градацию завышена плотность геологических образований в нижнем Приамурье; геологические формации чехла Амуро-Зейской депрессии правильно описаны цветом, но индексированы с завышением в  $0,20 \text{ г/см}^3$ ; корово-космическая петрофизическая ассоциация названа «разуплотненной», но раскрашена в широком диапазоне от малых до средних значений плотности, она же названа ассоциацией «различной магнитности», но в цвете показана только слабомагнитная ее составляющая. Легенда не охватывает весь спектр применявшихся знаков — в ней нет «точных» петрофизических характеристик (цветные кружки в районе Анабарского щита).

Несмотря на имеющиеся недостатки, Петроплотностная и Петромагнитная карты СССР м-ба 10 000 000 явились важной вехой на пути развития петрофизики — одной из наиболее молодых научных дисциплин. Значимость и своевременность работы, явившейся итогом многолетних исследований большого коллектива под руководством Н. Б. Дортман (ВСЕГЕИ), так же, как и необходимость ориентации петрофизических исследований на решение задач глубинной геологии и геофизики, очевидны.

Методологические принципы, разработанные авторским коллективом, несомненно найдут широкое применение при петрофизическом картографировании различных регионов и, прежде всего, применительно к зоне Азиатско-Тихоокеанского перехода, где сейчас создается банк петрофизических данных (Справочник физических свойств пород и руд Дальнего Востока СССР) и на его основе — региональные петрофизические карты и геотраверсы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Воларович М. П. Исследования физических свойств осадочных, метаморфических и изверженных пород в широких интервалах высоких давлений и температур. — В кн.: Матер. 5-го Всесоюз. совещания по физическим свойствам горных пород при высоких термодинамических параметрах». Баку, 1978.
2. Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А. Введение в тектоническую картографию. М.: Недра, 1981.
3. Петрофизические карты геологических формаций восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к картам м-ба 1:10 000 000). Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
4. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). М.: Недра, 1976.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
30 июня 1982 г.

## ХРОНИКА

## СОВЕЩАНИЕ ПО ПРОБЛЕМАМ РИФТОГЕНЕЗА

С 1 по 4 февраля 1982 г. в МГУ состоялось совещание по теме «Континентальный и океанический рифтогенез», организованное Межведомственным тектоническим комитетом и геологическим факультетом МГУ. В работе совещания принимали участие представители организаций и учреждений АН СССР, академий союзных республик, Министерства Геологии СССР, Министерства Высшего образования СССР и других ведомств, занимающихся изучением рифтовых структур Земли.

Чл.-кор. АН СССР Ю. М. Пушаровский во вступительном слове подчеркнул, что любые современные тектонические теории и гипотезы выглядят убогими и односторонними, если они не учитывают горизонтальные перемещения земной коры.

Обобщающий доклад «Основные проблемы изучения рифтогенеза» был сделан Е. Е. Милановским, который отметил, что рифтогенез проявляется не только на разных этапах развития Земли, но характерен для различных стадий эволюции других планет. Докладчик дал следующее определение рифтовых структур: «Рифтовые зоны и пояса представляют собой полосовидные области очень высокого термического режима Земли, в которых происходит подъем нагретого мантийного материала, сопровождаемый некоторым его растеканием в стороны в подошве коры, частичным проникновением в кору, ее сводобразным вспучиванием и горизонтальным растяжением, растрескиванием, локальным проседанием растянутых присводовых участков (собственно рифтов) или даже разрывом сплошности ранее существовавшей в них коры и выносом на поверхность продуктов плавления мантийного (и частично корового) вещества». Тектонотипом рифтовых структур, по мнению докладчика, являются мезокайнозойские рифтовые зоны, которые, несмотря на наличие ряда общих черт, имеют значительные различия по типу строения земной коры, тектонической позиции, характеру, величине деформации и горизонтального расширения, роли магматизма. В качестве главных категорий мезокайнозойских рифтовых зон выделяются внутрокеанические, перокеанические или периконтинентальные, межконтинентальные и внутриконтинентальные, а среди последних — эпиплатформенные (интракратонные) и эпирогенные. По роли магматизма, структурному плану и последовательности деформаций среди интракратонных рифтовых зон различаются два крайних типа, связанных переходами, — сводово-вулканический и щелевой. Рифтовые зоны хотя в общем приспособляются к структурно-вещественным неоднородностям земной коры, но часто не считаются с ними. Они могут накладываться на литосферу любого типа и контролируются процессами, проходящими в глубоких горизонтах мантии.

Фазы усиления рифтогенеза (расширения) не совпадают с «фазами складчатости» (сжатия), а чередуются с ними, что, по мнению докладчика, свидетельствует в пользу «периодических пульсаций объема планеты».

Рифтогенез фиксируется на разных стадиях развития Земли, начиная с раннего докембрия (зеленока-

менные пояса). Проявления его несколько изменялись морфологически в процессе эволюции планеты. По времени процессы рифтогенеза группируются в ряд мегаэпох, «ознаменованных усилением процессов протрузии верхов мантии и горизонтального расширения коры».

Среди раннепротерозойских проторифтовых структур растяжения различаются авлакогеосинклинали (по Г. П. Леонову), испытывавшие на заключительных этапах развития некоторое сжатие.

В позднем протерозое и среднем палеозое рифтогенез значительно усиливался. Позднепротерозойские рифтовые зоны структурно и генетически тесно связаны с геосинклиналями, в среднем палеозое они развиваются в раме геосинклинальных поясов. В мезозое рифтогенез утратил связь с геосинклинальным процессом и превратился в его противоположность. При этом он резко активизировался, охватив континенты и океаны, и стал одной из форм «раздробления, деструкции, распада и расположения континентальных массивов и новообразования и разрастания океанических впадин или их тектономагматического обновления».

В. Е. Хаин в докладе «Роль рифтогенеза в развитии земной коры», в целом соглашаясь с выводами Е. Е. Милановского, отметил некоторые дополнительные стороны рифтогенеза и высказал свои соображения относительно его места в эволюции Земли, которые сводятся к следующему:

1. Поскольку большинство геосинклиналей неогена закладывалось на континентальной коре и проходило грабеновую стадию, то рифтовые структуры следует рассматривать в качестве предгеосинклинальных.

2. Рифтогенез является обязательной предпосылкой образования крупных платформенных впадин — синеклиз, которые развиваются, как правило, в местах тройного сочленения палеорифтов (авлакогенон).

3. Рифтовые системы, первоначально очень широкие и разветвленные, включают элементы, ориентированные согласно общему простиранию и под углом к нему (тройное сочленение). По мере развития периферические элементы отмирают, не выходя из стадии континентального рифтогенеза, а процесс концентрируется в определенных рифтах, которые в последующем становятся центрами спрединга, т. е. переходят в категорию океанических рифтовых структур.

Строению океанических рифтовых зон, приуроченных к осевым частям срединно-океанических хребтов, был посвящен доклад Л. П. Зоненшайна и Е. Г. Мирлина. Докладчики различают в рифтовых системах океана три зоны: осевую вулканическую, или экстрезивную, и две обрамляющие тектонические. Общая ширина зон 35—40 км. На долю центральной экстрезивной зоны, в которой локализован весь молодой вулканизм, приходится 4—5 км. Краевым зонам свойственна сбросовая структура с чередованием разновысотных блоков средней шириною 2,5 км.

Морфология срединно-океанических хребтов и их осевых зон, а также состав магматических продуктов зависят от скорости спрединга. В хребтах со скоростью спрединга меньше чем 5 см/год четко выделя-



ется центральная рифтовая долина, и для них характерно развитие подушечных лав порфировой структуры с умеренным содержанием (1,5%)  $TiO_2$ .

В хребтах со скоростью спрединга более 5 см/год вместо центральной долины возникает горстовое поднятие, а среди эффузивных пород преобладают лавовые покровы с повышенным содержанием  $TiO_2$  (до 2%). Устанавливаются и аномальные хребты, такие как хребет Рейкьянес, где, несмотря на низкую скорость спрединга, рифтовая долина отсутствует. Докладчики полагают, что морфология хребта определяется гидродинамическим напором поднимающегося разогретого мантийного диапира. При быстром подъеме, когда напор и спрединг максимальны, образуется осевое горстовое поднятие. Аномальные хребты возникают в точках тройного сочленения, где повышенная проницаемость литосферы (литосферные «дыры») приводит к общему возмущению и образованию вулканических островов (Исландия).

Ряд докладов был посвящен сравнительному описанию вулканогенных формаций рифтовых систем.

*Логачевым Н. А. с соавторами* в докладе «Кайнозойский континентальный рифтогенез и формирования рифтовых зон» проведено сопоставление вулканизма и глубинной структуры Кенийской и Байкальской рифтовых зон. Отмечено, что состав и объем вулканических образований определяются температурой и размерами глубинного мантийного диапира. Наибольший объем вулканических извержений при значительной роли сильнощелочной базальтоидной формации характерен для Кенийской рифтовой зоны, имеющей большую температуру верхней мантии и меньшую ее плотность.

В докладе *В. Г. Казьмина* «Развитие рифтов и вулканизм» указывается, что вулканизм рифтовых зон носит как линейный, так и ареальный характер. Ареальный тип извержения (1000—1500 км в диаметре) характеризуется излиянием огромных масс слабощелочных базальтов, сопровождаемых большим или меньшим количеством щелочных и «нормальных» риолитов. Извержения этого типа происходят до образования впадин, достигая максимума в период раскрытия и растрескивания земной коры. Массовые излияния субщелочных базальтов охватывают большие площади и за пределами рифтовых зон. Экструзии риолитов относятся к завершающим этапам магматизма и, вероятно, означают момент подъема мантийного диапира и частичного плавления корового материала.

Докладчик отметил зависимость состава вулканических серий от скорости раскрытия рифтовых зон. В рифтах со скоростью раскрытия 0,1 см/год и менее преобладают вулканы повышенной щелочности как калиевого, так и натриевого, при скоростях 0,1—0,5 см/год доминируют базальты и трахиты, а при скоростях 1—2 см/год — базальты промежуточного типа. С началом океанического развития (Красное море) вне зависимости от скорости раскрытия изливаются низкокальциевые «абиссальные» толеиты.

В докладе «Кайнозойский рифтовый магматизм: тектонические и петрохимические закономерности» *А. Ф. Грачевым* и *А. И. Поляковым* показано, что в «эволюционном ряду рифтогенеза от материковой стадии до океанической устанавливается связь состава вулкаников с глубиной залегания аномальной мантии. От континентальных рифтов к океаническим наблюдается следующая последовательность первичных мантийных выплавов: оливиновые меланефелиниты и лейциты, базаниты, щелочные оливиновые базальты и низкокальциевые толеиты». Хотя в условиях и материкового и океанического рифтогенеза возникают близкие сильно дифференцированные магматические серии, все же толеит-риолитовая дифференцированная серия свойственна только океаническим рифтам. Рифтовым зонам свойственна продольная и поперечная

зональность выражается в смене составов пород во времени от щелочных к толеитовым базальтам при движении вдоль оси рифта, а поперечная — обусловлена аналогичным изменением при движении от плечей рифта к его оси в пределах разновозрастных толщ.

В значительном числе докладов рассматривались вопросы, связанные с проявлением рифтогенеза в пределах древних и молодых платформ. Общий обзор рифтогенеза древних платформ сделан *Е. Е. Милановским*, охарактеризовавшим эпохи рифтогенеза, отношение рифтогенеза к геосинклинальному процессу и эволюцию форм рифтовых зон во времени.

Специфика рифтогенных структур Африканского континента рассмотрена в докладе *Е. Д. Сулиды-Кондратьева с соавторами*, которые выделяют в классе рифтогенных структур палеоавлакогены и палеорифты. Палеоавлакогены западной части континента возникли на рубеже раннего и позднего протерозоя путем частичной деструкции зрелой континентальной коры. Они представляют собой тектонические рвы в теле кратона, ограниченные зонами разломов глубокого заложения, заполненные осадочными и в меньшей мере вулканогенными плитными и орогенными формациями, смятыми в простые складки. Палеорифты образовались в основном в карбоне — перми и представляют собой крупные грабены 500—700 км длиной и 100—200 км шириной, выполненные осадочными и вулканогенными образованиями, слабо затронутыми деформациями и метаморфизмом.

*Н. А. Божко* различает среди рифтогенных структур позднего докембрия южных континентов Земли авлакогены и интракратонные складчатые системы. Авлакогены, по мнению докладчика, представляют собой «приостановленные инверсией и умеренными разрывно-складчатыми деформациями континентальные рифты», выполненные карбонатно-терригенными неметаморфизованными отложениями, не затронутыми гранитизацией и региональным метаморфизмом.

Интракратонные складчатые системы подразделяются на энсиалические и энсиматические. Первые возникают на месте интракратонных рифто-геосинклинальных прогибов и представляют собой значительно раздвинутые рифты с более проницаемой корой, чем у авлакогенов. Они выполнены карбонатно-терригенными формациями, иногда эвапоритами, часто содержат вулканы и редко щелочные интрузивы. На заключительных этапах развития типично проявление гранитизации, регионального метаморфизма, линейной складчатости и разрывов.

Энсиматические складчатые системы характеризуются развитием альпийотипных гипербазитов, иногда в сочетании с габбро и базальтами, накоплением флишодных формаций, гранитным магматизмом и региональным метаморфизмом. Слабая сохранность рифейских интракратонных систем в Евразии обусловлена тем обстоятельством, что в палеозое они были вовлечены в геосинклинальный процесс.

Рифтовые системы Туранской плиты рассмотрены в докладе *Давлятова Ш. Д., Кунина Н. Я., Пак Р. В.*, которые выделяют два сквозных пояса грабенов: долготный Урало-Мозамбикский и субширотный Припятско-Бухарский. Авторы указывают, что рифты Туранской плиты приурочены как к массивам, так и к поперечным зонам и относятся к структурам промежуточного структурного этапа молодых платформ, над которыми не произошло образования платформенных синеклиз.

*В. С. Сурков* сообщил новые данные о строении и нефтегазовости рифтовых впадин Западно-Сибирской плиты, указав, что они имеют значительное распространение в промежуточном ярусе, образуя линейные системы и контролируя нефтегазоносные площади.

Несколько иной точки зрения придерживаются *Н. Я. Кунин, Л. А. Самойлов*, которые подчеркивают длительную историю рифтогенеза Западно-Сибирской

плиты (начиная с рифей), различную ориентировку рифтовых зон, образующих три звёздчатые системы. В зонах центров докладчики отмечают сокращение мощности земной коры и развитие палеозойского и триасового вулканизма. Интенсивность рифтогенеза убывает от центра к периферии (за исключением рифтов, связывающих два центра).

Большой интерес вызвали доклады, в которых рассматривались вопросы формирования и концентрации полезных ископаемых в рифтовых структурах. К сожалению, не состоялся доклад А. Д. Щеглова «Металлогения рифтовых зон». Б. А. Соколов в докладе «Рифтогенез и нефтегазосность» показал, что «рифтогенез оказывает огромное влияние на нефтегазообразование и нефтегазонакопление». Образование впадин в результате растяжения, вызываемого сильно разогретым мантийным диапиром, на фоне энергичного осадконакопления и прогрева осадочных толщ полностью отвечает современным представлениям об очагах нефтегазообразования. Нефтеносные бассейны, связанные в той или иной степени с рифтовыми зонами, подразделяются на две группы, одна из которых отвечает современным рифтам, вторая — палеорифтам.

Бассейны первой группы подразделяются на внутриплатформенные (Суэцкий залив, Рейнский), окраинноплатформенные (Камбейский, Байя) и внутрискладчатые (Лос-Анжелес, Грейт-Велли, Вентура) и представляют собой протяженные гребли, выполненные толщами (3—5 км) неогена, которые содержат скопления углеводородов. Нефтегазосные бассейны, связанные с палеорифтами, приурочены к платформам и подразделяются на бассейны авлакогенов, надрифтовых синеклиз, надрифтовых краевых прогибов и бассейны предрифтовых орогенов. Бассейны авлакогенов (Припятский, Днепровско-Донецкий, Амадиес) приурочены к древним платформам. Нефтеосны в них отложения палеозоя. Бассейны надрифтовых синеклиз характерны в основном для молодых платформ (Англо-Парижский, Северного моря, Западно-Сибирский), и продуктивность их связывается с мезозойскими отложениями.

Примером краевых бассейнов, заложившихся на более ранних рифтовых системах, являются зоны линейных поднятий Тимано-Печерского бассейна, Хатчагайский вал Лено-Вилюйского бассейна. В бассейнах рассматриваемого типа нефтегазосны в основном отложения мезозоя и палеогена.

Бассейны предрифтовых орогенов связаны с асимметричными прогибами, прижатými к горным сооружениям, возникшим в осевых частях палеорифтовых зон (Южно-Мангышлакский, Западный Внутренний и Пермский бассейны, разграниченные горами Уошито).

По-видимому, немалое значение в нефтегазонакоплении играют глубинные разломы, возникающие на предрифтовых и рифтовых стадиях развития.

В докладе М. И. Джиноридзе «Континентальный рифтогенез и галогенез», вызвавшем ряд критических замечаний, обосновывается генетическая связь рифтогенеза и галогенеза. На примере Красноморского бассейна, который докладчик считает аналогом протоокеанов, делается попытка обосновать следующие положения: 1) современный галогенез в Красном море происходит в условиях расслоенной водной системы, открытой снизу для подтока глубинного тепла и вещества в виде сильно минерализованных металлоносных гидротерм хлоридно-кальциевого состава; 2) в миоценовой истории бассейна были две эпохи галогенеза, и каждой из них предшествовал и (или) сопутствовал рифтогенез; 3) современный трог Красного моря является близким аналогом миоценовых солеродных бассейнов начальной фазы галогенеза; 4) формирующиеся современные соляные отложения являются продуктом экскаляционно-осадочного галогенеза. На основа-

нии этих посылок относительно строения дна океанов и пассивных континентальных окраин допускается следующее: а) соленакопление — характерная черта эволюции океанов, а галогенез происходит в условиях рифтогенеза в протоокеанической стадии их развития; б) возраст солей рифтогенных поясов датирует «раскрытие» океанов; в) периоды континентального рифтообразования и образования протоокеанов — главные эпохи галогенеза за последние 200 млн. лет истории Земли; г) мощные галогенные отложения пассивных окраин континентов являются «эвапоритами», а бассейны, где происходит их накопление, — системами, открытыми сверху для протекания экзогенных процессов, что предопределяет временно-пространственную связь между рифтогенезом и галогенезом. Применяя эти положения к Атлантическому океану, докладчик приходит к выводу, что парагенетическая связь между рифтогенезом и галогенезом наиболее четко выражена в эволюции Южно-Атлантического протоокеана, в меньшей степени — Примексиканского и Северо-Атлантического, а в Бореально-Атлантическом протоокеане устанавливается только временно-пространственная связь вследствие слабой изученности раннепермских галогенных отложений. На основании изменения возраста галогенных отложений от ранней перми до мела включительно допускается, что раскрытие Атлантического океана происходило последовательно с севера на юг.

Следует особо отметить доклады, посвященные геофизическим аспектам рифтовых зон. Б. Г. Поляк и В. И. Кононов, рассматривая геотермальную активность и геотермический режим рифтов, пришли к заключению, что кондуктивный тепловой поток в их пределах варьирует от нуля до сотен ЕТП. Максимальный размер величин теплового потока наблюдается в осевых частях рифтовых зон и обусловлен вертикальной циркуляцией подземных вод. Половое осреднение обычно указывает «на уменьшение кондуктивного теплопотока в центре рифтовых зон по сравнению с ближайшей периферией и тем самым опровергает представление о его сингулярности вдоль оси рифта, вытекающее из многих теоретических моделей».

Учет конвективного теплопереноса в виде гидротерм и наземного вулканизма говорит, что общие теплопотери значительно больше. Для рифтовой зоны Исландии они оцениваются в десять ЕТП. Общие теплопотери континентальных рифтовых зон (Восточно-Африканская, Байкальская, Иорданская) оказываются в несколько раз меньше, чем океанических.

Источником глубинного теплопотока, разгружающегося в рифтовых зонах, является мантия, о чем свидетельствуют отношение  $He^3/He^4$ , особенности изотопного состава других элементов и высокое содержание в составе флюидов свободного водорода.

В докладе «Рифтовые зоны в структуре земной коры Исландии» В. В. Белозовым с соавторами детально рассмотрены данные ГСЗ в пределах о-ва. Под современными активными рифтами выявлены сейсмически однородные тела, которые отождествляются с магматическими очагами. Сейсмические границы, выявленные МОВ и КМПВ, в верхних 1—2 км ответственны за потоки плотных лав, на глубине связаны с изменением физического состояния вещества, определяемого высоко- и низкотемпературным метафизмом. Наиболее отчетливая граница со скоростью 6—6,5 км/с в значительной мере контролирует тепловое и гравитационное поля. Явное прослеживание на большие глубины современных поверхностных структур позволяет предполагать наложенный характер рифтогенеза Исландии.

Одна из моделей всплывания разогретого мантийного диапира и проникновения его в литосферу была рассмотрена в докладе Е. В. Артюшкова, показавшего

трудности объяснения раздвижения блоков коры путем внедрения мантийного материала.

В прениях был высказан целый ряд критических замечаний, касающихся разных вопросов рифтогенеза, но самое большое количество замечаний касалось определения рифтогенеза. Данное Е. Е. Милановским определение рифтовых зон и поясов слишком общо и позволяет в связи с этим включать в этот класс весьма разнообразные структуры, очень далекие от принятого тектонотипа (мезокайнозойских рифтов). Слабым звеном определения является также включение таких свойств рифтовых зон, которые не могут быть наблюдаемы и измеряемы. К их числу относится «горизонтальное растяжение», «подъем нагретого мантийного материала, сопровождаемый некоторым его растеканием в стороны в подошве коры» и т. д. Говорить о рифтовых зонах как об «областях очень высокого термического режима Земли», по-видимому, можно только по отношению к мезокайнозойским структурам, в более древних структурах повышенный теплопоток можно лишь предполагать, исходя из развития вулканизма. Повышенный теплопоток характерен и для геосинклиналей и орогенных структур, развитие которых сопровождается вулканизмом. Говорить о горизонтальном растяжении применительно к палеозойским и докембрийским структурам можно лишь предположительно, в связи с чем включение этого признака в определение приводит к неконструктивности последнего. Вместе с тем такие реально наблюдаемые и определяемые характеристики, как состав и структура магматических и осадочных формаций, их горизонтальные и вертикальные ряды, в определении отсутствуют. Этот недостаток определения подчеркнул К. В. Бо-

голепов, который указал, что недоучет свойств рифтогенеза, фиксируемых в геологическом разрезе осадочной оболочки, почти нацело исключает всякую возможность выделить палеорифты. Расширенное толкование рифтогенеза на основе неконструктивных его свойств приводит к тому, что в рифтогенез некоторые исследователи включают как структуры начальных (В. Е. Хаин) так и конечных (орогенных) стадий развития геосинклиналей или рассматривают его в качестве структур пригеосинклинальных, вырождающихся в результате эволюции в свою противоположность, т. е. в структуры, обусловленные процессом деструкции (Е. Е. Милановский).

Упущением в работе совещания явилось, по нашему мнению, отсутствие обобщающего доклада по глубинному геофизическому строению рифтовых зон, и в первую очередь мезокайнозойских, являющихся тектонотипом. В этом докладе следовало бы систематически изложить фактический материал и охарактеризовать различные геофизические эффекты как в зависимости от положения рифтовых зон относительно континентов и океанов, так и в зависимости от степени их развитости. Интерпретация геофизических материалов, которая прозвучала в ряде докладов геологического профиля, ни в коем случае не восполняет этот недостаток, а, наоборот, открывает путь к вольному толкованию данных геофизики.

В целом совещание имело несомненный успех в деле разработки теории рифтогенеза, синтеза имеющегося материала по данному вопросу и выработки единых принципов и методики изучения этого класса структур.

*Л. А. Мастюлин*

## ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ

(несоблюдение правил подготовки рукописи задерживает публикацию статьи)

1. В журнале публикуются результаты изучения состава и глубинного строения коры и мантии Земли, работы, освещающие геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилегающих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии.

Журнал печатает также критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографию.

2. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются от авторов, работающих в научных, производственных организациях, а также в высших учебных заведениях.

3. Объем присылаемых статей не должен превышать 24 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы.

4. На публикацию материала требуется письменное разрешение руководителя организации, на средства которой проводилась работа. Если авторы работают в разных организациях, от каждой из них необходимы разрешения.

5. Статья представляется в двух экземплярах (один из них обязательно должен быть первым). Вся рукопись, в том числе приложения, примечания, список литературы, должна быть напечатана на машинке на одной стороне листа через два интервала (27 строк на страницу, 60 знаков в строке).

6. К статье необходимо приложить аннотацию, кратко излагающую содержание и основные выводы автора, и шифр по УДК.

7. Представленная в редакцию статья должна быть окончательно проверена, датирована и подписана авторами.

Корректурa представляется авторами лишь для контроля. Стилистическая правка, дополнения, сокращения и вообще переработка текста в корректуре не допускаются.

8. Фамилии иностранных авторов в тексте должны быть приведены в русской транскрипции.

9. Сокращения слов, кроме общепотребляемых (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускаются.

10. Все упомянутые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям согласно Международной системе единиц СИ.

11. Латинские названия фауны и флоры, формулы, тексты, приводимые в иностранной транскрипции, должны быть впечатаны или вписаны от руки четко и ясно. Во избежание ошибок необходимо соблюдать строгое различие между прописными (большими) и строчными (малыми) буквами, имеющими сходное начертание (например, К и к, О и о, С и с и другие), подчеркивая двумя черточками заглавные буквы снизу,

строчные — сверху, а также буквами, похожими одна на другую; g и q; l и e; n и u и т. д. Латинскую букву I следует писать, как римскую единицу в отличие от буквы J («йота»). Индексы и степени должны быть написаны строго ниже и строго выше символов, к которым они относятся, и соответственно отмечены простым карандашом дугой  $\frown$  или  $\smile$ ; штрихи необходимо четко отличать от единицы, а в нижних индексах — единицу от запятой. Буквы латинского шрифта нужно подчеркивать простым карандашом волнистой чертой, греческие буквы — красным карандашом, готические — синим, рукописные — желтым. Векторы обозначаются буквами полужирного начертания, для этого их необходимо подчеркивать снизу прямой черточкой и на полях рукописи пометить «п/ж» (надбуквенная стрелка не употребляется).

12. Цифровые таблицы, например, химических, минералогических и иных анализов, должны визуироваться авторами с указанием, по какой методике проведены эти анализы.

13. Используемая литература дается общим списком в конце статьи. Фамилии авторов помещаются в алфавитном порядке (вначале русские источники, затем иностранные) и обозначаются порядковыми номерами. В тексте ссылки на литературные источники обозначаются соответственной порядковой цифрой в квадратных скобках.

14. Список литературы оформляется в следующем порядке: для книг указываются фамилия и инициалы автора, точное и полное название статьи, издания, номер тома, части, выпуска, город, издательство и год издания, количество страниц (например, 328 с.); для журналов — фамилия и инициалы автора, название статьи, название журнала, год, номер журнала (в соответствующих случаях — номер тома и выпуска), количество страниц (например, с. 28—42).

15. Иллюстрирование статей картами, разрезами и микрофотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом, когда это необходимо для яснения излагаемых автором фактов (общее количество иллюстраций — не более пяти; вклейки не принимаются).

16. Иллюстрационный материал, выполненный согласно требованиям издательства «Наука» с учетом размеров журнальной полосы, прилагается к рукописи в особом конверте в двух экземплярах, один из которых выполнен на кальке. Фото должны быть контрастными и четкими, рисунки — пронумерованы и снабжены напечатанным через два интервала отдельным списком подписей к ним. На обороте каждого рисунка указать его номер, фамилию автора и название статьи. На чертежах, картах должно быть указано минимальное соответствующее тексту количество буквенных и цифровых обозначений, объяснение которых обязательно дается в подписи к рисунку. На полях рукописи необходимо указать место расположения рисунков и таблиц.

17. Просим авторов указывать свои имена, отчества (полностью), почтовые домашние и служебные адреса, телефоны.