

**Том 16, номер 4
ISSN 0207-4028**

Июль-Август 1997

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

**ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО**



Российская академия наук
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
Том 16 № 4 1997 Июль-Август

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

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

Редакционная коллегия

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

Редакционный совет

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

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

© Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1997 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN
Vol.16 № 4 1997 July-August

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

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

Editorial Board

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

Editorial Council

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

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

© Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch RAS, 1997

СОДЕРЖАНИЕ

Седиментология и стратиграфия

- Ф.Р. Лихт.* Геодинамика и осадкообразование в позднекайнозойских приконтинентальных бассейнах восточного и западного Пацифика 3
- А.Н. Деркачев, Н.А. Николаева.* Ассоциации тяжелых минералов в осадках западной части Южно-Китайского моря 17
- А.С. Дагис.* Зональная схема бореального нижнего триаса и граница индского и оленекского ярусов 36

Геофизика

- Ю.С. Бретштейн, Г.З. Гурарий, Д.М. Печерский.* Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов юго-западного Приморья 41
- В.В. Мишин.* Геолого-геофизическое строение юга Камчатки 64
- В.А. Шередко, Э.М. Пинский, А.В. Ключкин.* Дилатансия верхней части земной коры и аномалии поля силы тяжести (на примере Верхнего Приамурья) 71
- Т.К. Злобин, Л.И. Абдурахманов, Л.М. Злобина.* Глубинные сейсмические исследования вулкана Менделеева на Южных Курилах 79

Минералогия, геохимия и рудогенез

- В.С. Приходько, В.Н. Землянухин, В.М. Чубаров.* Состав и строение верхней мантии под Ханкайским массивом (по результатам изучения глубинных ксенолитов) 88
- Л.П. Плюснина, Г.Г. Лихойдов.* Контактново-реакционное взаимодействие гранитоидов и габбро с гипербазитами и его влияние на подвижность золота и платины. 95
- Б.И. Семеняк, В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак, П.Г. Коростелев.* Некоторые особенности молибденовой минерализации Правоурмийского месторождения (Приамурье) 102

Дискуссии

- С.Д. Соколов, А.И. Ханчук.* О критике террейнов и “крайнего мобилизма” 111

CONTENTS

Sedimentology and Stratigraphy

- F.R. Likht.* Geodynamics and sediment formation in Late Cenozoic near-continental basins of the East and West Pacific 3
- A.N. Derkachev, N.A. Nikolayeva.* Assemblages of heavy minerals in the sediments of the South China Sea western part 17
- A.S. Dagsys.* Zonal subdivision of the Boreal Lower Triassic, and the Induan /Olenekian boundary 36

Geophysics

- Yu.S. Bretshtein, G.Z. Gurary, D.M. Pechersky.* Paleomagnetism of Paleozoic terrain rocks, South-Western Primorie 41
- V.V. Mishin.* Geological and geophysical structure of Kamchatka's south 64
- V.A. Sheredeko, E.M. Pinsky, A.V. Klyushkin.* Dilatancy of the earth crust's upper part, and anomalies of the gravity field (as exemplified by the Upper Priamurie) 71
- T.K. Zlobin, A.I. Abdurakhmanov, L.M. Zlobina.* Deep seismic investigations of the Mendeleev volcano, South Kuril Islands 79

Mineralogy, Geochemistry and Ore Genesis

- V.S. Prikhod'ko, V.N. Zemlyanukhin, V.M. Chubarov.* Composition and structure of the upper mantle beneath the Khanka massif (from the results of the investigation of deep-seated xenoliths) 88
- L.P. Plyusnina, G.G. Likhoidov.* Contact interaction of granitoids and gabbro with ultramafites, and its impact on gold and platinum mobility 95
- B.I. Semenyak, V.A. Pakhomova, B.L. Zalishchak, P.G. Korostelev.* Some peculiarities of molybdenum mineralization of the Pravourmiiskoye deposit (Priamurie) 102

Discussions

- S.D. Sokolov, A.I. Khanchuk.* On criticism of terranes and "extreme mobilism" 111

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.2+551.3(265+266)

ГЕОДИНАМИКА И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАСЕЙНАХ ВОСТОЧНОГО И ЗАПАДНОГО ПАЦИФИКА

Ф.Р. Лухт

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Выявляется явная однотипность морфоструктур Калифорнийского залива и Японского моря, как и сходство их некоторых осадочных образований. Несмотря на то, что эти бассейны примыкают к континентальным окраинам разного типа и различаются своей структурной композицией, в обоих бассейнах образовались практически одновременно сходные морфоструктурные пары - погружающиеся впадины морского дна и воздымающиеся побережья. Формирование этих морфоструктур связано со сходными геодинамическими тенденциями обоих бассейнов на позднейшем (миоцен - ныне) этапе их развития.

Активность погружения впадин часто превосходит воздымание прилежащего побережья, втягивая в погружение материковый склон и отчасти шельф. В результате возникает перекоп склонов водораздела, при которой реки, впадающие в морской бассейн, коротки и обладают невыработанным крутосклонным продольным профилем, их водосборные бассейны нередко подрезаются береговой линией. Они способны выносить крупноразмерный материал, особенно в паводковом состоянии. Реки противоположного, пологого, склона имеют обширные водосборные бассейны и выносят в основном мелкозернистый материал.

Сходство процессов осадкообразования в обоих бассейнах определяется однотипностью факторов, контролирующих поставку терригенного материала - как упомянутого морфоструктурного, так и метеоклиматического. Последний обусловлен тем, что оба бассейна находятся под влиянием тропических ураганов, прохождение которых вызывает обильные дожди и паводковые состояния рек на побережьях, в результате чего в бассейн за короткий срок поступают огромные объемы терригенного материала. Такой пульсационный режим поставки предопределил появление в этих бассейнах сходных специфических отложений - грубообломочных в береговых зонах и ритмично-тонкослоистых, по типу варв или турбидитов в глубоководных областях дна.

ВВЕДЕНИЕ

Ознакомление с разрезами позднекайнозойских отложений на побережье Калифорнийского залива, дополненное сведениями из обширной литературы по нему [60], убеждает в том, что в позднекайнозойской (миоцен - ныне) истории Калифорнийского залива и Японского моря (ниже - КЗ и ЯМ) имеется много общего. Также нельзя не заметить сходства факторов, контролирующих осадочный процесс в обоих бассейнах (в частности, поставку терригенного материала) и обусловленных как их морфоструктурными, так и метеоклиматическими особенностями.

Несмотря на то, что сопоставляемые бассейны принадлежат континентальным окраинам Пацифика разного типа, их морфоструктурные композиции (вероятно, как и других окраинных морей Востока Азии) на позднейшем этапе развития однотипны. Они представлены контрастным сочетанием активно воздымающейся прибрежной суши со столь же активно погружающимся морским дном, особенно - в областях глубоководных впадин.

Сходство метеоклиматической обстановки КЗ и ЯМ определяется сезонным прохождением через них тропических ураганов, сопровождающихся обильными дождями. Объемы и размерность терригенного материала, выносимого в периоды кратковременных паводков, многократно превышают эти показатели в межпаводковый период. Особенно различаются объемы поставки терригенного материала в паводок и межень с Калифорнийского полуострова, речная сеть которого большую часть года не обводнена.

Специфика сходства основных факторов, контролирующих осадкообразование в КЗ и ЯМ предопределила появление в них столь же сходных отложений: аномально крупноразмерных (включая валунно-галечные разности) в береговой зоне и ритмично тонкослоистых (по типу варв) в более глубоководных областях дна.

Ранее [20] было показано, что наиболее важным фактором, контролирующим осадочный процесс в приконтинентальных бассейнах, является морфоструктурный. В свою очередь, появление сходных мор-

фоструктурных композиций в приконтинентальных бассейнах восточного и западного Пацифика на позднейшем этапе их развития свидетельствует о существовании в это время в обоих бассейнах сходных геодинамических тенденций.

Калифорнийский залив. Разнонаправленные геодинамические тенденции развития морфоструктур побережья и морского дна отражаются на гипсометрических профилях, пересекающих Калифорнийский полуостров и дно залива [62]. Особо контрастно сочленение поверхностей суши и морского дна при входе в залив. По мере продвижения к вершине (замыканию) залива эта контрастность, как и степень глубоководности впадин, снижается (рис. 1). Формирование последних связано с процессами растяжения дна залива, сначала рассеянного в его локальных центрах, а затем выражающегося спредингом и рифтогенезом [37].

Об активности этих процессов свидетельствует гидротермальная деятельность на дне некоторых впадин (Гуаймас, возможно - Пескадеро). В первой она представлена гидротермальными источниками, формирующими специфические рудные тела типа "курильщиков" [15], подобные известным в зонах океанского рифтогенеза. В отличие от последних, рифт КЗ разделяет континентальные области Калифорнийского полуострова и материка (ниже - КП и М) и в этом отношении близок Красноморскому.

Существенным отличием рифта КЗ является то, что связанная с ним гидротермальная деятельность осуществляется на фоне интенсивного осадконакопления, происходящего преимущественно за счет терригенного материала, главным поставщиком которого является р. Колорадо. В результате погружение дна впадин происходит не только из-за растяжения дна в спрединговых центрах КЗ, но и вследствие нагрузки толщи осадков [40].

В погружение дна впадин втягиваются их склоны, причем активность прогибания склонов, принадлежащих КП и М, различна. На это указывает асимметрия в их крутизне и темпах осадконакопления на них. Первые отличаются от вторых более высокими скоростями аккумуляции донных осадков, они же более крутосклонны и интенсивнее расчленены.

Так, например, скорость аккумуляции осадков, вскрытых скв. 478 (глубина воды 1889 м), расположенной на склоне КП впадины Гуаймас, для возрастного интервала 0-0,26 Ма (с нижней возрастной меткой по нанофосилиям) составляет 125 см/1000 лет [57]. Подобный же расчет для того же возрастного интервала (с нижней возрастной меткой по диатомеям) сделан автором этих строк по данным скв. 481/481А (глубина воды 1998 м), расположенной на том же склоне. Скорость осадконакопления составляет 127 см/1000 лет, т. е. практически совпадает с результатом по скв. 478.

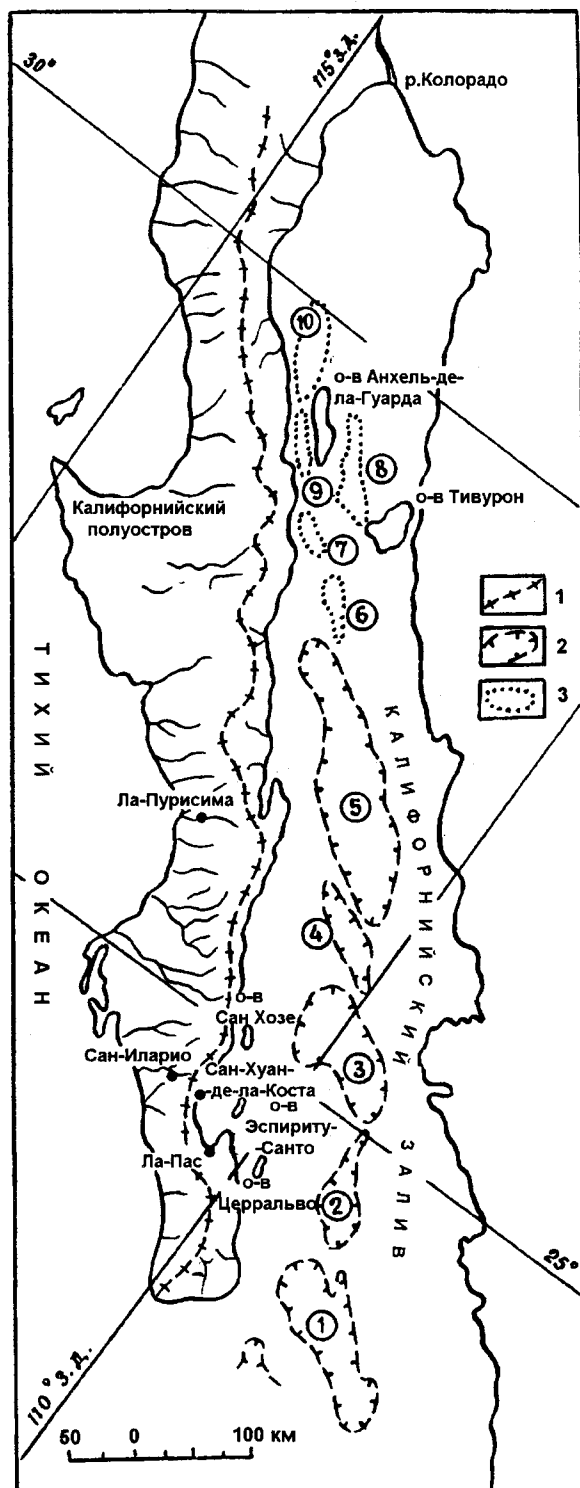


Рис. 1. Схема Калифорнийского залива.

1 - положение оси прибрежного водораздела Калифорнийского полуострова; 2, 3 - контуры впадин: 2 - абиссальных и квазиабиссальных, 3 - батальных и квазibatальных (цифры в кружках - названия впадин с глубинами дна, м: 1 - Мататлан, 2800-3200; 2 - Пескадеро, 2400-3400; 3 - Фараллон, 1800-3000; 4 - Кармен, 1600-2400; 5 - Гуаймас, 1200-2000; 6 - Сан-Педро Мартир, 800-1000; 7 - Сан-Эсребан, 400-800; 8 - Тивурон, 400-600; 9 - канал Сальсипуедес, 600-1400; 10 - Дельфин, 400-600).

От этих показателей резко отличаются скорости аккумуляции разновозрастных отложений, вскрытых скв. 479 (глубина воды 747 м) и скв. 480 (глубина воды 655 м), расположенных на склоне М впадины Гуаймас - 28 см/1000 лет и 53 см/1000 лет соответственно. Скорость аккумуляции разновозрастных отложений в самой глубоководной части впадины Гуаймас, вскрытых скв. 477 (глубина воды 2003 м), составляет всего 18 см/1000 лет [49].

Столь же отчетливо, как асимметрия подводных склонов впадин, проявляется асимметрия склонов горных сооружений на побережье КП, свидетельствуя об их перекосе в сторону КЗ. В результате ось водораздела смещена к береговой линии КЗ (см. рис 1) и отделяет короткие реки гидросети восточного побере-

жья КП от более протяженных и хорошо развитых речных систем западного, тихоокеанского побережья.

Еще более резки эти отличия при сопоставлении продольных профилей рек западного и восточного побережий. Первые хорошо выработаны и предельно выположены в основании, тогда как вторые явно не выработаны, крутопадающие, а нередко имеют даже ступенчатый характер и в нижней части подрезаются береговой линией.

Особенно хорошо асимметрия проявляется при сопоставлении западного и восточного склонов расчлененного платообразного горного массива Сьерра-де-ла-Гиганта на юге КП. Западный - достаточно пологий (особенно в нижней части) и протяженный, восточный - короткий, в привершинной части имеет типичные куэсты, ниже крутосклонен.

Японское море. На морфоструктурно-тектонической схеме ЯМ [16, 17] выделяется батиметрическая ступень на глубине около 2,5 км, отделяющая наиболее глубоководные и выположенные области дна (котловины или впадины) от вышележащих пологосклонных (рис. 2). Во многих случаях эта ступень отмечает подножье материкового (островодужного) склона ЯМ, к ней же в генерализованном виде приурочено сочленение разных типов земной коры [56].

Геологические структуры материка, особенно Корейского полуострова, продолжающиеся на материковый склон, "срезаются" этой ступенью. При этом "срезаются" даже самые молодые структуры, такие как, например, подводное продолжение грабен-синклинали Килчжу-Мечхон, в сложении которой участвуют осадки позднего миоцена [43]. Здесь же отмечается минимальное расстояние между побережьем и контуром глубоководной впадины, как бы "накатывание" последней на материковый склон. Как и в КЗ, это следствие прогибания дна впадины, в которое втягивается прилегающий склон [16].

Прогибание дна глубоководных впадин ЯМ на позднейшем этапе развития подтверждает и рисунок мелких сбросов, наблюдавшихся по обрамлению впадин в породах осадочного чехла [2], а также обнаружение молодых прибрежно-морских террас на материковом склоне Корейского полуострова на глубинах от 600 до 900 м [10].

В погружение Центральной котловины ЯП втягивалось дно прилегающего Татарского пролива. Материалы МОВ и МОВ ОГТ [1, 8, 9] четко фиксируют конседиментационное прогибание структуры, при этом в северной части пролива погружение компенсировалось осадконакоплением, в южной оно опережало осадконакопление. Как и для КЗ, наблюдается отчетливая асимметрия бортов впадин и, в первую очередь, Центральной и примыкающего к ней Татарского прогиба, причем более крутосклонными являются западные.

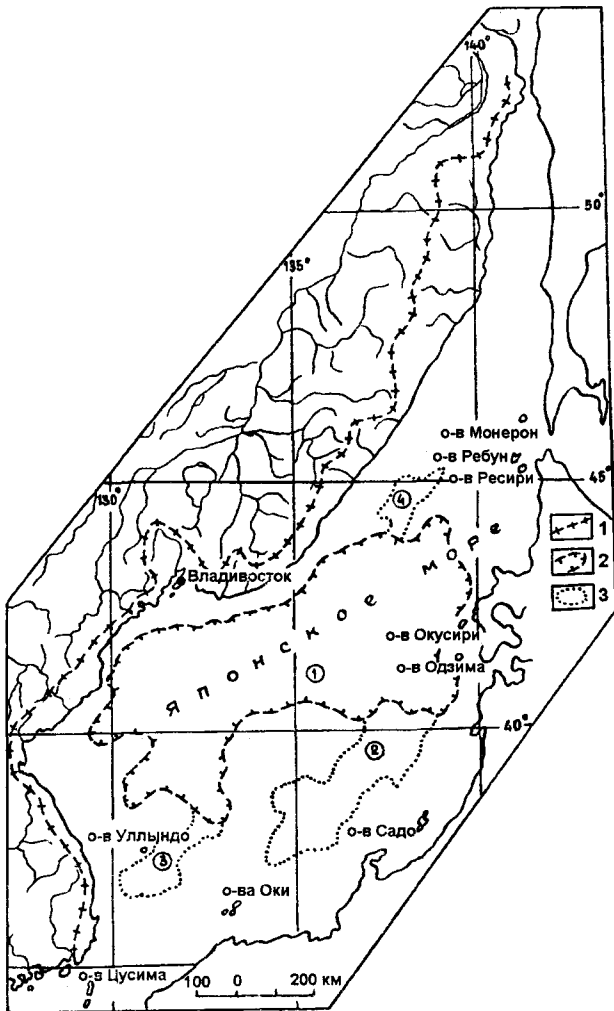


Рис. 2. Схема Японского моря.

1 - положение оси прибрежного водораздела на материке; 2, 3 - контуры впадин: 2 - абиссальной, 3 - квазиабиссальных и батальных (цифры в кружках - названия впадин с глубинами дна, м: 1 - Центральная или Северо-Япономорская, 2700-3700; 2 - Хонсю, 2300-2800; 3 - Цусимская, 2000-2500; 4 - Татарского пролива, 2000-2500).

Втягивание в погружение материкового склона приводит к трансформации морфоструктур прибрежной суши: как и на КП, заметна отчетливая асимметрия склонов горных сооружений на побережьях Приморья и Кореи, перекося осевой плоскости водораздела в сторону погружающихся впадин [16]. Асимметрия выражается в разной крутизне склонов (более крутой и короткий - прибрежный), а также в характере речной сети.

Долины рек, впадающих в ЯМ, имеют крутосклонный, как правило - не выработанный продольный профиль, нередко их водосборные бассейны в основании подрезаются береговой линией. Реки противоположного, пологого склона отличаются хорошо выработанными продольными профилями и разработанными системами водосбора, имеют значительную протяженность.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ ПО КЗ И ЯМ

1. Разнонаправленные и взаимосвязанные геодинамические тенденции развития морфоструктур КЗ и ЯМ - погружение морского дна и воздымание прибрежной суши - могут рассматриваться как проявление общей закономерности, присущей в позднем кайнозое новейшему этапу развития Земли. Она выражается поднятием материков и опусканием дна океанов [23] и поэтому проявляется и в других приконтинентальных бассейнах Тихоокеана, прежде всего - в морях Востока Азии.

Если считать, что степень морфологической выработанности впадин КЗ, как и их глубокководность, снижающаяся в направлении от входа в залив к его изголовью, отражает снижение активности процессов, вызывающих их погружение, мы должны ожидать в этом же направлении постепенное исчезновение асимметрии и перекося прибрежных горных сооружений. Обратившись к схеме (см. рис. 1), мы видим, что резко асимметричные горные сооружения на юге КП постепенно сменяются в северной его части построенными все более симметрично.

Если асимметрия прибрежной суши отражает преобладание нисходящих движений в области впадин (по сравнению с воздыманием суши), то отсутствие асимметрии на склонах прибрежного водораздела, при явном и значительном погружении впадин, должно указывать на столь же активные восходящие движения побережья. Так, например, склоны низкогорных сооружений на юго-восточной оконечности КП в общем симметричны, хотя побережье примыкает здесь к активно погружающейся впадине. О том, что морфоструктура суши испытывает не менее активное воздымание, свидетельствуют обнажающиеся кристаллические и метаморфические комплексы фундамента кайнозойских отложений [45].

Подобные же участки, на которых асимметрия водораздела выражена слабо, существуют и на побережье ЯМ. Анализ материалов (в т.ч. результатов ин-

струментальных съемок) показывает, что они отвечают активно воздымающимся морфоструктурам, которые представлены наиболее древними кристаллическими и метаморфическими комплексами [17].

2. Развивая мысль об однотипности геодинамических тенденций сопоставляемых регионов при сходстве их морфоструктур, нельзя не отметить однотипность возможных причинных факторов этих тенденций. Оба бассейна приурочены к крупным зонам разломов глобального ранга (типа линейментов), которые несомненно контролировали их формирование - Сан-Андреасу в КЗ [37, 53] и Япономорскому - в ЯМ [16, 17]. Оба они являются фрагментами более крупных зон. Еще С. Кэрей [34] и М. Хилл [24] рассматривали Сан-Андреас в качестве звена более обширной и протяженной системы разломов между Тихим океаном и Северо-Американской платформой. Япономорский линеймент - такой же составной элемент более крупной линейментной зоны, имеющей не меньшую выраженность и протяженность [12, 17].

Можно заметить совпадение и других особенностей этих зон. В частности, было показано [17], что с Япономорской линейментной зоной совпадает одна из так называемых S-деформаций, представляющих особый тип рассчитанных ротационно-тектонических линий литосферы [25]. В свою очередь, зона тектонических нарушений и магматизма, к которой принадлежит Сан-Андреас, испытывает между 37 и 48° с. ш. характерный S-образный изгиб [11], повторяющийся в очертаниях зоны современной сейсмичности.

Влияние зоны Сан-Андреас на формирование КЗ рассматривалось на двух симпозиумах, посвященных геологической истории пассивных континентальных окраин и КЗ, проводившихся в 64 рейсе нис "Гломар Челленджер" [36, 53]. В результате был разработан "сценарий" заложения и развития КЗ, согласно которому "открытие" бассейна началось около 5,5 Ма. Этот же возраст по "сценарию" имеет ветвь разлома Сан-Андреас, к которой приурочен залив. По некоторым представлениям, прото-Сан-Андреас функционировал еще с позднего мела [11, 24] или даже с поздней юры [46].

Авторами "сценария" также критически пересмотрена принадлежность отложений, ранее относимых к прото-КЗ [29-31, 36, 39, 44, 47, 50, 51], в т.ч. известных на побережьях КЗ. По их мнению, эти отложения принадлежат не прото-КЗ, а палеобассейну известной провинции Бассейнов и Хребтов, имевшей в позднем миоцене связь с палео-Тихоокеанским бассейном через южную Калифорнию. К тому же, по уточненным палеонтологическим и радиометрическим данным, некоторые образования, ранее считавшиеся миоценом, образовались не древнее 8 Ма [53].

Наиболее древними для залива (по "сценарию") признаны морские плиоценовые отложения с возрастом около 4,5 млн лет в скв. 476, вскрывшей в забое

выветрелые гранитоиды и залегающий над ними (практически без заполнителя) полимиктовый грубо-обломочный материал. Поскольку гранитоиды подверглись выветриванию в субаральной обстановке, а обломочный материал представляет собою переработанный в морской обстановке аллювий, "открытие" залива выглядит следующим образом [37, 53].

Заложение морского бассейна в области современных глубоководных впадин залива началось в раннем плиоцене (около 5,5 Ма) в результате диффузного растяжения в локальных центрах, которое позднее (около 3,2 Ма) сменилось нормальным спредингом морского дна. С этого времени происходит рифтогенное развитие по типу Красного моря. Всем перечисленным событиям предшествовало поднятие, образовавшееся в позднем миоцене в результате активной тектоно-магматической деятельности. Таким образом, заложение залива, по этой схеме, произошло резко дискордантно и кратковременно, в результате единого процесса, происходившего в две фазы (диффузное растяжение и спрединг).

Такое построение не может не привлекать своей последовательностью и логичностью, однако все

же порождает некоторые сомнения в своей бесспорности. Это касается, в первую очередь, времени и условий заложения КЗ, образования его впадин.

Обратившись к впадинам ЯМ, видим, что диапазон мнений о времени их образования достаточно широк - от заключительного эпизода новейшего этапа, приходящегося на плейстоцен [3, 4], до унаследованного развития их как реликтовых структур, по крайней мере, с палеозоя [8, 22 и др.]. Автор поддерживает мнение о значительной геологической древности впадин ЯМ, которые в прошлом не всегда были глубоководными, но как отрицательные морфоструктуры практически на всем протяжении фанерозоя были покрыты морскими водами [20].

Если вопрос об истории впадин ЯМ в PZ - MZ (естественно, с их контурами, отличающимися от современных) остается дискуссионным, то их существование в кайнозое вполне очевидно. Палеоценовые, а также олигоцен-нижнемиоценовые отложения отмечены на Ямато [6, 42]. По ряду признаков можно полагать, что они образовались в прибрежных условиях. Широкое распространение неогеновых, а особенно - средне- и позднемиоценовых отложений на дне ЯМ

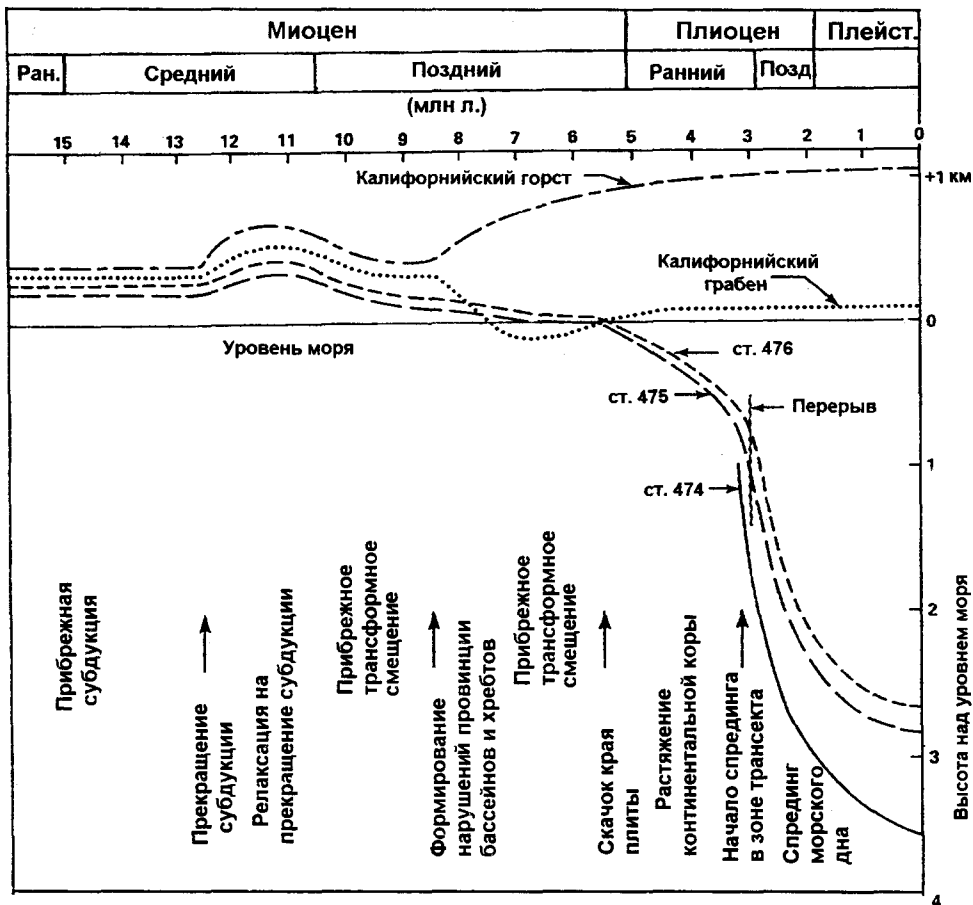


Рис. 3. Оценка погружений дна при заложении Калифорнийского залива [36].

подтверждается материалами драгирования [5, 6, 42] и глубоководного бурения [48, 55, 56] морского дна.

Миоценовое погружение дна было весьма значительным и достаточно быстрым. Еще более интенсивным и скоротечным было последующее погружение дна, происходившее в послемiocеновое время, о чем свидетельствуют данные, приведенные в публикациях [1, 3, 4, 13 и др.]. Одновременно, в конце плиоцена - квартере, произошло резкое воздымание морфоструктур прибрежной суши, с амплитудами перемещения до 1 км в Южном Приморье [16] и до 2,5 км в Корее [14]. Амплитуда последних признана завышенной, а представление о тектоническом покое этого района в плиоцене с формированием региональной поверхности выравнивания и кор выветривания - ошибочным [26].

Обратившись к схеме (рис. 3), иллюстрирующей по данным глубоководного бурения погружение дна КЗ можно видеть, что временная "привязка" и амплитудная характеристика погружения дна КЗ в плиоцен-квартере совпадает с таковыми в ЯМ. Но на этой же схеме доплиоценовая история морфоструктур КЗ резко отличается от истории морфоструктур ЯМ. Если в ЯМ позднейшая (плиоцен-плейстоценовая) геодинамическая активность трансформировала дно уже существовавших (по крайней мере, с миоцена) впадин, то в КЗ (по "сценарию") они закладывались на поверхности суши, якобы бывшей там, где сегодня находятся глубоководные впадины.

Автор данного сообщения считает, что имеющиеся материалы, в т. ч. и глубоководного бурения, не позволяют однозначно отрицать существование доплиоценового прото-КЗ - морского мелководного бассейна, оставившего следы своего пребывания в виде отложений в ряде мест региона КЗ и, в первую очередь, на его побережьях. В частности, на КП выделяется формация Сан-Грегорио, сопоставляемая с миоценовой формацией Монтерей Верхней Калифорнии [38, 41, 54]. Сан-Грегорио известна в трех местонахождениях в южной части КП: на берегу КЗ в районе фосфатного месторождения у Сан-Хуан-де-ла-Коста, на тихоокеанском побережье КП - близ Сан-Иларио и на том же побережье, но севернее, в районе Ла-Пури-сима. Возраст формации Сан-Грегорио, по разным представлениям, от олигоцена до среднего миоцена [45].

Условия образования отложений Сан-Грегорио, находящихся к востоку и к западу от водораздела КП, совершенно различны. В районе Сан-Хуан-де-ла-Коста - это мелководные отложения, представленные туфогенными песчаниками и алевролитами с диатомеями, остракодами, зубами акул и костями морских млекопитающих, с прослоями мелководных пеллетовых фосфоритов. В районе Сан-Иларио и Ла-Пури-сима - это кремнисто-глинистые сланцы, диатоми-

ты, фосфатизированные (пеллетоидные) песчаники и кислые туфы, которые образовались, судя по комплексу бентосных фораминифер, в верхней части материкового склона [45].

Для пишущего эти строки совершенно очевидно, что отложения формации Сан-Грегорио с разных побережий КП (КЗ и Тихого океана) принадлежат разным палеобассейнам: в районе Сан-Хуан-де-ла-Коста - прото-КЗ, тогда как в районах Сан-Иларио и Ла-Пури-сима - прото-Тихоокеанскому. Как и сегодня, эти палеобассейны разделялись сушей и водоразделом древнего КП.

При прослеживании по простираанию полого залегающих отложений формации Сан-Грегорио, прекрасно обнаженных у Сан-Хуан-де-ла-Коста, передвигаясь от современной береговой линии КЗ в сторону водораздела КП, автор наблюдал появление лито-

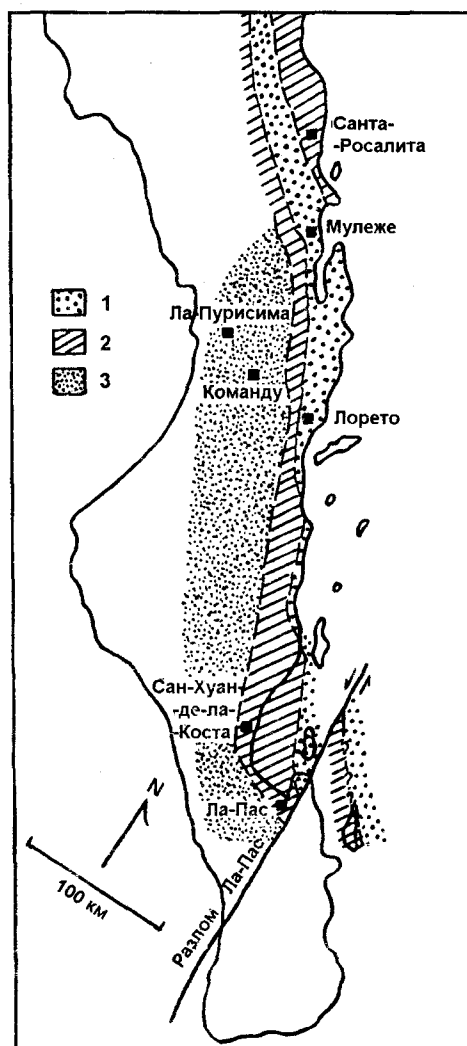


Рис. 4. Фации вулканитов формации Команду (по [63]).

1 - фации центральной зоны (или ядра) вулканогенной структуры, 2 - проксимальные и 3 - дистальные фации вулканитов.

логических индикаторов, указывающих на приближение к древней береговой линии палео-КЗ. Это постепенное огрубление материала, сопровождающееся увеличением кислого вулканомиктового (прежде всего - туфового) материала; скопление грубообломоч-

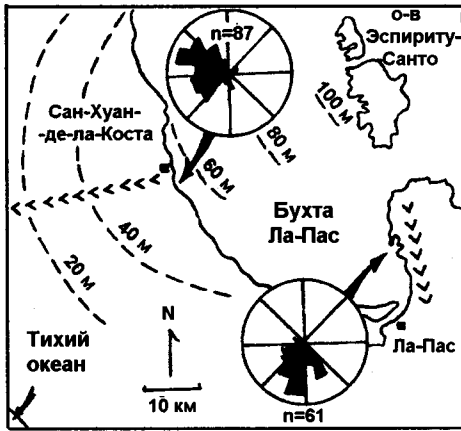


Рис. 5. Розы-диаграммы направлений лахаровых потоков формации Команду и изопахиты мощности туфа Сан-Хуан [45]. Замеры выполнялись по ориентации гальки и косой слоистости.

ных разностей, фиксирующих отмелые участки дна; появление следов волновой ряби и др.

В еще большей мере индикаторы приурезового мелководья присутствуют в основании вышележащей формации Исидро, появление которой отмечает резкое возрастание вулканической деятельности и, одновременно, обмеление бассейна. Здесь широко развиты древние устричные банки и их переотложенный волнением материал, создающий текстуры “раковинных мостовых”, типичных для приурезовых обстановок [20]. Эта формация, образовавшаяся в данном районе в интервале 25,4-22 Ма [45], является финальной в отложениях палео-КЗ, сохранившихся на побережье КП.

Перекрывающая ее существенно вулканогенная среднемиоценовая формация Команду, широко распространенная на КП, отмечает переход к субэвральному развитию той части палео-КЗ, которая находилась между современными выходами вышеуказанных формаций на побережье КП и впадинами КЗ. Об этом свидетельствует положение линейной зоны поднятия, к которой приурочены центры вулканической деятельности формации Команду [63], воссозданное по распределению фаций вулканитов (рис. 4) и направлениям потоков вулканокластики (рис. 5).

На продолжении к югу этой зоны поднятия (или ядра вулканической структуры) формировалась морфоструктура поднятия южной оконечности КП. Она отмечается на геологической карте (рис. 6) выходами пород основания (для кайнозойских отложений) - ме-

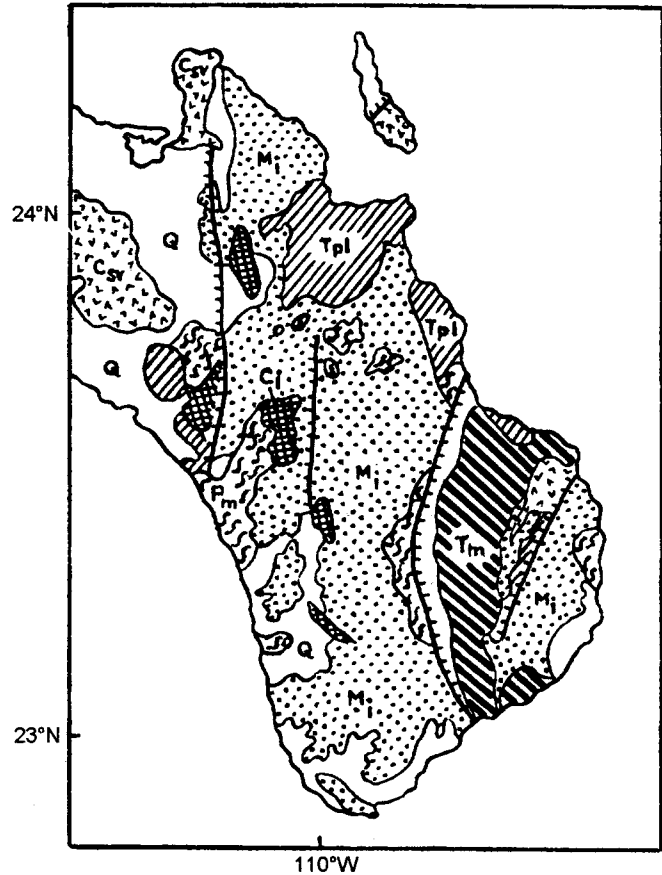


Рис. 6. Фрагмент геологической карты окончания Калифорнийского п-ва (по [52], с упрощением).

Q - четвертичные образования, в основном - аллювий; Tpl - плиоценовые отложения - аллювий в береговой зоне и морские; Tm - верхнемиоценовые морские отложения; Csv - вулканиты от миоцена до современного возраста, лавы и туфы, формация Команду; Ci - кайнозойские интрузии; Mi - мезозойские интрузии, главным образом позднемиоценовые граниты и гранодиориты; Pm - палеозойские метаосадочные и метавулканические образования. Штрихи на разломах - направление плоскости смещения.

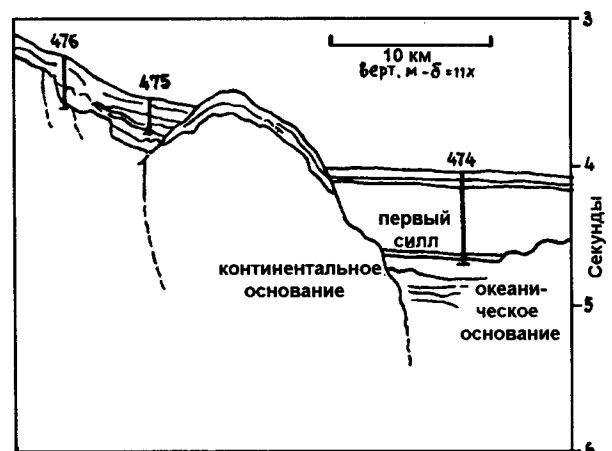


Рис. 7. Положение скважин глубоководного бурения в южной части КЗ [49].

зозойскими интрузивными образованиями, преимущественно гранитоидами, с ксенолитами или переработанными останцами метаосадочных и метавулканических пород палеозоя (?) [52]. Среди пород основания в грабен-синклиналих сохранились верхнемиоценовые морские отложения, а в наложенных мульдах - плиоценовые, представленные мелководными осадками, в т. ч. - речными галечниками, переработанными волнением в береговой зоне.

Подобного же типа галечники вскрыты в основании плиоценовых отложений в скважинах 476 и 475 на дне КЗ вблизи южной оконечности КП [49]. В скв. 476 представлен наиболее полный разрез, вплоть до выветрелых гранитоидов в забое; однако осадочные образования плиоцена, в отличие от распространен-

ных на побережье, представлены в основном глубоководными разностями, в т. ч. турбидитами. Самые нижние слои в колонке имеют возраст 4,5 млн лет и, по "сценарию", представляют древнейшие отложения КЗ.

Скв. 476 и 475 расположены у подножья материкового склона (рис. 7) и отражают сочленение осадков с бортом бассейна. Пройденная вблизи них на дне впадины скв. 474 вошла в новообразования океанической коры с возрастом около 3,2 млн лет, представленные комплексом базальтоидов.

Таким образом, считать в качестве древнейших для КЗ отложения плиоцена, вскрытые в скв. 476 и 475, по меньшей мере, нелогично. Отложения, подобные вскрытым в основании скв. 476, известны здесь

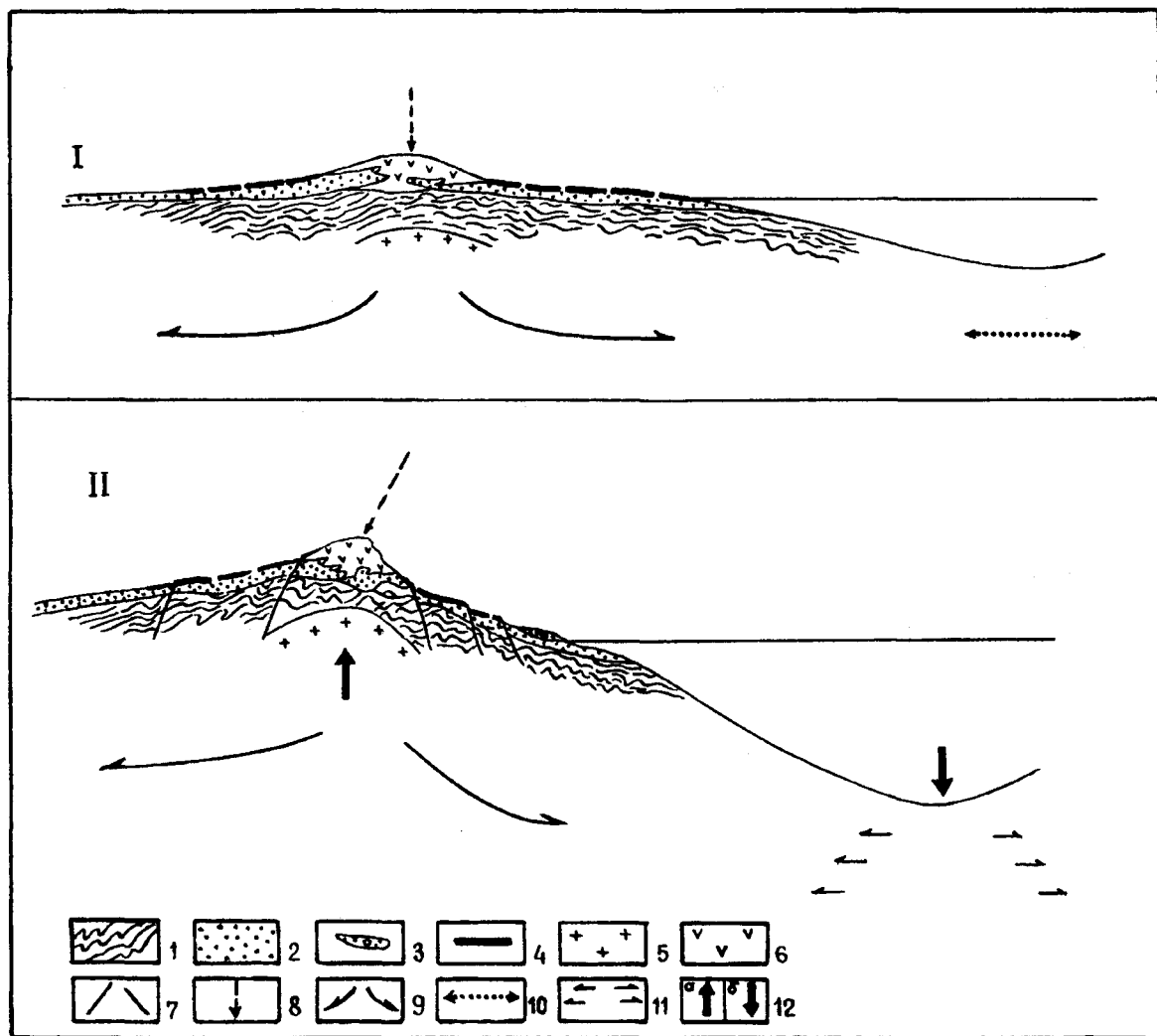


Рис. 8. Схема формирования перекоса морфоструктур на западных побережьях Калифорнийского залива и Японского моря.

1 - палеозойский и мезозойский складчатый комплекс; 2 - кайнозойские (доплиоценовые) отложения; 3 - четвертичный аллювий; 4 - плиоценовые платобазальты; 5 - позднемиоценовые гранитоиды; 6 - позднемиоценовый вулканический комплекс; 7 - разломы; 8 - ось прибрежного водораздела; 9 - соотношение склонов водораздельного горного сооружения; 10 - начало диффузного растяжения дна впадины; 11 - локальный спрединг (во впадинах); 12 - основные геодинамические тенденции: воздымания (а) и погружения (б).

же на побережье КП, но помимо них в грабен-синклинали сохранились также морские отложения верхнего миоцена (см. рис. 6), а чуть севернее, в районе Сан-Хуан-де-ла-Коста - уже упомянутые морские формации Сан-Грегорио и Исидро.

Изложенное, дополняемое сведениями о морских доплиоценовых отложениях из других местонахождений на побережьях КЗ [32], по мнению автора, подтверждает существование в миоцене палео-КЗ. Расхождение со "сценарием", его отрицающим, возможно связано с недооценкой упомянутых отложений.

3. Признание существования КЗ в доплиоценовое время при сходстве геодинамических и морфоструктурных особенностей КЗ и ЯМ, формировавшихся примерно одновременно в обоих бассейнах, позволяет отразить принципиальные моменты их позднейшей истории на единой схеме (рис. 8). На ней отражены два главных события:

I - денудация и частичная планация морфоструктур прибрежной суши в обоих регионах в предплиоценовое время. Им подверглись структуры воздымания, возникшие в результате активной тектоно-магматической деятельности на предшествующем (в основном - позднем миоценовом) этапе развития. Планация завершилась внедрением и излиянием базальтоидов на суше, бронирующих реликты платоформ.

Хотя щелочной базальтоидный магматизм КЗ растянут по времени от миоцена до квартала, главная его фаза приходится на плиоцен [45]. То же самое относится и к ЯМ, где базальтоиды эволюционируют от раннемиоценовых толеитов до плиоценовых щелочных, типа вулканитов континентальных рифтов [6].

Можно допускать, что во время денудации и планации еще сохранялась симметрия склонов прибрежных горных сооружений. В области морского дна продолжалось погружение впадин в зонах диффузного растяжения дна, уже существовавших в среднем и позднем миоцене.

II - активизация (в конце плиоцена) геодинамических процессов, отражающихся в характере морфоструктур суши и морского дна, выражающаяся в быстром погружении дна в области глубоководных впадин в результате спрединга. Одновременно происходило воздымание орогенных сооружений прибрежной суши. Если интенсивность погружения впадин превышала темпы воздымания суши, формировался перекошенный осевой плоскости прибрежного водораздела в сторону впадин, как показано на рис. 8.

Разнонаправленные тенденции формирования морфоструктур суши и морского дна способствовали оживлению существовавших и заложению новых зон разломов, субпараллельных береговой линии. Они наиболее многочисленны и хорошо выражены на тех участках побережий и шельфа, где глубоководные

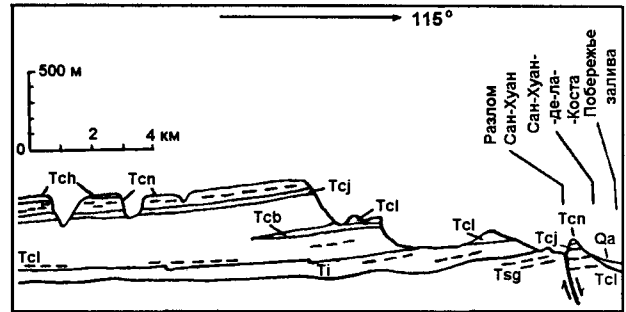


Рис. 9. Строение эскарпированных блоков у пос. Сан-Хуан-де-ла-Коста [45].

Tsg - формация Сан-Грегорио; Ti - формация Исидро; Tcl - формация Команду, нижняя часть, в т. ч. Tcb - андезитовая брекчия; Tcn - формация Команду, верхняя часть, в т. ч. Tcj - туф Сан-Хуан; Tch - лава Сан-Иларио.

впадины предельно приближены к побережью в плане. В результате на таких участках шельф очень узкий, на побережье и шельфе наблюдаются ступенчатые блоки, куэсты, эскарпы, раздробление и смещение базальтовых платоформ.

Таким строением отличаются участки побережья и шельфа в южной части КП, в том числе - в районе Сан-Хуан-де-ла-Коста (рис. 9). Такие же морфоструктуры характерны для ЯМ - на Корейском полуострове, к северу и югу от Восточно-Корейского залива; на западном побережье в южной части Татарского пролива.

4. Указанные особенности морфоструктур побережий и морского дна создают высокий энергетический потенциал для поставки терригенного материала речной сетью, особенно при паводковых режимах. Известно, что в межпаводковый период максимальная размерность выносимых частиц не превышает алевритовой (0,1 - 0,01 мм), да и то лишь за счет их транспортировки сальтацией или крипом. В паводки, которые сопровождают прохождение тропических ураганов как в КЗ, так и ЯМ, энергия водных потоков в долинах рек, отличающихся крутосклонным, нередко - ступенчатым продольным профилем, возрастает настолько, что в береговую зону поступает материал валунно-галечной размерности.

Особенно эффективен процесс паводковой поставки на побережье КП, где он имеет характер водно-каменных селей. Паводковый материал образует в устьях рек и на мелководье у береговой линии скопления грубообломочного материала - так называемые abanico-deltas, представляющие надводные и подводные конусы выноса, соединяющиеся в протяженные (на десятки километров) шлейфы. Выносимый в огромных объемах материал, как правило, в период между паводками не успевает перерабатываться волнением и перераспределиться в береговой зоне, поэтому abanico-deltas яв-

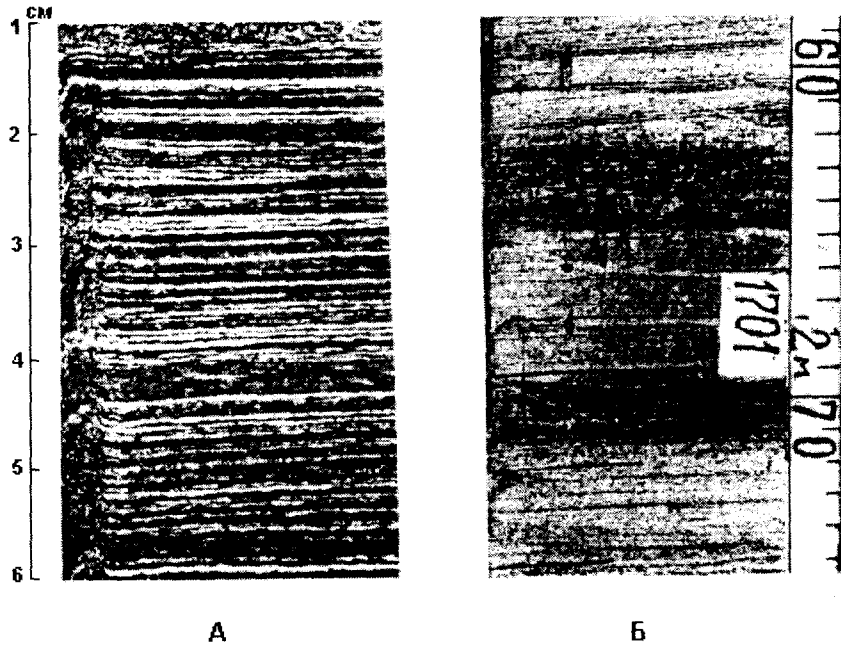


Рис. 10. Тонкослоистые ритмы по типу варв. А) в Калифорнийском заливе - впадина Гуаймас, ст. 480, обр. 29-3 [49]; Б) в Японском море - впадина Татарского пролива, ст. 1701 [19].

ляются достаточно стабильными, а в ряде случаев и активно растущими аккумулятивными формами.

В отличие от КП, на побережье ЯМ конусы выноса грубообломочного материала в устьях крутонаклонных горных рек развиты менее значительно, а волнение (из-за суровых климатических условий) более интенсивно, что приводит к перераспределению крупнообломочного материала за счет вдольбереговых потоков наносов и скоплению его как у современных, так и древних (затопленных на шельфе) береговых линий ("галечный пояс" на шельфе северного Приморья [7]). Естественно, что аллювиальный материал в этих потоках наносов пополняется абразионным.

Следующей специфической разновидностью отложений, также однотипной в обоих бассейнах и связанной с пульсационным характером чередования в них нормативной и экстремальной поставок терригенного материала, являются тонкослоистые, преимущественно тонкозернистые ритмы типа варв (рис. 10).

Изучение ритмов КЗ началось с их обнаружения на склонах центральных впадин - Сан-Педро Мартир, Гуаймас и Кармен (см. рис. 1) во время проведения VII (1939 г.) и XVI (1940 г.) рейсов нис "E.W. Scripps" между глубинами от 400 до 800 м, где был отмечен минимум кислорода в придонном слое вод [27, 33, 59]. В этих обстановках практически не встречаются организмы-илофаги и картина наслоения остается ненарушенной. Поскольку воды впадин КЗ свободно сообщаются с океаном, кислородный минимум создается за счет влияния теплых экваториальных вод, содержащих низкие концентрации кислорода (0,1 - 0,5 мл/л) и прослеживаемых на глубинах от 300 до 1000 м [33].

Во впадине Гуаймас подняты колонки ритмов длиной до 150 м [49]. Здесь развиты как однородные алевритовые илы оливкового светло-серого цвета (в свежем состоянии), так и и слоистые илы, в которых чередуются темные (желто-серые, обогащенные терригенным материалом) и светлые (обогащенные диатомеями) слои мощностью приблизительно около 2 мм (см. рис. 10, А). Однородные илы образовались в окислительной обстановке, тогда как тонкослоистые - в бескислородной [61].

Слоистость ритмов создана изменениями соотношений органического (преимущественно кремнистого, диатомеи) и терригенного материала и связывается с годовыми циклами смены дождливого и сухого сезонов [59]. Слойки с обильными диатомеями (светлые) отражают активность апвеллингового процесса сухого сезона. Темно-коричневые слои, в которых диатомовый материал подчинен терригенному, соответствуют поставке значительных объемов терригенного материала реками во время обильных дождей, особенно сопровождающих прохождение тропических ураганов. Значительную роль в поставках терригенного материала играет также золотой транспорт, особенно во время пылевых бурь в пустыне [28].

Г. Шредер и Т. Баумгартнер [58] сопоставили вариации слоев за последние сотни лет в колонках осадков с годовыми кольцами старых деревьев в Западной Сьерра-Мадре. Обнаружилось хорошее совпадение по декадам годовых циклов: возрастание продуктивности планктона в колонках совпадает с более сухими периодами по кольцам, а уменьшение - с влажными. Одновременно в последних возрастает мощность темных (существенно терригенных) слоев, как и степень однородности колонки осадков.

Встречаются отклонения от этой закономерности, когда интервалы колонок с четко выраженной слоистостью ассоциируются с уменьшением продуктивности органического вещества. Такие аномалии, возможно, отражают известные явления Эль-Ниньо, когда в залив поступают теплые экваториальные водные массы, в которых содержание растворенного кислорода снижено до минимума [58].

Таким образом, ритмы КЗ оказались пригодными для достаточно точного исчисления различных событий, оставивших след в летописи наслоений [59]. Это подтвердило хронологическое эталонирование колонки ритмов, поднятых в 1978 г. со склона впадины Гуаймас [27]. В основании ритмов был выделен литологический, событийный и хронологический репер. За него был принят прослой терригенного материала, отложенный гравитационным потоком, образовавшимся в результате землетрясения силой 7,5 баллов во впадине Гуаймас в октябре 1907 г. Радиохронология (по ^{210}Pb) прослая дала 70,5 лет, что хорошо совпадает с 70-летним исчислением его по варвам.

В отличие от КЗ, ритмы ЯМ выделены сравнительно недавно. Они были подняты сначала трубками со склонов некоторых глубоководных впадин [18, 19], а затем описаны в колонках глубоководных скважин [35, 55, 56]. Материал бурения позволил хорошо изучить текстурно-структурные и вещественные особенности тонкослоистых ритмов, изменение этих особенностей под влиянием различных климатических и гидрологических событий, происходивших в ЯМ, провести корреляцию событий [56]. Вместе с тем, механизм образования тонкой слоистости остался по сути не раскрытым. Более того, обсуждавшиеся гипотезы [56] её происхождения (особенно за счет влияния лунных циклов), выглядят слишком нереальными при сопоставлении с хорошо изученными ритмами КЗ.

При первом знакомстве с ритмами ЯМ автор отметил [18], что их тонкая слоистость связана с циклической изменчивостью содержания и размерности терригенного материала. Позднее [19] было показано, что эта изменчивость отражает пульсационный режим “залповых” выбросов терригенного материала в паводки, сопровождающие тропические ураганы (тайфуны). В частности, во время прохождения тайфуна “Джуди” содержание взвеси только в речных выносах (не считая влекомого материала) превышало межennale более чем на три порядка. Примерно через 2,5 суток количество взвеси в прибрежных водах стало близким к нормативному.

Осаждение взвеси, соответствующее нормативной и экстремальной поставкам, отражается в колонке в виде чередующихся слоев более темного и более светлого материала алевро-пелитовой размерности, создавая сложную ритмику разных порядков (см. рис. 10, Б). Механизм их образования, по мнению Т. Баумгартнера (устное сообщение), просмотревшего фото ритми-

тов ЯМ, принципиально схож с механизмом образования ритмов КЗ.

В заключение нельзя не отметить еще одну особенность этих ритмично-слоистых осадков - они ничем не отличаются (естественно, за исключением степени литификации) от тонкоритмичного миоценового флиша, подобного, например, обнажающемуся у г. Корсакова. Это дает возможность предполагать существование двух различных механизмов образования флиша - как традиционного, т. е. за счет поставки материала в суспензионных потоках высокой плотности, так и при нормальном (“частица за частицей”), но ускоренном осаждении из вод, переобогащенных взвесью. Продуктами первого являются турбидиты, продуктами второго - нефелонидиты [19].

ВЫВОДЫ

Геодинамические тенденции развития КЗ и ЯМ в позднем кайнозое (миоцен - ныне) обнаруживают несомненное сходство, отражающееся в специфическом облике их морфоструктурных композиций, представленных контрастными сочетаниями поднятий прибрежной суши и опусканий впадин морского дна. Логично предполагать, что данное сходство указывает на существование в этот период однотипных механизмов преобразования восточной и западной окраин Тихоокеанского бассейна. Основу подобной событийной общности, вероятнее всего, составляют глобальные геодинамические тенденции развития Земли.

По Е. Е. Милановскому [21], постсреднемиоценовое (после 10 Ма) время отвечает новейшей стадии (или постальпийскому циклу) геодинамического развития, отличающейся глобальной активизацией процессов расширения Земли: на смену деформациям сжатия в Средиземноморском и Тихоокеанском поясах пришли деформации растяжения. Это время глобального усиления рифтинга и спрединга, базальтоидного вулканизма. Ему предшествовало глобальное падение уровня Мирового океана (до -100 м, примерно 10 Ма), сменившееся в начале плиоцена (около 5,2 Ма) подъемом уровня океана до +100 м выше современного. Нетрудно видеть, что изложенная последовательность событий в сопоставляемых регионах восточного и западного Тихоокеана укладывается в намеченную Е. Е. Милановским схему.

Однотипность специфических особенностей морфоструктур КЗ и ЯМ может рассматриваться в качестве одного из конкретных следствий упомянутых глобальных геодинамических тенденций. Отмечаемая в обоих бассейнах асимметрия прибрежных водоразделов с их перекосом в сторону глубоководных впадин выражается в разной крутизне и ширине склонов горных сооружений. В результате водосборные системы рек на побережьях подрезаются береговой линией, продольные профили их рек не выработаны, нередко

имеют даже ступенчатый характер. Этим предопределяется высокая потенциальная энергия водного потока в отношении размерности транспортируемого терригенного материала в паводковый режим. Реки противоположного склона имеют хорошо разработанные водосборные бассейны, пологосклонные продольные профили и даже в паводковом состоянии выносят, в основном, мелкозернистый материал.

Сходство условий поставки терригенного материала в сопоставляемых бассейнах дополняется тем, что оба они находятся под влиянием тропических ураганов, создающих очень быстро паводковые режимы и способствующих выносу терригенного материала в огромных объемах и за короткие сроки. В результате в обоих бассейнах образуются также сходные и весьма специфические отложения - грубообломочные в береговой зоне и ритмично-слоистые, типа варв - в глубоководных обстановках морского дна.

Благодарности. Знакомство с геологическими разрезами КП стало возможным благодаря гранту, полученному автором от CONACyT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnologia) Мексики, что позволило ему провести работы в Центре морских исследований CICIMAR (Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas) IPN (Instituto Politecnico Nacional) в г. Ла-Пас (Мексика). Пользуясь случаем, благодарю за помощь в организации и проведении исследований д-ра Хосе Энрике Вийя Ривера из IPN, а также сотрудников CICIMAR'a - Виктора Мануэля Гомеца Муньос, Луисо Годинеца Орта, д-ров Патрицию Муньос Севилла, Родольфо Круз Ороско, Энрике Нава Санчеса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов М. П. Тектоника неоген-четвертичного осадочного чехла дна Японского моря. М.: Наука, 1987. 85с.-(Тр. ГИН; Вып. 412)
2. Богданов Н. А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221с.
3. Васильев Б. И. Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, N 4. С. 899-901.
4. Васильев Б. И. Основы региональной геологии Тихого океана. Ч. II. Внутренняя зона Тихоокеанского подвижного пояса. Происхождение океана. Владивосток: Дальнаука, 1992. 242с.
5. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши/ Колл. авт. Владивосток: Дальнаука, 1993. 206с.
6. Геология дна Японского моря (колл. авт.). Владивосток, 1987. 140с.
7. Гершанович Д. Е. Основные закономерности современного осадкообразования в Японском море // Тр. Гос. океанограф. ин-та. 1953. Вып. 13. С. 5-106.
8. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163с.
9. Журавлев А. В., Лившиц М. Х., Остистый Б. К. и др. Складчатая система Сахалина-Хоккайдо и прогиб Татарского пролива. Структура земной коры Татарского пролива // Строение зем. коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатск. конт. к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. С. 80-83.
10. Кленова М. В., Гершанович Д. Е. Японское море как современная геосинклиаль // Докл. АН СССР. 1951. Т. 77, N 6. С. 1087-1090.
11. Кротошкин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366с. (Тр. ГИН; Вып. 134)
12. Кулинич Р. Г. Роль сквозных тектонических линейментов в строении и эволюции Филиппинской плиты // Геодинамические исследования. N 11. Тектоника Восточно-Азиатских окраинных морей. М., 1988. С. 95-101.
13. Леликов Е. П., Терехов Е. П. Палеозойские породы складчатого фундамента северной части Японского моря // Океанология. 1988. Т. 28, N 2. С. 271-279.
14. Ли Дюк Нам. Основные черты неотектоники Кореи и генезис Японского моря // Тихоокеан. геология. 1990. N 5. С. 3-11.
15. Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Зоненшайн Л. П. и др. "Черные курильщики" Калифорнийского залива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. N 5. С. 3-18.
16. Лихт Ф. Р. Морфотектоника и геологическое развитие впадины Японского моря // Геотектоника. 1984. N 2. С. 97-105.
17. Лихт Ф. Р. Морфотектоника Япономорского бассейна // Тихоокеан. геология. 1986. N 3. С. 50-57.
18. Лихт Ф. Р., Берснев Ю. И. Конседиментационные нарушения первичных текстур осадков Японского моря // Периокеанический седиментогенез. Владивосток, 1989. С. 31-39.
19. Лихт Ф. Р. Современный приконтинентальный седиментогенез и типы флиша в Япономорском бассейне // Тихоокеан. геология. 1991. N 6. С. 46-53.
20. Лихт Ф. Р. Современное приконтинентальное осадкообразование и реконструкция однотипных обстановок в геологическом прошлом Азии. Владивосток: Дальнаука, 1993. 237с.
21. Милановский Е. Е. Новейшая фаза глобальной активизации процессов расширения Земли // Геотектоника. 1996. N 3. С. 3-12.
22. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264с.
23. Рудич. Е.М. Движущиеся материк и эволюция океанического ложа. М.: Недра, 1983. 272с.
24. Хилл М. Л. Система Сан-Андреас Калифорнии и Мексики // Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 145-149.
25. Чебаненко И. И., Федорин Я. В. Об одном новом типе ротационно-тектонических линий в литосфере Земли // Докл. АН СССР, 1993. Т. 207, N 2. С. 406-409.
26. Чу Ен Чиль, Пек Сен, Тонван Ги Ун и др. Неотектоника Кореи (дискуссия по поводу статьи Ли Дюк Нама) // Тихоокеан. геология. 1995. N 1. С. 139-149.
27. Baumgartner T., Ferreira-Bartina V., Cowen J., Soutar A. Reconstruction of a 20th Century varve chronology from the central Gulf of California // The Gulf and Peninsular Provinces in California, AAPG Memoir 47, 1991. P. 603-616.

28. Baumgartner T., Ferreira-Bartina V., Moreno-Hentz P. Varve formation in the central Gulf of California: a reconsideration of the origin of the dark laminae from the 20th Century varve record // *The Gulf and Peninsular Provinces in California*, AAPG Memoir 47, 1991. P. 617-635.
29. Blair W. N. Gulf of California in Lake Mead area of Arizona and Nevada during late Miocene time // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1978. V. 62, N 7. P. 1159-1170.
30. Blair W. N. Location of the Gulf of California in late Miocene time // *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 1978. V. 3. P. 96.
31. Boehm M. C., Ingle J. C. Late Neogene foraminifera and marine deposition near San Felipe, Baja California Norte, Mexico: evidence of earliest marine conditions in the northernmost Gulf of California // *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 1981. V. 13. N 2. P. 46.
32. Boehm M. C. Evidence for a north-verging mid-to-late Miocene proto-Gulf of California // *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 1987. V. 19. N 7. P. 594.
33. Calvert S. E. Factors affecting distribution of laminated diatomaceous sediments in the Gulf of California // *Van Andel T. H., Shor G. G. (eds.) Marine geology of the Gulf of California*. AAPG, Memoir 3, 1964. P. 311-330.
34. Carey S. W. The tectonic approach to continental drift // *Continental drift (a symposium)* Hobart Univ., Tasmania, 1958.
35. Chinzei K. Late Cenozoic zoogeography of the Sea of Japan area // *Episodes*, 1991. V. 14, N 3. P. 231-235.
36. Cornell W. C., Blair W. N., Bradbury J. P. Gulf of California in Lake Mead area of Arizona and Nevada during late Miocene time: discussion and reply // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1979. V. 63, N 7. P. 1139-1142.
37. Curraj J. R., Moor D. G., Kelts K. Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California // *Init. Repts. of DSDP*. V. 64. Washington: US Gov. Print. Off. 1979. P. 1089-1116.
38. Darton N. H. Geologic reconnaissance in Baja California // *J. Geology*, 1921. V. 29. P. 720-748.
39. Eberly L. D., Stanley T. V. Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona // *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1978. V. 89. P. 921-940 p.
40. Einsele G. Basaltic sill-sediment complexes in young spreading centers: Genesis and significance // *Geology*, 1985. V. 13, N 4. P. 249-252.
41. Escandon F. J. Bosquejo geologico de los depositos de fosforita de San Juan de la Costa, Baja California Sur // *Roca Fosforica Mexicana*, 1978.
42. *Geology and Geophysics of the Japan Sea*. Geol. Sur. Jap. TERRAPUB. Tokyo, 1995. 487p.
43. *Geology of Korea*. Foreign Languages Books Publishing House, Pyongyang, 1996.
44. Gomez J. Sobre la presencia de estratos marinos del Mioceno en el Estado de Sonora, Mexico // *Rev. Inst. Mex. Petr.*, 1971. V. 3. P. 77-78.
45. Hausback B. P. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico // *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S. E. P. M.* 1984. V. 39. P. 219-236.
46. Hill M. L., Dibblee T. W. San Andreas, Garlock and Big Pin Faults, California - a study of character, history and tectonic significance of their displacements // *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1953. V. 64. N 4.
47. Ingle J. C. Neogene marine history of the Gulf of California // *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 1973. V. 5. P. 62.
48. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 31. Washington: US Gov. Print. Off., 1975. 927p.
49. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 64 (Part 1, 2). Washington: US Gov. Print. Off., 1979.
50. Karig D. E. Volcano-tectonic rifts and an example: the proto-Gulf of California // *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 1972. V. 4, N 7. P. 558.
51. Karig D. E., Jency W. The proto-Gulf of California // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972. V. 17, N 1. P. 169-174.
52. Lopez Ramos E. Carta Geologica de la Republica de Mexico (4th ed.). Comite de la Carta Geologica de Mexico. 1976.
53. Moor D. G., Curraj J. R. Geologic and tectonic history of the Gulf of California // *Init. Repts. of DSDP*. V 64. Washington: US Gov. Print. Off., 1979. P. 1279-1294.
54. Ojeda J. Resumen de datos estratigraficos y estructurales de la Formation Monterrey que a flora en el area de San Hilario, Baja California Sur // *Geomimet*, 1979, N 10. P. 51-83.
55. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Init. Rep., 1990, V. 127, 128.
56. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Sci. Res., 1992. V. 127/128 (part. 1, 2).
57. Schrader H. Diatom biostratigraphy and laminated diatomaceous sediments from the Gulf of California. Deep Sea Drilling Project Leg 64 // *Init. Repts. of DSDP*. V 64. Washington: US Gov. Print. Off., 1979. P. 973-981.
58. Schrader H., Baumgartner T. Decadal variation of upwelling in the central Gulf of California // Thiede J., Suess E. (eds.) Coastal upwelling: its sediment record, NATO special Conf. Proc., Plenum Press, 1981. P. 247-276.
59. Schrader H., Kelts K., Curraj J. a. o. Laminated diatomaceous sediments from the Guaymas Basin slope (central Gulf of California) 250 000 year climate record // *Science*, 1980. V. 207. P. 1207-1209.
60. Schwartzlose R. A., Alvarez-Millan D., Brueggeman P. Golfo de California. Bibliographia de los Ciencias Marinas. Univers. Autonom. de Baja Calif., 1992.
61. Simoneit B. Organic geochemistry of laminated sediments from the Gulf of California // Thiede J., Suess E. (eds.) Coastal upwelling: its sediment record, NATO special Conf. Proc., Plenum Press, 1981. P. 527-543.
62. Van Andel T. H., Shor G. C. (eds.) A simposium: Marine Geology of the Gulf of California. Amer. Assoc. Petrol. Geol. (AAPG). Memoir. 3. 1964.
63. Vessel R.K., Davies D.K. Nonmarine sedimentation in an active forearc basin // *Soc. Econ. Paleon. and Mineral Spec. Pub.*, 1981. N 31. P. 311-345.

*F.R.Likht***Geodynamics and sediment formation in Late Cenozoic near-continental basins of the East and West Pacific**

The evident uniformity between morphostructures of the Gulf of California and the Japan Sea, as well as the similarity between some of their sedimentary units, is revealed below. Similar morphostructural pairs (downwarped deep basins of the sea bottom contrasted with elevated coasts) have almost simultaneously originated in both basins, although they are adjacent to the distinct continental margins and are different in their structural composition. The generation of these morphostructures is connected (for both basins) with their close geodynamic tendencies during the latest stage of their growth (the Miocene to the Recent). The activity of the deep-sea basin downwarping is often superior to the elevation of the adjacent coasts, because the continental slopes and, partly, the shelves are drawn in this downwarping. As a result, a peculiar distortion (between locations of near-shore mountain systems and deep-sea basins) becomes evident. This distortion is manifested in the asymmetry of the watershed slopes, when the rivers flowing into the sea basins are short and have a non-worked-out steep-slope longitudinal profile. The watershed basins of these rivers are often cut by the coastline; the rivers of this type are capable to carry out coarse-grained material, especially during the flash floods. On the contrary, the rivers on the opposite gentle slope have vast watershed basins; they mainly carry out fine-grained material.

The similarity of the sediment forming processes is determined (for both basins) by the identical factors controlling the supply of terrigenous matter: both by the abovementioned morphostructural factor and by the meteorological one. The latter is conditioned by the fact that both basins are subjected to tropical hurricanes that bring heavy showers and flash flood conditions for rivers near the coast, and as a result, huge volumes of terrigenous matter are dumped into the basins within a short time. This pulsation regime of supply is responsible for the appearance of the similar specific deposits in these basins, namely, coarse-grained in the coastal zones, and rhythmic and thin-layered (patterned after varves) in the deep-sea levels of the bottom.

АССОЦИАЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ*А.Н.Деркачев, Н.А.Николаева**Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г.Владивосток*

Рассмотрено распределение минеральных ассоциаций в осадках шельфа и материкового склона Вьетнама. Выделены минералогические провинции и даны их характеристики. На основе методов многомерной статистики (корреляционный, факторный, кластерный, регрессионный и дискриминантный анализы) показаны основные закономерности формирования минерального состава морских осадков, питающие провинции которых расположены большей частью в субэкваториальном поясе. Установлено, что влияние климатического фактора на образование минеральных ассоциаций хотя и заметно, но не является определяющим.

ВВЕДЕНИЕ

Приводимые в данном сообщении результаты исследований минерального состава осадков вьетнамского шельфа, материкового склона и его подножия являются продолжением работ по установлению факторов, контролирующих распределение обломочных минералов в осадках окраинных морей Востока Азии, с целью выявления основных закономерностей формирования минеральных ассоциаций в различных типах седиментационных бассейнов. Ранее нами были изучены в основном бассейны окраинных морей (Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Филиппинское), расположенные в умеренно-гумидном и субтропическом климатических поясах [10,11,13,14 35, 41]. Обобщение полученных по этим регионам данных, в том числе и опубликованных [15,16,25], позволило установить ведущую роль состава пород областей сноса (влияние петрофонда) и вулканизма в образовании облика минеральных ассоциаций осадков окраинных морей, т.е. минеральный состав отложений в общих чертах отражает геоструктурную позицию, сложившуюся на момент становления осадочной оболочки рассматриваемых бассейнов. При этом, процессы гидродинамики имеют второстепенное значение в преобразовании исходного состава обломочного вещества областей питания при его отложении в изученных морских бассейнах, за исключением отдельных локальных участков дна. К таким участкам можно отнести современные пляжи и подводные береговые склоны (в том числе и их реликтовые аналоги), где под действием интенсивного волнения происходит минералогическая дифференциация поступающего обломочного вещества по гидравлической крупности, и как следствие - образование при определенных условиях отличных от исходных минеральных ассоциаций.

Для оценки влияния климатического фактора на формирование минерального состава морских осадков показательными являются бассейны, области сноса которых находятся во влажном тропическом климате, способствующем проявлению интенсивных процессов выветривания. С этой целью нами изучены осадки западной части Южно-Китайского моря, которое расположено в субэкваториальном поясе с ярко выраженной муссонной циркуляцией атмосферы.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы положены результаты минералогического анализа проб из поверхностного слоя (0-10 см) осадков шельфа и материкового склона Вьетнама (между 6° и 18° с.ш.), отобранных в многочисленных экспедициях Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН на нис "Каллисто", "Академик А.Несмеянов", "Академик А.Виноградов", "Академик М.Лаврентьев", "Профессор Богоров", "Вулканолог". Минералогический анализ выполнен авторами (частично - в ПО "Примгеология") иммерсионным методом: исследовалась тяжелая подфракция (плотность более 2,89 г/см³) крупноалевритовой размерности (0.1-0.05 мм). Всего было проанализировано 179 проб.

Для получения сопоставимых данных при выделении минералогических провинций производился пересчет результатов анализов: из общей суммы исключались обломки пород и трудноопределимые зерна, аутигенные и рудные минералы. Сумма прозрачных минералов принималась за 100%, и соответственно пересчитывалось содержание каждого минерала. Исключение сделано лишь для анализов осадков Сиамского залива, т.к. здесь на многих станциях отмечается высокое содержание сидеритовых микроконкреций (до 99 %).

Для установления основных закономерностей формирования и распределения минеральных ассоциаций широко использовались методы многомерной статистики. Группирование станций по набору минеральных компонентов проводилось на основе кластерного анализа: использовались счетные процедуры модификации З.Гримма [37]. Результаты вычислений были представлены в виде дендрограмм, по которым проводилось объединение станций с

близким минеральным составом в ассоциации разного ранга. В качестве меры сходства применялся коэффициент "косинус ТЭТА" Имбри и Парди [17]. Характерные (специфические) особенности минеральных ассоциаций достаточно эффективно отображаются по значениям коэффициента концентрации (Кк), который представляет собой отношение средних содержаний минералов каждой ассоциации к их среднебассейновым содержаниям [13, 32].

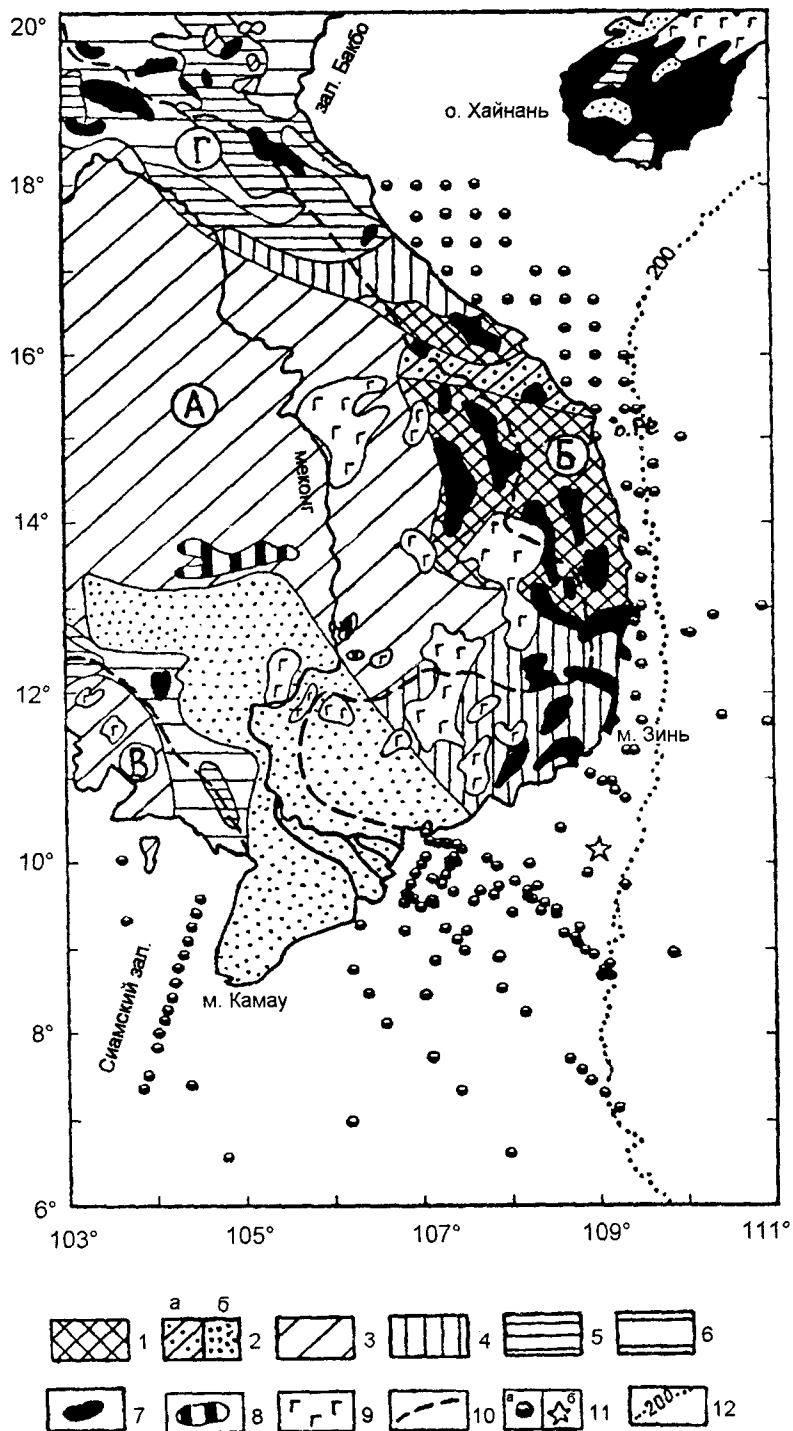


Рис. 1. Минералогическая изученность осадков западной части Южно-Китайского моря и основные структурно-тектонические элементы суши [28]

1 - области дорифейской складчатости древних платформ; 2 - наложенные впадины в пределах древних структур: а - Тихоокеанского типа, б - неотектонического этапа развития, выполненные молассаами; 3 - древние платформы с осадочным чехлом мощностью до 3000 м; 4 - области герцинской складчатости; 5-6 - области мезозойской складчатости: 5 - выступы основания, 6 - геосинклинальный складчатый комплекс; 7 - разновозрастные интрузии кислого состава; 8 - то же, основного и ультраосновного состава; 9 - покровы плиоцен-нижнечетвертичных базальтов; 10 - граница водосборного бассейна р. Меконг; 11а - местоположение станций изучения, 11б - то же, группы станций в районе вулканов Иль-де-Сандр; 12 - изобата 200 м.

Буквы в кругах: А - Индосинийский массив, Б - Контумский выступ, В - Пурсатский массив, Г - Северо-Вьетнамская складчатая зона.

Основным методическим подходом при выяснении закономерностей формирования минералогических ассоциаций являлся анализ парагенетических связей минералов, основанный на методах корреляционного и R - модификации факторного анализа [11, 30].

В качестве основы корреляционного и факторного анализов были использованы программы, опубликованные Дж.Девисом [9] и модифицированные И.В.Уткиным к IBM-PC. С целью установления зависимости содержания минералов от структурных параметров осадков (содержаний гранулометрических фракций, медианного диаметра, сортировки) были проведены корреляционный и регрессионный анализы. Для определения эффективности проведенного выделения минералогических ассоциаций были рассчитаны значения дискриминантных функций (пакет прикладных программ STATGRAPH). Полученные значения дискриминантных функций также могут быть использованы при дополнительных исследованиях в данном регионе.

УСЛОВИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Исследуемый район охватывает обширную область шельфового мелководья, материковый склон и его подножие (рис. 1). По морфологии шельф разделяется на три крупных района: залива Бакбо, юго-восточного Вьетнама и Сунда.

Широкий шельф залива Бакбо (шириной до 400 км) пространственно совпадает с крупным унаследованным прогибом, в значительной мере компенсированным осадконакоплением (осадочный бассейн Бакбо-Шонгхонг) [18], и представляет собой область аккумулятивного выравнивания, находящуюся под сильным влиянием выносов р. Красной. Южнее 15° с.ш. шельф практически не выражен, ширина его резко уменьшается до 20 км, а уклоны дна увеличиваются. Обширную область аккумулятивно-абразионного выравнивания представляет шельф, прилегающий к дельте р. Меконг и Сиамскому заливу (северо-западная часть шельфа Сунда) [29]. Здесь на многих участках сохранились реликты древних береговых линий позднеплейстоценового возраста (на глубинах 20, 36, 50, 70, 90, 120, 140 м), фрагменты которых отчетливо фиксируются по перегибам дна и структурно-вещественному составу осадков [18].

Океанографические особенности Южно-Китайского моря обусловлены муссонной циркуляцией атмосферы, от сезонных изменений которой зависят направление и скорость перемещения водных масс. Зимний муссон способствует формированию мощного течения (скорость достигает 1 м/с), направленного на юг вдоль побережья Вьетнама. В летний период наблюдается обратная картина: юго-западный муссон вызывает северо-восточное перемещение

водных масс [3]. Основное значение для процессов осадконакопления имеет динамика водных масс в зимний период, когда сильное сточное течение не только выносит из залива Бакбо тонкозернистый материал, но и оказывает эродирующее воздействие на дно. Определенные коррективы в распределение осадочного вещества вносят также приливно-отливные течения и ветровое волнение. Максимальные величины приливов (до 3-6 м) наблюдаются в заливе Бакбо и в районе устья р. Меконг [8].

Интенсивное развитие процессов хемогенного выветривания в условиях тропического климата, обилие атмосферных осадков, большой жидкий сток обеспечивают повышенный твердый сток, основная доля которого приходится на реки Меконг, Красная, Менам [36, 40]. В составе твердого стока преобладает тонкий глинистый материал, причем объемы выносимого материала подвержены сильным сезонным колебаниям: максимум приходится на май-октябрь [1].

Направление, дальность транзита и области осаждения выносимого этими реками осадочного материала во многом зависят от сложившихся на прилегающих участках шельфа гидродинамических условий. Залив Бакбо и участки шельфа к югу от него находятся под определяющим влиянием выносов р. Красной. Относительная изолированность залива обеспечивает уменьшение интенсивности ветрового волнения, что способствует осаждению на этих участках дна тонкой взвеси. Здесь на глубинах 20-70 м довольно отчетливо прослеживается поле тонких глинистых осадков, вытянутое к юго-востоку вдоль побережья Вьетнама от устья р. Красной до широты о. Ре. Не исключена также дополнительная поставка тонкого материала реками, впадающими на данном участке побережья.

По мере удаления к югу и востоку от основного взвесенесущего потока в осадках уменьшается количество алевритово-глинистых частиц: тонкие осадки замещаются постепенно миктитами и алевритовыми псаммитами (типы осадков приведены согласно классификации [26]). Последние занимают внешнюю часть шельфа, протягиваясь вдоль восточного побережья Вьетнама до залива Кам Рань.

Принципиально отличны процессы осадкообразования в северной части шельфа Сунда, прилегающей к дельте р. Меконг. Распределение осадков здесь сходно с изученными ранее районами широких шельфов окраинных морей, для которых характерно развитие реликтовых осадков прибрежных фаций [12, 19, 21, 26].

Типы донных осадков, распространение, состав и их возраст достаточно подробно рассмотрены в работах Ю.Д.Маркова и Н.А.Николаевой [18, 23]. Здесь преобладающими являются умеренно сор-

Таблица 1 Минеральный состав крупноалевролитовой фракции поверхностного слоя осадков западной части Южно-Китайского моря

Номера станций	Координаты		Глубина (м)	Класс-тер-ные ассо-циации	Минералы																	
					Срх	Орх	Hb	Ер	Gar	Zi	Ap	Sph	Tou	An	Chl	Mt	Ol	Act	Mi	Ca	NaAm	
	1	2			3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
87/20	8° 36' 00N	104°12'40E	23	IA ₁	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-	0.45	-	-	-	-	-	1.14	98.39	-
87/22	8° 55' 80	104°18'50	22	IA ₁	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.22	-	-	-	-	-	99.78	-
87/21	8° 46' 40	104°14'30	19	IA ₁	-	-	1.30	1.30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.30	96.10	-
87/15	9°19'90	103°39'70	31	IA ₁	-	0.03	0.55	0.03	-	0.03	-	-	-	0.79	-	-	-	-	0.53	0.55	97.49	-
87/24	9°15'40	104°23'70	18	IA ₁	-	-	-	0.02	0.43	0.02	-	-	-	0.43	0.45	-	0.43	-	0.43	-	97.79	-
87/23	9°05'60	104°21'00	23	IA ₁	0.34	0.11	-	-	-	0.11	0.34	0.01	-	0.11	0.34	-	-	-	-	0.11	98.53	-
87/19	8°25'50	104°10'00	25	IA ₁	0.32	0.32	2.07	-	0.48	1.12	-	0.32	2.87	1.12	-	-	0.32	0.64	3.19	87.23	-	
87/25	9°25'00	104°26'60	14	IA ₁	-	0.90	1.81	3.17	-	0.05	-	-	2.71	2.71	-	-	-	-	1.81	86.84	-	
87/26	9°34' 90	104°29'40	10	IA ₁	0.28	0.01	2.77	1.11	-	2.35	0.83	0.55	3.60	2.63	0.55	0.01	-	-	1.12	84.19	-	
87/18	8°16'70	104°07'10	24	IA ₁	-	0.84	2.43	2.43	-	2.10	0.42	0.42	1.26	0.02	2.43	-	-	-	17.72	69.51	0.42	
87/16	10°02'40	103°37'20	23	IA ₁	-	-	2.67	-	-	17.33	-	-	10.67	5.33	-	-	-	-	8.00	56.00	-	
87/8	7°24'70	104°22'90	39	IA ₂ ¹	-	2.22	20.00	8.89	2.22	15.56	2.22	-	25.56	5.56	-	3.33	-	-	-	14.44	-	
87/17	8°50'70	102°26'50	70	IA ₂ ¹	0.63	1.89	14.47	21.38	0.42	14.47	0.42	1.68	21.59	5.45	0.63	2.10	-	0.42	0.42	14.05	-	
8360	10°00' 80	107°23'10	26	IA ₂ ¹	1.70	3.16	17.74	18.71	3.16	27.46	3.16	0.02	12.88	5.61	-	0.80	-	-	-	5.59	-	
8364	9°49' 00	107°07'00	20	IA ₂ ²	0.77	0.58	6.37	10.23	2.51	39.19	4.63	-	10.23	8.88	-	12.74	-	-	1.35	2.51	-	
8372	9°37'60	107°48'20	38	IA ₂ ²	0.90	0.90	6.90	18.90	-	18.90	6.90	0.90	15.90	6.90	-	12.12	-	-	9.90	0.90	-	
8346	7°27'90	108°53'90	129	IA ₂ ²	1.02	0.44	12.04	30.91	1.02	23.65	3.34	3.48	6.24	1.45	-	8.58	-	-	7.84	-	-	
B1/25	8°40'70	109°01'00	141	IA ₂ ²	0.02	0.02	17.23	32.69	2.74	27.38	2.09	0.64	6.44	0.52	-	7.01	-	-	3.22	-	-	
87/27	6°34'50	104°47'10	59	IA ₂ ²	1.11	2.22	9.44	11.67	2.22	2.22	4.44	1.11	10.56	-	4.44	5.56	-	-	16.11	28.89	-	
2004	8°45'20	106°13'00	25	IA ₂ ²	0.70	2.25	7.89	23.56	1.83	16.92	2.96	3.66	12.55	1.13	-	0.85	-	1.83	15.80	8.05	0.01	
15/25	10°01'40	107°18'00	24	IIA ₁ ¹	1.33	1.99	4.64	8.01	2.65	68.79	-	-	2.65	4.64	0.66	-	-	-	3.31	1.33	-	
87/5	9°39'80	107°20'50	30	IIA ₁ ¹	-	2.44	5.63	12.57	0.38	63.78	0.56	0.38	5.25	1.13	0.75	1.69	0.38	-	1.50	3.56	-	
87/2	9°33'70	107°06'00	25	IIA ₁ ¹	1.90	4.64	5.49	9.92	1.48	53.16	0.84	2.74	6.12	2.11	2.74	0.84	-	-	1.90	5.70	0.42	
87/3	9°34'20	107°06'90	25	IIA ₁ ¹	3.24	2.33	18.34	12.05	4.32	45.68	1.44	1.44	1.80	2.69	0.36	1.08	-	-	1.62	3.60	-	
2008	8°51'90	107°08'70	42	IIA ₁ ¹	-	-	1.94	14.04	3.02	65.02	1.08	4.97	1.08	3.02	-	-	-	1.94	1.94	1.94	-	
B38-32	15°20' 00	109°00'01	108	IIA ₁ ¹	0.47	1.44	12.92	14.36	1.44	45.92	0.47	-	2.86	0.95	3.36	1.92	0.47	5.75	7.66	-	-	
8340	8°15'70	108°09'00	75	IIA ₁ ²	1.21	0.52	31.81	15.04	0.69	32.32	0.52	-	4.67	1.04	-	1.30	-	-	5.19	5.70	-	
B1/28	9°08'00	108°43'20	III	IIA ₁ ²	0.02	-	24.70	22.40	0.02	23.06	0.02	0.02	8.23	3.30	-	0.12	-	-	18.11	-	-	
B1/17	10°04' 00	107°21'10	29	IIA ₁ ²	2.09	2.09	6.26	40.90	0.02	42.36	0.02	0.02	5.43	0.04	-	0.73	-	-	0.02	0.02	-	
Б.Ка На	11°17'00	108°52'00	8	IIA ₁ ²	-	-	11.54	33.23	0.91	46.04	0.47	-	1.38	1.38	0.47	0.02	-	0.91	3.67	-	-	
B1/12	9°45'30	106°52'40	24	IIA ₁ ²	0.55	0.02	3.65	29.24	0.02	45.69	0.02	0.02	18.27	1.86	-	0.60	-	-	0.04	0.02	-	
B1/27	8°59'00	108°50'00	125	IIA ₁ ²	0.66	0.49	13.50	26.99	1.15	39.50	0.49	0.66	12.34	1.83	-	1.88	0.02	-	0.49	-	-	
B1/22	9°31'40	107°07'60	32	IIA ₁ ²	0.02	0.02	4.47	6.71	0.67	65.73	0.67	0.02	15.65	1.39	-	0.16	-	-	0.02	4.47	-	
8387	9°03'90	108°45'00	118	IIA ₁ ²	2.72	0.63	13.19	26.60	0.63	32.25	0.63	1.47	11.31	2.09	-	1.36	-	-	7.12	-	-	
81/19	9°51'40	107°15'80	30	IIA ₁ ²	1.53	0.02	9.18	19.42	0.02	37.16	0.61	0.46	7.19	3.07	-	1.01	-	-	18.81	1.53	-	
8313	6°37'50	107°58'60	87	IIA ₂ ¹	2.91	2.15	13.53	41.34	0.51	9.36	0.38	-	9.74	0.39	-	0.03	-	-	17.57	2.10	-	
B1/7	10°15' 50	107°05'30	29	IIA ₂ ¹	7.61	-	33.94	47.65	0.02	1.98	0.02	0.02	8.68	0.03	-	0.03	-	-	-	0.02	-	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
8374	9°34' 50	108°14'50	62	IIA ₂ ²	-	-	69.70	21.84	-	1.88	0.40	-	3.62	0.80	-	1.22	-	-	0.54	-	-
8390	8°40'90	109°07'90	300	IIA ₂ ²	4.13	0.85	45.68	26.12	0.85	7.77	-	0.36	6.56	1.21	-	0.75	-	-	5.71	-	-
15/22	9°37' 00	108°11'00	64	IIA ₂ ²	0.01	0.01	43.00	41.89	0.41	1.79	1.38	0.41	6.47	0.03	-	3.22	-	-	0.83	0.55	-
B1/31	9°31' 80	108°22'80	75	IIA ₂ ²	0.01	-	42.34	43.91	0.36	2.78	1.21	-	6.05	0.02	-	1.26	-	-	2.06	-	-
8375	9°43'50	108°17'60	60	IIA ₂ ²	0.79	0.39	42.45	36.80	0.39	6.96	0.39	0.39	6.96	0.92	-	3.56	-	-	-	-	-
8373	9°25'30	108°00'70	55	IIA ₂ ²	1.59	0.49	35.09	43.31	0.37	8.96	0.49	-	5.28	0.74	-	0.87	-	-	2.82	-	-
8386	9°11'00	108°35' 70	96	IIA ₂ ²	1.14	0.49	36.46	29.92	2.62	19.13	0.49	0.49	5.40	1.16	-	1.72	-	-	0.98	-	-
8347	7°19'00	109°02'80	174	IIA ₂ ²	2.26	0.70	28.33	28.33	0.70	16.17	0.52	0.52	9.21	2.95	-	4.05	-	-	5.74	0.52	-
83104	11° 03' 20	108°54'50	40	IIA ₂ ²	3.80	0.50	23.62	27.58	0.50	25.76	0.50	0.50	8.76	1.01	-	5.32	-	-	2.15	-	-
15/23	9°40'80	108°11'00	54	IIA ₂ ²	2.34	0.54	28.23	33.62	0.54	14.92	1.26	0.54	13.12	1.26	-	1.83	-	-	1.26	0.54	-
8384	9°26'30	108°20'00	69	IIA ₂ ²	0.45	1.05	36.30	32.89	0.45	7.92	0.45	-	15.55	1.49	-	3.44	0.01	-	-	-	-
B1/30	9°24'50	108°30'60	85	IIA ₂ ²	2.09	-	24.64	45.10	0.02	12.88	0.02	0.02	10.79	1.63	-	2.79	-	-	0.03	-	-
B1/23	8°43'10	109°05'20	240	IIA ₂ ³	0.02	0.02	23.05	52.25	0.46	3.07	4.61	-	4.61	0.03	-	0.03	-	-	11.83	0.02	-
B1/24	8°45'00	109°03'00	176	IIA ₂ ³	0.47	-	23.30	47.06	1.55	12.43	2.02	0.02	3.11	0.64	-	1.63	-	-	7.78	-	-
8351	9°44'40	109°17'50	230	IIA ₂ ³	4.62	-	23.98	33.34	0.32	19.78	2.58	0.32	3.66	0.32	-	4.30	-	-	6.77	-	-
8348	7°08'90	109°12'70	305	IIA ₂ ³	4.26	0.39	2.97	57.53	0.39	21.03	1.68	-	4.26	2.58	-	4.01	-	-	0.90	-	-
8370	9°58'00	107°50'40	35	IIA ₂ ³	1.02	1.02	11.25	43.29	-	21.47	1.02	1.02	7.84	1.09	-	6.54	-	-	-	4.43	-
8381	9°47'00	108°02'20	53	IIA ₂ ³	0.56	0.56	7.96	54.97	1.30	11.66	0.56	0.02	15.36	3.89	-	2.43	-	-	-	0.74	-
83100	10°51' 10	109°11'60	117	IIA ₂ ³	1.10	2.05	18.45	49.36	2.05	10.56	1.10	2.21	5.20	4.10	-	2.71	-	-	1.10	-	-
B1/8	10°14'00	107°11'00	35	IIA ₃ ¹	9.13	-	13.29	49.16	1.12	4.81	0.02	0.02	10.57	0.64	-	11.21	-	-	0.03	-	-
B1/13	9°38'40	106°49'40	24	IIA ₃ ¹	4.88	0.73	6.59	36.60	0.02	16.35	0.02	0.73	17.81	0.07	-	10.56	-	-	0.02	5.61	-
8353	10°24' 70	108°33'80	50	IIA ₃ ¹	11.12	2.02	32.52	20.73	0.51	13.99	-	0.02	7.25	1.03	-	10.82	-	-	-	-	-
8368	9°36'90	106°51'00	23	IIA ₃ ¹	1.22	0.61	8.53	6.70	1.22	43.28	0.02	2.64	14.83	5.28	-	15.05	-	-	-	0.61	-
8369	10°03'30	107°43'80	35	IIA ₃ ¹	-	-	16.67	12.50	4.17	33.33	-	-	12.50	4.17	-	8.33	-	-	-	8.33	-
8337	8°32'00	107°53'40	53	IIA ₃ ¹	1.30	0.56	11.73	7.45	0.56	45.79	0.56	-	8.00	10.42	-	8.79	-	-	4.28	0.56	-
8314	7°21'10	107°25'40	62	IIA ₃ ¹	1.65	4.18	24.46	18.12	0.38	16.86	0.38	-	5.45	3.80	-	7.35	-	-	8.49	8.871	-
15/24	9°43'60	107°51'60	44	IIA ₃ ²	3.95	0.51	4.63	10.29	3.43	51.88	0.51	0.02	12.01	2.92	-	3.50	-	-	1.20	5.15	-
8330	9°29'10	106°9'20	27	IIA ₃ ²	4.80	2.56	12.79	7.36	2.08	34.06	1.60	-	13.27	3.85	-	3.89	-	-	12.15	1.60	-
8331	9°14'30	107°15'30	30	IIA ₃ ²	9.01	0.50	6.67	4.51	0.50	57.24	1.17	0.67	17.35	0.03	-	1.18	-	-	-	1.17	-
B1/26	8°55'90	108°55'90	126	IIA ₃ ²	7.09	0.69	8.82	9.33	1.73	61.18	3.46	-	3.46	0.71	-	3.51	-	-	0.02	-	-
8332	9°06'40	107°23'20	32	IIA ₃ ²	10.42	0.79	9.24	17.11	1.38	32.06	0.59	0.02	22.42	2.75	-	2.05	-	-	0.59	0.59	-
B1/9	10°13' 00	107°17'50	28	IIA ₃ ²	8.73	-	6.98	40.86	0.02	13.97	0.02	0.02	25.14	1.76	-	2.50	-	-	-	-	-
B1/20	9°45'00	107°13'00	31	IIA ₃ ²	5.31	1.77	1.77	36.11	0.02	27.79	1.77	0.53	17.70	3.01	-	3.65	-	-	0.04	0.53	-
B1/10	10°13'00	107°23'50	28	IIA ₃ ²	2.22	2.22	4.43	22.17	0.02	43.68	0.02	0.02	17.74	0.69	-	6.72	-	-	0.04	0.02	-
B1/14	9°32'00	106°48'20	27	IIA ₃ ²	2.56	0.03	3.32	29.14	0.03	38.34	0.03	0.03	12.78	0.05	-	5.24	-	-	0.79	7.67	-
8333	8°59'00	107°28'00	35	IIA ₃ ²	5.10	0.64	9.99	20.62	-	26.15	0.02	0.64	17.64	1.51	-	4.91	0.02	-	6.38	6.38	-
B1/15	9°59'00	106°59'50	24	IIA ₃ ²	2.12	0.64	6.37	31.83	0.02	30.35	0.02	0.64	21.22	0.87	-	3.76	-	-	0.04	2.12	-
B1/16	10°04'20	107°02'50	22	IIA ₃ ²	2.31	1.61	13.14	34.58	0.02	23.05	0.69	0.69	16.8	2.31	-	2.42	-	-	0.05	2.31	-
8376	9°59'60	108°12'50	50	IIA ₃ ²	3.68	0.48	17.11	42.07	0.48	13.76	-	-	16.63	0.98	-	4.81	-	-	-	-	-
B1/11	9°52'70	106°55'60	24	IIA ₃ ²	1.79	3.58	7.71	51.43	0.02	7.71	0.02	0.02	21.51	0.04	-	6.13	-	-	0.04	-	-
8329	9°34'90	106°54'50	22	IIA ₃ ²	3.93	6.33	10.78	12.49	-	27.89	0.02	-	26.18	1.88	-	4.17	-	-	3.42	2.91	-
8399	10°45' 60	109°18'40	120	IIA ₃ ²	3.45	-	14.94	31.03	1.15	24.13	-	2.30	21.83	1.15	-	-	-	-	0.02	-	-
B38-21	16°39'41	108°59'47	99	IIIA ₁ ¹	-	-	17.18	21.46	5.52	42.31	-	1.24	1.24	2.45	1.24	-	-	3.08	3.05	1.24	-
B38-30	15°39'99	109°00'01	87	IIIA ₁ ¹	-	-	16.67	22.12	8.01	29.80	-	0.97	2.24	2.24	2.24	0.32	0.32	7.05	8.03	-	-
B38-27	15°59'84	109°00'10	98	IIIA ₁ ¹	1.41	-	16.97	25.10	9.19	16.61	0.70	1.76	2.48	5.65	4.59	0.35	-	9.89	4.59	0.35	0.35
B38-61	11°57'52	109°25'92	105	IIIA ₁ ¹	1.90	-	26.61	26.23	6.09	14.82	0.38	1.90	4.19	1.13	1.90	-	-	7.99	6.85	-	-
15/18	9°27'70	108°30'80	83	IIIA ₁ ¹	0.46	1.08	49.82	17.99	7.69	6.61	0.92	0.46	7.23	2.15	-	2.68	-	-	2.46	0.46	-
8371	9°40'50	107°38' 80	33	IIIA ₁ ¹	0.71	0.71	32.38	29.07	7.80	12.53	0.71	0.71	7.80	0.71	-	1.44	-	-	-	5.44	-

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
15/19	9°15'00	108°46'00	118	IIIA ₁ ¹	0.02	0.02	32.29	39.67	5.41	8.85	0.02	0.66	4.43	0.51	0.54	0.54	-	-	7.56	0.02	-
83102	10°57'70	109°02'70	100	IIIA ₁ ¹	2.07	1.11	32.93	33.88	5.25	11.61	0.02	0.48	11.61	0.49	0.56	-	-	-	-	-	-
15/20	8°49'50	109°07'00	157	IIIA ₁ ¹	1.60	0.02	19.73	19.73	5.29	27.91	0.48	0.48	14.43	0.48	3.91	-	-	-	5.93	-	-
8344	7°42'70	108°39'00	118	IIIA ₁ ²	2.76	0.49	13.49	19.99	8.78	34.13	0.49	0.02	3.74	6.50	4.26	-	-	-	5.36	-	-
8345	7°35'50	108°47'20	130	IIIA ₁ ²	0.54	0.54	8.51	26.81	7.97	33.51	0.72	2.35	6.16	7.43	4.37	-	-	-	0.54	0.54	-
B1/18	9°57'40	107°18'10	29	IIIA ₁ ²	0.02	1.30	0.74	31.70	2.04	33.00	2.78	-	9.64	9.64	0.02	2.82	-	-	-	6.30	-
B38-22	16°19'61	108°39'81	93	IIIA ₁ ²	-	-	6.01	42.63	2.72	20.24	1.63	1.09	3.83	9.30	1.63	2.18	-	3.29	2.72	2.72	-
2026	9°12'80	107°29'50	44	IIIA ₁ ²	0.98	1.56	6.75	23.18	3.71	27.47	0.51	2.54	3.12	8.78	0.51	2.15	-	2.07	14.54	2.15	-
2006	8°07'10	106°35'60	34	IIIA ₁ ²	2.57	1.78	5.15	22.98	5.15	28.33	0.79	5.15	2.57	6.93	0.79	1.58	-	4.35	5.94	5.15	0.79
2025	9°33'20	107°34'70	42	IIIA ₁ ²	0.02	2.61	5.88	18.07	2.61	35.28	0.02	11.54	6.32	6.53	1.31	1.31	-	1.31	3.92	1.96	1.31
2033	10°09'60	107°26'70	29	IIIA ₁ ²	-	1.79	3.59	10.58	0.03	49.67	-	8.97	2.31	3.59	-	0.03	-	1.18	15.89	1.79	0.59
2005	8°28'30	106°23'60	20	IIIA ₁ ²	3.49	1.36	6.67	21.20	3.03	28.32	1.82	7.87	8.78	4.55	-	0.92	-	6.22	3.94	0.91	0.91
2012	9°12'90	106°48'30	32	IIIA ₁ ²	1.74	2.47	4.94	20.80	2.47	20.08	1.02	5.24	13.25	5.24	0.35	1.42	-	0.74	10.48	8.30	1.45
2036A/5	10°20'80	107°02'30	18	IIIA ₁ ²	2.34	-	4.67	7.01	2.34	25.23	2.34	9.19	13.71	9.97	2.34	-	-	2.34	4.67	13.86	-
B13-64	10°08'84	108°59'73	106	IB ₁ ¹	4.73	6.49	32.25	7.87	2.17	6.49	0.73	1.08	1.45	1.08	5.71	-	23.43	1.81	3.62	1.08	-
B13-65	10°09'49	108°59'58	104	IB ₁ ¹	2.57	6.20	25.56	26.61	1.51	2.57	1.51	3.63	5.14	1.06	2.57	0.02	13.91	-	7.12	0.02	-
B13-73	10°10'48	108°59'03	95	IB ₁ ²	5.12	9.31	36.78	19.33	1.72	7.91	1.72	2.79	3.49	1.05	2.40	0.35	6.98	0.35	0.70	-	-
B13-74	10°10'35	108°59'73	97	IB ₁ ²	5.65	7.97	39.59	17.49	3.88	9.14	0.97	3.49	3.88	0.97	0.33	0.33	4.67	0.33	0.99	0.33	-
2029	9°52'80	108°51'90	103	IB ₁ ²	9.24	9.57	23.75	20.63	2.64	7.43	1.32	3.96	1.32	2.20	-	0.86	2.15	3.56	10.94	0.43	-
B13-72	10°10'48	108°58'44	94	IB ₁ ²	2.06	9.48	34.14	33.03	2.53	9.01	1.58	3.01	3.01	0.02	1.58	0.02	0.02	-	0.49	0.02	-
B13-78	10°10'53	109°00'95	106	IB ₁ ²	1.37	6.45	33.61	37.92	1.96	7.04	2.54	4.50	3.13	0.02	1.37	0.02	0.02	-	0.04	0.02	-
B13-79	10°11'03	109°00'72	93	IB ₁ ²	2.33	8.63	38.04	24.65	3.59	8.63	0.02	2.69	3.05	2.01	2.33	1.67	1.35	1.01	-	-	-
B13-71	10°10'80	108°58'19	92	IB ₁ ²	0.80	10.95	9.38	20.04	6.14	40.07	0.80	5.34	1.60	4.01	0.03	0.03	-	-	0.80	-	-
2036	10°20'80	107°02'30	18	IB ₁ ²	1.62	7.49	11.55	18.23	1.62	31.57	1.21	1.62	4.66	3.43	-	2.85	-	3.23	6.26	4.06	0.61
2034	10°14'00	107°16'60	27	IB ₁ ²	0.98	7.98	17.09	21.16	1.47	12.70	0.02	2.77	12.70	4.72	0.98	1.47	-	3.75	8.47	3.75	-
B38-8	17°38'15	107°00'01	47	IB ₁ ²	2.88	8.61	18.66	33.02	2.39	1.92	0.47	1.92	5.27	0.47	0.96	-	-	11.96	10.53	0.47	0.47
B38-1	17°59'95	106°40'01	35	IB ₂ ¹⁻²	-	-	12.03	30.90	3.44	6.86	-	-	13.73	11.59	3.00	4.28	0.86	11.17	1.28	-	0.86
B38-26	15°59'71	108°39'93	69	IB ₂ ¹⁻²	0.82	-	13.75	26.68	0.82	23.34	0.42	0.82	6.25	8.34	1.67	1.67	-	8.34	2.91	3.34	0.82
B38-29	15°39'87	109°20'11	140	IB ₂ ¹⁻²	1.40	0.35	16.78	43.00	3.50	12.24	0.35	2.80	1.40	3.15	3.15	0.35	0.35	7.69	2.45	0.35	0.70
B38-12/2	17°19'96	108°00'00	86	IB ₂ ¹⁻²	0.71	-	17.49	43.22	4.65	6.08	0.71	3.21	7.50	4.65	1.78	0.71	0.36	7.50	1.07	-	0.36
B38-3	17°59'98	107°20'01	66	IB ₂ ¹⁻²	2.62	-	19.19	44.77	1.16	4.36	0.58	1.16	5.52	1.46	2.33	0.58	0.87	10.46	2.33	1.75	0.87
B38-10	17°20'17	107°20'63	58	IB ₂ ¹⁻²	1.30	-	24.20	44.50	1.30	0.33	0.33	1.61	3.54	2.58	2.26	0.64	0.33	13.22	3.23	-	0.64
B38-2	17°59'96	107°00'09	58	IB ₂ ¹⁻²	0.37	0.73	18.75	42.65	2.58	2.21	1.10	3.31	2.21	1.83	1.83	0.73	-	11.03	7.72	2.58	0.37
B38-24T1	16°20'02	109°00'29	104	IB ₂ ¹⁻²	1.50	-	28.40	38.07	3.63	2.42	-	2.12	2.12	4.53	2.42	1.50	0.60	8.75	3.93	-	-
B38-28	15°59'47	109°19'83	138	IB ₂ ¹⁻²	0.55	-	29.09	39.06	2.22	3.61	-	2.77	2.77	2.77	2.22	1.39	0.27	10.52	2.22	0.27	0.27
B38-7/10	17°40'11	107°19'84	58	IB ₂ ¹⁻²	0.56	-	21.60	44.06	3.13	0.56	-	1.41	5.11	3.70	2.27	0.56	-	9.66	6.81	-	0.56
B38-23	16°40'06	108°39'99	92	IB ₂ ¹⁻²	0.60	-	26.51	42.77	2.71	8.13	0.02	0.90	4.22	3.32	1.21	0.60	-	5.72	2.40	0.60	0.29
B38-33	15°19'96	109°20'25	118	IB ₂ ¹⁻²	1.11	-	34.19	34.93	2.58	4.77	-	0.36	2.94	1.83	2.21	0.74	0.74	6.62	6.62	-	0.36
B38-13/1	17°00'01	108°20'18	87	IB ₂ ¹⁻²	0.66	0.33	15.64	48.85	1.63	4.88	-	0.33	4.57	3.91	1.63	1.30	-	13.02	2.29	0.97	-
B38-24	16°20'02	109°00'29	104	IB ₂ ¹⁻²	0.67	-	28.06	32.34	1.65	7.59	1.65	1.32	3.96	4.63	3.63	1.32	-	6.92	3.63	2.31	0.33
6.По	12°51'00	109°26'00	10	IB ₂ ³	2.12	0.43	25.52	48.06	-	8.09	0.86	0.02	1.28	4.68	2.12	-	-	3.83	2.57	0.43	-
B38-19	16°39'52	108°20'01	83	IB ₂ ³	0.31	-	15.64	50.34	1.24	1.55	-	-	7.50	2.19	2.19	1.24	-	4.68	4.99	7.50	0.62
87/29	12°54'80	110°19'30	2405	IB ₁ ¹	4.48	1.21	25.00	24.66	0.52	0.52	3.10	-	3.45	0.52	3.10	-	-	3.45	13.10	16.38	0.52
2015	9°16'60	106°17'90	10	IB ₁ ²	3.98	0.30	10.96	9.74	0.01	-	1.22	0.30	2.43	-	0.01	-	-	4.54	66.50	0.01	-
87/13	7°31'30	103°54'20	41	IB ₁ ²	1.47	-	10.29	7.35	1.47	-	1.47	-	5.88	2.94	-	-	-	1.47	57.36	10.29	-
87/10	8°00'50	104°01'10	21	IB ₁ ²	0.92	-	4.79	2.95	-	-	0.02	-	1.11	0.92	1.66	-	0.02	0.02	60.30	27.29	-

Окончание таблицы 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
87/11	8° 09' 20	104° 05' 10	21	ИБ ₁ ²	1,68	7,35	0,84	0,84	3,36	-	-	-	-	3,99	0,84	0,85	0,84	0,84	3,40	57,36	21,22	-
B38-16/1	17° 00' 01	107° 20' 02	31	ИБ ₁ ²	-	6,38	0,42	6,38	-	-	-	-	-	-	0,85	3,40	0,85	-	3,40	80,88	-	-
B38-18	16° 40' 02	108° 20' 01	53	ИБ ₁ ²	1,42	15,16	6,63	15,16	0,48	0,48	0,42	0,48	-	-	0,48	0,48	0,95	0,48	1,89	71,55	0,48	-
88Б77	11° 32' 00	111° 40' 00	4040	ИБ ₁ ²	2,25	18,33	5,79	18,33	0,32	0,32	0,80	0,32	0,32	0,32	0,32	0,80	4,67	-	0,80	55,31	8,04	-
88Б79	11° 44' 00	110° 24' 50	2515	ИБ ₁ ²	1,54	11,10	27,63	8,11	0,66	1,10	0,66	1,10	-	-	2,19	1,10	-	-	0,66	53,28	2,63	-
87/9	7° 50' 40	104° 00' 20	33	ИБ ₁ ²	1,04	14,67	3,66	14,67	-	-	-	-	-	-	1,04	13,63	1,04	2,61	1,57	48,67	10,50	-
B38-11	17° 19' 83	107° 40' 11	67	ИБ ₁ ³	0,50	20,69	30,54	20,69	0,98	0,50	0,98	-	-	-	0,98	2,46	0,50	-	10,83	32,02	-	-
B38-15	17° 00' 00	107° 39' 98	55	ИБ ₁ ³	1,20	29,20	26,01	29,20	0,40	0,40	0,40	-	-	-	0,80	1,60	0,40	0,40	0,40	9,20	30,40	-
B38-8/2	17° 38' 15	107° 00' 01	47	ИБ ₁ ³	1,43	18,88	14,79	14,34	0,43	0,43	0,88	-	-	-	0,43	1,73	-	-	8,69	55,22	-	-
B38-17/1	16° 40' 01	107° 39' 89	28	ИБ ₁ ³	0,31	24,89	13,54	0,86	0,86	0,86	-	-	-	0,43	3,50	0,86	0,43	-	9,18	41,07	-	-
88Б78	11° 39' 50	110° 55' 00	2680	ИБ ₁ ³	0,97	4,67	23,74	7,59	-	-	-	-	-	0,97	1,75	3,89	0,37	2,92	0,97	45,91	6,61	-
B38-31	15° 40' 05	108° 40' 27	31	ИБ ₁ ³	0,73	20,90	24,63	1,12	0,37	1,12	0,37	-	-	-	0,75	1,12	5,98	0,37	1,87	4,10	38,43	-
87/14	7° 22' 10	103° 50' 80	45	ИБ ₁ ³	7,14	17,9	16,07	1,79	8,93	-	8,93	-	-	1,79	3,57	5,36	-	1,79	12,74	18,16	17,86	-
B38-59	12° 20' 29	109° 30' 08	112	ИБ ₂ ¹	1,16	39,20	20,47	25,86	3,09	2,31	2,31	-	-	0,77	2,70	1,55	7,34	0,77	0,39	12,74	18,16	2,31
B38-65	11° 19' 60	109° 19' 63	110	ИБ ₂ ¹	2,73	28,18	25,45	2,73	14,53	2,73	14,53	-	-	2,73	3,64	1,81	3,64	-	9,10	5,46	-	-
B38-66	11° 19' 60	109° 24' 81	112	ИБ ₂ ¹	-	0,88	14,91	25,44	4,39	24,56	4,39	24,56	-	-	3,51	7,89	-	-	4,39	10,53	-	-
B38-5	17° 40' 01	107° 59' 98	85	ИБ ₂ ¹	0,81	2,82	26,62	37,50	3,63	0,81	1,21	1,21	1,08	0,40	0,81	2,42	4,84	0,40	6,45	10,48	0,40	0,40
B38-41	14° 20' 49	109° 29' 93	168	ИБ ₂ ¹	3,27	2,54	21,02	40,58	3,27	11,23	1,08	1,08	-	-	1,81	0,73	5,06	1,08	3,62	3,98	0,73	-
B38-51	13° 20' 77	109° 30' 22	126	ИБ ₂ ¹	2,23	0,90	27,68	33,03	4,01	7,58	0,90	7,58	0,90	2,69	1,79	1,79	7,14	1,79	3,57	4,91	-	-
B38-70	10° 58' 25	109° 09' 40	105	ИБ ₂ ¹	0,52	1,05	27,08	30,21	2,08	15,10	1,05	1,05	-	-	3,64	1,05	2,08	0,52	4,69	3,12	-	-
B38-64	11° 40' 59	109° 29' 95	98	ИБ ₂ ¹	1,02	1,02	27,12	27,45	2,03	5,09	2,03	5,09	2,03	2,03	3,73	1,35	11,52	0,68	6,10	7,80	0,68	0,35
B38-49	13° 39' 91	109° 30' 45	130	ИБ ₂ ¹	0,85	2,15	30,05	28,33	0,85	9,45	1,72	3,00	1,72	3,00	1,72	0,43	6,87	0,85	9,02	4,71	-	-
B38-20	16° 59' 50	108° 39' 71	93	ИБ ₂ ¹	1,60	1,60	16,80	36,38	2,41	2,00	1,60	1,60	1,60	2,41	2,79	4,01	7,20	1,60	8,80	7,20	1,60	-
B38-42	14° 25' 50	110° 03' 50	110	ИБ ₂ ¹	0,80	1,20	25,78	36,90	2,38	3,18	0,80	3,18	0,80	1,98	5,95	3,18	6,35	1,20	2,78	2,38	4,75	-
87/28	13° 00' 80	110° 52' 00	2730	ИБ ₂ ²	1,93	1,93	37,92	21,92	1,19	1,63	1,63	1,63	1,63	1,63	0,59	0,31	3,26	0,30	4,44	16,59	4,74	-
87/30	12° 42' 50	110° 03' 50	1910	ИБ ₂ ²	2,36	0,44	41,50	21,86	0,74	0,01	0,74	0,01	0,74	1,18	2,36	1,18	5,32	1,20	3,10	14,63	4,13	0,44
B38-2412	16° 20' 02	109° 00' 29	104	ИБ ₂ ²	3,95	44,98	21,28	2,74	4,87	0,61	4,87	0,61	0,61	2,13	3,34	0,30	2,74	0,91	0,61	6,38	4,87	0,30
87/1	17° 27' 00	116° 17' 20	3938	ИБ ₂ ²	4,44	47,42	9,63	-	2,96	-	2,96	-	-	1,48	4,44	2,96	-	1,48	1,48	19,26	4,44	-
B38-4	18° 01' 06	107° 39' 48	70	ИБ ₂ ²	1,50	0,30	24,63	20,43	0,90	0,30	0,30	-	-	2,70	0,90	1,80	2,10	-	17,43	24,93	2,10	-
B38-58	12° 39' 83	109° 30' 19	124	ИБ ₂ ²	2,06	32,65	18,82	0,58	-	-	-	-	-	1,18	1,18	0,89	3,24	0,89	0,29	17,35	20,29	0,58
B36-36	14° 59' 91	109° 00' 01	27	ИБ ₂ ²	3,65	1,83	37,08	24,03	1,04	1,57	0,26	0,26	0,26	0,78	2,09	3,39	0,26	1,31	12,01	10,70	-	-
B38-57	13° 01' 00	109° 30' 11	122	ИБ ₂ ²	1,78	36,65	29,18	1,42	8,54	0,71	8,54	0,71	1,42	1,78	2,14	1,42	0,36	1,07	9,61	3,92	-	-
B38-6	17° 40' 01	107° 40' 09	74	ИБ ₂ ²	0,59	30,77	38,46	-	-	-	-	-	-	1,19	2,97	1,19	3,55	-	5,92	13,00	2,36	-
B38-9	17° 19' 98	107° 00' 01	38	ИБ ₂ ²	1,52	24,82	35,11	0,77	0,77	0,77	0,77	0,77	0,77	0,77	2,67	1,52	4,19	0,38	8,40	16,79	-	-
B38-38	14° 41' 12	109° 39' 25	280	ИБ ₂ ²	3,94	34,98	41,37	0,99	1,48	-	1,48	-	-	0,49	0,49	0,49	2,46	1,48	4,44	6,40	0,99	-
B38-40	14° 21' 13	109° 39' 99	240	ИБ ₂ ²	3,15	38,60	32,64	1,41	2,11	0,70	2,11	0,70	0,70	3,15	2,11	3,87	0,70	-	5,26	5,61	-	-

Примечание: Индексы минералов: Срх - клинопироксен, Орх - ортопироксен, Нь - роговая обманка, Ер - эпидот, Саг - гранат, Зи - циркон, Ар - апатит, Срп - сфен, Тош - турмалин, Ана - анатаз, Брукит, Рутил, Мт - метаморфические минералы (андалузит, силлиманит, ставролит, диастен), Ол - оливин, Акт - актинолит, Ми - слюды, Са - карботанал, НаАт - сумма щелочных амфиболов и пироксенов. Минеральные ассоциации выделены по кластерным диаграммам.

Таблица 2. Средний состав минеральных ассоциаций осадков западной части Южно-Китайского моря (в%)

Минеральные ассоциации провинций	Срх		Орх		Нб		Ер		Гаг		Zi		Ар		Sph		Тоу	
	х	σ	х	σ	х	σ	х	σ	х	σ	х	σ	х	σ	х	σ	х	σ
Сиамская провинция																		
IA ₁ (11)	0.09	0.15	0.20	0.34	1.24	1.16	0.77	1.12	0.05	0.14	2.10	5.13	0.14	0.27	0.12	0.21	2.07	3.13
ИБ ₂ (5)	1.82	1.25	0.71	0.85	9.61	3.75	4.91	3.58	0.46	0.67	0.67	1.50	0.54	0.74	0.27	0.45	5.41	4.93
Аннамско-Хайнанская провинция																		
ИБ ₂ ¹⁻² (15)	0.94	0.62	0.09	0.21	21.75	6.42	39.95	6.17	2.48	1.07	6.35	5.66	0.39	0.49	1.70	1.16	4.85	3.04
ИБ ₂ ² (2)	1.21	1.28	0.22	0.30	20.58	6.99	49.19	1.61	0.62	0.88	4.82	4.62	0.43	0.61	0.01	0.01	4.39	4.40
ИБ ₁ ¹ (3)	7.20	6.61	0.67	0.61	21.47	5.84	20.10	15.37	3.16	2.73	3.18	2.65	2.69	0.61	1.06	1.84	1.68	1.73
ИБ ₂ ² (6)	1.98	1.46	0.57	0.79	16.07	7.22	5.84	2.61	0.05	0.13	2.99	4.27	0.98	1.04	0.05	0.13	1.24	1.77
ИБ ₂ ³ (7)	1.70	2.43	1.05	1.74	21.45	5.01	16.91	10.50	0.47	0.41	1.72	3.21	-	-	0.66	0.64	2.02	1.18
ИБ ₂ ² (11)	1.36	1.00	1.32	0.88	24.16	5.02	31.74	5.74	2.81	1.01	8.71	7.25	0.94	0.71	2.11	1.23	2.68	1.48
ИБ ₂ ² (13)	2.81	1.45	0.46	0.76	36.79	7.32	25.50	9.22	1.07	0.76	1.89	2.44	0.51	0.52	1.23	0.67	2.14	1.18
IIA ₁ ¹⁻² (6)	0.63	0.83	0.24	0.59	16.06	6.70	25.32	9.44	5.50	2.98	28.29	13.36	0.53	0.60	1.16	0.68	2.81	1.08
Меконгская провинция																		
IA ₂ ¹ (4)	0.81	0.70	1.93	1.12	13.61	7.92	13.91	7.23	1.67	1.25	17.15	7.14	2.01	1.15	1.09	1.31	17.34	7.52
IA ₂ ² (6)	0.75	0.39	1.07	0.95	9.98	4.10	21.33	9.47	1.12	1.04	21.38	12.26	4.06	1.68	1.63	1.55	10.32	3.68
IIA ₁ ¹ (6)	1.15	1.27	2.14	1.51	8.16	6.17	11.82	2.45	2.21	1.40	57.05	10.17	0.73	0.50	1.59	1.96	3.29	1.98
IIA ₂ ¹ (9)	0.98	0.98	0.42	0.68	13.14	9.44	24.55	10.13	0.46	0.44	40.51	12.01	0.38	0.28	0.30	0.50	9.39	5.46
IIA ₂ ¹⁻² (14)	2.08	2.09	0.51	0.58	35.95	13.22	35.74	8.22	0.55	0.64	9.88	7.19	0.54	0.45	0.23	0.24	8.30	3.26
IIA ₂ ² (7)	1.72	1.89	0.58	0.75	15.85	8.46	48.26	8.14	0.87	0.76	14.29	6.80	1.94	1.36	0.51	0.84	6.29	4.28
IIA ₃ ¹ (7)	4.19	4.36	1.16	1.49	16.26	9.26	21.61	15.82	1.14	1.40	24.92	15.84	0.14	0.23	0.49	0.99	10.92	4.42
IIA ₃ ² (16)	4.78	2.70	1.40	1.66	8.67	4.30	25.06	14.13	0.68	1.01	32.08	15.33	0.62	0.96	0.35	0.60	17.73	5.62
IIIA ₁ ¹ (5)	0.97	0.84	0.59	0.54	33.43	10.71	28.07	9.23	6.29	1.33	13.50	8.39	0.43	0.41	0.56	0.12	9.10	3.93
IIIA ₂ ¹⁻² (11)	1.50	1.25	1.45	0.83	5.96	3.18	20.07	6.84	4.21	2.91	30.23	8.62	1.05	0.91	5.18	3.84	6.42	4.41
Провинция вулканов Иль-де-Сандр и о.Ре																		
IB ₁ ¹ (2)	3.64	1.51	6.34	0.19	28.85	4.65	17.23	13.28	1.84	0.46	4.52	2.76	1.12	0.55	2.36	1.80	3.30	2.61
IB ₂ ² (10)	3.20	2.68	8.64	1.27	26.24	11.48	24.54	7.37	2.79	1.42	13.54	12.21	1.06	0.79	3.21	1.14	4.21	3.22
Сиамская провинция																		
	An		Chl		Mt		Ol		Act		Ml		Ca		NaAm		Ku	
	х	σ	х	σ	х	σ	х	σ	х	σ	х	σ	х	σ	х	σ	х	σ
Сиамская провинция																		
IA ₁ (11)	1.14	1.73	0.30	0.73	0.04	0.13	0.03	0.10	0.15	0.25	3.18	5.34	88.35	14.11	0.04	0.13	43.93	29.77
ИБ ₂ (5)	0.98	1.20	1.02	1.20	-	-	0.17	0.37	1.52	1.85	58.03	6.43	13.86	10.61	-	-	31.06	15.55
Аннамско-Хайнанская провинция																		
ИБ ₂ ¹⁻² (15)	4.12	2.65	2.29	0.64	1.15	0.95	0.29	0.33	8.92	2.77	3.38	2.06	0.87	1.11	0.47	0.28	56.61	6.90
ИБ ₂ ² (2)	3.43	1.76	2.15	0.05	0.62	0.88	-	-	4.26	0.60	3.78	1.71	3.96	5.00	0.31	0.44	51.13	9.03
ИБ ₁ ¹ (3)	0.84	1.03	1.70	1.57	0.13	0.23	-	-	5.67	2.78	15.33	4.53	13.43	11.84	1.69	1.23	58.07	32.80
ИБ ₂ ² (6)	1.10	1.60	2.06	1.73	0.14	0.35	0.08	0.20	1.87	1.74	63.14	13.26	1.86	3.20	-	-	36.91	6.29
ИБ ₂ ³ (7)	0.41	0.45	3.21	2.17	0.17	0.21	1.00	1.19	6.13	4.39	39.54	8.77	3.50	6.80	0.06	0.16	39.11	9.24
ИБ ₂ ² (11)	1.76	1.17	6.88	2.05	0.81	0.58	0.29	0.83	6.44	3.15	7.37	4.35	0.52	0.78	0.10	0.18	57.57	6.53
ИБ ₂ ² (13)	0.99	0.75	3.01	1.21	0.59	0.52	0.28	0.45	8.39	5.22	12.82	6.63	1.49	1.87	0.06	0.14	44.48	14.48
IIA ₁ ¹⁻² (6)	3.62	3.26	2.49	1.26	0.80	0.99	0.13	0.21	6.18	2.68	5.48	2.34	0.72	1.09	0.06	0.14	68.07	4.76
Меконгская провинция																		
IA ₂ ¹ (4)	4.86	1.36	0.16	0.31	1.56	1.46	-	-	0.44	0.63	1.22	2.16	22.26	22.19	-	-	61.12	27.79
IA ₂ ² (6)	3.15	3.76	0.74	1.81	7.81	4.42	-	-	0.31	0.75	9.04	6.18	6.72	11.27	-	-	72.06	11.71
IIA ₁ ¹ (6)	2.42	1.36	1.31	1.39	0.92	0.81	0.14	0.22	1.28	2.32	2.99	2.38	2.69	2.01	0.10	0.17	68.06	5.25
IIA ₂ ¹ (9)	1.78	1.00	0.05	0.16	0.95	0.59	0.16	0.46	0.10	0.30	5.53	7.78	1.30	2.22	-	-	74.50	6.28
IIA ₂ ¹⁻² (14)	0.97	0.78	-	-	2.15	1.60	-	-	-	-	2.84	4.66	0.27	0.57	-	-	58.43	6.72
IIA ₃ ¹ (7)	1.81	1.70	-	-	3.09	2.09	-	-	-	-	4.05	4.71	0.74	1.65	-	-	66.35	9.77
IIA ₃ ¹ (7)	3.63	3.59	-	-	10.30	2.54	-	-	-	-	1.83	3.34	3.43	4.04	-	-	70.44	9.67
IIA ₃ ² (16)	1.53	1.17	-	-	3.65	1.76	-	-	-	-	1.55	3.31	1.90	2.46	-	-	76.05	4.55
IIIA ₁ ¹ (5)	0.87	0.72	-	-	1.83	1.46	-	-	-	-	3.19	3.45	1.18	2.39	-	-	66.52	7.14
IIIA ₂ ¹ (11)	6.79	2.05	0.48	0.75	1.81	1.48	-	-	2.31	2.53	8.27	7.74	3.72	4.33	0.55	0.58	67.88	11.46
Провинция вулканов Иль-де-Сандр и о.Ре																		
IB ₁ ¹ (2)	1.07	0.01	4.13	2.21	0.01	0.01	18.63	6.68	0.90	1.27	5.36	2.48	0.55	0.75	0.17	0.25	38.07	7.11
IB ₂ ² (10)	1.89	1.69	1.00	0.92	0.76	0.96	1.52	2.44	2.42	3.70	3.92	4.60	0.91	1.59	0.11	0.23	51.42	9.80

Примечание: Индексы минералов даны в таблице 1; Ku - коэффициент устойчивости; X - среднее содержание минералов, за исключением рудных и аутигенных минералов, обломков пород (в %); σ - стандартное отклонение; цифры в скобках - количество анализов в минеральных ассоциациях.

тированные мелкозернистые псаммиты с низким содержанием алевритово-глинистых частиц. В прибрежных районах на отдельных участках (преимущественно у абразионных берегов) развиты средне-, крупнозернистые псаммиты с ракушечным детритом. Такие же по структуре осадки встречаются на глубинах более 50 м и являются реликтовыми. Они распространены в виде вытянутых вдоль изобат небольших полей и приурочены к древним береговым линиям на глубинах 50-70, 90, 120-140 м. Ближе к бровке шельфа в осадках увеличивается количество алевритово-глинистых частиц, местами развиты псаммиты алевритовые, реже - смешанные разновидности миктиты.

Основная масса взвешенного материала, выносимого р. Меконг, осаждается непосредственно в придельтовой области [2]. Однако открытый характер побережья способствует интенсивному волновому и приливно-отливному воздействию, поэтому на шельфе не образуется крупных полей алевритово-глинистых осадков, в отличие от заливов Бакбо и Сиамского. Интенсивные гидродинамические процессы обеспечивают вынос за пределы шельфа не только взвешенного материала, поступающего со стоком р. Меконг, но и ранее отложенного тонкозернистого материала, который также вовлекается в движение.

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

По результатам кластерного и Q-факторного анализов в осадках изученного района выделен ряд минералогических ассоциаций различного уровня (табл. 1, 2). Наиболее крупные из них объединены в Аннамско-Хайнаньскую, Меконгскую и Сиамскую терригенно-минералогические провинции (рис. 2). Отдельно выделена вулканогенно-терригенная провинция о-вов Иль-де-Сандр и Ре.

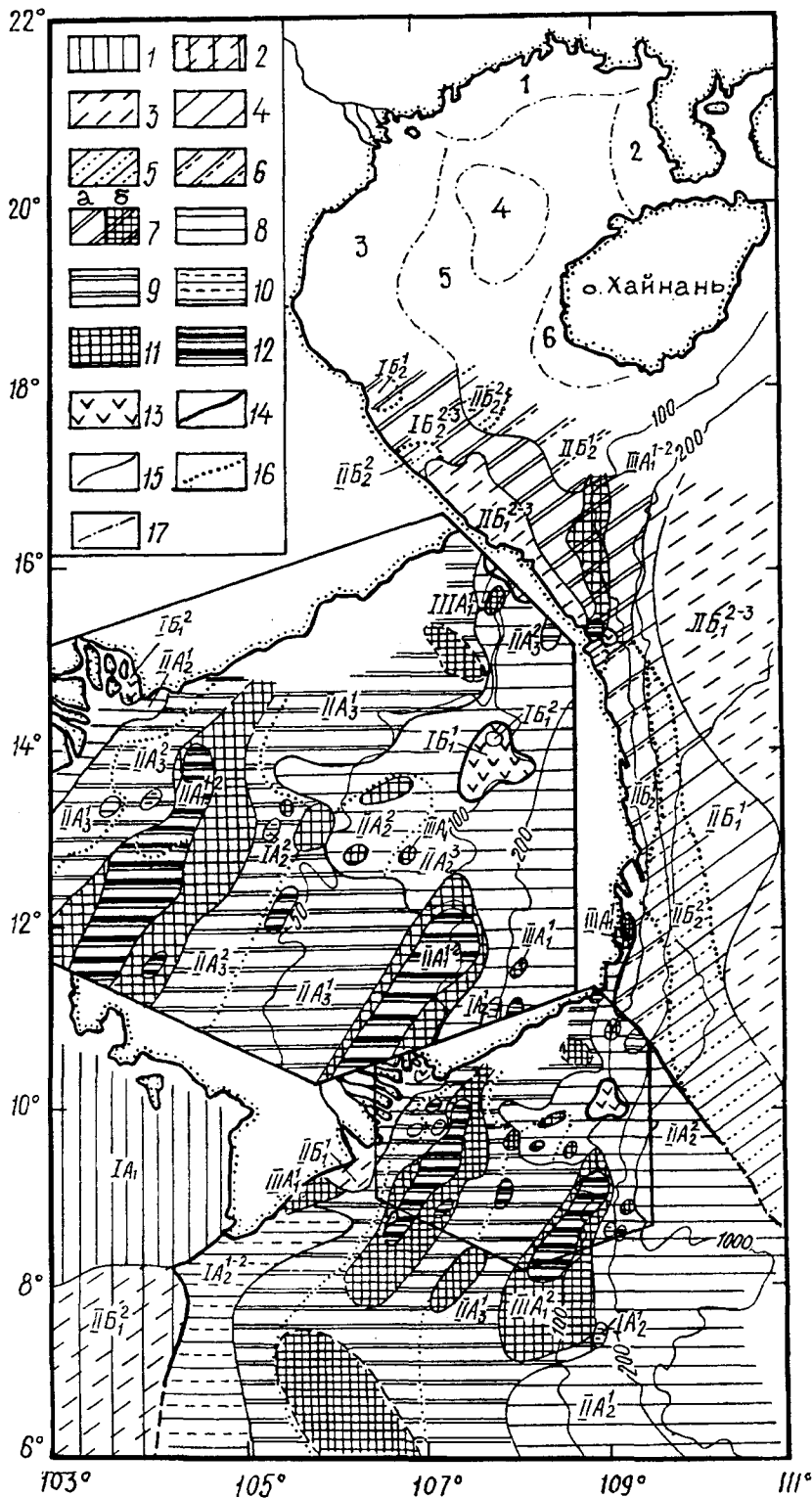
Минеральные ассоциации провинций характеризуются довольно однообразным минеральным составом: в них преобладают эпидот и амфиболы при относительно высоких содержаниях группы устойчивых минералов, в том числе темных рудных (ильменита и лейкоксена). Колебания в содержании ведущих (преобладающих) минералов на различных участках шельфа в основном можно связать с неоднородностью состава пород областей сноса, различной интенсивностью литодинамических процессов, а также эволюцией осадкообразования в послеледниковое время.

Аннамско-Хайнаньская провинция протягивается практически вдоль всего шельфа восточного побережья Вьетнама от залива Бакбо до м. Зинь (Падаран). На широте 11° с.ш. граница провинции

смещается за пределы шельфа и далее к югу проходит у подножия материкового склона (рис. 2).

Провинция включает ряд минеральных ассоциаций, которые условно можно отнести к подпровинциям. Результаты дискриминантного анализа показывают достаточно высокую эффективность (92-100 %) выделения минеральных ассоциаций, лишь для ассоциаций IB_2^1 - IB_2^2 и IB_2^1 отмечается незначительное перекрытие полей (рис. 3). В составе ассоциаций провинции в основном преобладают амфиболы и эпидот, среднее содержание которых и их взаимоотношение изменяются в широких пределах в зависимости от количества слюд и устойчивых минералов (циркона, граната, анатаза, турмалина). Отдельные максимумы содержаний амфиболов и эпидота достигают 47.4 % и 50.3 % соответственно. Как следует из рис. 4, существует довольно отчетливое обособление ведущих групп минералов. Максимальные концентрации эпидота наблюдаются в заливе Бакбо и прилегающих участках шельфа, что в целом соответствует области развития ассоциаций IB_2^{1-3} . К югу в осадках шельфа его содержание постепенно снижается (ассоциация IB_2^1). Максимальные содержания амфиболов (по отношению к эпидоту) смещены на большие глубины - внешнюю часть шельфа, материковый склон и его подножие (ассоциация IB_2^2). Относительное обогащение осадков устойчивыми минералами отмечается в прибрежных районах и на глубинах 70-100 м севернее широты о. Ре (ассоциации IIA_1^{1-2}). Слюды образуют два поля высоких содержаний (ассоциации IB_1^{1-3}). Первое протягивается вдоль северо-восточного побережья Вьетнама до о. Ре (глубины 20-70 м) и пространственно совпадает с тонкими алевритово-пелитовыми осадками конуса выноса р. Красной. Второе поле, более значительное по площади, приурочено к периферийным участкам прилегающей глубоководной котловины Южно-Китайского моря.

В целом минеральный облик осадков провинции определяют следующие минералы (расположены в порядке увеличения значений коэффициента концентрирования): сфен, гранат, эпидот, роговая обманка, слюды, щелочной амфибол, хлорит и актинолит. Последовательность данной группы минералов для отдельных ассоциаций, а также появление в их составе других специфических компонентов может изменяться (табл. 3), что зависит прежде всего от особенностей поставки обломочного материала с суши и процессов его дифференциации по гидравлической крупности. При этом практически для всех выделенных минералогических ассоциаций отмечается повышенный (относительно среднебассейновых значений) фон содержаний (K_k более 2) хлорита, актинолита, щелочного амфибола, реже эпидота.



Терригенные минералогические провинции: 1-2 - *Сиамская*; ассоциации: 1 - IA_1 (сидеритовая), 2 - IIB_1^2 (сидерит-слюдистая); 3-7 - *Аннамско-Хайнаньская*; ассоциации: 3 - IIB_1^2 - IIB_1^3 (роговообманково-слюдистая), 4 - IIB_1^1 (слюда-эпидот-роговообманковая с сидеритом), 5 - IIB_2^2 (актинолит-слюда-эпидот-роговообманковая), 6 - IIB_2^1 (роговообманково-эпидотовая), 7а - IIB_2^1 (роговообманково-эпидотовая с повышенным фоном содержания группы устойчивых минералов), IIB_2^2 - IIB_2^3 (актинолит-роговая обманка-эпидотовая), 7б - $IIIA_1^{1-2}$ (роговая обманка-эпидот-цирконовая); 8-12 - *Меконгская*; ассоциации: 8 - IIA_2^1 (слюда-турмалин-роговая обманка-эпидотовая), IIA_2^2 (турмалин-циркон-эпидот-роговообманковая), IIA_2^3 (циркон-роговая обманка-эпидотовая); 9 - IIA_3^1 (роговая обманка-эпидот-устойчивая (метаморфические минералы, турмалин, циркон)), IIA_3^2 (турмалин-циркон-эпидотовая), 10 - IA_2^1 (роговая обманка-эпидот-циркон-турмалин-сидеритовая), IA_2^2 (эпидот-устойчивая с сидеритом), 11 - $IIIA_1^1$ (турмалин-циркон-эпидот-роговообманковая), $IIIA_1^2$ (эпидот-устойчивая с преобладанием циркона), 12 - IIA_1^1 (цирконовая с эпидотом), IIA_1^2 (роговая обманка-эпидот-цирконовая).

Терригенно-вулканогенная минералогическая провинция: 13 - *вулканов Иль-де-Сандр и о. Ре*; ассоциации: IIB_1^1 (эпидот-оливин-роговообманковая), IIB_1^2 (роговая обманка-циркон-эпидотовая с повышенным фоном содержания пироксенов).

14-17 - границы: 14 - провинций, 15-16 - ассоциаций разного ранга, 17 - провинций в заливе Бакбо: 1-6 - номера провинций по Chen, Zhang [34].

Примечание: Минеральные ассоциации провинций выделены на основе кластерного анализа.

Рис. 2. Схема минералогического районирования осадков западной части Южно-Китайского моря

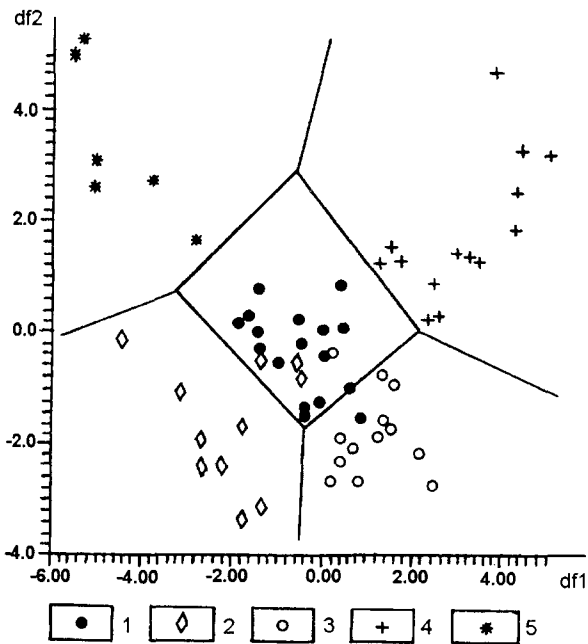


Рис. 3. График значений 1-ой и 2-ой дискриминантных функций минеральных ассоциаций Аннамско-Хайнаньской провинции

Ассоциации: 1 - $IB_2^1-IB_2^2$; 2 - IB_2^1 ; 3 - IB_2^2 ; 4 - $IB_1^1-IB_1^2-IB_1^3$; 5 - $IIA_1^1-III A_1^{1-2}$.

Уравнения линейных дискриминантных функций:

$$df_1 = -0.014 \text{ Cpx} - 0.017 \text{ Opx} + 0.109 \text{ Hb} + 0.046 \text{ Ep} - 0.349 \text{ Gar} - 0.042 \text{ Zi} - 0.003 \text{ Ap} + 0.143 \text{ Sph} + 0.036 \text{ Tou} + 0.031 \text{ An} - 0.169 \text{ Chl} - 0.077 \text{ Mt} + 0.205 \text{ Ol} + 0.032 \text{ Act} + 0.117 \text{ Mi} + 0.065 \text{ Ca} + 1.734 \text{ NaAm} - 5.29678$$

$$df_2 = 0.035 \text{ Cpx} + 0.117 \text{ Opx} + 0.345 \text{ Hb} + 0.466 \text{ Ep} + 0.982 \text{ Gar} + 0.532 \text{ Zi} + 0.883 \text{ Ap} + 0.099 \text{ Sph} + 0.38 \text{ Tou} + 0.413 \text{ An} + 0.138 \text{ Chl} + 0.486 \text{ Mt} + 1.06 \text{ Ol} + 0.447 \text{ Act} + 0.519 \text{ Mi} + 0.661 \text{ Ca} + 0.527 \text{ NaAm} - 46.0328$$

Границы полей между минеральными ассоциациями (отрезки прямых линий) проведены по перпендикулярам к центрам отрезков прямых, соединяющих средние значения дискриминантных функций каждой ассоциации [43].

Меконгская провинция занимает северную часть шельфа Сунда, прилегающую к дельте р. Меконг. Отличительным признаком, объединяющим минеральные ассоциации провинции, является повышенный фон содержания группы устойчивых минералов (циркона, рутила, граната, турмалина, сфена, ставролита, андалузита), в том числе ильменита и лейкоксена (рис. 3В). Причем концентрация минералов этой группы в некоторых минеральных ассоциациях в 2-8 раз выше среднебассейновых значений (табл. 2, 3), а доля ильменита и лейкоксена в количественном отношении для большинства проб составляет более 30 %. Коэффициент устойчивости (Ku) минеральных ассоциаций провинции выше (в среднем 58.4-76.0), чем ассоциаций северо-восточных районов шельфа Вьетнама (табл. 2).

Таблица 3. Характерные группы минералов ассоциаций провинций, выделенные по значению коэффициента концентрирования (Кк > 1)

Индексы ассоциаций	Группы минералов
Сиамская провинция	
IA ₁	Ca
IB ₁ ²	Ca-Mi
Аннамско-Хайнаньская провинция	
IB ₂ ¹⁻²	Tou-Sph-Gar-Chl-Ep-Act-NaAm
IB ₂ ³	Act-Chl-An-Ep-NaAm
IB ₁ ¹	Ep-Sph-Chl-Mi-Ca-Gar-Act-Аp-Cpx-NaAm
IB ₁ ²	Cpx-Аp-Chl-Mi
IB ₁ ³	Cpx-Opx-Chl-Act-Ol-Mi
IB ₂ ¹	NaAm-An-Opx-Аp- Ep-Gar-Sph-Act-Chl
IB ₂ ²	Hb-Sph-Mi-Ep-Cpx-Chl-Act
IIIA ₁ ¹⁻²	Ep-An-Chl-Zi-Act-Gar
Меконгская провинция	
IA ₂ ¹	Sph-Mt-Gar-Zi-Opx-Ca-An-Tou
IA ₂ ²	Mi-Opx-Ep-Gar-Sph-Zi-Tou-Mt-Аp
IIA ₁ ¹	Chl-Аp-An-Sph-Gar-Opx-Zi
IIA ₁ ²	An-Ep-Tou-Zi
IIA ₂ ¹⁻²	Hb-Cpx-Mt-Tou-Ep
IIA ₂ ³	Cpx-An-Tou-Zi-Ep-Mt-Аp
IIA ₃ ¹	Ep-Opx-An-Tou-Zi-Cpx-Mt
IIA ₃ ²	Аp-Ep-Opx-Mt-Cpx-Zi-Tou
IIIA ₁ ¹	Ep-Tou-Hb-Gar
IIIA ₁ ²	Opx-Аp-Zi-Gar-An-Sph-NaAm
Провинция вулканов Иль-де-Сандр и о. Ре	
IB ₁ ¹	Hb-Gar-Аp-Cpx-Sph-Chl-Opx-Ol
IB ₁ ²	Act-An-Zi-Ep-Cpx-Gar-Sph-Ol-Opx

Примечание: Индексы минералов см. в таблице 1. Выделенные минералы - значения Кк > 2.

Из рисунков 2, 4 следует, что на рассматриваемом участке шельфа наблюдается определенная зональность в распределении минералов с различной гидравлической крупностью. Отчетливо прослеживаются пятнисто-полосовые аномалии высоких концентраций группы устойчивых минералов (ассоциации IA₂¹⁻², IIA₁¹⁻², IIIA₁¹⁻²), в которых велика доля циркона (до 68.8 %), темных рудных (до 75.0 %), турмалина (до 25.1 %), рутила (анатаза) (до 10 %) и др. Представление о количественном соотношении минералов в каждой ассоциации можно получить из таблиц 1 и 2. Ассоциации подобного типа образуют

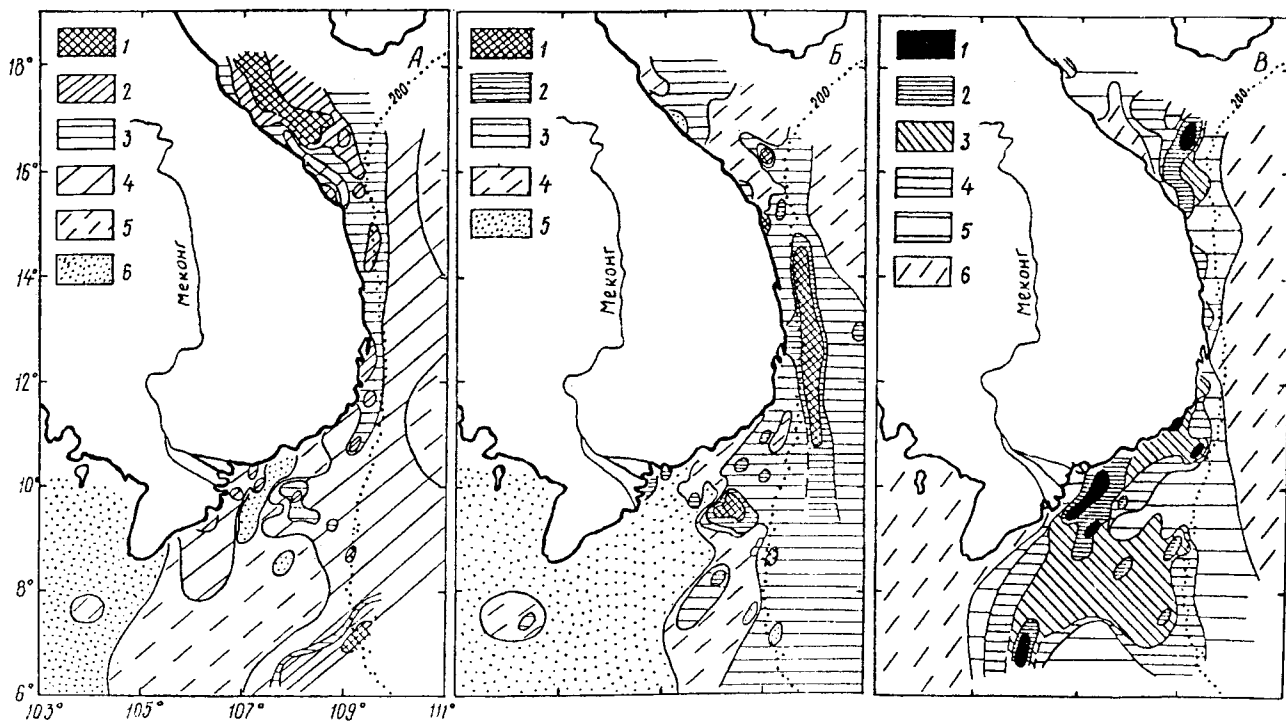


Рис. 4. Распределение минералов в осадках вьетнамского шельфа и прилегающих районов (по значению коэффициента контрастности - Кс)

А: Эпидот, хлорит, актинолит: 1 - $1.5 < K_c$; 2 - $1.0 < K_c < 1.5$; 3 - $0.5 < K_c < 1.0$; 4 - $-0.5 < K_c < 0.5$; 5 - $-1.0 < K_c < -0.5$; 6 - $K_c < -1.0$.

Б: Роговая обманка: 1 - $1.5 < K_c$; 2 - $1.0 < K_c < 1.5$; 3 - $0.0 < K_c < 1.0$; 4 - $-1.0 < K_c < 0.0$; 5 - $K_c < -1.0$.

В: Группа устойчивых минералов (ильменит, лейкоксен, циркон, рутил, анатаз, турмалин, гранат, сфен): 1 - $1.5 < K_c$; 2 - $1.0 < K_c < 1.5$; 3 - $0.5 < K_c < 1.0$; 4 - $0.0 < K_c < 0.5$; 5 - $-0.5 < K_c < 0.0$; 6 - $K_c < -0.5$.

Примечание: $K_c = (X_i - X) / S$, где X_i - истинное содержание минерала в пробе, X - среднее содержание минерала из всей выборки для изученного района (среднебассейновое содержание), S - стандартное отклонение.

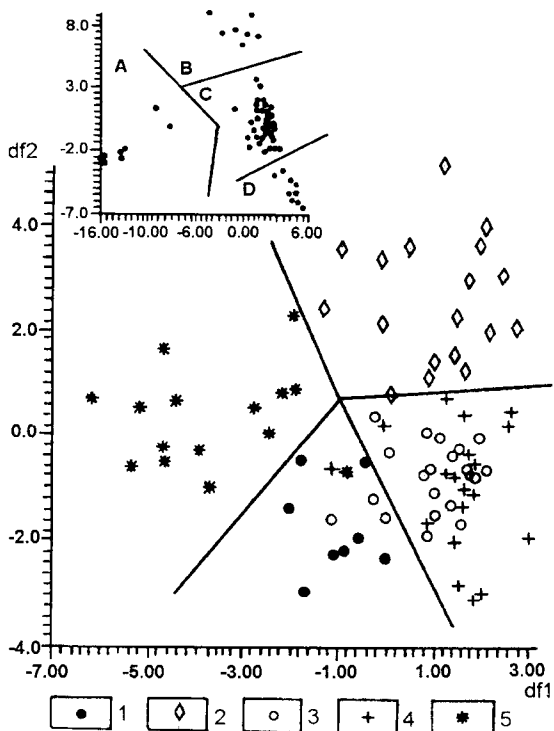


Рис. 5. Графики значений 1-ой и 2-ой дискриминантных функций минеральных ассоциаций Меконгской провинции и в целом провинций южной части вьетнамского шельфа (врезка)

Ассоциации Меконгской провинции: 1 - $IA_2^1 - IA_2^2$; 2 - $IIA_1^1 - IIA_1^2$; 3 - $IIA_2^1 - IIA_2^2 - IIA_2^3$; 4 - $IIA_3^1 - IIA_3^2$; 5 - $IIIA_1^1 - IIIA_1^2$.

Уравнения линейных дискриминантных функций:

$$df_1 = 1.873 \text{ Cpx} + 1.769 \text{ Opx} + 1.788 \text{ Hb} + 1.783 \text{ Ep} + 1.006 \text{ Gar} + 1.812 \text{ Zi} + 1.521 \text{ Ap} + 1.408 \text{ Sph} + 1.747 \text{ Tou} + 1.7 \text{ An} + 2.099 \text{ Chl} + 1.843 \text{ Mt} + 2.026 \text{ Act} + 1.762 \text{ Mi} + 1.767 \text{ Ca} - 176.75$$

$$df_2 = -0.375 \text{ Cpx} - 0.514 \text{ Opx} - 0.404 \text{ Hb} - 0.417 \text{ Ep} - 0.32 \text{ Gar} - 0.382 \text{ Zi} - 0.632 \text{ Ap} - 0.567 \text{ Sph} - 0.451 \text{ Tou} - 0.47 \text{ An} + 0.115 \text{ Chl} - 0.632 \text{ Mt} - 0.444 \text{ Act} - 0.365 \text{ Mi} - 0.48 \text{ Ca} + 40.4236$$

Ассоциации провинций южной части вьетнамского шельфа (врезка):

А-В - Сиамской: А - IA_1 , В - $II B_1^2$; С - Меконгской; D - вулканов Иль-де-Сандр.

Уравнения линейных дискриминантных функций:

$$df_1 = 0.49 \text{ Cpx} + 0.78 \text{ Opx} + 0.517 \text{ Hb} + 0.522 \text{ Ep} + 0.592 \text{ Gar} + 0.517 \text{ Zi} + 0.546 \text{ Ap} + 0.635 \text{ Sph} + 0.532 \text{ Tou} + 0.454 \text{ An} + 0.672 \text{ Chl} + 0.559 \text{ Mt} + 0.541 \text{ Ol} + 0.508 \text{ Act} + 0.498 \text{ Mi} + 0.355 \text{ Ca} - 50.6283$$

$$df_2 = -0.059 \text{ Cpx} - 0.716 \text{ Opx} - 0.133 \text{ Hb} - 0.141 \text{ Ep} - 0.172 \text{ Gar} - 0.102 \text{ Zi} - 0.37 \text{ Ap} - 0.271 \text{ Sph} - 0.107 \text{ Tou} - 0.15 \text{ An} + 0.411 \text{ Chl} - 0.161 \text{ Mt} - 0.365 \text{ Ol} - 0.297 \text{ Act} + 0.017 \text{ Mi} - 0.159 \text{ Ca} + 13.1983$$

но данным Ю.П.Хрусталева с соавторами [31], вероятно, является область высоких концентраций группы устойчивых минералов у входа в Сиамский залив. Такие же по составу ассоциации обнаружены среди реликтовых осадков внешнего шельфа на глубинах 50-70, 90-120 м и на отдельных подводных банках, редко - на материковом склоне (рис. 2). Специфичен состав минеральных ассоциаций $IA_2^{1,2}$, распространенных к югу от м. Камау у входа в Сиамский залив, а также спорадически встречающихся в осадках внешнего шельфа (ст. 8360, 8364, 8372, 8346, B1/25) (рис. 2). Здесь концентрация циркона ниже, чем в предыдущих ассоциациях (в среднем 17.1-21.4 %), но наблюдаются более высокие содержания турмалина, анатаза, группы метаморфических минералов и особенно сидерита, что сближает их с ассоциацией IA_1 Сиамской провинции (табл. 1, 2).

Процессы селективной сортировки обломочного материала, происходящие в осадках рассматриваемого участка шельфа, способствовали формированию противоположных по составу минеральных ассоциаций, в которых преобладают минералы с меньшей гидравлической крупностью: слюды, эпидот, амфиболы (ассоциации IIA_2^{1-3}). Содержание эпидота и амфиболов здесь увеличивается до 57.5 % (в среднем 39.9 %) и 69.9 % (в среднем 29.2%) соответственно. Ассоциации подобного типа отмечаются на внешнем шельфе (глубины более 100 м) и на участках прибрежного мелководья, прилегающих к дельте р. Меконг в зоне осаждения выносимого этой рекой взвешенного материала (рис. 2, 4). Значительное расширение области развития этой минеральной ассоциации наблюдается в северо-восточной части шельфа между о-вами Тху, Иль-де-Сандр и подводной банкой Ройал-Бишоп. В рельефе дна здесь прослеживается пологая, вытянутая в субширотном направлении депрессия, представляющая собой реликт палеодолины р. Меконг, затопленной в ходе гляциоэвстатической трансгрессии в позднем плейстоцене-голоцене [18].

Наиболее значительные площади шельфа Сунда занимают минеральные ассоциации ($IIA_3^{1,2}$, $IIIA_1^{1,2}$), по составу являющиеся промежуточными между наиболее дифференцированными по гидравлической крупности представителями (см. выше). Они содержат в примерно равных количествах амфиболы, эпидот, циркон, однако в целом в них преобладает группа устойчивых минералов (табл. 1, 2). Характерной особенностью является относительно повышенный фон содержаний группы метаморфических минералов (андалузита, силлиманита, ставролита, дистена), сфена и граната (табл. 3). Из графика значений дискриминантных функций (рис. 5) следует, что наиболее отчетливое обособление характерно для устойчивых минеральных ассоциаций.

Менее эффективно (88-95 %) разделяются ассоциации IIA_2 - IIA_3 ввиду довольно близкого их состава.

Сиамская провинция по составу резко отличается от минеральных ассоциаций вьетнамского шельфа (рис. 5, врезка; табл. 2, 3). Она характеризуется высокой концентрацией аутигенных минералов и прежде всего сидерита, содержание которого достигает 69.0-99.8 %. Он встречается в виде округлых микроконкреций, имеющих радиально-лучистое и концентрическое строение, и их сростков. Диапазон окраски микроконкреций очень широкий (от бесцветной до темно-бурой) и зависит от количества захваченных в ходе роста минеральных включений вмещающих осадков и степени окисления. Реже встречаются зерна в форме ромбоздров со сглаженными краями. Из других аутигенных минералов следует отметить довольно значительное количество гидроксидов железа, на отдельных станциях - микроконкреций пирита и глауконита.

Вторыми по значимости в составе минеральных ассоциаций являются группа устойчивых минералов (циркон, рутил, турмалин) и слюды (табл. 1, 2). В случае исключения всех аутигенных минералов они займут ведущее положение в минеральном комплексе провинции. Ассоциация с группой устойчивых минералов (IA_1) тяготеет к прибрежным районам Сиамского залива, а слюдястая ($IIБ_1^2$) - к центральной его части. Относительно повышенный фон содержания устойчивых минералов обусловлен иными причинами, чем в Меконгской провинции. Обломочные минералы в эти районы залива поставляются главным образом малыми реками с небольшим эрозионным врезом, дренирующими отроги Кардамоновых гор и прилегающие равнины, где широко развиты покровные отложения и коры выветривания [27, 33].

Провинция вулканов Иль-де-Сандр и о. Ре распространена на внешнем шельфе Вьетнама (рис. 2). Вследствие специфического состава вулканокластического материала, чуждого осадкам данного региона, она хорошо отделяется от ассоциаций окружающих участков дна (рис. 5, врезка) Пространственно провинция разобщена. Наиболее крупное поле, расположенное между о-вами Катуик и Тху (Фу-Куй), в общих чертах совпадает с вулканической зоной, в которую входит группа подводных вулканов Иль-де-Сандр и Ветеран [5-7]. Поле значительно меньших размеров выделено в 600 км севернее и приурочено к о.Ре вулканического происхождения [24].

Минеральные ассоциации данной провинции (IB_1^1 - IB_1^2) относятся к смешанным вулканогенно-терригенным. Объединяющими признаками для них являются повышенные концентрации клинопироксенов ($Kk=2.1-2.4$), ортопироксенов ($Kk=7.0-9.5$) и

особенно оливина ($K_k=4.6-56.5$). Максимальное содержание оливина (до 23.4 %) отмечено в мелкозернистых туффитовых псаммитах в районе юго-западного вулканического конуса группы вулканов Изде-Сандр. На других участках, где в осадках содержится примесь вулканокластического материала (до 43.0 %), количество оливина не превышает 10 % (табл. 1). На удалении всего 2-3 км от центров извержений содержание вулканокластики в осадках резко снижается до единичных знаков или полного исчезновения. Вулканокластика в осадках представлена свежим пузырьчатым стеклом основного состава, часто с вкрапленниками идиоморфных кристаллов оливина, реже - клинопироксенов, а непосредственно у центров извержений - шлакоподобными обломками базальтов [22].

Комплекс терригенных обломочных минералов и их количество в рассматриваемых ассоциациях близки по составу ассоциациям прилегающих участков шельфа (PA_2^{2-3}) (табл. 1, 2).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ОСАДКОВ

С целью выявления общих, характерных для всего региона в целом, закономерностей изменчивости в распределении минералов и установления причин, вызывающих эту изменчивость, была применена Q-модификация факторного анализа. Пробы с максимальными факторными нагрузками по каждому из факторов были приняты в качестве эталонов. Минеральный состав этих проб наиболее полно отражает те процессы, которые привели к формированию совокупности объектов (станций) [17, 39, 44].

Результаты исследований показали, что 95.8 % всей изменчивости в распределении минералов можно объяснить четырьмя факторами. При этом, значительная доля общей дисперсии приходится на первые два фактора с вкладом 43.0 и 28.6 % соответственно.

Максимальные значения факторных нагрузок первого фактора отмечаются на станциях В1/31 и В38-28, минеральные ассоциации которых характеризуются преимущественно роговообманково-эпидотовым составом (табл. 1). Изолинии высоких значений (более 0.7) факторных нагрузок данного фактора оконтуривают практически весь вьетнамский шельф (за исключением южных и юго-восточных районов) и материковый склон, в общих чертах совпадая с распространением ассоциаций Аннамско-Хайнаньской провинции. Область современного осадения тонкой взвеси (конуса выноса рек Красной, Меконг, подножье материкового склона), а также северо-западная часть шельфа Сунда, где широко развиты реликтовые осадки, характеризуются низкими значениями факторных нагрузок.

Минеральные ассоциации, объединяемые по этому фактору, отражают главным образом влияние источников поступления обломочного вещества, среди которых доминируют палеозойско-докембрийские метаморфические породы Контумского выступа (гнейсы, кварциты, амфиболиты, кристаллические и слюдястые сланцы, известняки и др.) и породы Аннамитского мезозойского складчатого пояса (рис. 1). Причем, на минеральный облик осадков северо-восточной части вьетнамского шельфа (относительно повышенный фон содержания эпидота, актинолита, хлорита) существенное влияние оказал, вероятно, комплекс основания Аннамитского складчатого пояса, представленный слабометаморфизованными осадочными, реже вулканогенными породами палеозойского и более древнего возраста [20, 28]. Одним из важных источников поступления роговых обманок в осадки являются разновозрастные интрузии гранитоидов, крупные массивы которых эродированы в пределах Контумского выступа и о. Хайнань. Не исключено, что повышенный фон их содержания, прослеживающийся вдоль всего внешнего шельфа и материкового склона (рис. 4 Б), своим происхождением в значительной мере обязан Хайнаньскому гранитному плутону.

Для станций, объединяемых по второму фактору, свойственно высокое содержание группы устойчивых минералов, главным образом циркона и турмалина. Наиболее характерными являются минеральные спектры станций 8331 и В1/26 (табл. 1). Изолинии высоких значений факторных нагрузок (более 0.5) оконтуривают поле, занимающее практически весь широкий шельф южнее 11° с.ш., которое в целом соответствует распространению минеральных ассоциаций Меконгской провинции (рис. 2). Меньшее по площади поле отмечается на внешнем шельфе к северу от о. Ре в пределах Аннамско-Хайнаньской провинции. Максимальные же значения факторных нагрузок (более 0.8) располагаются в виде вытянутых вдоль изобат изолированных полос и пятен, пространственно совпадающих с положением древних береговых линий голоцен-позднеплейстоценового возраста, выявленных в этом регионе [18, 23]. Такое распределение высоких значений факторных нагрузок не случайно. Оно, с одной стороны, отражает интенсивность современных гидродинамических процессов, а с другой - фиксирует реликты древних аккумулятивных форм, образовавшихся в высокоэнергетической зоне волнового воздействия при низких уровнях моря в плейстоцене-голоцене и подвергшихся впоследствии длительному процессу перемыва.

Резко противоположная по свойствам минеральная ассоциация выделяется по третьему фактору (вклад в дисперсию 12.4 %). Типичными ее пред-

Резко противоположная по свойствам минеральная ассоциация выделяется по третьему фактору (вклад в дисперсию 12.4 %). Типичными ее представителями являются минералогические спектры станций В38-16/1 и В38-18 (табл. 1). В ее составе преобладают минералы с наибольшей миграционной способностью (преимущественно слюды). Они фиксируют области со спокойным гидродинамическим режимом, в которых происходит осаждение наиболее тонкой взвеси. Причем здесь же отмечаются высокие скорости осадконакопления. Общая картина распределения подобных областей в прибрежных районах Южно-Китайского моря принципиально не отличается от выявленных ранее в Японском и Восточно-Китайском морях. Они представляют собой конусы выноса крупных рек в пределах шельфа, а также подножия склонов с прилегающими участками глубоководных котловин [11,12,35, 38, 42, 44, 45].

По четвертому фактору (вклад в дисперсию 11.8 %) выделяются ассоциации с высоким содержанием сидерита. Наиболее характерными являются минеральные спектры станций 87/19 и 87/26 (табл. 1). Эти ассоциации распространены в основном в пределах Сиамской провинции. Размыв в пределах прилегающей суши мощных кор выветривания приводит к поступлению в осадки Сиамского залива большого количества железа, что способствует фор-

мированию микроконкреций сидерита и гидроксидов железа. Отдельные станции с относительно повышенными значениями факторных нагрузок данного фактора (0.2-0.4, редко - 0.5-0.6) встречаются на прилегающем к дельте р. Меконг шельфе и материковом склоне, но из-за ограниченного количества имеющегося у нас материала выявить здесь какую-то закономерность в распределении сидерита нам не удалось.

Дополнительную информацию о закономерностях формирования минерального состава осадков дает исследование парагенетических ассоциаций минералов, основанное на методах корреляционного и R-модификации факторного анализа. Были изучены две выборки, включающие минеральные ассоциации Аннамско-Хайнаньской и Меконгской (совместно с Иль-де-Сандр) провинций.

Так, в Аннамско-Хайнаньской провинции наиболее значимыми являются следующие парагенетические ассоциации минералов: ильменит (лейкоксен)-циркон-гранат-анатаз (рутил); актинолит-роговая обманка с примыкающими к ним эпидотом и хлоритом; анатаз-метаморфические минералы-турмалин-эпидот; апатит-клинопироксен-карбонат; слюды; гранат-сфен и тяготеющий к ним эпидот; хлорит-ортопироксен-оливин (рис. 6 А). Судя по структуре корреляционных связей и минеральным парагенезам, выделенным по ведущим факторам, в

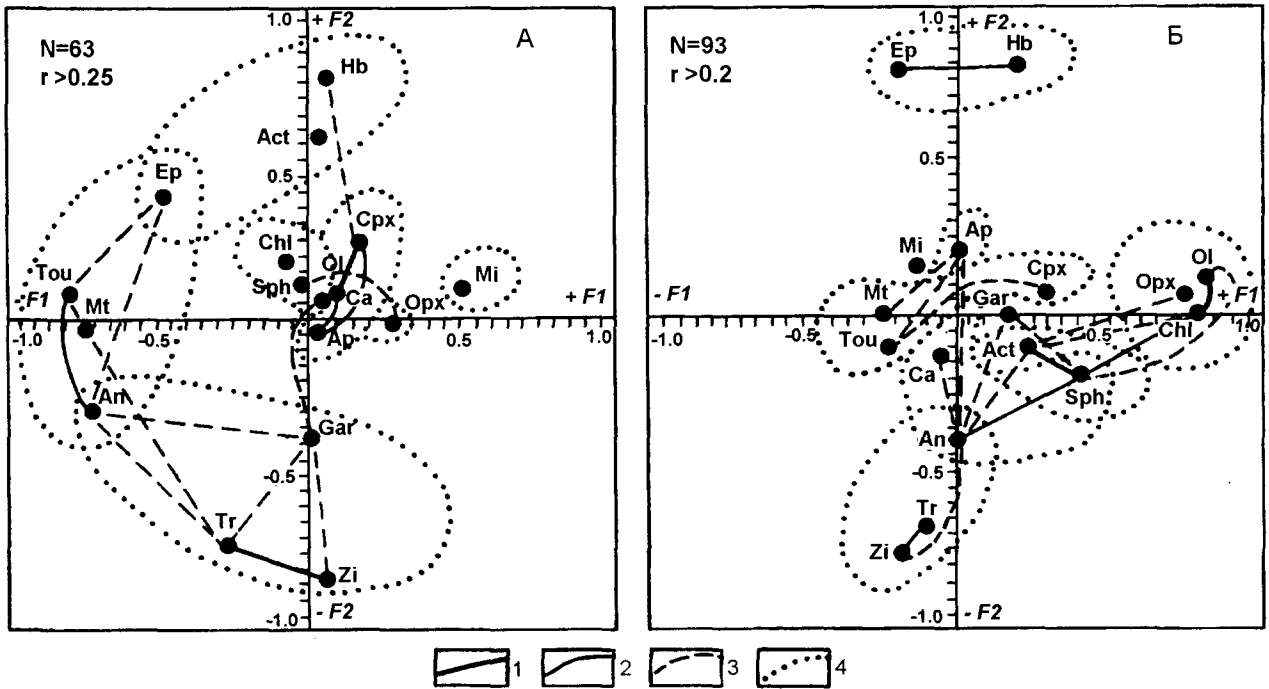


Рис. 6. Ассоциации тяжелых минералов в плоскости ведущих факторов

Провинции: А - Аннамско-Хайнаньская, Б - Меконгская и Иль-де Сандр.

Корреляционные связи: 1 - сильные, 2 - умеренные, 3 - слабые, 4 - контуры парагенезов минералов с учетом факторных нагрузок по 5-ти ведущим факторам.

Индексы минералов см. в табл. 1. N - количество анализов, r - значимый коэффициент корреляции при 95 % уровне значимости.

грузок, построенном в плоскости двух ведущих факторов (рис. 6 А), прослеживается относительное обособление наиболее тяжелых и устойчивых минералов (ильменита, лейкоксена, циркона, граната, анатаза). Данный минеральный парагенез имеет ограниченное распространение; он встречен в осадках внешнего шельфа к северу от о. Ре на глубинах 70-110 м и пространственно совпадает с полем развития ассоциаций IIA_1^{2-} - $IIIA_1^{1,2}$ (рис. 2). Менее отчетливо этот парагенез выражен в южной части провинции (южнее зал. Кам Рань). Устойчивую отрицательную корреляционную связь он имеет с минералами с меньшей плотностью и большей миграционной способностью (слюдами, эпидотом, актинолитом, хлоритом, роговой обманкой). При этом, наиболее миграционноспособные из них (группа слюд) образуют самостоятельный парагенез, приуроченный к осадкам конуса выноса р. Красной и подножию материкового склона. Однако следует отметить, что глубокой дифференциации минералов по гидравлической крупности в осадках провинции не произошло. Об этом можно судить по сохранившимся парагенезам минералов, свойственных гранитно-метаморфическим породам региона, а также по наличию слабых положительных корреляционных связей ильменита (лейкоксена), циркона, граната с промежуточными по физико-механическим свойствам минералами (рис. 6 А).

Исследование корреляционных связей минералов с глубиной моря позволило установить приуроченность некоторых из них к береговым питающим провинциям. Отмечается уменьшение с глубиной количества темных рудных минералов, эпидота, анатаза, группы метаморфических минералов, актинолита. Менее отчетливо эта тенденция проявляется для граната, циркона, сфена, турмалина. Положительная связь с глубиной характерна для пироксенов, оливина, апатита, карбонатов, роговых обманок и слюд.

Примесь вулканокластики в осадках провинции прослеживается по парагенезу хлорит-ортопироксен-оливин. Однако доля его в осадках весьма незначительна: он отмечается на станциях в районе о. Ре, где известны проявления вулканической деятельности в позднем плейстоцене-голоцене [24]. Разнос вулканокластики трассируется на расстояние до 200 км к югу от острова по единичным находкам идиоморфных зерен оливина в "рубашке" из бурого вулканического стекла.

В структуре корреляционных связей и парагенезах минералов осадков широкого шельфа Вьетнама, прилегающего к дельте р. Меконг (провинции Меконгская и Иль-де-Сандр), отмечаются как элементы сходства, так и различия по сравнению с Аннамско-Хайнаньской провинцией. Одной из отли-

чительных особенностей является четко выраженный парагенез хлорит-ортопироксен-оливин, который резко обособляется и выделяется по первому фактору (рис. 6Б). Наиболее ярко он выражен в районе вулканической группы Иль-де-Сандр, являющейся основным поставщиком вулканокластики в этом районе. Одно из последних извержений вулкана наблюдалось в 1923 г. [5,7]. Разнос оливина прослежен в юго-западном направлении на расстояние более 150 км, хотя и встречается он здесь в виде единичных зерен. Рассматриваемый парагенез не однороден, в нем может отсутствовать (или содержаться лишь в единичных знаках) оливин (ассоциации IB_1^1 - IB_1^2 , табл.1,2), но объединяющим признаком для него является повышенный фон содержания пироксенов. Ассоциация подобного типа встречается также в устье р. Сайгон, куда пироксены поставляются из четвертичных базальтов, покровы которых широко распространены в пределах водосбора [20, 28].

Глубина минералогической дифференциации обломочного материала на рассматриваемом участке выражена значительно сильнее, чем в северных районах вьетнамского шельфа. Об этом можно судить по резкому разобщению минералов с различной гидродинамической устойчивостью (фактор II, рис. 6 Б). Эпидот и роговая обманка, основные компоненты минеральных ассоциаций региона, противопоставляются остальным минералам. Для них характерна положительная корреляционная связь с глубиной моря; по мере уменьшения гидродинамической активности придонных вод их содержание в осадках внешнего шельфа увеличивается (см. область развития ассоциаций $IIA_2^{1,3}$, рис. 2). Небольшие максимумы отмечаются в приустьевой зоне р. Меконг на участках интенсивного осаждения выносимой взвеси (рис. 4 Б). В группе устойчивых минералов также наблюдается обособление минералов в зависимости от их плотности. Так, хорошо прослеживается парагенез наиболее гидродинамически устойчивых минералов - циркона и темных рудных (к которым примыкает и рутил), имеющих отрицательные корреляционные связи с глубиной моря. Они тяготеют к отсортированным мелко-, среднезернистым псаммитам (положительная корреляция с псаммитово-гравийными и отрицательная - с алевритово-пелитовыми фракциями). Максимально данный парагенез проявляется на глубинах 20-30 м и приурочен к отложениям прибрежных фаций (вероятно, раннеголоценового возраста), подвергшихся интенсивному перемыву под действием штормового волнения и приливно-отливных течений. На больших глубинах, среди аналогичных по фациальной природе отложений древних береговых уровней, этот парагенез выражен в меньшей степени. О глу-

бине процессов дифференциации минералов по гидравлической крупности свидетельствует также поведение в осадках минералов с промежуточной гидродинамической устойчивостью, прежде всего граната. В отличие от северных районов шельфа, где гранат входит в устойчивую ассоциацию совместно с темными рудными, цирконом и рутилом (рис. 6 А), здесь он образует самостоятельный парагенез со слабыми корреляционными связями со сфеном и анатазом (рис. 6 Б). Пространственно он примыкает к периферийным участкам (с некоторым сдвигом на большие глубины) распространения наиболее устойчивой минеральной ассоциации, тем самым оттягивая интенсивность процессов минералогической сепарации.

Особенности минералогической дифференциации можно проследить также при исследовании корреляционных связей минералогических и структурных параметров осадков. Для установления зависимости содержания минералов от медианного диаметра (Md) и сортировки (Hr)¹ в осадках южных районов вьетнамского шельфа (южнее 11° с.ш.) были выполнены регрессионный и корреляционный анализы. С увеличением размерности осадков установлена положительная корреляционная связь (в порядке увеличения значимых коэффициентов корреляции) для метаморфических минералов, сфена, турмалина, анатаза, эпидота, граната, циркона, темных рудных; с уменьшением размерности - для хлорита, актинолита, слюды и карбонатов.

По данным регрессионного анализа влияние медианного диаметра на распределение минералов сравнительно невелико и изменяется от 0.01 до 25-30 %. Наиболее сильно оно сказывается на минералах с резко противоположной гидродинамической устойчивостью: цирконе, темных рудных, карбонатах и слюдах. Индифферентное поведение свойственно апатиту, клинопироксену и роговым обманкам. Зависимость содержаний минералов от Md можно расположить в следующей последовательности (по мере увеличения): роговые обманки, клинопироксен, апатит, оливин, актинолит, ортопироксен, метаморфические минералы, сфен, турмалин, анатаз, хлорит, эпидот, гранат, слюды, карбонаты, циркон, темные рудные. Влияние параметра сортировки сказывается еще в меньшей мере; лишь для циркона, темных рудных, карбонатов и граната его значения достигают 10-23 %. В целом значения квадрата коэффициента множественной регрессии, дающие оценку вклада переменных в общую дисперсию [4, 9], для Md и Hr составляют 59.8 и 28.6 % соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ распределения минеральных ассоциаций в осадках вьетнамского шельфа и прилегающих глубоководных участках Южно-Китайского моря позволил выявить основные черты их формирования.

Учитывая высокое содержание в составе минеральных комплексов морских осадков неустойчивых минералов, можно достаточно уверенно сказать, что влияние климатического фактора на образование минеральных ассоциаций данного региона хотя и заметно, но не является определяющим. И это несмотря на то, что в пределах водосборного бассейна в условиях влажного тропического климата в результате процессов хемогенного выветривания коренных пород формируются мощные коры выветривания и покровные отложения, минеральные комплексы которых представлены весьма устойчивыми компонентами [24, 27, 33]. Одной из предпосылок, способствующих обогащению шельфовых осадков неустойчивыми минералами, можно считать влияние абразионных процессов, как современных, так и протекавших в больших масштабах при гляциоэвстатических трансгрессиях моря в плейстоцене-голоцене, в ходе которых размыву подверглись не только коры выветривания, но и значительные массивы неизмененных пород. Определенные коррективы, вероятно, вносят крупные транзитные реки (Красная, Меконг), дренирующие в верховьях горные сооружения с сильным эрозионным врезом, превышающим мощность кор выветривания. О значительном выносе реками неустойчивых минералов можно судить по взвеси (данные О.В. Дударева и В.П. Нечаева по седиментационным ловушкам из приустьевой зоны р. Меконг), в минеральном составе которой преобладают амфиболы и эпидот, а также повышенному фону содержаний этих минералов и слюды в осадках, прилегающих к устью реки. В то же время, в осадках, области сноса которых дренируются речными системами с небольшим эрозионным врезом в мощные коры выветривания, роль климатического фактора в формировании минерального состава усиливается. Здесь образуются устойчивые минеральные ассоциации без заметных признаков их гидродинамической переработки в морских условиях. Примером могут служить минеральные ассоциации северо-восточной части Сиамского залива.

В минеральных ассоциациях осадков изученного района по сравнению с осадками корейского шельфа, расположенного в умеренном климатическом поясе, но с близким петрографическим комплексом пород в пределах питающих провинций (широкое развитие палеозойско-докембрийских гранитно-метаморфических пород), отмечается относительно

¹Медианный диаметр рассчитан в единицах "фи". В качестве меры сортировки приняты значения нормированной энтропии [26].

повышенный фон содержания устойчивых минералов. Причем здесь "вызревание" минеральных ассоциаций в процессе дифференциации обломочного вещества по гидравлической крупности заходит значительно дальше, чем в бассейнах умеренного пояса, что в какой-то мере предопределено подготовкой вещества на прилегающей суше, т.е. климатическим фактором.

Большее значение, чем климатический фактор, в формировании минерального состава осадков оказывают гидродинамические процессы, протекающие в самом бассейне осадконакопления. Минералогическая дифференциация обломочного вещества по гидравлической крупности характерна для осадков всего привьетнамского шельфа, причем более интенсивно она выражена в осадках северо-западной части шельфа Сунда, примыкающей к дельте р. Меконг. Характер распределения минералов здесь зависит не только от действия современного волнения и приливно-отливных течений, но в значительной мере предопределен эволюцией осадконакопления в ходе гляциозвстатических колебаний уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене (особенно в эпохи стабилизации уровня моря), когда сформировались прибрежно-морские отложения, близкие по составу современным осадкам волнового поля. Реликты последних выявлены на многих участках шельфа.

В целом, рассмотренные выше закономерности в распределении минералов с различной гидравлической крупностью в осадках изученного региона, отраженные в факторных ассоциациях, прослеживаются для многих участков широких шельфов окраинных морей [11, 12, 30, 44].

Авторы выражают признательность организаторам и руководителям экспедиций со стороны ТОИ ДВО РАН и Национального Центра естественных наук и технологий Вьетнама (НЦНТВ) за предоставленную возможность проведения исследований донных осадков в экономической зоне Вьетнама, а также О.В.Дудареву и В.П.Нечаеву - за переданные результаты по седиментационным ловушкам из устьевой зоны р. Меконг; Ю.Д.Маркову и А.И.Боцулу - за предоставленные пробы осадков южной части вьетнамского шельфа; И.В.Уткину - за помощь в проведении модернизации программ статистической обработки материалов на IBM PC.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аникиев В.В., Зайцев О.В., Логинов А.А. и др. Распределение и перенос взвешенного вещества в эстуарии р. Меконг и прилегающей части Южно-Китайского моря и биоседиментация в морях и океанах // Биоседиментация в морях и океанах. Тез. докл. Всесоюз. совещ. Тегерда, 26 сент.-1 окт. 1983. М.: Наука, 1983. С. 30-31.

2. Аникиев В.В., Дударев О.В., Колесов Г.М., Шумилин Е.Н. Распределение и фракционирование элементов во взвеси эстуарной системы река Сайгон-Южно-Китайское море // Геохимия. 1993. N 5. С. 709-719.
3. Атлас физико-географических данных Южно-Китайского моря. Л.: Гидрогр. Упр. ВМФ СССР, 1953.
4. Афифи А., Эйзен С. Статистический анализ: подход с использованием ЭВМ. М.: Мир, 1982. 488 с.
5. Бондаренко В.И., Надежный А.М. Основные черты строения и морфологии вулканической зоны и отдельных подводных вулканов в районе островов Катуик-Фу-Куй на шельфе Вьетнама по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1985. N 5. С. 34-43.
6. Горшков А.П. Исследования подводных вулканов в 10-м рейсе НИС "Вулканолог" // Вулканология и сейсмология. 1981. N 6. С. 39-45.
7. Гущенко И.И. Извержения вулканов мира (каталог). М.: Наука, 1979. 476 с.
8. Данг Конг Минь. Распространение приливных волн и приливные колебания уровня Южно-Китайского моря // Океанология. 1975. 15. N 4. С. 580-586.
9. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 574 с.
10. Деркачев А.Н. Минералогические провинции осадков Японского моря // Тихоокеан. геология. 1992. N 6. С. 12-30.
11. Деркачев А.Н. Минералогические особенности окраинно-морского седиментогенеза (на примере Японского моря). Владивосток: Дальнаука, 1996. 222 с.
12. Деркачев А.Н., Лихт Ф.Р., Марков Ю.Д. и др. Строение и состав четвертичных отложений // Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. С. 149-195.
13. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические провинции осадков района островной дуги Нансей (Рюкю) и ее обрамления // Литология и полез. ископаемые. 1992. N 5. С. 51-64.
14. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические особенности осадков окраинных морей Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1993. N 6. С. 58-74.
15. Игнатова В.Ф. Современное осадкообразование в Татарском проливе. М.: Наука, 1980. 78 с.
16. Игнатова В.Ф., Кузьмин Я.В., Чугунов А.Б. Использование статистических методов в целях терригенно-минералогического районирования (на примере современных осадков Татарского пролива) // Периокеанический седиментогенез. Владивосток, 1989. С. 23-30.
17. Йереског К.Г., Клован Д.И., Реймент Р.А. Геологический факторный анализ. Л.: Недра, 1980. 224 с.
18. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 256 с.
19. Короткий А.М. Геоморфология и палеогеография материкового Япономорского шельфа в верхнем плейстоцене // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 189-197.
20. Кудрявцев Г.А., Агентов В.Б., Гатинский Ю.Г. и др. Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. Л.: Недра, 1969.

21. Марков Ю.Д. Южноприморский шельф Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 128 с.
22. Марков Ю.Д. Современный седиментогенез на вулканах Иль-де-Сандр и прилегающей части шельфа (Южно-Китайское море) // Вулканология и сейсмология. 1993. N 5. С. 48-60.
23. Марков Ю.Д., Николаева Н.А. Позднечетвертичные отложения Южно-Китайского моря // Периокеанический седиментогенез. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 40-46.
24. Острова вьетнамского шельфа. М.: Наука, 1993. 134 с.
25. Петелин В.П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря // Тр. Ин-та Океанологии АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Т. XXII. С. 77-138.
26. Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 286 с.
27. Сухорукова С.С., Ковалева Е.Ф. Литология и генезис покровных отложений Вьетнама. Препринт N. 12. Новосибирск, 1988. 39 с.
28. Тектоника Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии. М-б 1: 5000000. 1966. 487 с.
29. Турко Н.Н. Рельеф дна Южно-Китайского моря и моря Сулу // Океанология. 1973. Т. 13. Вып. 3. С. 460-466.
30. Формации и седиментогенез материковой окраины. Л.: Недра, 1981. 196 с.
31. Хрусталева Ю.Б., Хрусталева Л.Ю., Туровский Д.С., Ле Тхий Хоп и др. Минералогия донных осадков западного шельфа и материкового склона Южно-Китайского моря // Литология и полез. ископаемые. 1987. N 2. С. 3-11.
32. Шиманович С.Л. Минералогия аллювиальных отложений Белорусского Понеманья. Минск: Наука и техника, 1982. 200 с.
33. Шлыков В.Г., Нгуен Тхань. Минеральный состав четвертичных глинистых отложений зоны влажных тропиков (на примере Вьетнама) // Вест. МГУ. Сер. Геол. 1982. N 4. С. 60-71.
34. Chen L.R., Zhang X.R. Peculiarities of mineral distribution in sediments of northern part of the Bakbo Gulf // Acta Oceanol. Sin. 1986. V. 8, N 3. P. 340-346.
35. Derkachev A.N., Nikolayeva N.A. Heavy mineral associations found in sediments of the East China Sea and adjacent Ryukyu and Taiwan areas // Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences. Taiwan, 1995. V. 6, N 1. P. 75-90.
36. Emery K.O., Niino H. Sediments of the gulf of Thailand and adjacent continental shelf // Geol. Soc. Am. Bull. 1963. V. 74. P. 541-554.
37. Grimm E.C. CONISS: a Fortran-77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares // Comput. and Geosci. 1987. V. 13, N 1. P. 13-35.
38. Marine Atlas of Bohai Sea, Yellow Sea, East China Sea // Geology and Geophysics. Beijing, 1990.
39. McManus D., Venkatarathnam K., Hopkins D. et al. Distribution of bottom sediments on the continental shelf, northern Bering Sea // Geol. Surv. Prof. Paper. 1977. V. 759-C. 31 p.
40. Milliman J.D., Meade R.H. World-wide delivery of river sediment to the oceans // J. Geol. 1983. 91. P. 1-21.
41. Nechaev V.P., Derkachev A.N. Heavy-Mineral Assemblages in Quaternary Sediments of the Philippine Sea as Indicators of Subduction/Collision-Related Tectonics / S.A. Shcheka and H. Tokuyama (Eds). Geology and Geophysics of the Philippine Sea floor. TERRA Publ. Co. Tokyo, Japan, 1995. P. 215-233.
42. Shen S., Chen L., Xu W. Mineral composition and peculiarities of its distribution in sediments of the Huanghai Sea // Oceanol. et Limnol. Sin. 1984. V.15, N 3. P. 240-250.
43. Stokes S., Lowe J. Discriminant function analysis of Late Quaternary tephra from five volcanoes in New Zealand using glass shard major element chemistry // Quat. Res. 1988. 30. P. 270-283.
44. Wang X., Liang J. Study of factors controlling heavy mineral distribution on the East China Sea continental shelf by using statistical analyses // Acta Oceanol. Sin. 1982. 4. P. 65-77.
45. You K., Sui L., Qian J. Modern sedimentation rate in the vicinity of Changjiang Estuary and adjacent continental shelf // Proc. Int. Symp. Sed. Contin. Shelf, Spec. Ref. East China Sea. Hangzhou, Apr. 12-16, 1983. Beijing, 1983. P. 547-561.

Поступила в редакцию 3 мая 1996г.

A.N. Derkachev, N.A. Nikolayeva.

Assemblages of heavy minerals in the sediments of the South China Sea western part.

The distribution of mineral assemblages in sediments of both shelf and continental slope of Vietnam is considered. Mineral provinces are recognized and their characteristics are given. Principal regularities of mineral composition formation of marine sediments (with their supply provinces mainly located in the subequatorial belt) are shown on the basis of the multivariate statistics methods (correlation, factor, cluster, regression and discriminant analyses). It is established, that though the influence of climate on the formation of mineral assemblages is marked, it is not determining.

ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА БОРЕАЛЬНОГО НИЖНЕГО ТРИАСА И ГРАНИЦА ИНДСКОГО И ОЛЕНЕКСКОГО ЯРУСОВ

А. С. Дагис

Институт экологии, г. Вильнюс, Латвия

Обсуждается схема ярусного и зонального расчленения нижнего триаса Бореальной провинции. В качестве стратотипа границы индского/оленекского ярусов рекомендуется выбрать один из разрезов Восточного Верхоянья.

Нижний триас до настоящего времени не имеет общепринятого ярусного деления. Эта проблема являлась объектом специального обсуждения во время Триасового симпозиума в Лозанне (Швейцария) в 1991 году, когда в результате голосования членами Триасовой подкомиссии, было рекомендовано принять в качестве стандартных индский и оленекский ярусы, предложенные Л. Д. Кипарисовой и Ю. Н. Поповым [12]. Такому решению способствовала предложенная мной новая зональная схема бореального нижнего триаса [15], включающая 21 биостратон и являющаяся наиболее детальной биостратиграфической схемой этого интервала в мире (табл.).

В недавних публикациях Ю. Д. Захаров [11, 25] провел ревизию зональной схемы индского и оленекского ярусов бореальных регионов, но предложенные им изменения схемы базируются на недостаточной или устаревшей информации и не способствуют прогрессу биостратиграфии нижнего триаса.

О ЗОНИРОВАНИИ НИЖНЕГО ТРИАСА СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Ю. Д. Захаровым [11, 25] была подвергнута сомнению правомерность зонирования ряда уровней бореального нижнего триаса:

Зона *Otoceras concavum*. В своих более ранних публикациях Ю. Д. Захаров [9, 10] не признавал в качестве самостоятельного вид *Otoceras concavum* Tozer, а следовательно не мог выделить эту зону в Верхоянском регионе. В последних работах он принимает *O. concavum* Tozer (правда, в неизвестной трактовке), но считает, что этот вид распространен в наиболее низких горизонтах индского яруса совместно с *Otoceras boreale* Spath. Такая уникальная для бореальных регионов трактовка распространения видов рода *Otoceras* очевидно связана с неточными определениями видов этого рода. Э. Т. Тозер [22] полагал, что отличительным признаком *O. concavum* Tozer являются вогнутые боковые стороны, но более характерно для этого вида уплощение вентральной стороны, сохраняющееся у взрослых экземпляров (более 120 мм в диаметре) - признак, унаследованный от предковой группы (семейства *Araxoceratidae*).

В разной степени уплощенную вентральную сторону имеют также молодые *Otoceras boreale* Spath, но взрослые особи этого вида характеризуются раковиной с четко приостренной вентральной стороной. Вопреки утверждениям Ю. Д. Захарова, в базальных слоях индского яруса не известны формы с приостренной вентральной стороной. *O. concavum* Tozer очевидно является предком *O. boreale* Spath и эта филогенетическая линия является основой зонирования наиболее низких уровней индского яруса, которое является тождественным в Арктической Канаде [22] и в Сибири [15].

Зоны *Tompophiceras morpheos* и *Wordieoceras decipiens*. По мнению Ю. Д. Захарова [11, 25], на Северо-Востоке России между зонами *Otoceras boreale* и *Vavilovites sverdrupi* может быть выделена только одна зона - *Tompophiceras pascoei*. Однако в Восточном Верхоянье описан ряд разрезов, которые содержат в этом стратиграфическом интервале три достаточно дискретных последовательных комплекса аммоноидей [6]. В нижнем комплексе известны виды исключительно рода *Tompophiceras* - *T. gracile* (Spath), *T. pascoei* (Spath) (включая *Glyptophiceras nielsenii* Spath, *G. extremum* Spath, *G. subextremum* Spath, *G. serpentinum* Spath, *Tompophiceras fastigatum* (Popow). В среднем комплексе содержатся иные виды рода *Tompophiceras* - *T. morpheos* (Popow), *T. gerbensis* (Popow) и первые представители родов *Ophiceras* и *Wordieoceras*. Верхний комплекс охарактеризован исключительно родом *Wordieoceras*. На основании такой последовательности, прослеженной в ряде разрезов, были предложены зоны *Tompophiceras pascoei*, *T. morpheos*, *Wordieoceras decipiens*. Аналогии этих зон известны в ряде районов Сибири (верхнее течение Колымы), а также в западных бореальных регионах [4].

Зона *Kingites? korostelevi*. Эта зона отвергнута Ю. Д. Захаровым [11, 25] на основании ошибочного представления о широком вертикальном распространении ее вида-индекса. Такое решение неожиданно, поскольку именно Ю. Д. Захаровым впервые был открыт комплекс аммоноидей этой зоны в разрезах Восточного Верхоянья (р. Бургаганджа, бассейн р. Томпо), откуда он описал или изобразил *Kingites korostelevi* sp. nov., *Ophiceras*

Таблица

Корреляция сибирской и канадской схем зонального расчленения нижнего триаса

		Siberia		Canada			
Indian	Upper	Olenekian	Olenikites spiniplicatus		Keyserlingites subrobustus		Spathian
			Parasibirites grambergi	Parasibirites efimovae		Subolenckites pilaticus	
				Parasibirites mixtus			
		Parasibirites kolymensis					
		Nordophiceras contrarium	Parasibirites egorovi				
			Parasibirites tuberculatus				
			Boreoseras lenaense				
		Bajarunia euomphala	Boreoceras demokidovi				
			Boreoceras planorbis				
	Bajarunia eiekitensis						
	Lower	Wasatchites tardus		Wasatchites tardus		Smithian	
		Lepiskites kolymensis		Euflemingites romundufi			
		Hedenstroemia hedenstroemi		Hedenstromia hedenstroemi			
	Upper	Kingites? korostelevi				Dienerian	
		Vavilovites turgidus					
		Vavilovites sverdrupi		Vavilovites sverdrupi			
				Proptychites candidus			
	Lower	Wordioceras decipiens		Proptychites strigatus		Griesbachian	
Tompophiceras morphaeos		Ophiceras commune					
Tompophiceras pascoi		Ostoceras boreale					
Ostoceras boreale							
Ostoceras concavum				Ostoceras concavum			

sp. [11, табл. VII, фиг. 1, 2] (= *Sakhaites verkhoyanicum* (Popow)) и *Episageceras dalailamae* [11, табл. II, фиг. 7] (= *E. antiquum* (Popow)). Причина ошибки кроется в том, что в монотонной аргиллито-алевролитовой толще Ю.Д.Захаровым не была учтена серия разломов и разно-возрастные блоки описаны как единый последовательный разрез, что привело к смещению фаун из различных стратиграфических уровней (зон *Vavilovites turgidus* и *Kingites? korostelevi*). В других регионах Восточного Верхоянья (бассейн р.Делины) с более спокойной тектоникой, между последними находками рода *Vavilovites* и появлением *Hedenstroemia hedenstroemi* четко выделяется стратиграфический интервал с небольшим, но характерным комплексом аммоноидей - *Kingites? korostelevi* Yu. Zakh., *Sakhaites verkhoyanicum* (Popow), *Episageceras antiquum* (Popow), который был отнесен к зоне *Kingites? korostelevi*. По стратиграфическому положению (ниже

зоны *Hedenstroemia hedenstroemi*) зона *Kingites? korostelevi* была включена еще в индский ярус.

Подзона *Boreoceras apostolicum*. Вероятно следует согласиться, что сибирские экземпляры, описанные как *Boreoceras apostolicum* (Smith) [7] имеют некоторые черты, отличающие их от типичных форм из Айдахо [20]. Сибирские *B. apostolicum* (Smith) близки к повсеместно встречающемуся эндемичному виду *B. demokidovi* (Popow), отличаясь от него лишь появлением низких бугорков на средних оборотах раковины. Этот признак является очень изменчивым и сибирские *B. apostolicum* (Smith) (= *Dieneroceras ogonerense* Ермакова) в настоящее время интерпретируется как крайний вариант вида *B. demokidovi* (Popow). Соответственно, рассматриваемый биостратон должен быть переименован в подзону *Boreoceras demokidovi*.

С номенклатурной точки зрения, это решение является не лучшим, поскольку название зоны

Boreoceras demokidovi, было использовано ранее [1] в более широком смысле - в суммарном объеме современных зон *Bajarunia euomphala* и *Nordophiceras contrarium*. К сожалению, другие виды комплекса подзоны имеют более широкое распространение и не пригодны для использования в качестве видов-индексов. Распространение же *Boreoceras demokidovi* (Porow) согласно последним данным [4] ограничено только рассматриваемой подзоной.

Зона *Parasibirites grambergi*. Наибольшее недоумение вызывает исключение Ю.Д.Захаровым [10, 25] из зональной схемы нижнего триаса Сибири зоны *Parasibirites grambergi*, выделенной на основании очень четкого комплекса аммоноидей. Зона *Parasibirites grambergi* - это биозона эндемичного рода *Parasibirites*, являющегося прямым потомком другого бореального рода - *Praesibirites*. Род *Parasibirites* отличается появлением вентро-латеральных бугорков и ребристости на вентральной стороне. Онтогенетическая акцелерация последнего признака использована для различения ряда последовательных видов в пределах рода *Parasibirites* и эта филогенетическая линия является основой для подзонального расчленения зоны *Parasibirites grambergi*.

У древнейшего вида рода (*Parasibirites kolymensis* Butschkov) вентральные ребра появляются только на жилой камере. Более молодые виды (*P. grambergi* (Porow), *P. mixtus* Porow) имеют ребристую вентральную сторону начиная с 5-6 оборотов. У более молодых форм *P. efimovae* Butschkov ребра в онтогенезе появляются уже на третьем обороте.

Приведенные Ю.Д.Захаровым [10, 25] данные о смешении аммоноидей из зоны *Parasibirites grambergi* и последующей зоны *Olenikites spiniplicatus* сомнительны. Отдельные виды, известные в зоне *Olenikites spiniplicatus* действительно появляются в зоне *Parasibirites grambergi* (*Subolenikites altus* (Mojs.), *Boreomeekoceras keyserlingi* Mojs. и др.), но только в ее верхней части - подзоне *Parasibirites efimovae*. *Olenekoceras middendorffi* (Keys.), указываемый совместно с *Parasibirites grambergi* (Porow) в действительности является *Olenekoceras laevigatum* Dagys et Erm. и встречается он не с *Parasibirites grambergi*, а с *P. efimovae* Butschkov. (В большинстве прежних публикаций все виды рода *Parasibirites* определены как *P. grambergi* (Porow)).

Для зоны *Olenikites spiniplicatus* характерными являются роды *Olenikites*, *Keyserlingites*, *Pseudosvalbardiceras*, *Prosphingites* и др., которые никогда не были отмечены в зоне *Parasibirites grambergi*.

Я далек от мысли, что зональная схема нижнего триаса Северо-Востока России является совершенной, не подлежащей дополнениям и изменениям. Несмотря на существующий прогресс в биостратиграфии бореального мезозоя, достигнутый в последние десятилетия, северные регионы Сибири нельзя считать до-

статочно изученными и биостратиграфические схемы окончательно стабилизировавшимися. Но совершенно очевидно, что прогресс в этой области должен базироваться на принципиально новых стратиграфических или палеонтологических данных.

ГРАНИЦА ИНДСКОГО И ОЛЕНЕКСКОГО ЯРУСОВ: ПРОБЛЕМА СТРАТОТИПА

Основные затруднения в определении границы индского и оленекского ярусов связаны с тем обстоятельством, что стратотипы ярусов были предложены в различных палеобиогеографических областях - индского яруса в Тропической или Тетической области, а оленекского - в Бореальной [12, 13], которые характеризовались существенно различающимися морскими биотами. Более того, точное положение стратотипа оленекского яруса не известно. Л.Д.Кипарисова и Ю.Н.Попов отметили, что «оленекский ярус имеет стратотипом разрез в низовьях р.Оленек в Арктической Сибири» [12]. Д.В.Лазуркин и М.В.Корчинская [14] в качестве стратотипа оленека рассматривали разрез по р.Оленек вблизи устья руч. Менгилях, откуда происходили основные коллекции аммоноидей, описанных А.Кейзерлингом [16] и Э.Мойсичем [18, 19].

Согласно оригинальному определению оленекского яруса [12], он включал только «оленекские слои» с родами *Dinarites*, *Prosphingites*, *Sibirites*, *Olenikites*, *Keyserlingites*, *Dieneroceras*, которые ошибочно были скоррелированы с *Owenitan* и *Columbitan* подразделениями Л.Спата [21]. Позже Л.Д.Кипарисова и Ю.Н.Попов [13] пришли к выводу, что зоны *Flemingitan* и *Owenitan* являются синхронными и существенно изменили и увеличили первоначальный объем оленекского яруса. По новой интерпретации в «стратотипических разрезах» оленекский ярус включал четыре родовые зоны: *Paranorites*, *Dieneroceras*, *Olenikites* и *Prohungarites*. Бореальная зона *Prohungarites*, содержащая *Prosphingites* (= *Stenopopanoceras*), *Prohungarites* (= *Grambergia*) и *Karangatites* по современным представлениям [2, 23] имеет анизийский возраст. Зона *Olenikites* (оленекские слои) основана на разрезе у руч. Менгилях и охватывает зоны *Parasibirites grambergi* (подзону *P. efimovae*) и *Olenikites spiniplicatus* современной стратиграфической схемы. Из зоны *Dieneroceras* были приведены таксоны исключительно зоны *Bajarunia euomphala*. Зона *Paranorites*, согласно приведенному списку аммоноидей [13], охватывает стратиграфические аналоги двух современных зон: *Hedenstroemia hedenstroemi* и *Lepiskites kolymensis*. В целом из разрезов бассейна нижнего течения Оленека, которые были интерпретированы как стратотипические авторами оленекского яруса, до настоящего времени выделены зоны *Hedenstroemia hedenstroemi*, *Lepiskites kolymensis*, *Bajarunia euomphala*, *Parasibirites grambergi* и *Olenikites spiniplicatus*. Зоны *Wasatchites tardus* и *Nordophiceras contrarium* в стратотипи-

ческой местности не известны и включены в стандарт по материалам изучения парастратотипических разрезов Восточного Таймыра и Верхоянья [4].

Несмотря на присутствие определенных хиатусов в последовательности аммоноидных комплексов стратотипических разрезов, нижняя граница оленекского яруса четка и совпадает с основанием зоны *Hedenstroemia hedenstroemi*. Последняя зона отмечена на обширных площадях Северо-Востока России [3], а также в Арктической Канаде [24]. В обоих регионах зона *Hedenstroemia hedenstroemi* сменяется зоной *Lepiskites kolymensis* или *Euflemingites romunderi* - очевидно синхронными бистратонами с очень близкими комплексами аммоноидей.

Расчленение и корреляция соответствующего стратиграфического интервала (между гиронитовой и прионитовой фаунами) в низких палеоширотах с тропической фауной менее ясно. Дж. Смит [20] различал в этом интервале два биостратона - подзоны *Pseudosagaceras multilobatum* и *Owenites*. Эта идея была поддержана Л. Спатом [21], предложившим зоны *Flemingitan* и *Owenitan*, но Б. Каммел и Дж. Стил [17] привели аргументы в пользу синхронности этих зон.

Э. Т. Тозер [23] полагал, что древнейшими смитскими (нижнеоленекскими) фаунами являются комплексы аммоноидей из Мадагаскара, хеденштремиевых слоев Гималаев и Верхоянья, а также цератитового песчаника Соляного Кряжа. Эта корреляция была принята также А. С. Дагисом и С. П. Ермаковой [3], но она кажется сейчас проблематичной в силу двух причин:

1. В южных регионах доприонитовые слои нижнего оленека (или смитского яруса) не содержат в конкретных разрезах двух последовательных фаун, сравнимых с бореальными фаунами зон *Hedenstroemia hedenstroemi* и *Lepiskites kolymensis* (= *Euflemingites romunderi*);

2. В упомянутых выше древнейших оленекских фаунах южных регионов широко распространены роды *Juvenites*, *Paranannites*, *Kashmirites*, *Arctoceras* и др. В бореальных районах эти роды известны только в аналогах зоны *Lepiskites kolymensis*.

Замечание Э. Т. Тозера [23], что корреляция раннесмитских фаун ясна в целом, но остается ряд проблем, которые не могут быть решены без получения дополнительных стратиграфических данных, сохраняет свою актуальность до настоящего времени.

Таким образом корреляция бореальной зоны *Hedenstroemia hedenstroemi*, а следовательно и нижней границы оленекского (бореального!) яруса в Тетисе не вполне ясна и этот недостаток в полной мере проявляется в разрезах Приморья, содержащих тропическую фауну. Древнейшим подразделением оленека в этом регионе является зона *Hedenstroemia bosphorensis* [10, 11], в которой широко распространены роды *Arctoceras*, *Euflemingites*, *Meekoceras*, *Paranannites* и многие дру-

гие не известные в бореальной зоне *Hedenstroemia hedenstroemi*, но широко распространенные в последующей зоне *Lepiskites kolymensis* и ее аналогах. Род *Hedenstroemia* не является индикатором базальных слоев оленека - в бореальных регионах он распространен также в зоне *Lepiskites kolymensis* [3]. Вопреки утверждениям Ю. Д. Захарова [11, 25] нет полной уверенности, что в Приморье имеются аналоги бореальной зоны *Hedenstroemia hedenstroemi*, поскольку зона *H. bosphorensis* уверенно может быть скоррелирована только с зоной *Lepiskites kolymensis* стратотипа оленекского яруса. Присутствие аналогов зоны *H. hedenstroemi* в этом регионе возможно, но не доказано.

В этой связи вызывает недоумение предложение Ю. Д. Захарова [11, 25] в качестве стратотипа границы индского и оленекского ярусов разреза мыса Три Камня на побережье Уссурийского залива. В этом районе нижний триас представлен двумя толщами: нижней, сложенной преимущественно песчаниками, и верхней - алевролитовой. В нижней толще встречены *Gyronites subdharmaus* Kipar., *G. aff. planissimus* Spath, *Koninckites varaha* Diener, характеризующие верхи инда (местную зону *Gyronites subdharmaus*). Из верхней толщи собраны разнообразными *Hedenstroemia*, *Flemingites*, *Euflemingites*, *Arctoceras* и др., характерные для зоны *Hedenstroemia bosphorensis*. Из верхней части песчаников (14 м от кровли) Ю. Д. Захаров определил *Gyronites separatus* Kipar. (доминант), *G. aff. planissimus* Spath, *Ambites* sp., *Hedenstroemia bosphorensis* (Yu. Zakh.), *Parahedenstroemia* sp., и подошва слоя с этими аммоноидеями избрана точкой глобального стратотипа границы индского и оленекского ярусов.

Комплекс аммоноидей из верхней части песчаников уникален, в нем явно доминируют виды характерного индского рода *Gyronites* и в тоже время отмечены хеденштремииды. Возможно, этот комплекс не является естественным в смысле Э. Т. Тозера [23] и является продуктом переотложения или конденсации. В любом случае такое смешение разновозрастных аммоноидей в одном комплексе является подозрительным и корреляция этой фауны с бореальной зоной *Hedenstroemia hedenstroemi* очень сомнительной, и тем более опрометчивым является установление на таком материале международных стратиграфических эталонов.

В стратотипической местности также нет ни одного разреза, который отвечал бы требованиям предъявляемым к стратотипам границ. Индский ярус низовьев Оленека представлен песчаниками и алевролитами, часто туфогенными, формировавшимися в прибрежных и лагунных условиях, содержащими лишь небольшой комплекс двустворок [8], которые перекрываются глинами и алевролитами оленекского яруса с разнообразной фауной аммоноидей. Из верхов индского яруса были собраны единичные *Vavilovites* sp. juv. (вероятно зона *Vavilovites turgidus*), но древ-

нейшей оленекской фауной в этом разрезе (Оленекский залив) является *Clypeoceras astakhovae* Yu Zakh. (= *Clypeoceratoides gantmani* (Popow), зона *Lepiskites kolymensis*). Зона *Hedenstroemia hedenstroemi* известна в более южных регионах (бассейн р.Буур), но в этом месте индские отложения полностью лишены аммоноидей. Во всех разрезах стратотипической местности отмечается перерыв в осадконакоплении в основании оленекского яруса [5].

К востоку от Сибирской платформы лагунные фации инда замещаются морскими отложениями и в Восточном Верхоянье в разрезах индского и оленекского ярусов доминируют аргиллиты и алевролиты, обычно с многочисленными прослоями карбонатных конкреций, содержащих комплексы аммоноидей идентичные или очень близкие к таковым из синхронных отложений низовьев р.Оленек. Именно в Восточном Верхоянье имеются непрерывные разрезы индских и оленекских отложений, сложенных однообразными аргиллитом-алевритовыми породами с полной последовательностью аммоноидных зон на границе инда и оленека. В частности в бассейне р.Делиньи (приток р.Томпо) в конкретных разрезах устанавливается последовательность зон *Tompophiceras morpheos*, *Wordieoceras decipiens*, *Vavilovites sverdrupi*, *V. turgidus*, *Kingites?*, *korostelevi* и *Hedenstroemia hedenstroemi*. Этот разрез и другие в бассейне р.Томпо являются наиболее перспективными во всем бореальном регионе для поиска возможного стратотипического разреза границы индского и оленекского ярусов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дагис А.С., Дагис А.А. Корреляция бореального нижнего триаса // Геология и геофизика. 1982. N 7. С. 3-9.
2. Дагис А.С., Ермакова С.П. Зона *Prohungarites similis* Куларского хребта // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 41-45.
3. Дагис А.С., Ермакова С.П. Раннеоленекские аммоноидеи Сибири. М.: Наука, 1990.
4. Дагис А.С., Ермакова С.П. Схема детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т.1, N 2. С. 26-36.
5. Дагис А.С., Казаков А.М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 177с. (Тр. ИТиГ; Вып. 586)
6. Дагис А.С., Дагис А.А., Казаков А.М. и др. Биостратиграфия нижнего инда Восточного Верхоянья // Труды ИГГ СО АН СССР. 1986. Вып. 648. С. 21-31.
7. Дагис А.С., Константинов А.Г. Род *Dieneroceras* в нижнем триасе // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 27-40.
8. Дагис А.С., Курушин Н.И. Триасовые брахиоподы и двустворчатые моллюски севера Средней Сибири. М.: Наука, 1985.
9. Захаров Ю.Д. *Otoceras* Бореальной провинции // Палеонтологический журнал. 1971. N 3. С. 50-59.
10. Захаров Ю.Д. Раннетриасовые аммоноидеи Востока СССР, М.: Наука, 1978. 224с.
11. Захаров Ю.Д. Стратотип границы индского и оленекского ярусов нижнего триаса // Тихоокеанская геология. 1994. N 4. С. 33-44.
12. Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н. Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы // Докл. АН СССР. 1956. Т. 104, N 4. С. 842-845.
13. Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н. Проект расчленения нижнего отдела триаса на ярусы // Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса, проблема 16а. М.: Недра, 1964. С. 91-99.
14. Лазуркин Д.В., Корчинская М.В. К вопросу о стратотипе оленекского яруса // Тр. НИИГА. 1963. Т. 136. С. 99-104.
15. Dagens A.S. Lower Triassic stage, substage and zonal scheme of north-eastern Asia // Mémoires de Géologie (Lausanne). 1994. No 22. P. 15-34.
16. Keyserling A. Beschreibung einiger von Middendorf mitgebrachten Ceratiten des arktischen Sibiriens // Bull. Acad. sci. St.-Petersbourg. 1847. V. 5. No 11. P. 161-174.
17. Kummel B., Steel G. Ammonites from the Meekoceras gracilitatus zone at Crittenden Spring, Elko Country, Nevada // J. Paleontol. 1962. V. 36. No 4. P. 638-703.
18. Mojsisovics E. Arktische Triasfaunen // Mém. Acad. sci. St.-Petersbourg. 1886. V. 33. No 6. P. 1-159.
19. Mojsisovics E. Über einige arktisch Trias-Ammoniten des nördlichen Sibiriens // Ibid. 1888. V. 36. No 5. P. 1-21.
20. Smith J.P. Lower Triassic of North America // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1932. No 167. P. 1-199.
21. Spath L.F. The ammonioidea of Trias // Catalogue of the fossil Cephalopoda in British Museum (Natural History), Pt. 4. L.: Oxford Univ. press., 1934.
22. Tozer E.T. A standard for Triassic time // Bull. Geol. Surv. Canada. 1967. No 156. P. 1-103.
23. Tozer E.T. Triassic time and ammonioidea: Problems and proposals // Canad. J. Earth Sci. 1971. V. 8. No 8. P. 989-1031.
24. Tozer E.T. Canadian Triassic ammonoid faunas // Bull. Geol. Surv. Canada. 1994. No 467. P. 1-663.
25. Zakharov Yu.D. Proposals on revision of the Siberian standard for the Lower Triassic and candidate stratotype section and point for the Induan/Olenekian boundary // Albertiana. 1994. V. 14. P. 44-51.

Поступила в редакцию 6 февраля 1996г.

A.S.Dagens

Zonal subdivision of the Boreal Lower Triassic, and the Induan /Olenekian boundary

Stages and zonal subdivision of the Lower Triassic of the Boreal Province are discussed. As a stratotype of the Indian/Olenekian boundaries one of the sections of the Eastern Verkhoyan region is recommended.

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.380

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД ТЕРРЕЙНОВ

ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

Ю. С. Бретштейн *, Г.З.Гурарий**, Д. М.Печерский ***

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

**Геологический институт РАН, г. Москва

***Институт планетарной геофизики ОИФЗ им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Получены первые палеомагнитные данные для терригенно-карбонатных и эффузивных нижне-, среднепалеозойских пород юго-западного Приморья с использованием полного терморазмагничивания, с применением компонентного анализа и современных графо-аналитических методов тестирования при выделении характеристических компонент I_n и определении их природы. Установлены низкие приэкваториальные (субтропические) палеошироты формирования Кабаргинского субтеррейна, Спасского террейна раннекембрийской аккреционной призмы, Лаоэлин-Гродековского террейна силурийской островной дуги, а также девонских осадочно-вулканогенных (в т. ч. постколлизийных) комплексов, что согласуется с палеобιοгеографическими данными. Рассчитанные позиции палеополюса в кембрии и ордовике-силуре близки к данным, полученным для Северо-Китайской платформы (СКП). Позиции палеополюса для силур-девонских пород и двух (из шести) кембрийских объектов, при совпадении с палеополюсами для СКП по долготе, смещены севернее относительно них по широте и согласуются с карбоновым полюсом. Предполагается перемагничивание этих пород в карбоне-перми, а также дифференцированное вращение отдельных геоблоков Ханкайского аккреционного комплекса в позднем палеозое.

1. ВВЕДЕНИЕ

В соответствии с развитием парадигмы новой глобальной тектоники, представления о Сихотэ-Алине как о коллаже террейнов, формировавшемся в течение всего палеозоя и мезозоя, в последнее десятилетие стали достаточно признанными [19, 24, 35, 56 и др.]. Параллельно развиваются взгляды на структуру региона как на сложную систему горст-аккреционных, коллизийных и чешуйчато-надвиговых поясов - структур, не подвергавшихся значительным горизонтальным перемещениям [10, 14, 20, 22, 34]. С вышеуказанными тектоническими концепциями продолжают дискутировать стойкие адепты фиксизма и классической геосинклинальной теории [8, 9].

Не рассматривая достоинств или недостатков соответствующих воззрений (что не является предметом нашей публикации), отметим, в частности, что лежащие в их основе различные тектонические схемы дальневосточного региона, включающие Сихотэ-Алинскую складчатую область и краевую часть Северо-Китайской платформы [4, 13, 23, 27], отличаются неоднозначной и часто противоречивой трактовкой латерально-временных позиций отдельных геоблоков в течение фанерозоя. Главным

недостатком подобных построений является чаще всего умозрительно-описательный подход к истории геологического развития региона и принятие не подкрепленных "мерой и числом" схем и выводов. Это обусловлено, в частности, практически полным отсутствием для региона корректных палеомагнитных определений по терригенным породам, которые были бы основаны на современных методах лабораторной и графо-аналитической обработки данных. Если не считать имеющихся, как представляется, сравнительно приемлемых по качеству палеомагнитных данных для кайнозойских эффузивов Приморья [6, 31, 47], то единичные работы, в которых рассматриваются более древние (пермско-мезозойские) комплексы и содержатся ссылки на палеомагнитные данные (в основном зарубежные), носят либо преимущественно обзорно-литературный и обобщающий характер по тихоокеанскому региону в целом [32], либо в них приводятся результаты [15], не отвечающие общепринятым в настоящее время критериям качества лабораторных чисток, применения различных тестов для выявления характеристических компонент намагниченности и оценки пригодности палеомагнитных коллекций, в целом, разработанных в [41, 45, 66 и др.]. Это, в частности, приводит к определенному (хотя, вероятно, не все-

гда оправданному) скептицизму в отношении палеомагнитных результатов и к незаслуженной “дискредитации” метода вообще. Что касается палеомагнитных данных по нижнему-среднему палеозою, то на сегодня для региона они полностью отсутствуют.

В настоящей работе авторами поставлена задача в какой-то мере восполнить этот пробел, в соответствии с чем и предпринята попытка палеомагнитной оценки терригенно-вулканогенных комплексов нижнего-среднего палеозоя в пределах отдельных тектоно-стратиграфических террейнов юго-западного Приморья. Прежде всего ставилась задача выяснить пригодность определенных породных ассоциаций для этой цели и попытаться получить приемлемо надежные палеомагнитные результаты с последующим выяснением “работоспособности” террейновой концепции. Решение поставленной задачи осложнялось рядом негативных обстоятельств, в частности, недостаточно точной возрастной привязкой разрезов (в лучшем случае до отдела, чаще - до периода). Абсолютные оценки возраста для многих магматических пород Приморья из-за большого разброса значений интерпретируются весьма неоднозначно [23], а фаунистические определения для осадочных комплексов иногда допускают весьма широкий возрастной диапазон их формирования, на протяжении которого могли происходить неоднократные смены полярности и многочисленные тектонические события, способствовавшие перемагничиванию пород. Эта проблема остается актуальной и на сегодня.

Другим отрицательным фактором является то, что многие фаунистически хорошо охарактеризованные и даже достаточно магнитоустойчивые комплексы пород нельзя использовать, поскольку они представлены глыбами в несложном матриксе или олистостромами, и, наоборот, - часто прекрасно структурированные слоистые породы оказываются практически немагнитными (их намагниченность измеряется на пределе чувствительности стандартной аппаратуры), при этом точность определения возраста также оставляет желать лучшего. Многие породы оказались к тому же полностью перемагниченными современным геомагнитным полем. По этой причине на ряде объектов около половины отобранной и обработанной коллекции пришлось впоследствии в процессе анализа исключить из дальнейшего рассмотрения.

Наконец, актуальной остается проблема уровня сопоставимости сравниваемых палеомагнитных данных - позиций палеополюса для террейнов, выделяемых в юго-западном Приморье и Северном Китае. Как будет показано ниже, достоверные палеозойские палеомагнитные данные для

смежных территорий основаны лишь на 4-х определениях полюсов для Северного Китая и 3-х полюсов для Кореи (при точности возрастной градации геологического возраста, сопоставимой с нашей). При этом для обоих регионов вполне реально “сползание” возрастов в ту или иную сторону.

Таким образом, перечисленные выше обстоятельства, несмотря на достаточно большой объем лабораторных анализов и применение современных методов графо-аналитической обработки результатов, предопределяют сугубо предварительный характер полученных нами данных, а, следовательно, и сделанных из них выводов, давая основание рассматривать проведенные исследования как начальный этап дальнейшего планомерного палеомагнитного изучения тектоностратиграфических террейнов дальневосточного региона.

2. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В геологическом отношении рассматриваемый район по [36] входит в состав Буреинско-Ханкайской аккреционной системы тектоностратиграфических террейнов и охватывает южную часть Матвеевско-Нахимовского террейна докембрийско-раннепалеозойской континентальной окраины (составной части Кабаргинского субтеррейна), Спасский террейн раннепалеозойской аккреционной призмы и Лаоэлин-Гродековский террейн раннесилурийской вулканической дуги. Он также частично включает площадь развития постколлизийных девонских вулканических образований (рис. 1).

Кабаргинский субтеррейн представлен породами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, протягивающимися в виде полосы субширотного простираения в северной части района. Изучавшийся в пределах этого субтеррейна объект в районе с. Орловка (далее “Орловка”) сложен сахаровидными, частично мраморизованными известняками, включенными в толщу карбонатных пород, завершающих верхнюю часть разреза т. н. орловской серии, ассоциируемой литологически со смольнинской свитой и/или надрудным горизонтом т. н. рудоносной свиты, которая по аналогии с фаунистически датированными отложениями хребта Малый Хинган отнесена к нижнему кембрию [13]. По [23] возраст орловской серии пород более древний - позднерифейский. На юге террейн ограничен разветвляющимся Спасским разломом северо-западного и субширотного простираения, по которому породы субтеррейна надвинуты на складчатые структуры Спасского террейна.

Породы Спасского террейна в изученных разрезах представлены тремя литологическими ассоциациями отложений [13]: а) песчаносланцевой тол-

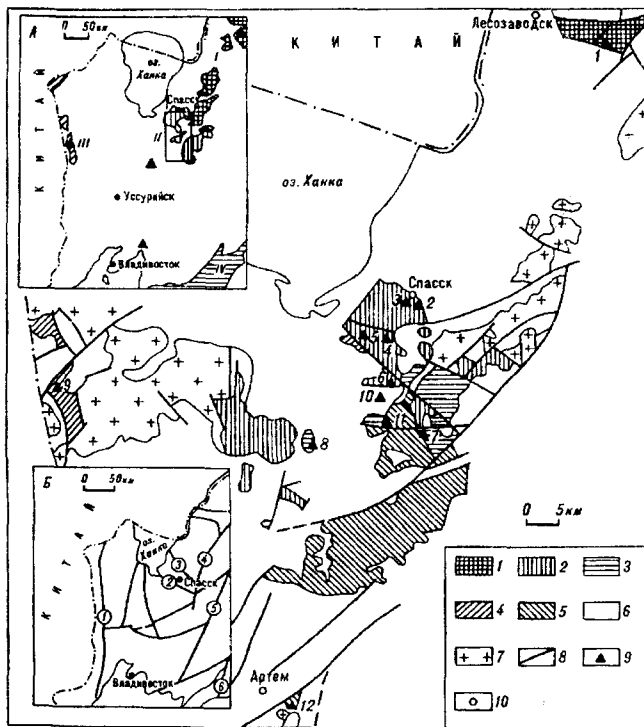


Рис. 1. Схематическая геологическая карта юго-западного Приморья (с упрощениями по [11]).

Комплексы вулканогенно - карбонатно-терригенных пород: 1 - докембрий-кембрийские, 2 - кембрийские, 3 - ордовик-силурийские, 4 - силурийские, 5 - девонские, 6 - моложе девона. 7 - ареалы распространения выходящих на поверхность интрузивных образований, 8 - тектонические нарушения, 9 - объекты отбора образцов (цифры возле треугольников): 1 - Орловка, 2 - Дубовское, 3 - Спасск, 4 - Ключи, 5 - Гай, 6 - Хутор, 7 - Буянки, 8 - Кремово, 9 - Кордонка, 10 - Грибное, 11 - Реттиховка, 12 - Артем); 10 - населенные пункты. На врезке А - расположение палеозойских террейнов [по 35]: I - Матвеевско-Нахимовский, II - Спасский, III - Лаозлин-Гродековский, IV - Сергеевский. Контуром и треугольниками показаны район и отдельные объекты палеомагнитных исследований. На врезке Б - схема основных разломов - границы структурно-фациальных зон (по [11]). Цифры в кружках: 1 - Западно-Приморский, 2 - Дмитриевский, 3 - Спасский, 4 - Западно-Сихотэ-Алинский, 5 - Арсеньевский, 6 - Центральный Сихотэ-Алинский.

щей, содержащей в алевритовом матрице глыбы известняков с фауной нижнекембрийских археоциат и трилобитов томмотского века [3]; б) среднекембрийской медвежинской свитой близкого терригенного состава; в) дмитриевской (меркушевской) свитой верхов среднего кембрия, представленной конгломератами, содержащими гальки терригенно-карбонатного состава. К первой из указанных толщ относятся изученные нами объекты в районе г. Спасска ("Спасск"), села Дубовского ("Дубовское") и села Малые Ключи ("Ключи"). Медвежинская свита опробована в районе пос. Горный Хутор ("Хутор"), дмитриевская (меркушевские конгломераты) - к се-

веру от пос. Синий Гай ("Гай"). Предполагается, что последние образовались за счет размыва пород подстилающей нижнекембрийской дмитриевской свиты.

Слагающие Спасский террейн породные комплексы представлены терригенно-карбонатными отложениями, смятыми в узкие складки северо-западного - субширотного простирания, которые в изученных разрезах представлены своими отдельными фрагментами (крыльями) с моноклинальным залеганием пород. Такие же субширотные - северо-западные направления имеют многочисленные сопряженные тектонические нарушения взбросо-сдвигового характера к югу от г. Спасска, характеризующие, в частности, зоны Спасского и Дмитриевского разломов (рис. 1).

Разрезы в районе пос. Буянки ("Буянки") и Кремово ("Кремово") представлены алевритами и, реже, песчаниками предположительно ордовик-силурийского возраста. Изучены также обнажения алевритов и песчаников с линзами известняков (вассияновская свита средне-позднедевонского возраста к северу от пос. Реттиховка ("Реттиховка"), а также липариты, отнесенные к поздней перми (?) в районе села Грибное ("Грибное").

На обнажениях в бассейнах рек Кордонка и Золотая ("Кордонка") в пределах Лаозлин-Гродековского террейна изучены туфогенносланцевые породы кордонкинской свиты, картируемые в виде узкой полосы субмеридионального простирания с преимущественным падением слоев в западных и северо-западных румбах. Возраст толщ охарактеризован фауной трилобитов, характерной для достаточно широкого временного диапазона - от позднего ордовика до раннего девона. Вслед за [23] он принят как силурийский. К югу от г. Артема опробован близкий по литологии разрез туфогенно-терригенных отложений люторгской свиты ("Артем"), которая по фауне и флоро-пыльцевому комплексу отнесена к среднему-позднему девону [16, 17].

Всего, таким образом, изучено 12 объектов (таблица 1), в четырех из которых породы представлены известняками (Орловка, Спасск, Реттиховка, Гай), в пяти - алевритами и песчаниками (Дубовское, Ключи, Хутор, Буянки, Кремово), в двух - туфогенно-осадочными породами (Кордонка, Артем) и в одном - эффузивными - липаритами (Грибное). Их геологический возраст колеблется от раннего кембрия до среднего-позднего девона и перми. Наиболее достоверно (непосредственно) фаунистически (или палинологически) он определен на разрезах Спасск и Дубовское (нижний кембрий), Горный Хутор (нижний-средний кембрий), Реттиховка и Артем (средний-верхний девон). Возраст пород на остальных объектах, к сожалению, или варьирует (по со-

Таблица 1

Некоторые характеристики опробованных геологических разрезов палеозоя в юго-западной части Приморья

NN Район	Геологический возраст	Преобладающие породы	N/n	Залегание пород средние / пределы значений		Мощность опробованного разреза
				Аз. падения	Угол падения	
1. Орловка	рЄ-Є	Известняки	19/10	201 189-212	33 25-36	40
2. Дубовское	Є ₁	Алевролиты, песчаники	20/12	179 132-200	55 43-89	50
3. Спасск	Є ₁	Известняки	4/4	56	88	10
4. Ключи	Є ₁	Алевролиты	16/14	66	76	30
5. Гай	Є ₁₋₂	Известковистые конгломераты	15/6	13	75	45
6. Хутор	Є ₂	Алевролиты, песчаники	10/8	286 278 - 290	45 32 - 51	20
7. Буянки	О - S	- " -	27/18	268 263 - 272	69 59 - 71	70
8. Кремово	О - S	- " -	17/13	40 32 - 45	60 51 - 77	65
9. Кордонка	S	Алевролиты, туфоалевролиты	24/13	285 276 - 284	52 35 - 59	50
10. Реттиховка	D ₂₋₃	Известняки	15/14	34 25 - 40	65 48 - 72	5
11. Артем	D ₂₋₃	Туфоалевролиты, туфо-песчаники	21/9	237 234 - 242	50 46 - 51	25
12. Грибное	P	Липариты	10/7	37 30 - 40	45 41 - 50	80

Примечание: рЄ-Є - рифей - кембрий, Є - кембрий, О - ордовик, S - силур, D - девон, P - пермь; N/n - общее количество штуфов, участвовавших в обработке / вошедших в статистику.

ставу определяемой фауны) в большом диапазоне (Кордонка), либо известен только по общегеологическим данным (на основании сходства геологической структурной позиции, литолого-геохимического состава и т. п.). Для преобладающего большинства разрезов характерно моноклинальное залегание слоев с относительно небольшими вариациями склонения и наклона. В таблице 1 приведены некоторые общие характеристики изученных объектов.

3. МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор ориентированных штуфов осуществлялся вручную с ориентировкой маркируемых плоскостей с помощью горного компаса. Из каждого штуфа выпиливались по 2-4 кубика размером 2 x 2 x 2 см. Не менее 2 из них впоследствии были подвергнуты ступенчатому терморазмагничиванию в лабораториях ГИН, ОИФЗ и Геофизической лаборатории "Борок" РАН. Для исключения воздействия внешних магнитных полей на образцы во время их нагрева и последующих измерений использовались

специальные печи с трех- или четырехслойными пермалловыми экранами, а измерительные приборы (рок-генераторы JR-4) помещались в кольца Гельмгольца. Из печи к магнитометру образцы переносились в контейнере из пермаллоя. В геофизической обсерватории "Борок" терморазмагничивание проводилось в печи, установленной в полуавтоматически регулируемой системе колец, компенсирующих составляющие внешнего поля Земли с точностью до первых единиц нТ. В печах каждая пара кубиков для контроля подмагничивания располагалась антипараллельно.

Количество ступеней чистки было различным - от 6 до 12 в интервале от 150 до 690°C. Для некоторых сильно вязких образцов чистка завершалась уже при 350-400°C, когда величина измеряемой I_n оказывалась сопоставимой с пределом чувствительности аппаратуры и уровнем помех. Особое внимание обращалось на фиксацию "поведения" образцов в "критических" температурных интервалах - 350 и 500°C (± 50 гр.). Первый соответствует интервалу превращения магнетита в гематит и необратимому падению величины I_n (I_s , I_{TS}) после нагревания

до этой температуры [5, 29]. Во втором интервале, в случае присутствия немагнитных сульфидов (пирита), может "нарушаться" ход чистки, вследствие намагничивания в остаточном поле новообразованных при окислении зерен магнетита [7, 25]. После каждого цикла нагрева измерялась естественная остаточная намагниченность I_n и (для части образцов) их магнитная восприимчивость K (на капшапметре KLY-2) - с целью косвенного контроля минералогических изменений в образцах в ходе термочистки. Кроме того до нагревов определялась общая анизотропия магнитной восприимчивости E_m - величина, характеризующая отношение скалярных значений K по большой оси тензорного трехосного эллипсоида к значениям K по малой его оси [53].

Носители намагниченности определялись с помощью терромагнитного анализа намагниченности насыщения $I_s(T)$, выполненного на терромагнетометре оригинальной конструкции (с держателем на магнитной подвеске) И. Л. Соловьева (ИТиГ ДВО РАН). Диагностика минералов - потенциальных носителей I_n осуществлялась по их точкам Кюри (T_c), либо характерным перегибам, фиксирующим фазовые превращения (не всегда, однако, явно выраженным) для пород, содержащих маггемит или сульфиды.

Обработка результатов термочистки осуществлялась с использованием пакетов графо-аналитических прикладных компьютерных программ Р. Энкина, С. В. Шипунова, А. Н. Диденко, Т. Горсвика. Для выделения характеристических компонент I_n широко применялся компонентный анализ (КА) [54] с последующим использованием различных вариантов теста складки - выравнивания [42, 59], группирования и корреляционный [1, 41, 45, 60, 61], а также их модификации [43, 67]. При компонентном анализе (обычно использовалось 4-6, но не менее 3-х точек) оценивалось направление I_n в диапазоне нагрева выше 350-400°C с целью выхода за пределы температурного интервала возможного влияния низкотемпературных компонент I_n , обусловленных такими носителями, как маггемит и пирротин, а также вязкой составляющей I_n . Исключение составляет часть образцов объектов Хутор, Артем, Орловка, где в интервал анализа включались и более низкие температуры, поскольку выше 350 градусов намагниченность составляла незначительную долю от первоначальной величины. Когда не удавалось успешно довести размагничивание до высоких температур и уверенно применить компонентный анализ, широко использовался метод пересечения кругов перемещения (КР) - метод Холлса [51]. В качестве меры относительной представительности выделяемых высокотемпературных компонент по соот-

ношению I_{nt}/I_n определялась доля вязкой (маггемитовой) компоненты в составе I_n .

Для иллюстрации полученных результатов использованы стандартные формы отображения палеомагнитных данных - диаграммы Зийдерверльда [70], стереограммы распределения I_n на сфере и графики терморазмагничивания $I_n(T)$ [40].

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

По данным терромагнитного анализа основными носителями I_n в изученных породах являются магнетит (присутствует во всех разрезах), отчасти маггемит (преимущественно в некоторых породах объектов Хутор, Ключи, Орловка и Кордонка) и реже гематит (в липаритах Грибного, а также терригенных породах Буяников и Гая). Как оказалось, значительную долю намагниченности в алевропелитовых разностях осадочных пород, которые характерны для большинства разрезов, несут примеси суперпарамагнитных частиц. Они часто затушевывают вклад в I_n структурированных магнетитовых зерен, по размерам близким к одно- и псевдооднодоменным. Следует указать на неблагоприятные, в целом, условия диагностики ферримагнитной фазы тонкодисперсных фракций осадочных пород, ввиду чрезвычайно низкой ее концентрации, обуславливающей их слабую намагниченность. Значения I_n , как правило, не превышают десятые, реже первые единицы мА/м, которые в процессе нагревов (часто уже после 300-350°) составляют величину порядка сотых мА/м. На термокривых $I_s(T)$, имеющих (особенно в начальном интервале нагрева) часто вогнутую форму, типичную для парамагнетиков (рис. 2), лишь на конечных интервалах кривой наблюдается прямолинейный градиентный спад, характеризующий блокирующую температуру зерен магнетита, незначительная концентрация которых в породе, вероятно, и обуславливает вклад в стабильную часть I_n .

Основные петромагнитные характеристики исследованных пород приведены в таблице 2. Здесь обращают на себя внимание достаточно низкие отношения величины I_{nt}/I_n для большинства изученных объектов. Стабильная высокотемпературная компонента I_n (400° и выше), не связанная с вторичными минералами-носителями вроде маггемита, обычно составляет 0.2 - 0.5 доли общей величины I_n . Магнитная восприимчивость, будучи минимальной для известняков (единицы, первые десятки (10^{-6} СИ), обычно не превышает для песчаносланцевых пород первые сотни (10^{-6} СИ). Общая анизотропия магнитной восприимчивости (AMB) не превышает 5-10%. Величины V_s и V_{rs} подтверждают чрезвычайно низкую концентрацию ферримагнитных минералов. И, наконец, судя по величине M_{st}/M_s^{20} и облику тер-

Таблица 2

Магнитные характеристики палеозойских терригенно-карбонатных и вулканогенных пород юго-западного Приморья

№ Район	N	I_n 20	I_n/I_n	K	E_m	B_s	B_{ns}	M_s/M_s^{20}
1. Орловка	9 - 20	0.88 (0.78) 0.1 - 2.4	0.22 (0.24) 0.03 - 0.87	20(13.1) 3 - 35	-	0.03	-	0.91
2. Дубовское	42-46	2.0 (2.29) 0.12 - 8.1	0.45 (0.24) 0.02 - 0.83	125 (31.8) 24 - 181	1.059	0.06	0.003	0.72
3. Спасск	11	2.8 (1.4) 0.2 (12.6)	0.33(0.21) 0.05 - 0.57	7 (3.3) 2 - 11	-	0.04	0.003	0.67
4. Ключи	31-36	0.98 (0.93) 0.1 - 3.6	0.38 (0.22) 0.04 - 0.96	417 (82.3) 258 - 617	1.053	0.15	0.001	0.65
5. Гай	13-17	4.55 (2.58) 0.8 - 9.7	0.21 (0.10) 0.11 - 0.49	168 (239) 20 - 978	1.095	0.03	0.004	0.98
6. Хутор	19	5.6 (0.1) 3.3 - 8.0	0.16 (0.08) 0.03 - 0.35	149 (27.3) 111- 213	1.031	0.07	0.001	0.72
7.Буянки	40-79	5.8 (7.7) 0.6 - 27.1	0.62 (0.23) 0.12 - 0.94	182 (55.2) 80 - 306	1.055	0.12	0.003	0.88
8. Кремово	24-45	1.9 - (1.6) 0.4 - 4.7	0.23 (0.15) 0.02 - 0.53	274 (28.1) 205 - 323	1.068	0.17	0.007	0.71
9. Кордонка	20-40	2.17 (2.29) 0.4 - 8.0	0.24 (0.14) 0.03 - 0.56	333 (102) 165 - 558	1.090	0.12	0.005	0.86
10. Артем	19-36	0.62 (0.35) 0.21 - 1.26	0.49 (0.25) 0.05 - 0.81	119 (38.3) 69 - 203	1.047	0.12	0.009	0.72
11.Ретгихов-ка	29-42	7.18 (0.06) 3.1 - 16.2	0.3 (0.06) 0.21 - 0.49	6 (4.04) 1 - 27	-	0.03	-	0.56
12. Грибное	14-25	18.0 (5.7) 10.9 - 28.4	0.54 (0.11) 0.39 - 0.85	110 (21) 80 - 147	1.069	0.13	0.016	0.75

Примечание: N - количество кубиков, по которым определялись магнитные характеристики (для параметров в последних трех столбцах - по 2-4 кубикам); I_n - естественная остаточная намагниченность (мА/м), исходная величина; I_{nt} - то же после нагрева до 350 - 400 градусов Цельсия; K - магнитная восприимчивость (10^{-6} СИ); E_m - величина общей анизотропии K [53]; B_s (B_{ns}) - удельная (остаточная удельная) намагниченность насыщения в постоянном магнитном поле 8 кэ ($A \cdot m^2/kg$); M_s/M_s^{20} - отношение величины магнитного момента насыщения после нагрева образца до 680 C° к первоначальной величине. В первой строке - средние значения (в скобках - стандартное отклонение), во второй строке - пределы значений.

мокривых, вторичные немагнитные сульфиды во всех породах практически отсутствуют.

Полученные после Т-чистки и графо-аналитической обработки результатов измерений образцов (выделения характеристических компонент I_n) палеомагнитные данные приведены в таблице 3. Результаты применения теста складки при различных вариантах группирования разрезов по геологическому и "палеомагнитному" возрасту (отнесенному к соответствующему интервалу траектории кажущегося дрейфа палеополюса - ТКДП соответствующей плиты) показаны в таблице 4.

По характеру представленных в них данных все исследованные объекты можно разделить на три группы.

1. Разрезы, где, как будет показано ниже, сохранилась доскладчатая компонента I_n , близкая геологическому времени формирования соответствующих комплексов пород:

а) кембрийские объекты - Дубовское, Спасск, Орловка .

б) ордовик-силурийские объекты - Кремово, Буянки.

2. Разрезы, где породы, по всей видимости, подверглись позднепалеозойскому перемагничиванию:

а) кембрийские объекты - Ключи, Хутор

б) силур-девонские объекты - Кордонка, Ретгиховка, Артем.

3. Разрезы с "неадекватным" направлением I_n пород, обусловленным как их составом (конгломераты) и, вероятно, частичным перемагничиванием (Гай), так и, возможно, неточно установленной палеогоризонталью (Грибное). Породы последнего объекта не включены в какую-либо из групп с близким палеомагнитным возрастом.

На рис. 3 представлены результаты термочистки и компонентного анализа - стандартные характеристики типовых образцов из каждой группы: диаграммы Зийдервельда и стереограммы распределения векторов I_n в процессе Т-чистки, а также соответствующие им графики $I_n(T)$. Сводные стереограммы распределения векторов I_n по каждому из

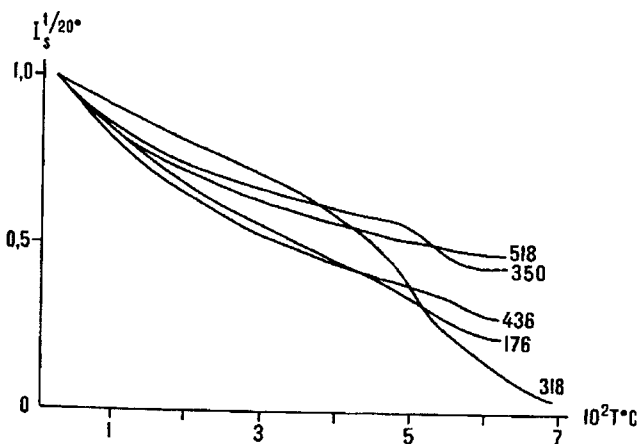


Рис. 2. Кривые терморазрушения намагниченности насыщения $I_s(T)$ в постоянном магнитном поле 8 кЭ. Номера образцов: 518 - Орловка, 350 - Ретиховка, 436 - Кордонка, 176 - Кремово, 318 - Грибное.

объектов (усредненные по штуфам) приведены на рис. 4.

Все выводы о направлении интерпретируемой компоненты даются в древней (стратиграфической) системе координат.

Рассмотрим полученные данные.

Группа 1а.

ОРЛОВКА. Преобладают слабомагнитные образцы (I_n ср. $< 1 \text{ мА/м}$), что характерно для известняков. Присутствуют низкотемпературная (удаляемая при $150\text{--}200^\circ$) вязкая компонента (иногда до $80\% I_n$) и, вероятно, маггемитовая, которая уничтожается при 350° . Выделенные компонентным анализом (КА) направления высокотемпературной компоненты в древней системе координат совпадают с направлениями, полученными методом пересечения кругов перемагничивания (КР) в процессе Т-чистки. Высокотемпературная компонента I_n имеет отрицательное наклонение. Из-за моноклиального залегания тест складки применить нельзя.

ДУБОВСКОЕ. У многих отбракованных впоследствии образцов до высоких температур сохраняется компонента, направленная по современному геомагнитному полю. Методами КА и КР выделена доскладчатая компонента I_n обратной полярности. Возможно для некоторых образцов относительная близость направлений до- и послескладчатой компонент свидетельствует о том, что время перемагничивания близко времени деформаций. Тест складки положителен. Направление доскладчатой I_n близко направлению I_n Орловки.

СПАССК. Намагниченность и ее вязкая доля широко варьируют - от 0.2 до 12.6 мА/м (соответственно - от 0.05 до 0.6). Носители, судя по T_6 , магнетит и гематит. По кругам перемагничивания вы-

деляются две группы направлений, из которых более высокотемпературное ближе к I_n Дубовского и Орловки.

Для каждого из трех кембрийских объектов векторы I_n имеют отрицательное наклонение и достаточно кучно распределяются в первом квадранте стереограммы (рис. 4). Тест складки в различных модификациях [1, 41-43, 45, 59-61] при объединении всех образцов, включая образцы из разреза Гай, в одну группу - положителен, либо показывает присутствие до- и послескладчатой (синскладчатой) компонент (таблица 4).

Положение северного палеополюса, рассчитанное для этих объектов (таблица 3), близко кембрийским позициям, полученным по разновозрастным комплексам пород для смежных регионов Северного Китая (СКП) [68]. При этом в качестве прямой полярности выбраны направления в ЗЮЗ румбах (обоснование дается ниже, в разделе 5).

Группа 1б.

КРЕМОВО. Содержит минимальную по абсолютной величине стабильную высокотемпературную часть I_n среди всех исследованных объектов. Выделяются две группы направлений, где явно преобладают образцы с направлением, фиксирующимся как КА, так и КР, в юго-западных румбах. Все образцы одной полярности.

БУЯНКИ. Судя по T_6 , носителями I_n являются магнетит и гематит. Эти компоненты по среднему направлению не отличаются. Подавляющее большинство пород имеет одну полярность с положительным значением наклонения.

Тест складки для каждого из разрезов этой группы отрицателен, либо неопределим, но, при объединении этих разновозрастных разрезов в одну группу, по ряду тестов - положителен, либо содержит обе до- и послескладчатую компоненты.

Сравнение рассчитанных позиций палеополюса для этих объектов с соответствующими данными для СКП [68] и траекторией кажущегося движения палеополюса (ТКДП) для последнего [28] указывает на их близость.

группа 2а.

КЛЮЧИ. Доля вязкой и маггемитовой составляющей I_n широко варьирует. Как правило, образцы с $I_n/I_n < 0.1$ отбракованы из-за большого разброса результатов Т-чистки. Тест складки "не работает" - практически моноклиальное залегание пород. По КР и КА выделено направление в западных румбах с почти горизонтальным наклонением.

ХУТОР. Низкая, как и почти везде, I_n ($< 1 \text{ мА/м}$). Доля вязкой - более 50 %, соответственно выше 400 гр. измерения близки пределу чувстви-

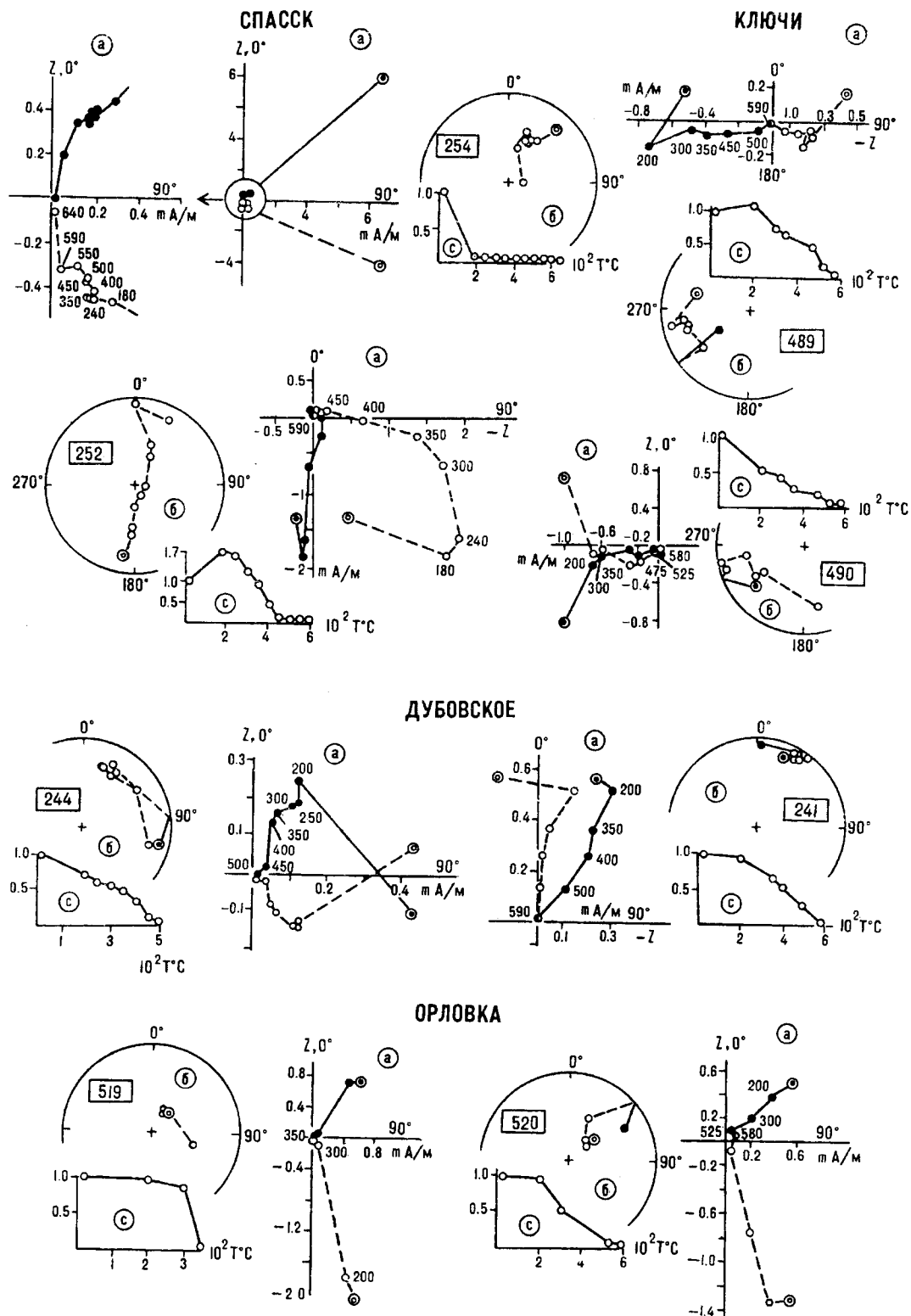
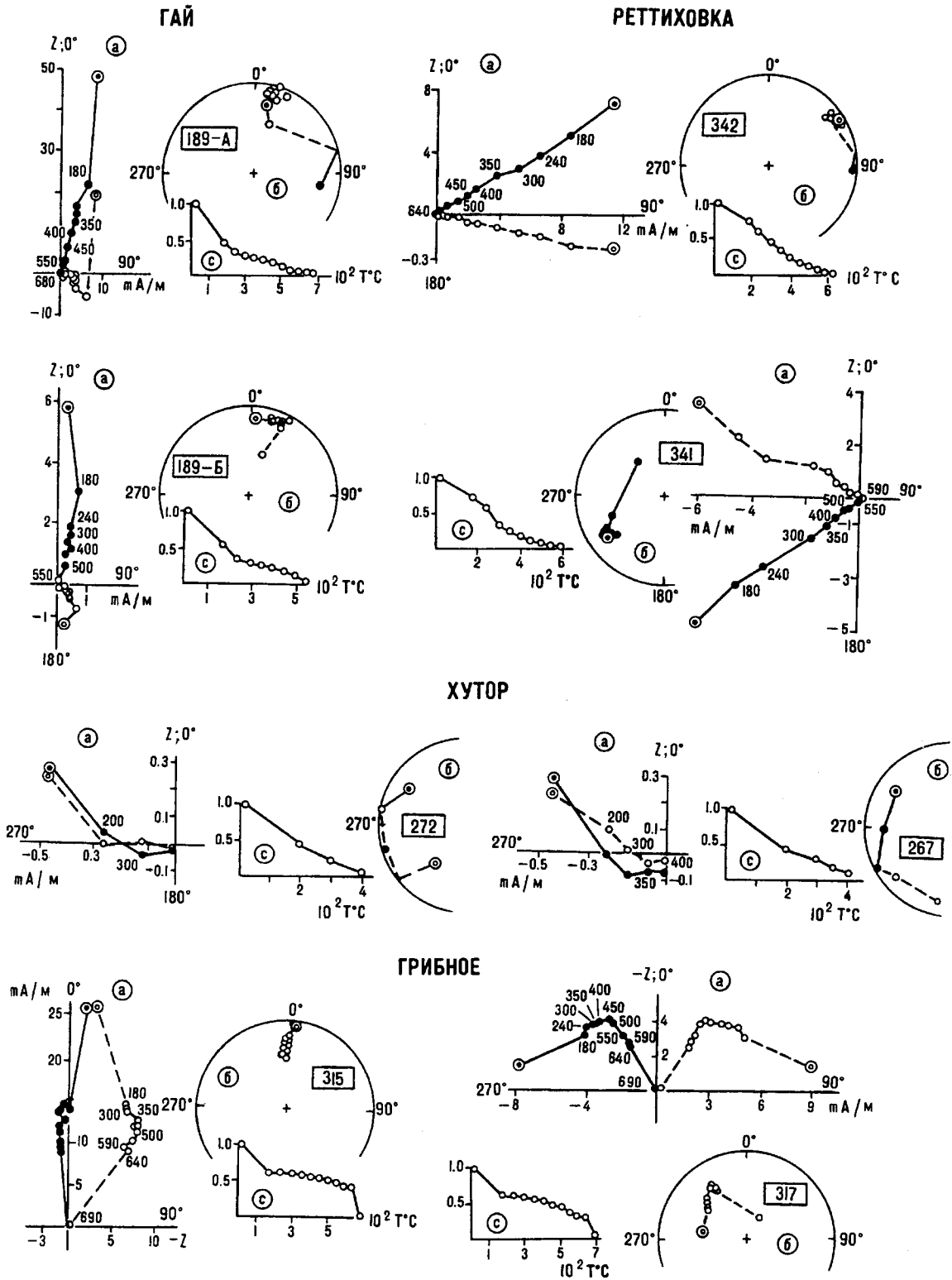
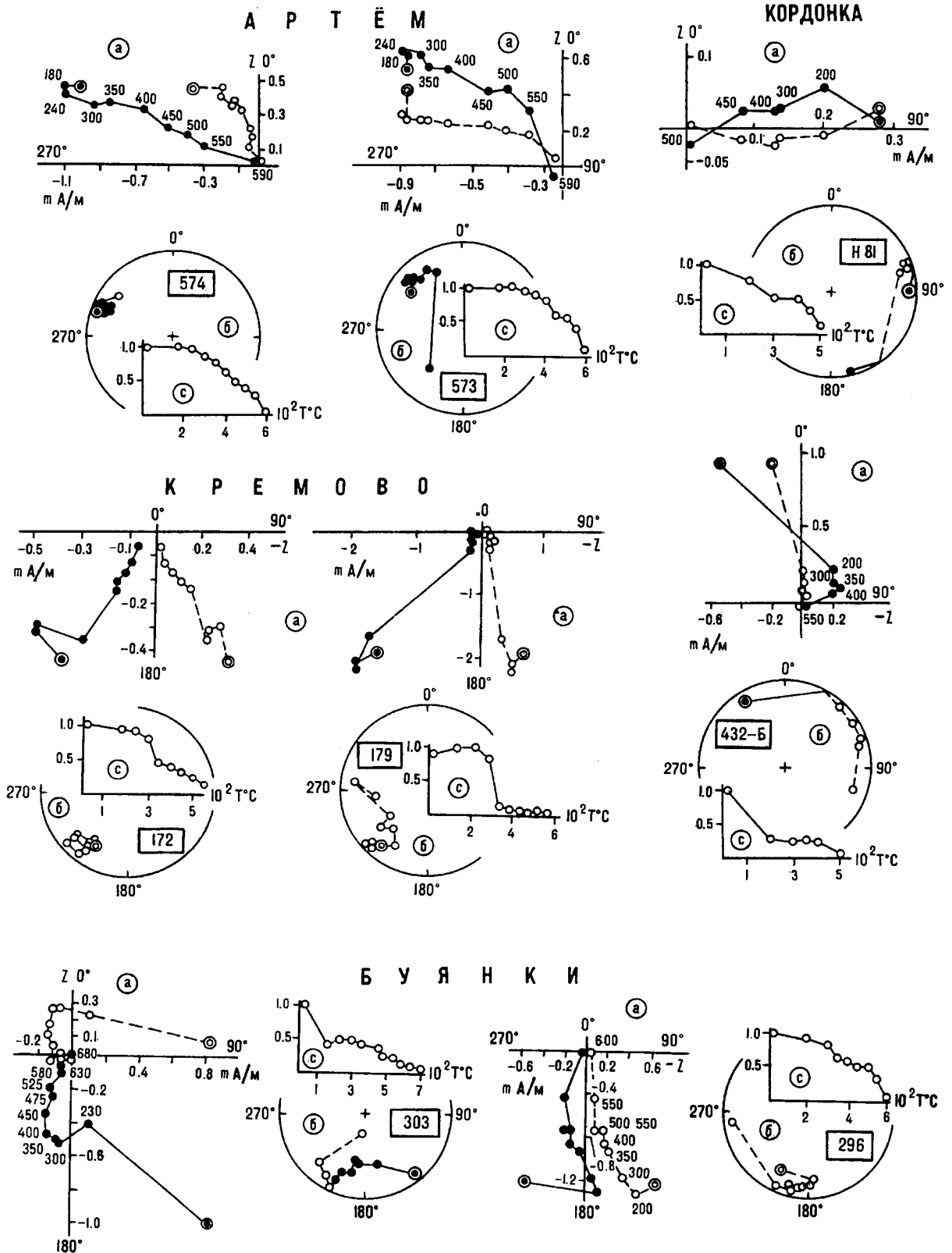


Рис. 3. Примеры компонентного анализа результатов Т-чистки.

Диаграммы Вейдверельда - (а) и стереограммы распределения I_n в ходе температурной чистки - (б) в древней системе координат; графики терморазмагничивания $I_n(T)$ - (с). Залитые (полые) кружки, сплошные (штриховые) линии для (а) - проекции векторов на горизонтальную (вертикальную) плоскость; залитые (полые) кружки для (б) - проекции вектора I_n на нижнюю (верхнюю) полусферу. Начальные проекции векторов I_n на (а) и (б) показаны удвоенным кружком. Цифры в прямоугольниках на стереограммах - номера образцов.



Продолжение рис.3.



Окончание рис.3.

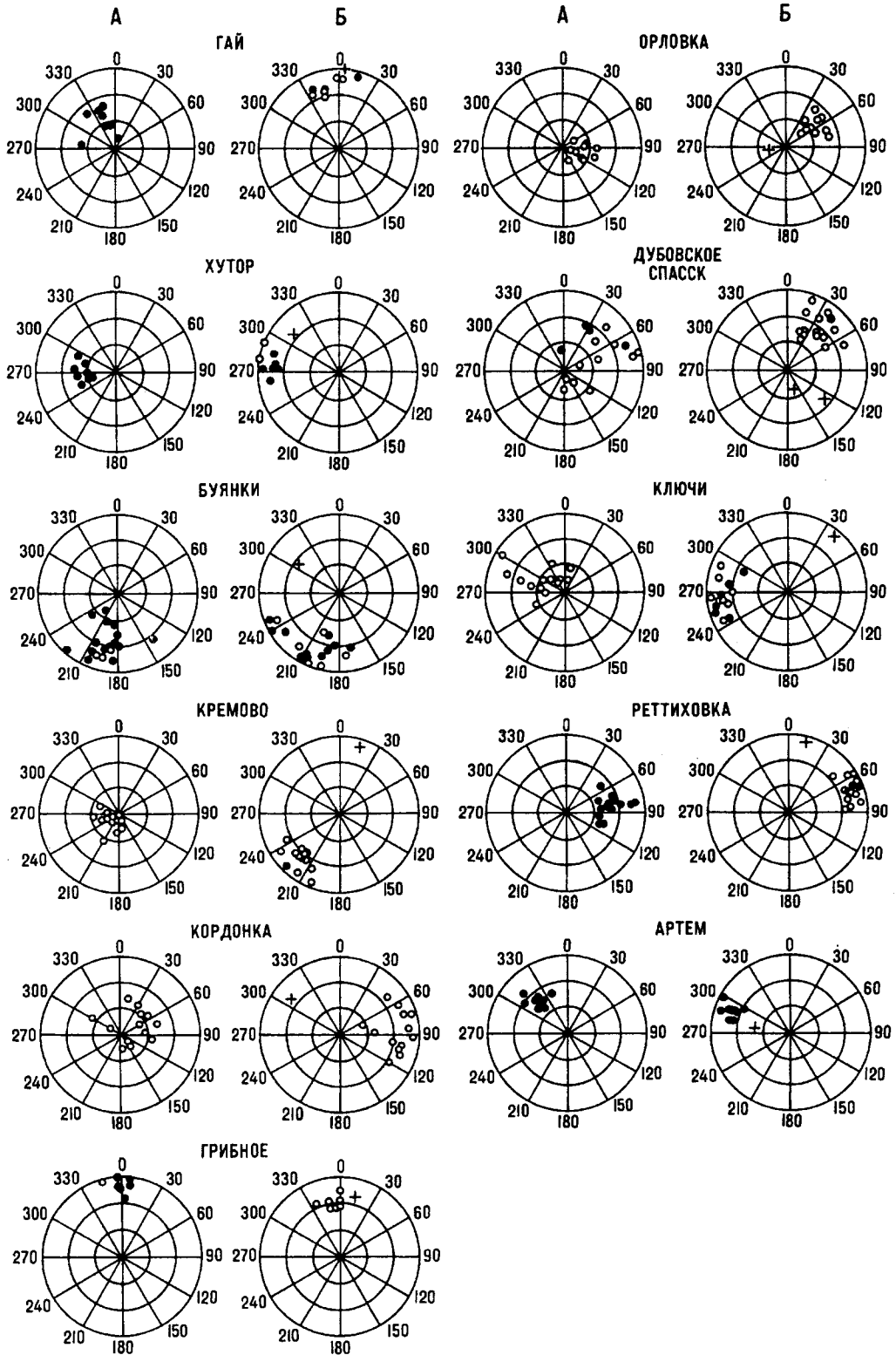


Рис. 4. Распределение направлений высокотемпературных компонент векторов I_n (среднее для штуфов) по отдельным объектам.

А (Б) - современная (древняя) система координат. Залитые (полые) кружки - проекции вектора I_n на нижнюю (верхнюю) полу-сферу; крестиком обозначено направление современного дипольного геомагнитного поля в древней системе координат, определенное по средним элементам залегания для каждого геологического разреза.

тельности измерительной аппаратуры. Выделенные КА направления делятся на две группы, из которых одна, возможно, доскладчатая. С ее направлением совпадают направления, выделенные по КР, которые сходны с “ключевскими”. Тест складки применить нельзя – практически моноклиальное залегание пород.

Несоответствие направления I_n каждого из этих объектов направлениям I_n других кембрийских разрезов юго-западного Приморья, дало основание для их объединения в отдельную группу. Тест складки для нее положителен. На основании близости палеополюса, рассчитанного по I_n пород этой группы, к более молодым направлениям, полученным для СКП [57], предполагается позднепалеозойское (вероятно, позднекарбовое) перемагничивание пород объектов Ключи и Хутор (см. таблица 5, рис. 7).

Группа 2б.

КОРДОНКА. В образцах преобладают, вероятно, маггемитовые компоненты (возможно, отчасти, от недочистки из-за разброса при высоких температурах, где величина I_n не превышает первых десятых долей мА/м). Соответственно более низкотемпературные (ниже 400° компоненты не идут в начало координат. Во всех образцах выделенные по КР и КА высокотемпературные компоненты I_n практически совпадают, имеют R-полярность в восточных румбах, антиподальных направлениям, выделенным для Ключей и Хутора. Палеополюс, совпадая по долготе с силурийским полюсом для Северного Китая [69], располагается почти на 30° севернее и более близок к карбовому интервалу ТКДП.

РЕТТИХОВКА. T_b основной массы образцов не выходит за пределы T_c магнетита. Доля вязкой (маггемитовой) компоненты I_n достаточно заметна, но, благодаря относительно уверенным измерениям I_n (3.1 - 16.2 мА/м), остаток достаточен для надежного выделения средне-высокотемпературных компонент. Резко преобладает R-полярность. Позиция палеополюса наиболее близка силурийско-девонскому полюсу для СКП, но сдвинута севернее. Направление I_n ср. развернуто против часовой стрелки относительно I_n ср. Кордонки.

АРТЕМ. Доля вторичных компонент относительно невелика, чаще $I_{n1}/I_n > 0.4$, но, в общем, варьирует широко. Среднее высокотемпературных компонент (исключительно прямой полярности) близко результатам, полученным по кругам перемагничивания, направления I_n прямой полярности группируются в ЗСЗ румбах. Позиция палеополюса наиболее близка позднекарбовой-пермской его позиции для Северного Китая. Тест складки для каждого из

разрезов в отдельности, из-за преимущественно моноклиального залегания пород в каждом из них, неприменим. Близость выделенных направлений характеристических компонент I_n пород на этих объектах с соответствующими направлениями I_n пород объектов Ключи и Хутор в древней системе координат, дали основание для их объединения в одну группу для проведения теста складки. Его результаты оказались положительными, либо указывают на наличие двух (синскладчатой ?) компонент (табл.4, пункт б).

Группа 3.

ГАЙ. Породы, представленные известковистыми песчано-сланцевыми конгломератами с гематитовым цементом, дают значительный разброс при выделении компонент, несмотря на сравнительно “высокие” ($> 1\text{мА/м}$) значения I_n . У всех отобранных пород одна полярность. Основной носитель - магнетит. Залегание моноклиальное, тест складки неприменим. Направление выделенной высокотемпературной компоненты I_n в современной системе координат наиболее близко направлению современного геомагнитного поля, что настораживает. Вместе с тем позиция палеополюса отчасти совпадает с ордовикским положением полюса для Северного Китая, что в общем-то согласуется с геологическим возрастом этих пород, которые считаются продуктом размыва нижележащих кембрийских толщ и более молодыми, чем их субстрат [13]. С известной долей условности этот объект при проведении теста складки (таблица 4) объединен с кембрийскими разрезами группы 1а.

ГРИБНОЕ. Объект с “трагической” палеомагнитной судьбой. Представлен наиболее магнитными из всех пород (первые десятки ед. мА/м) липаритами. Носитель - исключительно высокостабильный гематит с T_b , близкой 680 С⁰. Большинство образцов имеют обратную намагниченность в древней системе координат. Четко выделяется высокотемпературная характеристическая компонента I_n . Казалось бы, породы исключительно благоприятны для палеомагнитных исследований. Однако и в современной, и в древней системе координат (использовалась флюидальность потоков липаритов, исходя из предположения ее первоначальной горизонтальности) направление I_n пород не соответствует их геологическому позднепалеозойскому возрасту. Палеомагнитный полюс оказался более близким к кембрийско-ордовикской позиции полюса для Северного Китая. Такое “удревнение” палеополюса геологически необъяснимо. Можно, конечно, допустить опрокинутое залегание липаритов Грибного. Тогда значения D и I окажутся близкими к направлениям I_n Артема и Реттиховки и, соответственно, получим

Таблица 3

Палеомагнитные характеристики палеозойских пород юго-западного Приморья

№ Район, координаты	Возраст	N/ n	sys	D	I	K	a95	МВКН	ТС	φ _m	Λ	Φ	dp	dm
1. Орловка 45,4 133,7	рЕ-Е ₁	10/17	g	*101.6	-68.3	39.5	7.1			51.5 N	80.7	+40.2	10.1	12.0
			s	*55.3	-49.0	39.4			КА, КР		29.9 N	88.2	+0.5	6.2
2. Дубовское 44,6 132,9	Е ₁	12/17	g	*74.3	-45.6	4.4	19.5			27.0 N	72.8	+8.5	15.8	24.8
			s	*38.3	-26.6	14.0	10.8	КА	+	14.1 N	92.5	-21.8	6.4	11.7
3. Спасск 44,6 132,8	Е ₁	4/11	g	*104.5	-31.0	-	12.0			16.7 N	45.2	+21.9	7.5	13.4
			s	*17.7	-49.2	-	12.0	КР	-	30.1 N	117.2	-13.6	10.5	15.9
4. Ключи 44,5 132,8	Е ₁	14/24	g	299.5	-62.6	8.7	12.8			44.0 S	352.9	-13.5	15.7	20.0
			s	266.4	-0.2	11.7	11.0	КА, КР	?	0.1 S	45.3	-2.6	5.5	11.0
5. Гай 44,4 132,6	Е ₁₋₂	8/14	g	*331.8	55.2	15.8	12.5			35.7 S	210.3	-66.9	12.6	17.8
			s	*350.5	-12.0	15.8	12.5	КА, КР	-	6.1 N	144.8	-38.8	6.5	12.7
6. Хутор 44,3 132,7	Е ₂	8/16	g	271.4	55.3	43.1	7.6			35.8 N	69.3	+25.0	7.7	10.8
			s	277.2	10.3	46.5	7.3	КА, КР	-	5.2 N	41.1	+8.8	3.7	7.4
7. Буянки 44,2 132,9	О - S	18/34	g	194.9	25.5	7.2	12.3			13.4 N	116.0	-30.8	7.1	13.3
			s	208.2	5.8	7.7	11.9	КА, КР	-	2.9 N	96.9	-36.6	6.0	11.9
8. Кремово 44,0 132,3	О - S	13/25	g	231.9	-77.7	37.8	6.3			66.4 S	345.1	-54.5	11.1	11.8
			s	222.3	-18.3	29.9	7.1	КА, КР	?	9.4 S	72.7	-39.7	3.8	7.4
9. Кордонка 44,3 131,3	S	13/22	g	*52.7	-72.7	10.1	12.3			58.1 N	104.5	+21.3	19.4	21.9
			s	*85.3	-24.0	10.8	11.8	КА, КР	-	12.6 N	53.6	+5.4	6.7	12.6
10. Артем 43,3 132,1	D ₂₋₃	9/14	g	320.7	37.9	53.1	6.4			21.3 N	20.8	+50.7	4.5	7.6
			s	292.4	20.4	54.1	6.4	КА	-	10.5 N	34.3	+23.5	3.5	6.7
11. Ретихов- ка 44,2 132,7	D ₂₋₃	14/26	g	*82.8	38.1	27.1	7.2			21.4 S	31.7	-19.8	5.0	8.5
			s	70.1	-11.5	31.4	6.7	КА	-	5.8 N	61.0	-9.9	3.5	6.8
12. Грибное 44,3 132,7	P	7/14	g	*359.2	6.3	54.0	7.2			3.2 S	133.9	-48.9	3.6	7.2
			s	*352.4	-29.8	79.0	6.0	КА, КР	?	16.0 N	141.1	-29.3	3.7	6.6

Примечание: N/n - количество штудов / кубиков, по которым выделены компоненты I_n; sys - (g, s)- географическая (современная) и стратиграфическая (древняя) системы координат; D, I - склонение и наклонение среднего вектора выделенных высокотемпературных характеристических компонент намагниченности (звездочкой показаны значения, впоследствии обращенные на 180 градусов при определении северного палеомагнитного полюса); K - кучность распределения единичных векторов I_n; a95 - радиус круга доверия для среднего вектора при вероятности p = 0.95; МВКН - метод выделения компонент намагниченности (КА - компонентный анализ по [54], КР - метод пересечения плоскостей (кругов) перемагничивания по [51]; ТС - тест складки [59 - 61]; + (-), ? - положителен (отрицателен), неопределен; φ_m, Λ, Φ (dp, dm) - геомагнитная широта (палеоширота) района, долготы и широты (полуоси овала погрешности определения) северного палеомагнитного полюса.

“перемагниченную” позднекарбонную позицию палеоплюса для этого объекта. Однако такая структурная трансформация эффузивных покровов все же представляется маловероятной. Поэтому, поскольку характер залегания липаритов на нижележащих осадочных толщах нам, к сожалению, нигде не удалось зафиксировать, на данном этапе изученности остается искать причину такого несоответствия именно в этом обстоятельстве - точно не установленном положении палеогоризонтали.

В заключении можно отметить, что при различных вариантах группирования разрезов в тесте складки (табл.4.) максимальная кучность векторов

I_n, как при статистике на уровне отдельных обнажений, так и на уровне штудов, достигается, как правило при полном (100%-ном) распрямлении складок. При этом, если достаточно удовлетворительное соотношение K_s/K_g иллюстрирует “интегральный” результат теста и свидетельствует, в целом, о доскладчатой природе I_n, имеющей возраст, по меньшей мере, не моложе позднего палеозоя (см. табл.5, рис 7), то более чувствительные параметры теста R_s и F фиксируют как до-, так и послескладчатую компоненты I_n. Последнее, при прочих равных условиях, может характеризовать длительность процесса складкообразования и, возможно, промежуточный

Таблица 4.

Результаты применения теста складки при различных вариантах группирования близких пр геологическому (Г) и палеомагнитному (П) возрасту разрезов

N	Объекты	N	Воз- раст	sys	D	I	K	a95	Тесты складки							
									Выравнивания, корреляционный, группирования				NFT		MFT	
									Ks/Kg	Rs	F	H	K	Kk	p	p95
Г																
	Орловка			g	258.9	9.9	1.1	133.7		10.60	96.99	7.78	K<Kk	320<567		
	Дубов- ское						(2.3)		(2.67)	(3.08)	(1.57)			320 490		
1.	Спасск Гай	55	рЄ- Є	s	236.9	24.3	4.1	9.4	3.73	4.53	2.67	2.21	K>Kk	671>300		
	Ключи Хутор						(1.9)		(1.37)	(4.90)	(3.08)	(1.57)		40 340		
									+/-	+/-	P/P		+	+		
	Буянки			g	200.6	-19.0	2.2	107.2		0.681	50.30	1.54	K<Kk	558<560		
	(3.4)								(0.476)	(3.16)	(1.89)			470 560		
2.	Кремово	31	O-S	s	214.3	- 4.9	8.8	8.5	4.00	0.580	0.61	1.06	K>Kk	723>540		
							(2.7)		(1.53)	(0.476)	(3.16)	(1.89)		200 550		
									+/-	+	HP/HP		+	+		
	Кордонка			g	268.3	21.6	1.8	114.6		0.800	52.44	6.91	K<Kk	494<500		
	(2.6)								(0.455)	(3.13)	(1.85)			430 500		
3.	Артём	36	S-D	s	260.7	19.7	7.9	8.3	4.39	0.583	5.33	5.13	K>Kk	757>460		
	Ретти- ховка						(2.2)		(1.49)	(0.455)	(3.13)	(1.85)		120 500		
									+/-*	+/-	P/P			+		
П																
	Дубов- ское			g	232.7	36.2	1.4	127.4		0.804	59.24	8.13	K<Kk	398<560		
	(2.5)								(0.465)	(3.15)	(1.83)			420 570		
4.	Спасск	33	570- 470	s	208.6	33.7	7.4	9.0	5.29	0.699	16.66	2.64	K>Kk	779>420		
	Орловка Гай		млн. лет				(1.7)		(1.51)	(0.465)	(3.15)	(1.83)		50 440		
									+	+/-	P/P		+	+/-, +*		
				g	287.2	-25.1	1.8	115.9		0.892	86.92	4.96	K<Kk	497<600		
	(2.9)								(0.579)	(3.23)	(2.34)			460 620		
5.	Ключи Хутор	22	340- 320	s	270.4	3.8	14.7	7.8	8.17	0.549	2.63	3.98	K>Kk	836>480		
			млн. лет				(1.9)		(1.67)	(0.579)	(3.23)	(2.34)		110 520		
				g	275.3	4.4	1.6	120.8		8.72	108.61	1.79	K<Kk	452<520		
	(2.6)								(2.66)	(3/08)	(1.56)			440 530		
6.	Кор- донка	58	340- 290	s	264.7	13.5	8.7	6.2	5.44	4.77	7.62	1.84	K>Kk	754 >400		
	Артем		млн. лет				(1.7)		(1.36)	(2.66)	(3.08)	(1.56)		170 420		
	Ретти- ховка								+/-	+/-	P/P		+	+		

Примечание: N - количество образцов (штуфов); g (s) - географическая или современная (стратиграфическая или древняя) системы координат; D, I - склонение и наклонение среднего вектора I_n ; K - кучность распределения единичных векторов I_n ; a95 - радиус круга доверия для среднего вектора при вероятности $p = 0.95$; Ks/Kg - отношение кучностей в древней и современной системе координат (тест выравнивания); Rs (F) - параметры тестов корреляционного (группирования), H - характеристика однородности распределения векторов I_n в сравниваемых группах (P - различаются, HP - не различаются в g/s системе координат) - по [1, 42, 45, 59-61]. В скобках даются табличные (критические) значения соответствующих параметров. NFT, MFT - тесты по [43, 67]; Kk - критическое значение кучности; p, p95, pmin, pmax - параметры критериальной статистики двухстороннего теста (p - фактическое распределение, pmin (0.025), p95 (0.95), pmax (0.975) - табличные распределения для соответствующих уровней значимости (для удобства расположения в таблице все значения умножены на 1000); "+" (" - ") во всех тестах означает присутствие доскладчатой (последкладчатой) компоненты I_n , "+/-" - наличие синскладчатой или обеих компонент I_n (* - результат одностороннего теста). Разрез Грибное, где неуверенно установлена палеогоризонталь, не включен в подсчет при группировании.

возраст намагниченности между различными фазами складчатости, т.е. "синскладчатость" I_n . Для более определенного суждения о возрасте I_n необходима дополнительная статистика.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Показанное на рис. 5 распределение средних направлений выделенных высокотемпературных (> 350 - 400°) компонент I_n свидетельствует о том, что в современной системе координат палеомагнитные направления объектов резко расходятся, не образуя никакого закономерного распределения - в отличие от древних координат. После введения поправки за наклон слоев практически на всех разрезах направления I_n приобретают обратное наклонение, становятся более пологими, а палеошироты, соответственно, - низкими (приэкваториальными). В целом, для всех объектов они не выходят за пределы значений 9.4°S - 30.1°N (таблица 3, рис. 6), давая среднюю величину $10.3 \pm 11.0^\circ$, т. е. располагаются в полосе широт от экватора до 20° сев. широты. Практически идентична вычисленная по [58, 68, 69] средняя палеоширота для ниже-среднепалеозойских объектов Северного Китая - $11.4 \pm 9.1^\circ$. Это свидетельствует о близости палеозойских тектонических позиций террейнов Ханкайского аккреционного комплекса и Северо-Китайской плиты.

Сопоставление полученных нами палеомагнитных результатов с данными по районам Северного Китая и Кореи выполнено путем использования (интерполяции) траектории кажущегося движе-

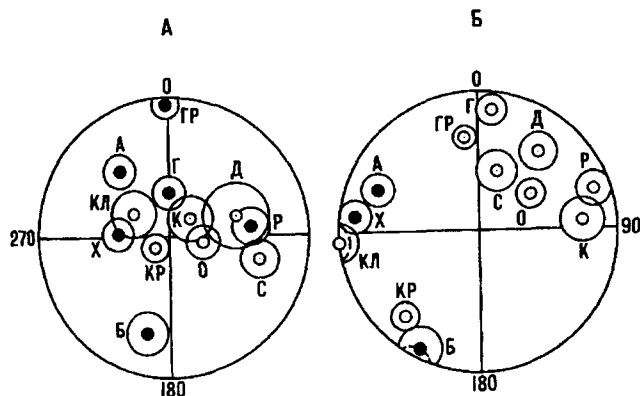


Рис. 5. Распределение средних направлений выделенных высокотемпературных компонент намагниченности палеозойских пород юго-западного Приморья в современной (А) и древней (Б) системе координат. Залитые (полые) кружки - проекции средних векторов I_n на нижнюю (верхнюю) полушару, большие кружки - доверительные интервалы для a_{95} . Буквенные обозначения возле направлений и овалов доверия: А - Артем, Б - Буянки, Г - Гай, Гр - Грибное, Д - Дубовское, Кл - Ключи, К - Кордонка, Кр - Кремово, О - Орловка, Р - Реттиховка, С - Спасск, Х - Хутор.

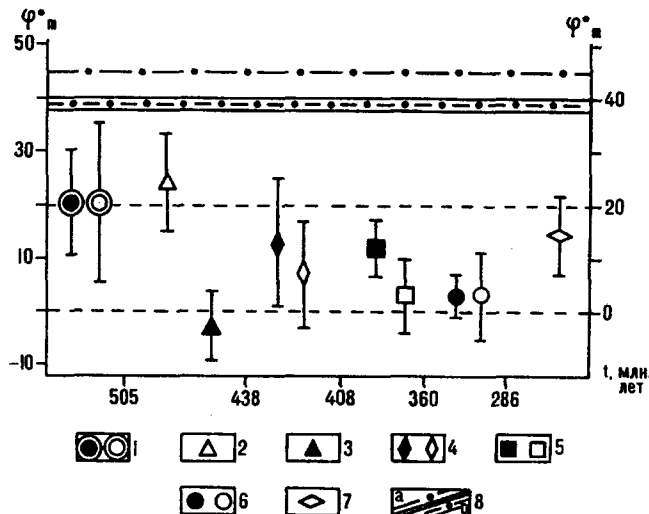


Рис. 6. Сопоставление наблюдаемых палеоширот изученных объектов юго-западного Приморья и Северного Китая в зависимости от палеомагнитного возраста.

1 - кембрий, 2 - ордовик, 3 - ордовик-силур, 4 - силур, 5 - девон, 6 - карбон, 7 - пермь, 8 - современная широта (полоса широт) расположения изученных объектов (а - для Ханкайской аккреционной системы террейнов, б - для Северо-Китайского блока). Залитые (полые) значки - объекты юго-западного Приморья (Северного Китая). Границы (интервалы) геологических периодов (по [37]) и расположение объектов по оси "геологическое время" - вне масштаба.

ния палеополюса (ТКДП) для Северо-Китайской платформы (СКП) [28]. Исходя из предположения о возможной тектонической общности в соответствующие геологические периоды террейнов юго-западного Приморья и Северного Китая, сравнивались полученные и ожидаемые (возможные) направления (D, I) высокотемпературных стабильных компонент I_n в древней системе координат, пересчитанные из соответствующих позиций палеополюса для СКП. Из таблицы 5 возможно оценить их взаимное относительное расположение.

Так, при анализе различий между D, I, наблюдаемыми на породах изученных объектов и ожидаемыми, обращает на себя внимание противоположное направление разворотов блоков относительно меридиана (величина R). А именно - с севера на юг эти развороты меняются с "плюсовых" (разворот по часовой стрелке) на "минусовые" (разворот против часовой стрелки). При этом, если не считать аномального объекта Грибное, отмечается систематическое увеличение отрицательных разворотов к югу.

Простейшим, "лежащим на поверхности" (и, вероятно, пока единственным на данном этапе изученности) объяснением этого феномена может быть позиция рассматриваемых разрезов относительно основных структурообразующих разломов юго-за-

падного Приморья. Действительно, как видно из рис. 1, все изученные объекты располагаются в блоках на сопряжении этих разломов, имеющих статус региональных [11, 13]. Эти и оперяющие их разломы второго порядка ограничивают как сами террейны (структурно-фациальные зоны) в целом, так и отдельные миниблоки в их пределах. К ним в первую очередь относятся Спасский, Дмитриевский и Западно-Сихотэ-Алинский региональные разломы, ограничивающие Спасский террейн, Западно-Приморский разлом, ограничивающий с востока Лаоэлин-Гродековский террейн, а также серия достаточно крупных разломов, фиксирующихся южнее, в т. ч. в непосредственной близости к объектам Артем и Кремово. К сожалению, большинство из них детально не изучены, они выделены (трассируются) по общегеологическим признакам, в частности, зонам меланжа, выходам небольших тел ультрабазитов, как это имеет место для Дмитриевского и ряда других северо-западных и субширотных разломов. Кинематика движений по ним практически не исследовалась.

Из данных таблицы 5 вытекает, что разрез Орловка, расположенный к северу от Спасского разлома, дает разворот по часовой стрелке ($R = +7.9^\circ$), объекты Спасск и Дубовское, расположенные непосредственно в зоне самого разлома, дают уже незначительный плюсовой разворот в пределах точности определений ($+0.6$ и $+0.7^\circ$). Далее к югу от разлома углы разворота (направленные уже в противоположную сторону - против часовой стрелки) существенно увеличиваются (до 20-40 градусов). И хотя, если судить по величине dR , часть отклонений статистически незначима, общая тенденция достаточно показательна. Если она не случайна, то можно предположить здесь решающую роль упомянутого выше разлома и серии оперяющих его нарушений в разнонаправленном вращении блоков к северу ($R_{cp} = 3.1^\circ \pm 3.4^\circ$ по часовой стрелке) и к югу от них ($R_{cp} = 19.0^\circ \pm 14.3^\circ$ против часовой). Общий средний разворот террейнов юго-западного Приморья по отношению к СКП R_{cp} составляет $13.5 \pm 15.7^\circ$ ($dR = 14.1^\circ \pm 6.4^\circ$) против часовой стрелки.

Поэтому, если принять во внимание преобладание левосторонних сдвигов по региональным разломам северо-восточного простирания [33, 34], то разломы поперечного, субширотного и северо-западного простирания можно рассматривать как сколовые, оперяющие эти линейные элементы, так и как самостоятельные (более древние) разломы фундамента, неоднократно подновлявшиеся в фанерозое и имеющие глубинную природу. Тогда, например, в соответствии с кинематическими механизмами, предложенными в [62, 63], вполне можно предсказать развитие в зоне Спасско-Дмитриевской систе-

мы разломов правосторонних сдвигов, которые сопровождались соответствующим разворотом смежных геоблоков, в т. ч. для расположенных к югу - против часовой стрелки. Такие же правосторонние сдвиги вполне можно предположить и для Западно-Приморского шва, и для других разломов. К сожалению, конкретных наблюдаемых фактов, подтверждающих такие предположения, у нас нет. Развороты могли быть как локальными (для отдельных миниблоков, когда они "привязаны" к кинематике конкретных разломов), так и обусловленными более общей региональной причиной.

В последней связи уместно упомянуть выделяемую [2] субширотную зону ($44.16^\circ - 44.66^\circ$ с. ш.) сгущения выходов фемических пород, которая в западной своей части совпадает со Спасско-Дмитриевской зоной разломов и является сквозной по отношению к геологическим структурам разного возраста и ранга и долгоживущей, поскольку она трассируется фемическими породами с возрастом от палеозойского до кайнозойского. Ее возможная роль в части генерации крупных сдвиговых дислокаций не исключена, если учесть, что палеозойская система структур юго-западного Сихотэ-Алия, в целом, характеризовалась складчато-сдвиговой субширотной ориентацией, и современное северо-восточное простирание приобретено в результате сдвиговых дислокаций иного плана и в более позднее время, что привело, в частности, к формированию чешуячато-надвиговых структур в мезозое [33]. По геофизическим данным в этом районе также отмечается наличие субширотных и северо-западных виргаций аномальных глубинных элементов геомагнитного поля [21].

Таким образом, можно констатировать, что такие секущие северо-западные и субширотные сдвиговые структуры наиболее вероятно могли контролировать в позднем палеозое (до начала развития крупных левосторонних сдвиговых дислокаций вдоль границ мезозойских горст-аккреционных систем Сихотэ-Алия) всю локальную кинематику террейнов, в т. ч. в пределах и южнее Спасско-Дмитриевской зоны разломов.

Пересчитанные из координат палеополюса по ТКДП Северного Китая значения ожидаемых D и I для изученных объектов дают величины, в целом, не сильно отличающиеся от полученных нами. Среднее широтное смещение F составляет 3.5 ± 4.9 градуса (к северу). При этом следует отметить, что для большинства разрезов эти различия незначимы, ввиду большого стандартного отклонения dF . Последнее, как и dR (стандартное отклонение для R), определенное по [46] с поправкой по [49], сильно формульно зависит от величины A_{95} , которая для реферируемых (табличных) данных по СКП велика, особенно

Таблица 5

Сопоставление палеомагнитных данных по юго-западному Приморью, Северному Китаю и Корее

No, район, координаты с. ш. / в. д.	N/n	Возраст Г П	Палеополюсы ЮЗ Приморья/ СВ Китая			Полученные/ / Ожидаемые по ТКДПСК			R (dR)	F (dF)	Pol
			Λ	Φ	A ₉₅	D _s	I _s	Φ _m			
А											
1. Орловка 45.4 / 133.7	10/17	pЄ- Є	570	88.2 + 0.5	7.6	* 55.3 -49.0	29.9 N	+7.9	+13.1	R	
				95.1 - 18.8	29.0	* 38.1 -31.2	16.8 N	(24.0)	(36.1)		
2. Дубовское 44.6 / 132.9	12/17	Є ₁	570	92.5 - 21.8	8.7	* 38.3 -26.6	14.1 N	+0.7	-3.7	R	
				95.1 - 18.8	29.0	* 37.6 -32.8	17.8 N	(25.0)	(35.9)		
3. Спасск 44.6 / 132.8	4/ 11	Є ₁	560	117.2 - 13.6	12.9	* 17.7 -49.2	30.1 N	+0.6	+ 3.4	(R), N	
				116.9 - 17.0	24.0	* 17.1 -45.2	26.7 N	(22.8)	(24.8)		
4. Гай 44.4 / 132.6	8/14	Є ₁₋₂	470	123.5 - 38.8	5.4	* 7.1 -12.6	6.4 N	-2.8	+1.5	(N), R	
				119.7 - 39.9	16.0	* 9.9 -9.7	4.9 N	(15.7)	(25.9)		
5. Грибное 44.3 / 132.6	7/14	D ₁	470 ?	141.0 - 29.3	4.9	*352.4 -29.8	16.0 N	-11.7	+1.4	(R), N	
				128.0 - 31.0	16.0	* 4.1 -27.5	14.6 N	(13.6)	(21.2)		
6. Буянки 44.2 / 132.9	18/34	O - S	455	96.9 - 36.6	8.4	208.2 +5.8	2.9 N	-2.3	+1.9	(N), R	
				93.3 - 37.2	15.0	210.5 +2.1	1.0 N	(14.7)	(24.8)		
7. Кремово 44.0 / 132.3	13/25	O - S	430	72.7 - 39.7	5.3	222.3 - 18.3	9.4 S	-9.0	0.0	(R), N	
				64.3 - 33.9	14.0	231.3 - 18.4	9.4 S	(12.2)	(20.7)		
8. Реттиховка 44.2 / 132.7	14/26	D ₂₋₃	330	61.0 - 9.9	4.9	* 70.1 - 11.5	5.8 N	-26.7	+12.0	(R), N	
						* 96.8 +12.3	6.2 S	(6.5)	(9.1)		
9. Ключи 44.3 / 132.8	14/24	Є ₁	320	45.2 - 2.6	7.8	266.4 -0.2	0.1 S	-16.9	+3.6	(N), R	
				31.0 + 7.0	4.0	283.3 -6.9	3.5 S	(9.0)	(10.4)		
10. Хутор 44.4 / 132.6	8/16	Є ₁₋₂	300	41.1 + 8.8	5.2	277.2 +10.3	5.2N	-17.1	+4.0	N	
				26.0 + 18.0	5.0	294.3 +2.5	1.2N	(9.2)	(10.5)		
11. Кордонка 44.3 / 131.3	13/22	S	300	53.6 + 5.4	9.2	* 85.3 -24.0	12.6N	-44.9	+6.8	R	
				15.0 + 32.0	5.0	*130.2 -11.5	5.8N	(9.9)	(11.8)		
12. Артем 43.3 / 132.1	9/14	P?	290	34.3 + 23.5	4.8	292.4 +20.4	10.5N	-39.2	-2.4	N	
				359.5 + 51.0	5.0	331.6 +24.6	12.9N	(6.3)	(8.3)		
Б											
Орловка											
I. Дубовское	25/45	pЄ- Є	570-	92.4 - 13.4	6.4	222.8 +37.6	21.0 N	+5.1	+3.5	R	
Спасск			-560	95.1 - 18.8	29.0	217.7 +32.3	17.5 N	(23.6)	(34.7)		
II. Буянки	31/59	O - S	460-	86.6 - 38.5	6.0	214.3 -4.9	2.5 S	-0.8	-1.8	(N), R	
Кремово			- 440	86.8 - 36.6	14.5	215.1 -1.5	0.7 S	(12.6)	(22.7)		
Ключи											
Хутор											
III. Кордонка	58/102	Є D	340-	50.9 + 1.0	4.5	264.7 +13.5	6.8 N	- 17.7	+10.3	(N), R	
Артем			-290	31.1 + 6.4	13.0	282.4 - 7.0	3.5 S	(10.8)	(19.8)		
Реттиховка											
IV. Корея	>29/?	C ₃	340	39.7 - 0.9	16.3	268.1 + 1.0	0.5 N	- 5.0	+ 3.8	N	
36.0 / 128.0				33.5 + 0.6	6.0	273.1 - 6.6	3.3 S	(6.4)	(10.0)		

Примечание: А - частные разрезы, Б - разрезы, сгруппированные по палеомагнитному возрасту (для суммы штуфов); N/n - количество штуфов/кубиков, использованных для компонентного анализа; возраст геологический - Г; возраст палеомагнитный (П, млн. лет) - получен путем сравнения с пространственно-временной траекторией (интерполяцией) кажущегося движения полюса (ТКДПСК) для Северного Китая [28]; координаты северного палеомагнитного полюса: Λ - долготы, Φ - широты, (+) - северная, (-) - южная; A₉₅ - радиус круга доверия для среднего палеомагнитного полюса при вероятности P=0.95; D_s, I_s - средние значения склонения и наклонения высокотемпературных компонент I_n в древней системе координат: "полученные" - выделенные после термочистки; "ожидаемые по ТКДПСК" - вычисленные путем пересчета из значений средних полюсов для Северного Китая, исходя из предположения о возможной принадлежности в палеозое изученных территорий к Северо-Китайской платформе (СКП); звездочкой показаны значения, впоследствии обращенные на 180 градусов при определении северного палеомагнитного полюса); фт - геомагнитная широта; R= D_s "полученные" минус D_s "ожидаемые" - угол предполагаемого вращения отдельных геоблоков юго-западного Приморья и Кореи относительно СКП (изменение склонения среднего вектора I_n - по (+) и против (-) часовой стрелки); F - смещение геоблоков по широте ("фт наклоненное" минус "фт ожидаемое", (+) - к северу, (-) - к югу); dR, dF - 95 % - ный доверительный интервал (стандартное отклонение) значений соответствующих параметров (по [46, 49]); Pol - полярность I_n (преобладающая - в скобках). Для объекта Гай взяты значения D_s, I_s, полученные только по кругам перемагничивания (для меньшего числа образцов). Разрез Грибное, где неуверенно установлена палеогоризонталь, не включен в подсчет при группировании.

для кембрий-ордовикских полюсов. Группирование объектов по палеомагнитному возрасту (Таблица 5, раздел Б) иллюстрирует близость полученных и ожидаемых значений D , I и разнознаковое вращение кембрийских и перемагнитченных в карбоне кембрий-девонских пород, отразившееся на соответствующих позициях палеополюса.

Переходя к общему анализу позиций палеополюса для отдельных объектов и, в целом, для террейнов юго-западного Приморья, кратко упомянем проблему выбора полярности. Для того, чтобы определить, являются эти полюсы северными или южными, необходимо знать геомагнитную полярность для времени, когда были “записаны” выделенные нами высокотемпературные стабильные компоненты I_n . Поскольку пригодные палеомагнитные данные для палеозоя по региону отсутствуют, а для смежных территорий - весьма скудны, для оценки полярности невозможно экстраполировать палеомагнитные данные “назад” (например, от перми). Преобладающее отрицательное наклонение наших кембрийских и, частично, силур-девонских направлений I_n пород, как это имеет место и для данных по Северному Китаю [68], может быть интерпретировано как указание на то, что Ханкайская система террейнов так же, как и вся Северо-Китайская плита; располагалась либо в южном полушарии на протяжении периода нормальной полярности, либо в северном полушарии - в течение периода обратной полярности. Согласно большинству мировых данных, полученных в результате изучения кембрийско-ордовикских и силур-девонских пород различных континентов, геомагнитное поле Земли имело преимущественно обратную полярность на протяжении ранне-среднепалеозойского времени [38-40, 53, 56, 68, 69 и др.].

Поэтому, хотя оба предположения о полярности существенно не меняют позиции террейнов юго-западного Приморья (она в любом случае остается в пределах приэкваториальной субтропической области), мы отдаем предпочтение второму варианту, при котором “исходные” фанерозойские позиции расположены в северном полушарии. В этом случае за соответствующие направления прямой полярности будут приняты значения D , I в диапазоне ЮЗ - ЗСЗ румбов стереографической проекции.

Сравнение ранне-среднепалеозойских позиций палеополюса для террейнов юго-западного Приморья и Северного Китая показывает их близость, но не идентичность. Приморские кембрийско-ордовикские полюсы, располагаясь практически на тех же широтах южного полушария, что и китайские, несколько смещены к западу (рис. 7). Палеополюсы ордовик-силурийских объектов (Кремово, Буянки) находятся посередине между силурийской и

ордовикской его позициями для Северного Китая, почти “идеально” располагаясь на ТКДП. Силур-девонские позиции палеополюса, совпадая по долготе с китайскими, смещены к северу на 30 градусов. Их положение близко карбоновому полюсу Кореи [57] и соответствует среднему палеомагнитному возрасту по ТКДП в 360 - 320 млн лет. Аналогичные (близкие) позиции занимает полюс для перемагнитченных в карбоне кембрийских объектов Ключи и Хутор, а также разрезов силура-девона (Кордонка, Реттиховка, Артем). Позиция палеополюса для последнего наиболее близка пермской для СКП.

В целом, общий тренд кажущегося дрейфа позиций приморских палеозойских палеополюсов, в т. ч. для перемагнитченных объектов, во многом аналогичен китайскому, особенно в его кембрийской и ордовик-силурийской части. Такое неплохое совпадение даже сравнительно немногочисленных данных, полученных в разных лабораториях России, Китая (США) и Кореи (Японии), не может быть случайным и, как представляется, свидетельствует о близости к реальным полученным результатам. В качестве возможной причины наблюдаемого “омоложения” некоторых палеополюсов можно упомянуть процессы, сопровождавшие позднекаледонский-раннегерцинский орогенез - выведение на поверхность осадочных толщ кембрия-девона в зону гипергенеза, где активно протекали процессы магнетизации с образованием вторичной химической намагниченности [29], тем более, что отмечается сравнительно небольшой (в геологических масштабах) временной разрыв между осадконакоплением и начальным этапом складчатости. Последняя фиксируется уже в конце кембрия - ордовик-силурийская трансгрессивная серия с размывом залегает на медвежинской свите раннего-среднего кембрия и, в свою очередь, несогласно перекрывается средне-поздне-девонской вассиановской свитой [13]. По [23], ордовик-силурийские толщи были смяты до позднего силура-раннего девона. Предполагается, что к началу перми в описываемом районе практически все нижне-среднепалеозойские отложения уже были интенсивно дислоцированы.

С другой стороны, источником возможного перемагнитывания, в общем случае, могли быть магматические породы, которые способствовали возникновению локальных зон прогресса. Например, силур-девонские (гродековские) и рвущие их пермские (себучарские) интрузии на периферии Лаозлин-Гродековского террейна (Кордонка). То же можно предположить в отношении к широко распространенных в пределах южного и юго-восточного флангов Спасского террейна (Синегорско-Черниговская зона), вокруг объектов Хутор, Ключи, Реттиховка, ранне-средне-карбоновых (куйбышевские) интрузии

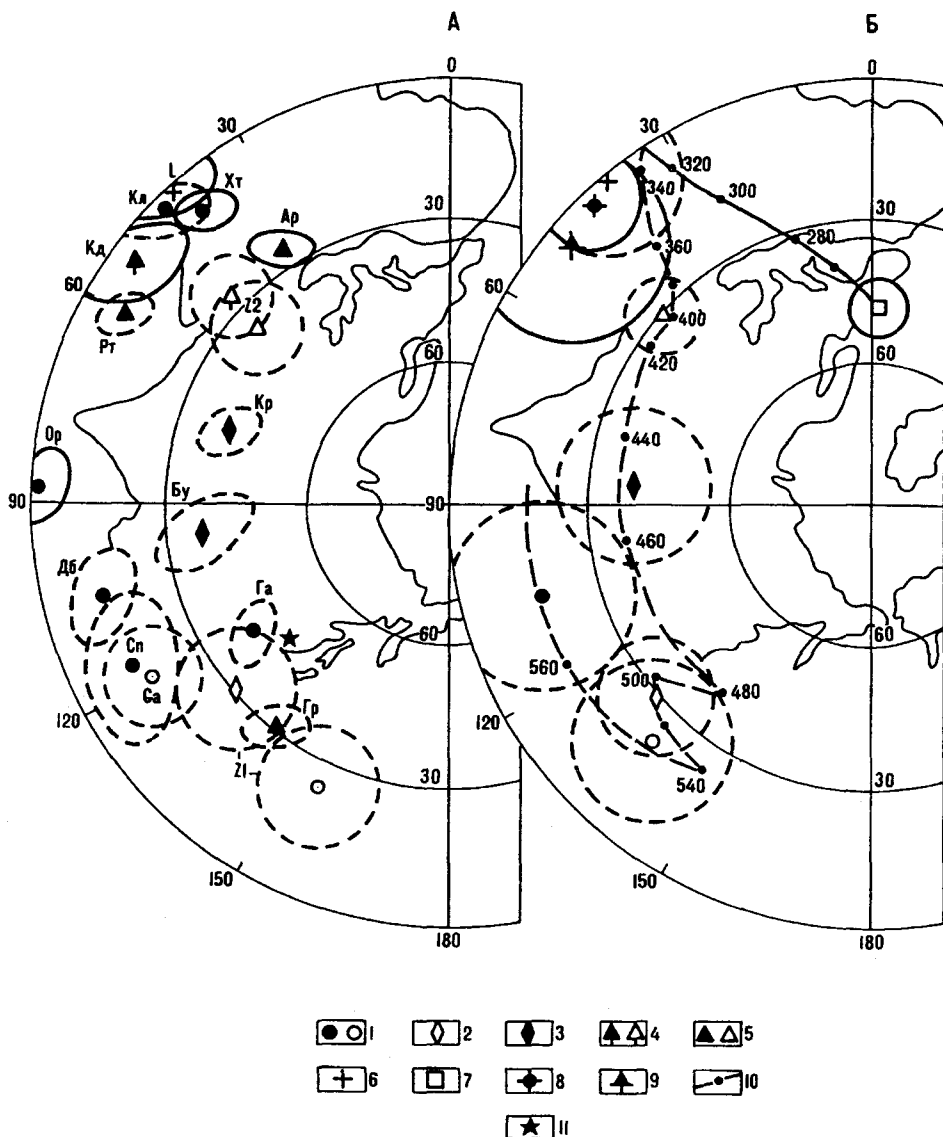


Рис. 7. Палеомагнитные полюсы палеозоя: 1 - кембрий, 2 - ордовик, 3 - ордовик-силур, 4 - силур, 5 - девон, 6 - карбон, 7 - пермь; палеополюсы, полученные для перемангнитных в карбоне кембрийских (Ключи, Хутор) - 8 и силурийско-девонских пород (Кордонка, Реттиховка, Артем) - 9; 10 - траектория кажущегося движения палеомагнитного полюса для Северо-Китайского блока (ТКДПСК), цифры - возраст, млн. лет [28]; 11 - район исследования. Залитые (полые и крест) значки - террейны юго-западного Приморья (Северного Китая и Кореи); сплошные (штриховые) круги (А₉₅) и эллипсы (овалы погрешности вокруг единичных полюсов) - северное (южное) полушарие. А - частные разрезы: Ар - Артем, Хт - Горный Хутор, Кл - Малые Ключи, Кд - Кордонка, Рт - Реттиховка, Ор - Орловка, Кр - Кремово, Бу - Буянки, Дб - Дубовское, Сп - Спасск, Га - Синий Гай, Гр - Грибное; то же - для Северного Китая и Кореи: L - по [57], Ga - по [50], Z1 - по [68], Z2 - по [69]. Б - Сравнительные позиции обобщенных групп палеозойских палеомагнитных полюсов для ЮЗ Приморья, Северного Китая и Кореи.

зий. Здесь же широко развиты поля каменноугольных липаритов светлоярской толщи.

Осадочно-вулканогенные породы объекта Артем, отнесенные условно к верхней части люторгской свиты [16-18], возраст которой определен как позднедевонский-раннекарбонный, по литологическому составу удивительно сходны с широко распространенными по соседству пермскими породами владивостокской свиты. Не имея каких-либо оснований подвергать сомнению точность флористических определений, отметим, что и здесь нельзя исключить влияние пермского интрузивного магматизма и/или, возможно, эффузивной деятельности (обнажающихся вокруг этого разреза гранитоидов и/или эффузивов чандалазской свиты пермского возраста).

Заметим в этой связи, что в Центральной зоне Сихотэ-Алиня процессы перемангнитивания терригенных толщ должны быть, вероятно, более распро-

страненными и интенсивными. Это обусловлено широким развитием здесь олистостромовых образований и консолидационных тектонических покровов в составе позднепалеозойских-раннемезозойских толщ, вместе с ассоциирующими с ними и термально воздействовавшими на них магматическими комплексами. По [14, 34], в рамках модели горст-аккреционного структурообразования и глыбового перемещения тектонических пластин, формирование чешуйчато-надвиговых структур, по-видимому, могло следовать за фазами рифтогенеза и было синхронно периоду сводово-глыбовых поднятий, которые на протяжении всего позднего палеозоя и мезозоя, как предполагается, сопровождалось региональным палингенно-анатектическим плавлением многокилометровых осадочных толщ Центрального Сихотэ-Алиня с формированием протяженного магматического пояса. Длительный региональный прогрев вмещающих осадочных толщ на

фоне деструкции палеоукраинно-океанической коры на ряд литопластин (террейнов) и мог быть вероятным фактором регионального мезозойского перемагничивания палеозойских пород террейнов Центрального Сихотэ-Алиня.

В отличие от последнего, в пределах краевой зоны Ханкайского аккреционного комплекса, ввиду его относительно большей "жесткости" и меньшей тектонической мобильности, процессы перемагничивания, вероятно, должны были быть проявлены относительно менее интенсивно и преимущественно на фоне возникновения отдельных вторичных глыбовых структур и локальных термальных полей. Можно предполагать, что указанные выше моменты являются определяющими (но не единственными) для среднекарбового-пермского перемагничивания пород некоторых из изученных нами объектов. Безусловно, приведенная интерпретация основана, преимущественно, на самых общих соображениях. Поэтому проблема оценки реальных факторов, определяющих время и условия перемагничивания пород, требует отдельного изучения.

Приведенные палеомагнитные характеристики свидетельствуют о том, что террейны юго-западного Приморья на протяжении раннего-среднего палеозоя занимали приэкваториальные субтропические широты, располагаясь, по крайней мере, на первые десятки градусов южнее своей современной позиции. Эти результаты находятся в хорошем согласии с палеобиогеографическими представлениями по этому региону, относящимися к кембрию - девону [3, 12, 16-18, 26, 30]. Последние основаны на детальных определениях различных фаунистических и флористических комплексов (в т. ч. трилобитов, брахиопод и археоциат). Изучение палеозойской биоты свидетельствует о принадлежности ее представителей к тропическим и субтропическим ареалам, а палеобиогеографические границы ее развития совпадают с границами террейнов [30].

Аналогичные свидетельства, в т. ч. убедительные палеоклиматические индикаторы, подтверждают низкие (субтропические) палеоширотные позиции и для СКП [44, 48, 64, 65 и др.]. И хотя в одной из работ [55] Северо-Китайская плита на основании достаточно общих соображений вместе с Южно-Китайской платформой была "присоединена" без всяких объяснений к Австралии на весь кембрийский период, этому противоречат китайские и наши палеомагнитные данные, а также все имеющиеся сведения о палеозойской палеогеографии. Опираясь на них, мы полагаем, что СКП не могла быть частью Гондваны в палеозое, поскольку большая часть последней вплоть до поздней перми находилась в южных полярных широтах [65 и др.]. Такой же вывод, и

с не меньшим основанием, можно сделать в отношении террейнов юго-западного Приморья.

Некоторый вопрос вызывает низкая приэкваториальная позиция наших ордовик-силурийских разрезов (Кремове, Буянки), не соответствующая ни ордовикской, ни силурийской для СКП (хотя силурийские позиции с учетом стандартной ошибки определения перекрываются). Учитывая, что палеомагнитные данные и палеоклиматические индикаторы дают для ордовика Северного Китая наиболее высокие палеоширотные позиции (однако не выходящие за пределы субтропической зоны), можно предположить, что изученные нами ордовик-силурийские породы имеют палеомагнитный (а возможно, и геологический) возраст, более близкий к силурийскому.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеомагнитные исследования терригенных отложений Ханкайской аккреционной системы террейнов показали, что эти породы, несмотря на очень низкую естественную остаточную намагниченность и значительный вклад вязкой составляющей, являются палеомагнитно информативными. Путем полного температурного размагничивания всех образцов выделены высокотемпературные (характеристические) компоненты намагниченности. Различные варианты теста складки фиксируют в обратном намагниченных породах преобладающую (в отдельных случаях только одну) доскладчатую компоненту I_n . Присутствует также послескладчатая компонента.

Характеристические высокотемпературные компоненты I_n в кембрийских породах геологических разрезов Дубовское, Орловка, Спасск, отчасти Гай, а также в отложениях ордовик-силурийских объектов Кремове и Буянки, дают координаты (позиции) палеополюса, близкие координатам одно-возрастных полюсов для Северо-Китайской платформы.

Выделенные высокотемпературные компоненты I_n для кембрийских объектов Ключи и Хутор, а также силур-девонских разрезов Кордонка, Артем и Реттиховка, по всей видимости, характеризуют средне-позднекарбовое перемагничивание. Направления средних векторов I_n этих пород хорошо согласуются с позднекарбовыми палеомагнитными направлениями для Кореи и Китая.

Впервые палеомагнитными методами установлена приуроченность Спасского, Матвеевско-Нахимовского и Лаоэлин-Гродековского террейнов в раннем-среднем палеозое к 20-градусной зоне приэкваториальных-субтропических палеоширот северного полушария. Это согласуется с большинством имеющихся по региону биостратиграфических и па-

леогеографических данных, а также с палеомагнитными данными по Северному Китаю и Корее. Можно полагать, что при общей близости палеоширотного расположения террейнов юго-западного Приморья и Северного Китая, соответствующие геоблоки совершали дифференцированные (вероятно, иногда разнонаправленные) вращения на протяжении всего палеозоя. При этом по развороту средних значений векторов I_n , выявленному на разрезах, расположенных к югу от Спасского разлома, фиксируется общее вращение соответствующих геоблоков против часовой стрелки (в среднем на 19 ± 14.3 градуса), что может быть объяснено как локальной реакцией отдельных блоков на правосторонние сдвиги, так и какой-то более общей региональной тектонической причиной.

Сравнение полученных палеоширот с китайскими данными, а также ожидаемыми их значениями для юго-западного Приморья (пересчитанными из палеозойских позиций палеополюса Северного Китая) - в предположении принадлежности изученных террейнов к СКП, дает небольшое ($3.5 \pm 4.9^\circ$) плюсовое (к северу) смещение, которое статистически незначимо по сравнению со стандартным отклонением палеоширот объектов юго-западного Приморья от среднего (главным образом для кембрийско-ордовикских пород).

В целом, полученные нами первые палеомагнитные результаты для раннего-среднего палеозоя юго-западного Приморья, количественно сравнимые с имеющимися на сегодняшний день данными по Северо-Китайскому блоку, следует считать предварительными. Для решения актуальной задачи - восстановления реальной (не зависящей от концептуальных взглядов исследователей) истории развития тектонических структур юга Дальнего Востока России и достоверной оценки масштабов пространственно-временной геодинамической эволюции региона - требуются дальнейшие целенаправленные исследования с участием специалистов различного профиля: палеомагнитологов, тектонистов, стратиграфов, палеонтологов. Необходимо проведение КОМПЛЕКСНЫХ исследований с обеспечением триады обязательных, но часто игнорируемых при изучении объектов условий, которые включают:

а) выбор и наращивание количества представительных палеомагнитно надежных (не перемагниченных) геологических объектов;

б) хорошую возрастную (абсолютную геохронологическую, фаунистическую и пр.) их привязку;

в) возможность точного восстановления палеогоризонталей (особенно актуальную для магматических пород).

Это не столь простые и, как представляется, легко решаемые "технологические" вопросы. Но их обязательный и корректный учет абсолютно необходим для получения качественных палеомагнитных результатов - наряду с проведением необходимого комплекса весьма обширных и трудоемких лабораторных экспериментальных исследований и соответствующего графо-аналитического тестирования. Дальнейшие работы в этом направлении в дальневосточном регионе, расположенном на стыке разнородных мегаплит и гигантских складчатых поясов, должны быть продолжены и расширены. Проблема того стоит.

Авторы искренне признательны за весьма ценные консультации и полезные советы в выборе объектов и/или в процессе работы над рукописью В. А. Бажанову (ГГП ППСЭ), Г. В. Беляевой, А. А. Вржосеку, В. Г. Зиминой, П. В. Маркевичу, В. П. Уткину, С. А. Щеке (ДВГИ ДВО РАН), Л. П. Карсакову, Л. И. Попеко (ИТиГ ДВО РАН), Л. А. Изосову (ТОИ ДВО РАН) и С. В. Шипунову (ГИН РАН), а также Р. Энкину (Геологическая служба Канады), Т. Торсвику (Геологическая служба Норвегии) и А. Н. Диденко (ИФЗ РАН) за возможность использования программ компьютерной обработки данных. Благожелательное содействие в проведении исследований, в частности, полевых работ в 1995 г., оказали А. И. Ханчук и А. М. Попов (ДВГИ ДВО РАН), которым выражается большая благодарность.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 95-05-14137).

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. N7. С. 89-101.
2. Баскина В. А. О типах магматических ореалов Сихотэ-Алиня // Вулканические и вулканоплутонические комплексы Востока Азии. Владивосток, 1976. С. 3-8.
3. Беляева Г. В. Кембрий Востока СССР. М.: Наука, 1988. 136 с.
4. Берсенев И. И. Основные черты тектоники Приморского края // Общие и региональные проблемы Тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974. С. 114-125.
5. Большаков В. А., Гапеев Ф. К., Ясонов П. Г. Пьезохимическая остаточная намагниченность как результат изменения коэрцитивной силы образцов из зон гипергенеза // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. N 9. С. 55-63.
6. Бретштейн Ю. С. Петромагнетизм позднемеловых-кайнозойских вулканитов Юга Дальнего Востока СССР // Геодинамические исследования (Геофизика Восточно-Азиатских окраинных морей). Межд. Геоф. Комитет АН СССР. М. 1988. N 10. С. 20-34.
7. Бретштейн Ю.С., Кишко П. Ф., Климова А. В., Махоркина Т. И. Магнетизм сульфидных руд месторождений

- различного генезиса // Минералогия рудных районов Дальнего Востока. Владивосток, 1987. С. 87-101.
8. Васильев Б. И. Основы региональной геологии Тихого океана. / ДВО АН СССР. Владивосток, 1992. Ч. 1. 176 с. Ч. 2. 242 с.
 9. Власов Г. М. Проблема террейнов и общая оценка крайнего мобилизма // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15. N 4. С. 109-116.
 10. Врублевский А. А. Разломы и их роль в эволюции покровно-складчатых систем Восточной Азии. М.: АН СССР, ДВО РАН. 1991. 295 с.
 11. Геологическая карта Приморского края. 1:1000000 / Ред.: В.А. Бажанов, Ю.Н. Олейник. Авт.-сост. Л.Ф. Назаренко. 1986.
 12. Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М.: Наука, 1966. 305 с.
 13. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. М.: Недра, 1969. 319 с.
 14. Голозубов В. В., Мельников Н. Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня/ ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1986. 128с.
 15. Захаров Ю. Д., Сокарев А. Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.
 16. Зими́на В. Г. Средне-позднепалеозойская флора Юга Дальнего Востока/ ДВО АН СССР. Владивосток, 1991. 72 с.
 17. Зими́на В.Г., Изосов Л. А., Мельников Н. Г. К стратиграфии девонских отложений Ханкайского массива и его обрамления // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток, 1982. С. 13-21.
 18. Изосов Л. А., Никитина А.П. Стратиграфия девона и карбона Юго-Западного Приморья // Новые данные по стратиграфии Приморского сектора Япономорского региона (препринт). Владивосток, 1986. С. 12-27.
 19. Левашов Г. Б., Рыбалко В. И., Изосов Л. А. и др. Тектономагматические системы аккреционной коры/ ДВГИ ДВНЦ. Владивосток, 1989. 339 с.
 20. Мазарович А.О. Тектоническое развитие южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 102 с.
 21. Малышев Ю. Ф. Глубинное строение Востока Азии и размещение минерального сырья: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук/ ДВО РАН. Хабаровск. 1993. 50 с.
 22. Мельников Н.Г., Голозубов В.В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника. 1980. N4. С.95-105.
 23. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч. I. Стратиграфия. 66 с.; Ч. II. Интрузивные образования. 28 с.; Ч. III. Тектоника/ ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1987. 60 с.
 24. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизивная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. N5. С.3-23.
 25. Нгуен Т., Печерский Д. М. Экспериментальное изучение кристаллизационной остаточной намагниченности магнетита, образующегося при окислении пирита // Изв. АН СССР. Физика. Земли. 1984. N 5. С. 48-62.
 26. Окунева О. Г., Репина Л. Н. Биостратиграфия и фауна кембрия Приморья. Новосибирск: Наука, 1973. 284 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 37).
 27. Олейник Ю. Н. Тектоническое районирование Приморского края // Тихоокеан. геология. 1973. N1. С. 11-19.
 28. Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
 29. Писакин Б. Н., Прияткин А. А. Гипергенез и магнитные свойства горных пород // Сов. геология. 1979. N 8. С. 110-115.
 30. Попеко Л. И., Беляева Г. В., Натальин Б. А. и др. Палеобиогеографическая зональность палеозоя и геодинамика Юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1993. N5. С. 19-30.
 31. Сокарев А. Н. Палеомагнетизм мезо-кайнозойских образований Восточного Приморья // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С. 73-77.
 32. Устрицкий В. И., Храмов А. Н. К истории формирования северной части Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса (сопоставление палеомагнитных и палеобиогеографических данных по прилегающей суше) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М., 1987. С. 239-276.
 33. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 164 с.
 34. Уткин В. П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. N 6. С. 44-72.
 35. Ханчук А. И., Кемкин И. В., Панченко И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: 1989. С. 218-254.
 36. Ханчук А. И., Раткин В. В., Рязанцева М. Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
 37. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
 38. Храмов А. Н. Палеомагнетизм и проблемы аккреционной тектоники северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 141-153.
 39. Храмов А.Н., Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135-149.
 40. Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
 41. Шипунов С.В., Основы палеомагнитного анализа. Теория и практика. М.: Наука, 1993. 160с.
 42. Шипунов С. В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. N 4. С. 67 - 74.
 43. Шипунов С. В., Алексютин М. В., Левашева Н. М. Вопросы палеомагнитного анализа. М.: ГИН РАН. 1996. 62 с. (Тр. Геол. ин-та РАН; Вып. 504).
 44. Bachtadse V., Briden J.C. Paleomagnetic constraints on the position of Gondwana during Ordovician to Devonian times // Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography, Geol. Soc. Mem. 12, edited by W. S. Mckerrow and C. R. Scotese. Bath. England. 1990. P. 43-48.
 45. Bazhenov M.L., Shipunov S.V. Fold test in paleomagnetism: new approaches and reappraisal of data // Earth Planet. Science Letters. 1991. Vol. 104. N1. P. 16-24.
 46. Beck M. E. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America. J. Geoph. Res. 1980, v. 85, NO B12. pp. 7115-

- 7131.
47. Bretshtein Yu. S. Magnetic properties of Late Cretaceous-Cenozoic volcanic rocks of the Soviet Far East South. *J. Phys. Earth.* 1988. V. 36. S. 39-64.
 48. Cocks L. R., Fortey R. A. Biogeography of Ordovician and Silurian faunas. *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography.* Geol. Soc. Mem. 12, edited by W. S. Mckerrow and C. R. Scotese. Bath, England, 1990. P. 97-104
 49. Demarest H. H. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // *J. Geoph. Res.* 1983, v. 88, № b5, P. 4321-4328.
 50. Gao R. F., Huang H. L., Zhu Z. W. et al. The study of paleomagnetism in northeastern Sino-Korean massif during Pre-late Paleozoic. *Contr. Project of Plate Tectonics of Northern China.* Geol. Publ. House. Beijing. 1983. No 1. P. 265 - 274.
 51. Halls H. C. The use of converging remagnetization circles in paleomagnetism // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1978. V. 16. P. 1-11.
 52. Khramov A. N., Rodionov V. P. The geomagnetic field during Palaeozoic time // *Global Reconstruction and the Geomagnetic Field during the Palaeozoic.* Ed. M. W. McElhinny, A. N. Khramov, M. Ozima and D. A. Valencio. *Adv. Earth Planet. Sci.* 1981. Vol. 10. P. 99-115.
 53. Hrouda F. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics // *Geophys. Surv.* 1982. N 5. P. 37-82.
 54. Kirschvink J. L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1980. v. 62. P. 699-718.
 55. Kirshvink J. L., Magaritz M., Ripperdan R. et al. The Precambrian/Cambrian boundary: Magnetostratigraphy and carbon isotopes resolve correlation problems between Siberia, Morocco, and South China // *GSA Today.* 1991. N 1. P. 69-91.
 56. Klimetz M. P. Speculations on the mesozoic plate tectonic evolution of Eastern China // *Tectonics.* 1983. V. 2. NO 2. P. 139-166.
 57. Lee Y. S., Nishimura S., Min K. D. High-temperature haematite magnetizations of Late Palaeozoic red beds from the Okcheon zone, southern part of the Korean Peninsula // *Geophys. J. Int.* 1996, vol. 125, P. 266-284.
 58. Lin J.L., Fuller M., Zhang W.Y., 1985. Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China blocks // *Nature.* 1985. N 313. P. 444-449.
 59. McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1964. Vol. 8. P. 338 - 340.
 60. McFadden P. L. A new fold test for paleomagnetic studies // *Geophys. J. Int.* 1990. Vol. 103. P. 163-169.
 61. McFadden P. L., Jones D. L. The fold test in palaeomagnetism // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1981. V. 67. P. 53-58.
 62. Nur A., Ron H., Scotti O. Fault mechanics and the kinematics of block rotations // *Geology.* 1986. vol. 14. No 9. P. 746-749.
 63. Ron H., Freund R., Garfunkel Z. D. Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence // *J. Geoph. Res.* 1984. № B7. P. 6256-6270.
 64. Scotese C. R., Barrett S. F. Gondwana's movement over the South Pole during the Palaeozoic; evidence from lithological indicators of climate // *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography* // *Geol. Soc. Mem.* Ed. W. S. Mckerrow and C. R. Scotese. Bath. England. 1990. N 12. P. 75-85.
 65. Shangyou N. Paleoclimatic and paleomagnetic constraints on the Paleozoic reconstructions of south China, north China and Tarim // *Tectonophysics.* 1991. vol. 196. N 3-4. P. 279-308.
 66. Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data // *Tectonophysics.* 1990. № 184. P. 1-9.
 67. Watson G. S., Enkin R. J. The fold test in paleomagnetism as parameter estimation problem // *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol. 20. P. 2135 - 2137.
 68. Zhao X., Coe R., Liu C., Zhou Y. New Cambrian and Ordovician paleomagnetic poles for the North China Block and their paleogeographic implications // *J. Roy. Geophys. Res.* 1992, v. 97, № B2, P. 1767-1788.
 69. Zhao X., Coe R., Wu H., Zhao Z. Silurian and Devonian paleomagnetic poles from North China and implications for Gondwana // *Earth Pl. Sci. Lett.* 1993, v. 117, P. 497-506.
 70. Zijdeveld J. D. A. A.c. demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in palaeomagnetism* / Ed. D. W. Collinson, K. M. Kreer. Amsterdam, a.o., Elsevier Publ. Co. 1967. P. 254-286.

Поступила в редакцию 3 марта 1997г.

Yu.S.Bretshtein, G.Z. Gurary, D.M.Pechersky

Paleomagnetism of Paleozoic terrain rocks, South-Western Primorie

The first paleomagnetic data for terrigenous-carbonate and effusive lower- and middle Palaeozoic rocks of South-Western Primorie are obtained. The data are confirmed by the high-temperature cleaning in combination with the component analysis and modern graphic-analytical testing methods. As a result, the characteristic components are distinguished, and their nature is revealed. The areas of lower near-equatorial (subtropical) paleolatitudes are determined for the Kabarginsky subterrain, as well as the Spassky terrain of the lower Cambrian accretional prism and the Laoalin-Grodekovsky terrain of the Silurian island arc and also the Devonian sedimentary-volcanogenic (including the post-collisional) complexes, that is well consistent with the paleobiogeographical data.

The computed positions of the paleopole for the Cambrian and Ordovic-Silurian rocks are close to the data available which are obtained for the North-China Plate (NCP). The positions of the paleopole for the Silurian-Devonian rocks and for two of the six Cambrian objects which coincide with the "Chinese" paleopoles by the longitude, are displaced northward by the latitude and coincide with the Carboniferous pole for the North-China Plate. It is suggested that in the Carbon-Permian remagnetization of these rocks occurred and in the Late Paleozoic the differential rotation of the separate geoblocks of the Khankaisky terrain-accretional complex occurred also.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГА КАМЧАТКИ

В.В. Мишин.

ГП Елизовская геофизическая экспедиция, г. Елизово, Камчатской области

По материалам комплексных геофизических исследований по региональным профилям составлена схема типов и мощностей земной коры, выделены ее блоки. Уточнено тектоническое районирование территории. Выделена Начикинская древняя глыба, разделяющая Курило - Восточно - Камчатскую геосинклинальную область на 2 системы. Показаны различия в глубинном строении платформенной и геосинклинальной частей территории. Для Срединного выступа, Начикинской древней глыбы, а также террейнов Восточных полуостровов установлена их обособленность на всю мощность земной коры.

ВВЕДЕНИЕ

До недавнего времени представления о глубинном строении полуострова основывались на выполненных в 70-е годы отдельных профилях ГСЗ [6]. Эти профили расположены крайне неудачно по отношению к тектоническим структурам и каждый из них не выходит за пределы одной структуры первого порядка. Елизовская геофизическая экспедиция с 1986 г. проводит комплексные исследования (сейсморазведка МОВЗ, электроразведка МТЗ, гравиметрия) по сети региональных профилей, пересекающих основные тектонические структуры Камчатки. К настоящему времени закончены профили п. Апача - бух. Мутная, г. Опала - р. Вахиль и р. Коль - м. Калыгирь, что позволяет рассмотреть территорию полуострова, ограниченную 52° и 54° с. ш..

Методика полевых работ и интерпретации материалов изложена в работе [12]. В данной статье рассматриваются результаты работ по названным профилям с точки зрения выделения блоков земной коры, различающихся по ее типам, подтипам и общей мощности. Далее проводится сопоставление блоков земной коры с известными тектоническими структурами. Отсутствие общепризнанной тектонической схемы Камчатки потребовало предварительно провести критический анализ имеющихся вариантов тектонического районирования.

БЛОКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На рис. 1 приведены разрезы по профилям, на которых показан рельеф разделов М и К, а также кровля доверхнемелового магматоморфического слоя и подошва кайнозойского вулканогенно - осадочного чехла; слой между двумя последними границами сложен верхнемеловыми комплексами. Точность построения границ характеризуется относительной погрешностью 10% от глубины залегания. Особенностью представленных разрезов являются резкие формы разделов М и К, в то время как по данным ГСЗ [6] отмечалось крупноблоковое строение с монотонным залеганием указанных разделов в пределах каждого блока. Последнее, вероятно, связано как с продольным положением профилей по отношению к структурам, так и с особенностями методики проведенных ранее работ ГСЗ.

Достаточно дифференцированный характер гравитационного поля рассматриваемой территории и выявленные связи между морфологией аномалий силы тяжести и особенностями глубинного строения позволили путем интерполяции и экстраполяции полученных на региональных профилях данных составить схему типов и мощностей земной коры (рис. 2). Типизация земной коры выполнена в классификации И. Л. Косминской [8] на основе общей мощности коры и соотношения мощностей верхней и нижней коры в ее разрезе. Как показано в [12], этих данных, которые непосредственно следуют из геометрии разделов М и К, достаточно для определения типа земной коры. Сведения о слоях верхней коры при типизации земной коры и выделении ее блоков сознательно не использовались, чтобы обеспечить сопоставление блоков земной коры и тектонических структур как относительно независимых данных.

Большая часть изученной территории относится к континентальному типу земной коры. В его пределах выделяется два подтипа: 1 - с равным развитием верхней и нижней коры (доля каждой из них в разрезе в пределах 40 - 60%) и 2 - с преобладанием верхней коры. Кора этого типа сильно дифференцирована по ее общей мощности, которая меняется от 28 до 45 км для первого подтипа и от 30 до 55 км для второго. Вероятно, резкие изменения мощности земной коры и частое чередование ее подтипов в пределах ограниченных площадей (десятки и первые сотни км) следует рассматривать как одну из особенностей континентальной коры переходной зоны Тихоокеанского типа.

В районе Шипунского полуострова установлена земная кора субконтинентального типа мощностью 22 - 25 км. По морфологии гравитационного поля (которое в этом случае настолько специфично, что позволило авторам работы [1] выделить так называемый Тихоокеанский аномальный район) такой же тип земной коры предполагается на полуостровах Камчатского Мыса и Кроночком (на схеме нет) и в узкой полосе на крайнем юге Восточного побережья Камчатки. К западу от Шипунского полуострова мощность земной коры этого типа возрастает до 30 - 35 км.

При совместном рассмотрении типов и мощностей земной коры на исследуемой территории выделено 4 блока земной коры первого порядка: За-

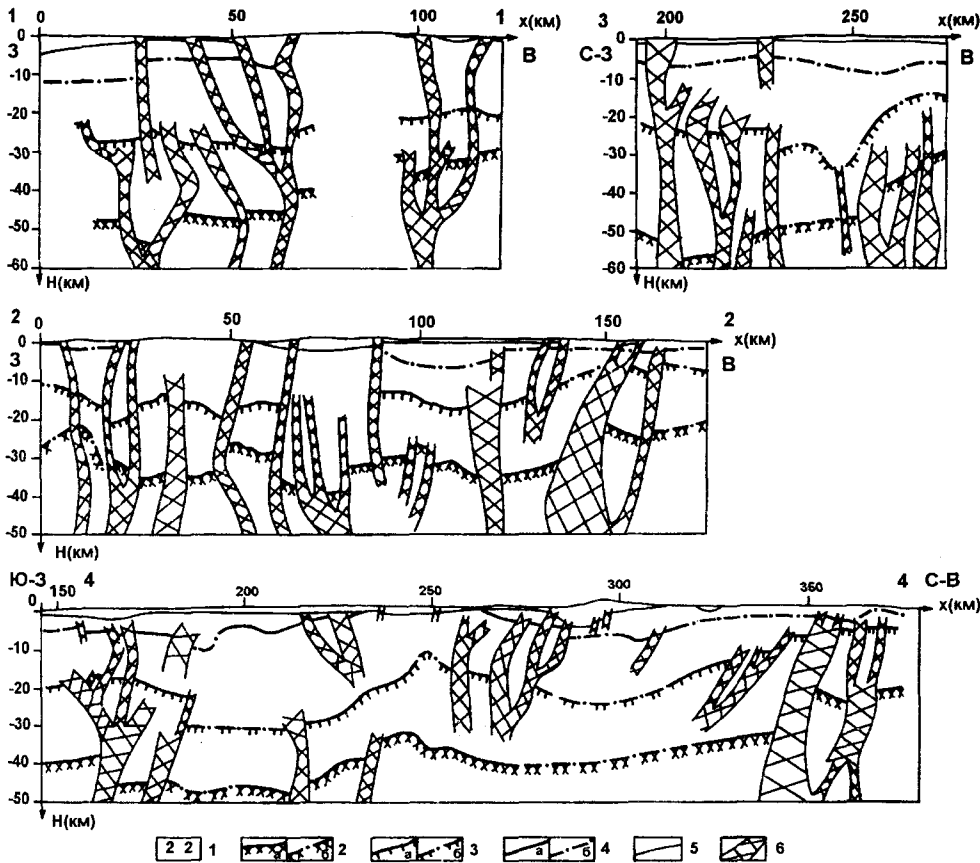


Рис. 1. геолого-геофизические разрезы

1 - названия региональных профилей (1-1 западный фрагмент профиля р. Коль - м. Калыгирь, 2 - 2 восточный фрагмент профиля р. Коль - м. Калыгирь, 3 - 3 п. Апача - бух. Мутная, 4 - 4 г. Опала - р. Вахиль); границы в земной коре (а - достоверные, б - предполагаемые); 2 - раздел Мохоровичича, 3 - раздел Кондрата, 4 - кровля магматоморфического слоя, 5 - подошва вулканогенно - осадочного чехла; 6 - разломы.

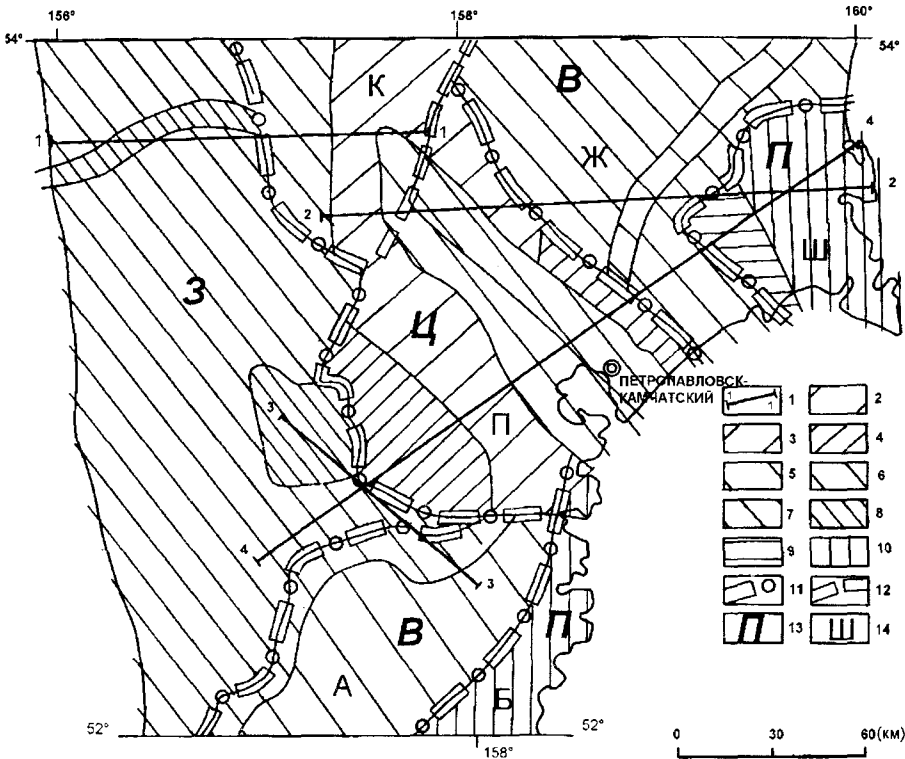


Рис. 2. Схема типов и мощностей земной коры

1 - линии разрезов по региональным профилям (обозначения названий профилей соответствуют рис. 1); земная кора континентального типа с преобладанием в разрезе верхней коры: 2 - мощностью 25 - 30 км, 3 - мощностью 30 - 35 км, 4 - мощностью 40 - 50 км; земная кора континентального типа с равным развитием в разрезе верхней и нижней коры: 5 - мощностью 30 - 35 км, 6 - мощностью 35 - 40 км, 7 - мощностью 40 - 50 км, 8 - мощностью 50 - 60 км; 9 - земная кора мощностью 30 -35 км с преобладанием в разрезе нижней коры; 10 - земная кора субконтинентального типа мощностью 20 - 25 км; границы блоков земной коры: 11 - первого порядка, 12 - второго порядка; названия блоков земной коры: 13 - первого порядка (3 - Западно - Камчатский, Ц - Центрально - Камчатский, В - Восточно - Камчатский, П - Восточных полуостровов), 14 - второго порядка (к - Пушинский, п - Петропавловский, ж - Жупановский, а - Асачинский, ш - Шипунский, б - Прибрежный).

падно - Камчатский, Центральный, Восточно - Камчатский и Восточных полуостровов.

Западно - Камчатский блок характеризуется земной корой континентального типа повышенной (40 - 55 км) мощности с равным развитием верхней и нижней коры в разрезе. К такому же подтипу относится и Восточно - Камчатский блок, но он имеет сокращенную до 30 - 40 км мощность земной коры.

Центральный блок объединяет участки с преобладающим в разрезе верхней коры (мощности земной коры в них меняются от 28 до 50 км) и равным развитием верхней и нижней коры (при мощностях земной коры 35 - 50 км). Основанием для их объединения в один блок стало нехарактерное для Камчатки простираение их элементов - субмеридиональное на севере территории и северо - западное в ее южной части. В соответствии с изменением простираения в пределах Центрального блока выделены Пущинский и Петропавловский блоки второго порядка.

Центральный блок земной коры занимает разграничительное положение между Западно - Камчатским и Восточно - Камчатским блоками. Кроме того своим Петропавловским блоком второго порядка он разделяет Восточно - Камчатский блок земной коры на Жупановский и Асачинский блоки. Эти блоки второго порядка отличаются преобладающими мощностями земной коры (35-40 км в Жупановском блоке и 30-35 км в Асачинском).

Блок земной коры Восточных полуостровов включает в себя изолированные друг от друга Шипунский и Прибрежный блоки второго порядка, а также расположенные к северу от рассматриваемой территории Кроноцкий блок и блок полуострова Камчатского Мыса. Все они характеризуются субконтинентальным типом земной коры.

ВАРИАНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Различным вопросам тектоники юга Камчатки посвящено такое множество работ, что их даже беглый обзор выходит за рамки журнальной статьи. При этом можно отметить ряд принципиальных положений, с которыми согласны большинство исследователей тектоники региона. К таким положением относятся:

1. Разделение территории на 2 крупные тектонические области соответственно с платформенным (Западная Камчатка) и геосинклинальным (Восточная Камчатка) строением. Речь идет об Охотской эпимезозойской платформе [14] и Курило - Восточно - Камчатской геосинклинальной области [5].

2. Секущее по отношению к основному для Камчатки северо - восточному простираению структур положение выходов протерозойских метаморфид и сопряженных с ними структурных элементов - субмеридиональное в Срединном выступе и северо - западное в Ганальском выступе и продолжающей его Малко - Петропавловской зоне поперечных дислокаций [4].

3. Обособленность Восточных полуостровов (Камчатского Мыса, Кроноцкого, а по некоторым данным [3] и Шипунского), которая выражается прежде всего в несопоставимости верхнемеловых и палеогеновых разрезов указанных полуостровов и остальной территории Восточной Камчатки [4, 7,13,161].

Последняя по времени обобщающая работа по тектоническому районированию юга Камчатки с картографическим изображением результатов принадлежит С. Е. Апрелькову и О. Н. Ольшанской [1]. Эта работа положена в основу принятого нами варианта тектонического районирования (рис. 3). Анализ имеющихся геолого - геофизических материалов, в том числе появившихся в последние годы региональных профилей и данных бурения глубоких скважин побудил внести в изложенное в [1] тектоническое районирование некоторые изменения. Эти изменения касаются, главным образом, иерархии тектонических структур, так как проведенное в [1] выделение структур в большинстве случаев не противоречит новым данным. Соотношение структур по двум указанным вариантам тектонического районирования приведено в таблице, что позволяет остановиться только на внесенных нами в тектоническое районирование изменениях.

Гольгинский прогиб отнесен к краевой системе Охотской платформы на основе сходства вскрытого скважинами кайнозойского разреза, представленного главным образом отложениями воямпольской (олигоцен - миоцен) и кавранской (миоцен) серий с разрезом других прогибов Западной Камчатки [10], эти же серии участвуют в строении Больше-репской плиты.

Выделение Главной Камчатской шовной зоны в качестве самостоятельной тектонической структуры снимает неопределенность в проведении границ платформенной и геосинклинальной частей рассматриваемой территории. В пределах этой зоны оказались все сложенные образования ирунейской свиты блоки, которые по [1] являются фрагментами Ирунейской вулканической дуги сантон - кампанского возраста. Разделение шовной зоны на сегменты выполнено по характеру разграничиваемых ими структур (таблица).

В геосинклинальной части изученной территории внесенные в тектоническое районирование изменения обусловлены прежде всего объединением ряда известных по [1] структур в Начикинскую древнюю глыбу. В пользу такой трактовки могут быть приведены следующие доводы:

1. Выходы в Ганальском хребте наиболее древних из известных в геосинклинальной области пород протерозойского возраста.

2. Выпадение из разреза большей части глыбы верхнемеловых комплексов, что установлено параметрической скважиной Елизовская - 1 (фондовые материалы КНГРЭ ПГО "Сахалингеология") и региональным профилем г. Опала - бух. Мутная (рис. 1).

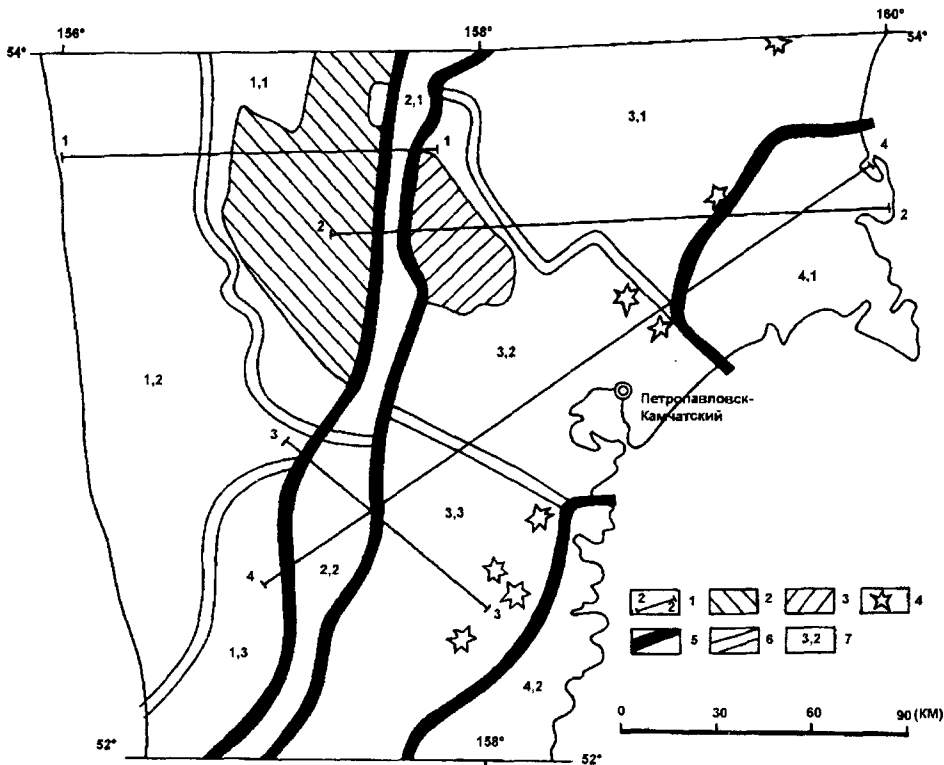


Рис. 3. Схема тектонического районирования

1 - линии разрезов по региональным профилям (обозначения названий профилей соответствует рис. 1); выходы протерозойских метаморфид по [3]; 2 - в Срединном хребте, 3 - в Ганальском хребте; 4 - действующие вулканы; границы тектонических структур: 5 - первого порядка, 6 - второго порядка; 7 - названия тектонических структур второго порядка (цифровые обозначения соответствуют таблице в тексте статьи)

3. Разграничительная роль глыбы по верхне- меловым комплексам (к северо - востоку от глыбы они представлены базальт - андезит - туфокремнистыми образованиями валагинской серии и алевролита - кремнисто - карбонатными породами ветловской свиты, а к юго - западу по отдельным выходам предполагается распространение вулканогенно - осадочных субщелочных пород кирганикской свиты [3]).

4. Совпадающий с границами глыбы разрыв в цепи действующих вулканов Восточно - Камчатского вулканического пояса (75 км между вулканами Авачинская Сопка и Вилючинская Сопка при характерных интервалах между вулканами пояса 30 - 40 км).

5. Поперечное простираие глыбы и ее структур по отношению к другим структурам геосинклинальной области.

6. Глыбовая (крупноблоковая) форма рассматриваемой тектонической структуры.

Таким образом Начикинская глыба унаследует простираие догеосинклинальных структур фундамента, включает в себя наиболее древние его фрагменты и наименее вовлечена в геосинклинальное развитие по сравнению с сопредельными структурами. В ряде структур геосинклинальной области она соответствует срединному массиву по всем признакам, кроме размеров (100 x 70 км без учета возможного продолжения в акваторию). Такие структуры принято называть древними глыбами [15].

Известно [9, 15], что древние глыбы, так же, как и срединные массивы, разделяют геосинклинальные обла-

сти на отдельные геосинклинальные (складчатые) системы. Различия геологического строения Восточной Камчатки и Курильских островов не требуют особых пояснений; строение крайнего юго - востока Камчатки изучено недостаточно, так как эта территория почти полностью закрыта вулканитами кватерта. Мы полагаем, что Начикинская древняя глыба разделяет Курило - Восточно - Камчатскую геосинклинальную область на Восточно - Камчатскую и Южно - Камчатскую геосинклинальные системы. При этом не исключается, что территория последней представляет собой фрагмент более обширной Курило - Южно - Камчатской системы.

Проблема возраста указанных систем, как и всей геосинклинальной области, здесь не рассматривается. Заметим только, что наши построения не соответствуют представлениям [5] о постплиоценово - современном возрасте Курило - Восточно - Камчатской области и косвенно указывают на ее геосинклинальное развитие, начиная по крайней мере уже с позднего мела.

Область террейнов Восточных полуостровов включает в себя с севера на юг террейны полуострова Камчатского Мыса, Кроноцкий террейн (на рис. 3 нет), Шипунский и Прибрежный террейны, каждый из которых можно рассматривать как структуру второго порядка. Чужеродный характер двух первых террейнов достоверно установлен геологическими наблюдениями, их строение описано во многих работах [7, 13, 16, 18 и др.]. Уникальный характер гравитационного поля этих структур, а также Шипунского полуострова и узкой полосы на крайнем юго - востоке

Таблица

Сопоставление вариантов тектонического районирования

Цифровые обозначения структур на рис.3,4	Названия структур по принятому автором варианту	Соотношение с данным в [1] вариантом
1	2	3
1	Охотская эпимезозойская платформа	Соответствует Охотской неоплатформе (за исключением Гольгинского прогиба)
1.1	Срединный выступ	Соответствует
1.2	Большерецкая плита	Соответствует
1.3	Гольгинский прогиб	Относится к Южно-Камчатской складчатой зоне
2	Главная Камчатская шовная зона	Объединяет отдельные блоки Ирунейской вулканической дуги, включенные в различные тектонические структуры
2.1	Срединный сегмент	Объединяет Кирганикский и Плотниковский блоки Ирунейской вулканической дуги, а также южную часть Мильковско-Быстринского грабена. Разграничивает Срединный выступ и горст-антиклинорий Восточных хребтов и Южно-Быстринского блока
2.2	Южный сегмент	Соответствует Ункановичскому блоку Ирунейской вулканической дуги, включенному в Южно-Камчатскую складчатую зону. Отделяет Гольгинский прогиб от остальных структур этой зоны
3	Курило-Восточно-Камчатская геосинклинальная область	Объединяет Восточно-Камчатскую (за исключением Шипунского блока) и Южно-Камчатскую (за исключением Гольгинского прогиба, Ункановичского блока и Прибрежного горста) складчатые зоны
3.1	Восточно-Камчатская геосинклинальная система	Соответствует Восточно-Камчатской складчатой системе (за исключением Ганальского, Северо-Ганальского и Петропавловского блоков горста-антиклинория Восточных хребтов, а также Шипунского блока)
3.2	Начикинская древняя глыба	Объединяет Ганальский, Северо-Ганальский, Петропавловский блоки горста - антиклинория Восточных хребтов Восточно-Камчатской складчатой зоны и Южно-Быстринский блок Южно-Камчатской складчатой зоны
3.3	Южно-Камчатская геосинклинальная система	Соответствует Южно-Камчатской складчатой зоне за исключением Гольгинского прогиба, Ункановичского блока и Прибрежного горста
4	Область террейнов восточных полуостровов	Соответствует Тихоокеанскому аномальному району, фрагменты которого условно включены в различные тектонические структуры
4.1	Шипунский террейн	Соответствует Шипунскому блоку, условно включенному в Восточно-Камчатскую складчатую зону
4.2	Прибрежный террейн	Соответствует Прибрежному горсту, условно включенному в Южно-Камчатскую складчатую зону

Камчатки (Тихоокеанский аномальный район по [1]) вероятно указывает на общность их строения. Региональным профилем г. Опала - р. Вахиль (рис. 1) установлено поднятое положение границ верхней коры и сокращение мощностей магматоморфического слоя и верхнемеловых комплексов на прилегающей к Шипунскому полуострову территории. По возрасту слагающих эту территорию с поверхности толщ и их взаимоотношениям с разрезами остальной территории Восточной Камчатки опубликованы несколько противоречивые сведения. На карте [3] здесь показаны образования ветловской свиты верхнего мела, а также локализованные на Шипунском полуострове отложения жупановской свиты эоцена и шипунской свиты олигоцена. По более поздним данным [1] отложения последних двух свит отнесены к широко распространенным на востоке Камчатки валагинской

серии верхнего мела и паратунской свиты олигоцена. Предполагается (фондовые материалы А. Ф. Литвинова - КПСЭ ПГО "Камчатгеология"), что верхнемеловые комплексы находятся здесь в аллохтонном залегании, а олигоценовые отложения выполяются отдельные депрессии.

Прибрежный террейн выделен предположительно, исключительно по характеру весьма специфического гравитационного поля Тихоокеанского аномального района. Региональными профилями эта структура не изучена, а с поверхности сложена породами вилочинской и паратунской свит палеогена и алнейской серии неогена [1, 3], которые распространены и на остальной территории юго - востока Камчатки. Обособленность этого террейна можно предположить по доолигоценовым образованиям, которые здесь не вскрыты.

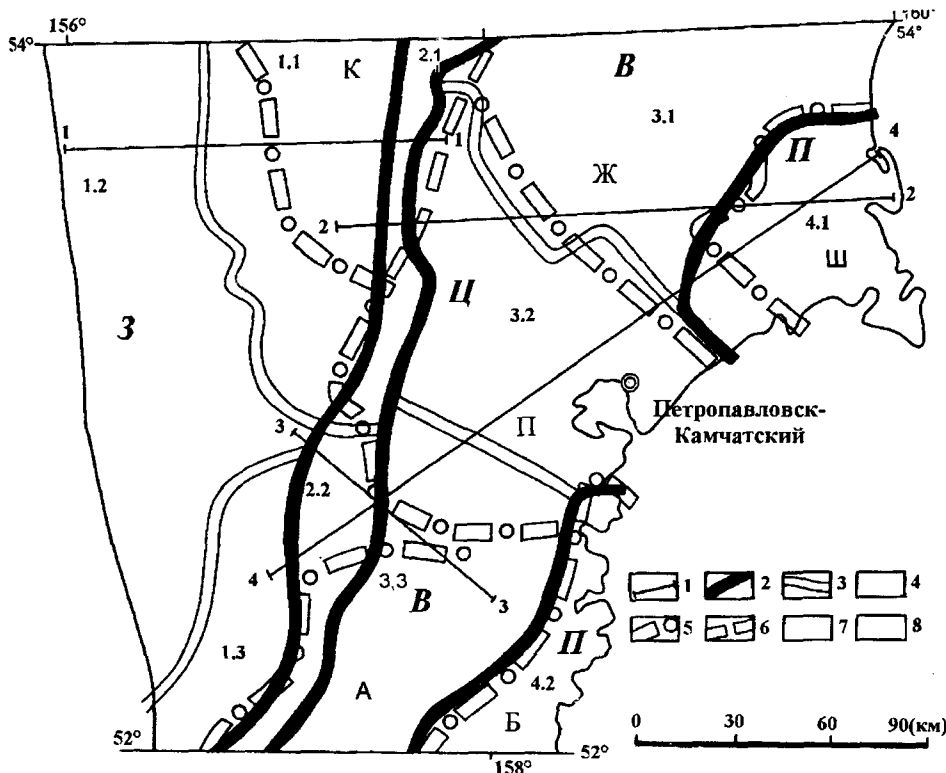


Рис. 4. Сопоставление тектонических структур и блоков земной коры

1 - линии разрезов по региональным профилям (обозначения названий профилей соответствуют рис. 1); границы тектонических структур: 2 - первого порядка, 3 - второго порядка; 4 - названия тектонических структур (цифровые обозначения соответствуют таблице в тексте статьи); границы блоков земной коры: 5 - первого порядка, 6 - второго порядка; названия блоков земной коры (буквенные обозначения соответствуют рис. 2); 7 - первого порядка, 8 - второго порядка.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Совмещенные контуры тектонических структур и блоков земной коры представлены на рис. 4. Дадим описание их соотношений. Западно - Камчатскому блоку земной коры соответствуют структуры Охотской платформы за исключением центральной части Срединного выступа. Центральный блок земной коры контролирует тектонические структуры разграничительного характера: Пушкинскому блоку второго порядка соответствует центральная часть Срединного выступа, а Петропавловскому блоку - Начикинская древняя глыба, хотя с юга в блок входят и фрагменты сопредельной структуры. Восточно - Камчатский блок земной коры сопоставляется с геосинклинальными системами Курило - Восточно - Камчатской области: Жупановский блок второго порядка - с Восточно-Камчатской системой, а Асачинский блок - с Южно-Камчатской. Блок земной коры Восточных полуостровов своими блоками второго порядка отвечает одноименным террейнам соответствующей тектонической области.

Из тектонических структур первого порядка в сопоставлении с блоками земной коры осталась нерассмотренной Главная Камчатская шовная зона. Ее Срединный сегмент приурочен на севере территории к границе Пушкинского и Петропавловского блоков второго порядка, а южнее - к границе Западно - Камчатского и Центрального блоков земной коры. Южный сегмент шовной зоны в общем контролируется границей Западно - Камчатского и Восточно - Камчатского блоков земной коры.

Выполненное сопоставление приводит к следующим основным результатам по соотношению тектонических структур и блоков земной коры:

1. Охотская эпимезозойская платформа (за исключением центральной части Срединного выступа) характеризуется земной корой континентального типа повышенной (более 40 км) мощности с равным развитием нижней и верхней коры в ее разрезе.

2. Курило - Восточно - Камчатская геосинклинальная область (за исключением Начикинской древней глыбы) имеет земную кору того же подтипа, но пониженной (30 - 40 км) мощности. При этом геосинклинальные системы области несколько отличаются друг от друга по мощности коры (35 - 40 км для Восточно - Камчатской системы и 30 - 35 км для Южно - Камчатской).

3. Тектонические структуры разграничительного характера (Начикинская древняя глыба, частично Срединный выступ и Главная Камчатская шовная зона) характеризуются наиболее дифференцированным по подтипам и мощностям земной коры строением. Большинство для них характерна земная кора континентального типа мощностью 30 - 35 км с преобладанием верхней коры в ее разрезе. На периферии Начикинской глыбы отмечаются участки как повышения (более 40 км) так и понижения (до 30 км) мощности земной коры этого подтипа. Выходы протерозойских метаморфид в центральных частях Срединного выступа и Начикинской древней глыбы приурочены к земной коре мощностью 30 - 40 км, которая относится к подтипу с равным развитием нижней и верхней коры в разрезе.

4. Область террейнов Восточных полуостровов однозначно контролируется земной корой континентального типа мощностью 20 - 25 км. При этом контуры террейна в тектоническом смысле могут быть несколько шире соответствующих блоков земной коры (Шипунский террейн).

Полученные данные хорошо укладываются в классические представления [2, 9,17] о мощной стабильной коре платформ и утоненной проницаемой коре геосинклинальных областей. Для наиболее древних и стабильных структур региона, а также для террейнов области Восточных полуостровов установлена их обособленность на всю мощь земной коры.

Автор глубоко признателен геофизикам С. Л. Белоусову и А. Г. Нурмухамедову за участие в интерпретации, а также геологам С. Е. Апрелькову, Л. М. Смирнову и В. С. Шеймовичу за полезные обсуждения результатов и конструктивную критику.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апрельков С. Е., Ольшанская О. Н. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и гравиметрическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 53 - 66.
2. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
3. Геологическая карта Камчатской области. Масштаб 1: 1 500 000 / Ред. Г. М. Власов. КТГУ, 1976.
4. Геология СССР. Т. 31. Ч. 1 / Ред. Г. М. Власов. М.: Недра, 1964. 733 с.
5. Геологическое строение севера - западной части Тихо-

- океанского подвижного пояса. / Ред. Л. И. Красный. М.: Недра, 1966. 516 с.
6. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. / Г. И. Аносов, С. К. Биккенина, А. А. Попов и др. М.: Наука, 1978. 130 с.
7. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР, М.: Недра, 1990. кн. 2. 334 с.
8. Косминская И. Л. Строение земной коры по сейсмическим данным // Бюл. МОИП. 1958. № 4. С. 145-147.
9. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
10. Крапивенцева В. В., Сайфутдинов С. З. Голыгинский прогиб Камчатки и перспективы его нефтегазоносности // Тихоокеанская геология. 1987. № 1. С. 66 -76.
11. Кунин Н. Я. Строение литосферы континентов и океанов. М.: Недра, 1989. 286 с.
12. Мишин В. В. Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки // Тихоокеан. геология. 1996. № 1. С. 110 - 119.
13. Разницын Ю. Н., Хубуная С. А., Цуканов Н. В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88-101.
14. Смирнов Л. М. Тектоника западной Камчатки // Геотектоника. 1971. № 3. С. 104-118.
15. Структура континентов и океанов (терминологический справочник) / Ред. Ю. А. Косыгин, В. А. Кулындышев, В. А. Соловьев. М.: Недра, 1979. 511 с.
16. Супруненко О. И. О связи структурных элементов Восточной Камчатки и ложа Тихого океана // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 1. С.186-188.
17. Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 122с.
18. Шапиро, М. Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 122 с.

Поступила в редакцию 15 мая 1995г.

V.V.Mishin

Geological and geophysical structure of Kamchatka's south

A scheme of types and thickness of the earth's crust has been worked out using complex geophysical data based on the study of regional profiles. Crustal blocks have been also distinguished by these experiments. Tectonic zonation of the territory has been clearly specified. It was estimated that the Nachikinskaya ancient block divides the Kuril - Eastern Kamchatka geosyncline area into two systems. Tectonic structures were compared to crustal blocks. Differences in the deep structure of the platform and geosynclinal parts of the territory have been shown. From geophysical properties we presumed that the Sredinny metamorphic massive, the Nachikinskaya ancient block and the terraines of the Eastern peninsulas have clear boundaries up to the mantle.

ДИЛАТАНСИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И АНОМАЛИИ ПОЛЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ)

В.А.Шередеко, Э.М.Пинский, А.В.Ключикин

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского,
г. Санкт-Петербург*

Обстановки дилатансии (изменения трещинной пустотности) массивов горных пород в верхней части земной коры рассматриваются как источники аномалий поля силы тяжести. Установлена статистическая зависимость между уровнем поля и плотностью нарушений определенного азимута простирания. Показано, что простирание таких нарушений совпадает с простиранием трещин отрыва, связанных с формированием современного свода. Проведен анализ сейсмологических данных, плотности нарушений разных азимутов и уровня гравитационного поля. Выявлена коррелируемость плотности нарушений, ортогональных вектору растяжения, и уровня поля силы тяжести. Моделированием установлены особенности аномалий, связанных с обстановками дилатансии.

Основным источником информации при изучении глубинного строения являются данные геофизики. При площадных исследованиях ведущая роль в комплексе геофизических методов принадлежит гравиметрии. Интерпретация источников аномалий как геологических объектов, определение параметров этих объектов проводится на основе петрофизических данных и, в соответствии с принципами организации петрофизических моделей. Фактором, определяющим изменение уровня поля силы тяжести, считается изменение вещественного состава разреза. отождествление физических свойств породных тел с физическими свойствами образцов пород малых объемов подразумевает, что породные тела не имеют неоднородностей, отсутствующих в образцах, т.е. предполагается монолитность массивов горных пород. В то же время известно, что характерной особенностью геологической среды является ее дискретность [12].

По данным [11], на результаты измерений оказывают влияние неоднородности, размер которых, по крайней мере, на порядок меньше размера пробы. Для петрофизических данных это означает, что влияние нарушений монолитности, размер которых составляет $n \times 10^{-2}$ м и более, лабораторными измерениями выявлены и учтены быть не могут. То есть, такие тектонофизические характеристики как нарушение, трещинная пустотность массивов горных пород при интерпретации гравиметрии остаются вне рассмотрения. Результаты исследований роли и значения тектонофизических параметров среды для формирования границ, фиксируемых сейсмическими и геоэлектрическими методами, приведены в работах [9,10].

Согласно результатам тектонофизических экспериментов [4], формирование обстановок трещинной пустотности может происходить как «сверху-вниз», например, при развитии сводовых поднятий, так и «снизу-вверх», не имея выхода на дневную поверхность, например, в перекрывающих толщах, вблизи границы перемещающихся блоков. В нашем случае рассматриваются обстановки первого типа.

Плотностные свойства породного тела (σ) связаны с плотностью породы (σ_0) и величиной трещинной пустотности (θ) выражением:

$$\sigma = \sigma_0(1-\theta) + \sigma_{\text{зап}} \times \theta,$$

где $\sigma_{\text{зап}}$ - плотность заполнителя трещин (вода или минерализованные растворы). При изменении величины θ , в петрофизически однородном слое будут сформированы обстановки с дефицитом плотности относительно σ_0 : $\Delta\sigma = \theta(\sigma_{\text{зап}} - \sigma_0)$.

Например, при $\sigma_0 = 2,60 \times 10^3 \text{ кг} \times \text{м}^{-3}$, вариации трещинной пустотности 0 - 0,05, полном заполнении трещин водой, величина $\Delta\sigma$ составит $-0,08 \times 10^3 \text{ кг} \times \text{м}^{-3}$. Эта величина сопоставима со значениями эффективной плотности, используемыми при моделировании глубинного строения. Понимая под дилатансией, вслед за В.Н.Николаевским [9,10], генерирование трещинной пустотности или изменение существующей системы трещин и пор, будем называть такое разуплотнение дилатансионным.

Согласно результатам, полученным Г.В.Егоркиной [5], величина трещинной пустотности может варьировать в пределах 0-0,12 в интервале глубин не менее 10-12 км. Эта отметка соответствует, в среднем,

нижней границе интервала развития трещин отрыва и скалывания, т.е. область возможной генерации трещинной пустотности совпадает с частью земной коры, реологические свойства которой отвечают хрупким деформациям [9]. Существование неминерализованных трещин в данном интервале глубин установлено и при проходке сверхглубоких скважин.

Зарождение трещин в массивах горных пород не обязательно связано с тектонической активностью. Образование трещин за счет динамической усталости возможно под воздействием небольших (не превышающих предела прочности пород) многократно повторяющихся циклических нагрузках [18]. Роль таких нагрузок могут играть приливы в твердой коре.

Развитие трещинной пустотности в нарушенной среде определяется современной геодинамической обстановкой - условиями сжатия или растяжения. К настоящему времени накоплено большое количество результатов измерения напряжений для верхней части земной коры. Обобщения этих данных [2] и др. показывают, что основной особенностью поля напряжений является его крайняя неоднородность как по величине, так и по ориентировке отдельных составляющих. Это особенно характерно для кристаллических щитов и областей завершённой складчатости, где типичны резко повышенные значения горизонтальных напряжений при значительной их анизотропии, особенно четко выраженной в зонах современного горообразования и новейшей складчатости. Доминирующая роль литостатического давления в формировании геодинамической обстановки земных глубин установлена только в пределах недислоцированных чехлов платформ. Там же отмечено максимальное соответствие расчетных и измеренных значений литостатического давления.

Многообразие геодинамических обстановок в верхней части земной коры должно проявляться и при формировании дилатансионного разуплотнения. Так, при изменении величины и ориентировки напряжений во времени явление дилатансионного разуплотнения должно фиксироваться при мониторинге гравитационного поля даже при относительно небольших (годы - первые десятки лет) временных интервалах. Такие изменения уровня поля силы тяжести во времени известны, результаты обобщения полученных вариаций приведены, например, в монографии [13]. По нашему мнению, *непосредственной причиной* описываемых в этой работе «неприливных» изменений поля может быть именно эффект дилатансии верхней части коры.

Должна также существовать зависимость между ориентировкой векторов действующих напряжений и азимутом простирания трещин, формирую-

щих трещинную пустотность. Например, при вертикальных трещинах максимально благоприятной для образования пустотности должна быть субгоризонтальная ориентировка вектора растяжения, ортогонального простиранию трещин, при субвертикальном сжатии. Очевидно, что **связь между плотностью нарушений и уровнем поля силы тяжести при дилатансионном разуплотнении будет обратной.**

Зависимость между плотностью нарушений разных азимутов и ориентировкой напряжений, с одной стороны, и уровнем поля силы тяжести - с другой, рассматривается для района сочленения крупных тектонических структур юга Дальнего Востока - Алдано-Станового и Амурского геоблоков (рис. 1). Выбор площади определяется ее положением в переходной зоне между рифтовым и глобальным типами современной геодинамической обстановки [7, 14].

Субстрат Становой складчатой зоны сложен архейскими структурно-вещественными комплексами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Для антиклинорных зон характерны выходы плагиокластит-гиперстен-сланцевых образований и пироксен-биотитовых плагиогнейсов. Широко проявлены перекристаллизация гнейсов, гранитизация, мигматизация. В синклинорных зонах типовыми являются мигматизированная биотит-амфибол-гнейсовая ассоциация и кварцит-глиноземисто-гнейсовая формация.

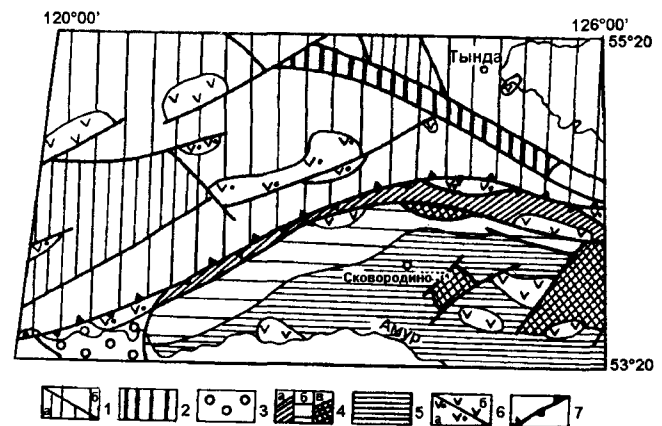


Рис. 1. Схема тектонического районирования Верхнего Приамурья (по Е.М.Заблоцкому, 1991г.)

1- Становая AR_1 складчатая система: а- выступы гранулитового основания; б- синклинорные зоны, 2- Тукурингская AR_2-PR_1 шовная зона, 3- Монголо-Забайкальская $R-Pz$ система, 4- Амуро-Охотская $R-Pz$ система: а- Янканская эвгеосинклиналиная зона; б- Ольдойская миегеосинклиналиная зона; в- выступы R фундамента. 5- Верхнеамурский Mz пригеосинклиналиный прогиб, 6- Структуры тектоно-магматической активизации: а- J , б- K_1 , 7- граница Алдано-Станового и Амурского геоблоков.

В Амуро-Охотской складчатой системе к архейским образованиям относятся выходы гонжинской серии в одноименном выступе фундамента (пироксен-амфибол-биотитовые, дистен-гранат-биотитовые гнейсы).

На протяжении всего фанерозоя Алдано-Становой геоблок испытывал тенденцию к воздыманию. В мезо-кайнозой эта тенденция проявилась особенно отчетливо и совмещалась в мезозойское время с формированием батолитоподобных интрузий гранодирит-гранит-лейкогранитовой формации и вулканоплутонических комплексов.

Амуро-Охотская складчатая система, начиная с венда, развивалась полициклически. Для палеозойских прогибов в ее пределах типичны вулканогенно-кремнисто-терригенные разрезы, для мезозойских - существенно терригенные, флишоидные. Все осадочные образования Верхне-Амурского прогиба смяты в серию линейно вытянутых изоклинальных и моноклинальных складок близширотного и северо-восточного простираний. Разрывные нарушения имеют субширотную и диагональную ориентировки. По данным дистанционных методов выделяются разломы субмеридионального простирания [15].

Основные закономерности распределения трещин рассмотрены в работе [6]. Установлено, что макротрещиноватость массивов (трещины, протяженностью $px10^2m$ - $px10^3m$) в значительной степени обусловлена мегатрещиноватостью (нарушениями, протяженностью $px10^3m$ - $px10^5m$, выделяемыми при дешифрировании аэро- и космофотоснимков). Основные региональные закономерности изменения интенсивности трещиноватости обусловлены новейшими структурами: характером, интенсивностью и амплитудой их движений и формационной принадлежностью пород. Влияние состава пород однозначно проявлено лишь в пределах структур с относительно низкой степенью трещиноватости, при этом интенсивность ее убывает в ряду: гранитоиды мезозойского возраста - гранитоиды протерозойского возраста - метаморфические породы архейского возраста. Результаты единичных измерений трещинной пустотности на обнажениях в обстановках «фоновой» трещиноватости соответствуют приведенным выше данным Г.В.Егоркиной.

С учетом связи между мега- и макротрещиноватостью было проведено дешифрирование космофотоснимков в масштабе 1:500000 и составлена схема линеаментов. После сканирования и ручной векторизации электронной формы схемы проведена компьютерная обработка изображений. Последняя включала в себя фильтрацию векторов по направлениям (по секторам $22^{\circ},5$, биссектрисы секторов соответ-

ствовали азимутам 0° ; $22^{\circ},5$; 45° и т.д.), перевод результатов фильтрации в растровую форму (для площадок $10x10km$), сглаживание и построение результирующих карт. Обработка выполнена во ВНИИ-КАМ на станции HP APOLLO 9000\722 с использованием программы ERDAS IMAGINE (версия 8.1). Примеры расчетов азимутальных плотностей приведены на рис.2.

Как видно из полученных материалов, простирания изолиний азимутальной плотности (P_{az}) дешифрируемых нарушений часто дискордантны простиранию самих нарушений, что, вероятно, отражает сгущения опережающих трещин, трассирующих слабо проявленные на космоснимках крупные разломы, либо - наличие сдвиговых зон начальной дизъюнктивной стадии развития [3]. В обоих случаях простирания изолиний P_{az} должны отражать ориентировку таких структур.

Для последующей обработки карты P_{az} и гравиметрические материалы (карта Δg_{σ} масштаба 1:1000000, $\sigma = 2,67x10^3 kgxcm^{-3}$) осреднялись по элементарным площадкам $25x25$ км. Статистическая обработка результатов осреднения включала расчет парных коэффициентов корреляции и многомерный ста-

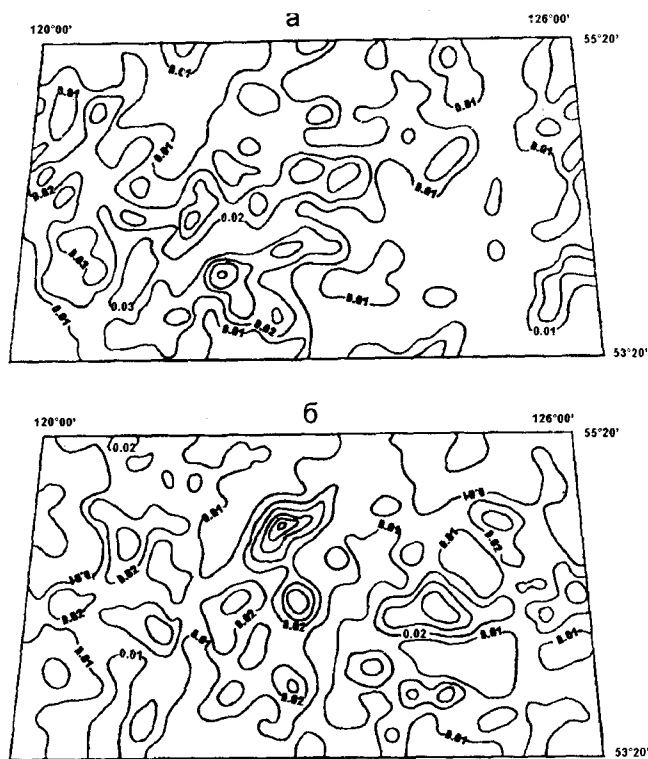


Рис.2. Карты изолиний азимутальной плотности нарушений (оцифровка в $км^{-1}$)

азимут простирания: а- 90° ; б- $112^{\circ}30'$

тистический анализ методом главных компонент. Результаты расчетов приведены в таблицах 1 и 2.

Парные коэффициенты корреляции между плотностями трещин разной ориентировки ($r_{\text{Паз}}$) характеризуют пространственные соотношения ореолов сгущения нарушений разных азимутов, коэффициенты корреляции $P_{22,5}$ и $P_{\text{аз}}$ отражают вклад каждой из азимутальных плотностей нарушений в общую плотность нарушений.

Уровень поля силы тяжести и плотность нарушений связаны отрицательной корреляционной зависимостью, единственным исключением является незначимый положительный коэффициент корреляции между $P_{22,5}$ и $\Delta g_{\text{Б}}$ ($r = 0,07$). Значимыми (с вероятностью $p > 0,95$) являются связи уровня поля с плотностями нарушений широтного ($r = -0,26$) и восточного-восточного ($r = -0,16$) простираний и с общей плотностью нарушений ($r = -0,32$).

Метод главных компонент (МГК) в качестве наиболее значимого выделяет фактор с признаковой структурой $0,94P_{\text{общ}}$; $0,57P_{45}$; $0,52P_{112,5}$; $0,51\Delta g_{\text{Б}}$: факторные нагрузки для всех признаков, характеризую-

щих нарушениями, положительны, связь уровня поля силы тяжести с действием этого фактора - отрицательная (табл.2).

Как следует из значений величин соответствующих факторных нагрузок, с действием этого фактора связано более 25 процентов всех изменений уровня поля силы тяжести и более 85 процентов всех изменений общей (суммарной) трещиноватости. Действием данного фактора объясняется более 20 процентов всех изменений признаков. Сопоставление проявленности фактора по площади (Q-модификация МГК) и геологических данных показывает, что область положительных значений проявленности включает в себя выходы на дневную поверхность практически всех разновидностей пород, слагающих данную территорию - от гнейсов и кристаллических сланцев раннего архея до эффузивов и осадочных толщ верхней юры - нижнего мела. Общим для этого разнородного по возрасту и составу набору пород является приуроченность их выходов к центральной части сводового поднятия Олекминского Становика, в границах, предложенных Г.Ф.Уфимцевым [17], рис. 3.

Таблица 1.

Признаки	Коэффициенты корреляции									
	$\Delta g_{\text{Б}}$	$P_{0^{\circ}}$	$P_{22^{\circ},5}$	$P_{45^{\circ}}$	$P_{67^{\circ},5}$	$P_{90^{\circ}}$	$P_{112^{\circ},5}$	$P_{135^{\circ}}$	$P_{157^{\circ},5}$	$P_{\text{общ}}$
$\Delta g_{\text{Б}}$	1,00									
$P_{0^{\circ}}$	-0,11	1,00								
$P_{22^{\circ},5}$	0,07	0,07	1,00							
$P_{45^{\circ}}$	-0,12	-0,06	-0,04	1,00						
$P_{67^{\circ},5}$	-0,06	-0,11	0,02	-0,03	1,00					
$P_{90^{\circ}}$	-0,26	0,09	-0,09	0,05	-0,04	1,00				
$P_{112^{\circ},5}$	-0,16	-0,19	0,09	0,33	-0,06	0,05	1,00			
$P_{135^{\circ}}$	-0,10	0,07	0,00	0,08	0,13	0,00	0,08	1,00		
$P_{157^{\circ},5}$	-0,05	0,00	-0,21	0,02	0,04	-0,11	-0,22	0,04	1,00	
$P_{\text{общ}}$	-0,32	0,29	0,32	-0,21	0,29	0,35	0,38	0,42	0,22	1,00

Выделены значения коэффициентов корреляции, значимые с надёжностью 0,95.

Таблица 2.

Признаки	Значения факторных нагрузок (МГК)			
	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4
$\Delta g_{\text{Б}}$	-0,51	-0,19	-0,19	-0,35
$P_{0^{\circ}}$	+0,20	+0,46	+0,61	-0,25
$P_{22^{\circ},5}$	+0,21	-0,32	+0,22	-0,75
$P_{45^{\circ}}$	+0,57	-0,28	-0,25	+0,28
$P_{67^{\circ},5}$	+0,23	+0,23	-0,47	-0,32
$P_{90^{\circ}}$	+0,40	+0,10	+0,50	+0,38
$P_{112^{\circ},5}$	+0,52	-0,65	-0,11	+0,15
$P_{135^{\circ}}$	+0,47	+0,25	-0,23	-0,26
$P_{157^{\circ},5}$	+0,05	+0,64	-0,43	+0,18
$P_{\text{общ}}$	+0,94	+0,14	-0,03	-0,18
Дисперсия	0,22	0,14	0,12	0,12
Накоплен. дисперсия	0,22	0,36	0,48	0,60

Свод имеет форму пологой дуги и обращен выпуклой стороной на север. По данным тектонофизического моделирования [8] известно, что при формировании сводовых структур первоначально происходит зарождение продольных своду трещин, которые при дальнейшем развитии поднятия укрупняются и испытывают максимальное раскрытие. В этой связи необходимо отметить, что ориентировка «плечей» дугообразного свода близко соответствует азимутам простирания нарушений, имеющим максимальные нагрузки в рассматриваемом факторе (45° и $112^{\circ},5$). И, что особенно важно, участкам, характеризующимся экстремальными значениями проявленности фактора, соответствуют впадины (Ненюнгинская и др.), которые по данным крупномасштабных

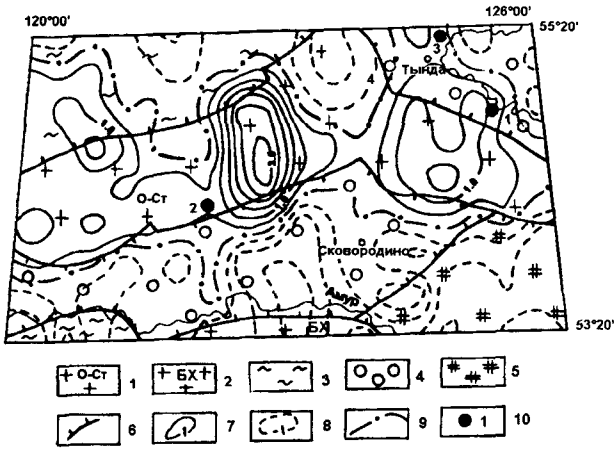


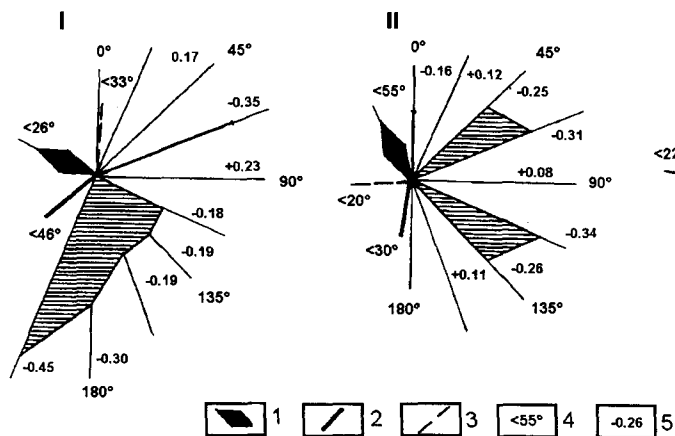
Рис.3. Схема новейшей тектоники по Г.Ф. Уфимцеву [17] и проявленность фактора дилатансионного разуплотнения.

1- своды Олекминского Становика, 2- своды Большого Хингана, 3- зоны линейного коробления, 4- блоковые поля, 5- зоны общего воздымания, 6- границы зон новейшей тектоники, 7- положительные изолинии проявленности фактора, 8- отрицательные изолинии проявленности фактора, 9- нулевая изолиния, 10- эпицентры землетрясений: 1- Зейское, 2- Амарзарское, 3- Тындинское.

геологических работ представляют собой конседиментационные грабены, отвечающие позднемезозойскому рифтогенному этапу развития территории.

Соответственно, данный фактор интерпретируется как проявление в поле силы тяжести дилатансионного разуплотнения. Новейшее поднятие, устанавливаемое методами морфотектоники, имеет, таким образом, унаследованный характер, который, по данным Г.В.Александрова [1] и других исследователей, типичен для послемезозойского этапа тектонического развития территории.

«Избирательность» простираения трещин, формирующих пустотность, обусловленная ориентировкой современных напряжений, рассмотрена на



примере данных по современным землетрясениям. Эпицентры очагов располагаются на границе свода Олекминского Становика (Амарзарское, Зейское) и в непосредственной близости от этой границы (Тындинское) - рис. 3, что, вероятно, отражает динамику продолжающегося роста поднятия. Характеристики очагов, использованные при анализе, приведены в монографии [7]. Предполагается, что, в основных своих чертах, геодинамические обстановки в очаге землетрясения и приближенной к поверхности части разреза в районе эпицентра этого землетрясения подобны. Основанием для такого предположения являются известная приуроченность очагов к разломам, выходящим на дневную поверхность, и соответствие типов кинематических подвижек в очагах характеру картируемых на поверхности сейсмодислокаций.

Для участков, размером 150x150км, в центре каждого из которых находится эпицентр землетрясения, по сети 25x25км заданы осредненные значения параметров и рассчитаны коэффициенты корреляции между азимутальной плотностью нарушений (Р) и уровнем поля силы тяжести. Результаты расчетов представлены в виде круговых диаграмм (рис.4), здесь же приведены значения коэффициента корреляции между уровнем поля и общей (суммарной) плотностью нарушений.

Наиболее отчетливо «избирательность» простираения трещин, формирующих пустотность, проявлена в районе Зейского землетрясения. Кинематический тип подвижки в очаге (сдвиг со сбросом) свидетельствует о преобладании условий растяжения: угол вектора растяжения с горизонтом составляет 26°, угол оси сжатия с горизонтом - 46°, т.е. современная общая геодинамическая обстановка достаточно близка к оптимальной для формирования дилатансионного разуплотнения при крутопадающих трещинах. Учитывая, что выделение нарушений проведено по дешифрированию космоснимков, а дневная поверх-

Рис.4. Круговые диаграммы коэффициентов корреляции азимутальной плотности нарушений и уровня поля силы тяжести в окрестностях эпицентров современных землетрясений.

1-3- ориентировка векторов напряжения: 1- растяжения; 2- сжатия; 3- промежуточного, 4- угол вектора напряжения с горизонтом, 5- значение коэффициента корреляции для соответствующего азимута нарушений.

I- Зейское (02.11. 1973г.; M=5,5); II- Амарзарское (24.11. 1976г.; M=5,0); III- Тындинское (21.08. 1978г.; M=4,0).

ность характеризуется расчлененным рельефом, основная часть анализируемых дизъюнктивов должна быть отнесена именно к такому типу.

Максимальный коэффициент корреляции (-0,45) уровня поля силы тяжести и азимутальной плотности нарушений (рис.4) установлен для трещин, простирающие которых ортогонально направлению оси растяжения, при этом его величина сопоставима со значением коэффициента корреляции уровня поля и общей (суммарной) плотности нарушений ($r = -0,56$). Отмечается постепенное уменьшение корреляционной связи при уменьшении угла между простираем трещин и направлением вектора растяжения.

Для обстановок преобладающего сжатия (кинематический тип подвижки в очаге землетрясения - надвиг - Амазарское, взброс - Тындинское) связь между дилатансионным разуплотнением, проявленным в поле силы тяжести, и пространственным взаимоотношением простираения нарушений и ориентировкой действующих напряжений является более сложной.

В этих случаях на диаграммах отмечается по два луча, один из которых ортогонален вектору растяжения, а второй - составляет угол около $130^\circ - 140^\circ$. Значения максимальных коэффициентов корреляции азимутальной плотности и уровня поля силы тяжести в этом случае заметно превышают величину коэффициента корреляции общей (суммарной) трещиноватости и уровня поля. С изменением ориентировки оси растяжения: северо-западный квадрант для Амазарского, северо-восточный - для Тындинского землетрясений, меняются и направления лучей диаграмм, фиксирующих значимую корреляционную зависимость между азимутальной плотностью трещин и уровнем гравитационного поля. Пространственная ориентировка осей сжатия в обоих случаях практически одинакова.

Ряду особенностей, общих для всех рассматриваемых круговых диаграмм, не удается дать удовлетворительного объяснения. В первую очередь, - это наличие ориентировок азимутальных плотностей, для которых устанавливается положительная корреляционная связь с уровнем поля. Такие направления ни в одном случае из рассмотренных нами не являются смежными, а разделены лучом с «нормальным» отрицательным - знаком корреляции. В случае условий преобладающего сжатия этот луч близок направлению оси растяжения.

Характер корреляционной связи между уровнем поля силы тяжести и плотностью нарушений, зависимость ориентировки нарушений, формирующих трещинную пустотность, от ориентировки действующих напряжений, - все эти факты свидетель-

ствуют о проявлении механизма дилатансионного разуплотнения в верхней части земной коры.

Морфологию и уровень регистрируемых геофизических полей определяют физические свойства больших объемов геологической среды. Как следует из приведенных данных, эти свойства определяются не только вещественным составом разреза. Помимо петрофизической, зависящей от вещественного состава пород, и, следовательно, относительно стабильной составляющей, определенным вклад в физические свойства массивов горных пород дает и дилатансионная составляющая. Она зависит от величины трещинной пустотности, формируемой современной геодинамической обстановкой, и, следовательно, является переменной величиной. Рассмотрим возможные соотношения этих составляющих для случая единичного тела, с которым связана аномалия поля силы тяжести.

Пусть по петрофизическим данным плотность пород вмещающей среды σ^1 , плотность породы, слагающей тело, σ_0^2 . Очевидно, что в случае отсутствия трещинной пустотности ($\theta^1 = \theta^2 = 0$), эффективная плотность тела соответствует петрофизическим данным: $\Delta\sigma = \Delta\sigma_0 = \sigma_0^2 - \sigma_0^1$.

Если трещинная пустотность вмещающей среды и тела одинаковы ($\theta^1 = \theta^2 = \theta$), то: $\sigma^1 = \sigma_0^1(1-\theta) + \sigma_{\text{зан}} \times \theta$;

$$\text{и } \sigma^2 = \sigma_0^2(1-\theta) + \sigma_{\text{зан}} \times \theta,$$

а эффективная плотность равна: $\Delta\sigma = \Delta\sigma(1-\theta)$, т.е. отклонение от петрофизических данных составляет величину $\Delta\sigma_0 \times \theta$, что на один-два порядка меньше самой величины эффективной плотности и может не учитываться при количественных расчетах.

В случае, если трещинные пустотности вмещающей среды и тела различны, то, в зависимости от их соотношения, возможны увеличение эффективной плотности или ее уменьшение, вплоть до нивелирования и изменения знака. Пусть трещинная пустотность вмещающей среды равна θ^1 , тела - θ^2 , и $\sigma_0^2 > \sigma_0^1$. Величина эффективной плотности тела определяется выражением: $\Delta\sigma = \Delta\sigma_0 + (\sigma_0^1 \times \theta^1 - \sigma_0^2 \times \theta^2 - \sigma_{\text{зан}} \times \Delta\theta)$.

Например, при $\sigma_0^1 = 2,60 \times 10^3 \text{ кг} \times \text{м}^{-3}$, $\sigma_0^2 = 2,70 \times 10^3 \text{ кг} \times \text{м}^{-3}$, $\theta^1 = 0,10$, $\theta^2 = 0,04$, эффективная плотность тела составит $0,19 \times 10^3 \text{ кг} \times \text{м}^{-3}$, что почти в два раза больше породной эффективной плотности, т.е. дилатансионная составляющая практически равна петрофизической. Пропорционально изменению эффективной плотности изменится амплитуда аномалии, вызванная данным телом, и, следовательно, расчетные определения мощности, использующие пет-

рофизические данные, будут вдвое завышены относительно реальной мощности.

При обратном соотношении значений трещинной пустотности, т.е. $\theta^1 < \theta^2$, будет происходить уменьшение эффективной плотности тела вплоть до ее нивелирования. Условие, при котором $\Delta\sigma = 0$, когда $\Delta\sigma_0 \neq 0$, определяется выражением:

$$\Delta\theta = \Delta\sigma_0(1-\theta^2)(\sigma_0^1 - \sigma_{зап}^1).$$

В частности, при $\Delta\sigma = 0, 1 \times 10^3 \text{ кгхм}^{-3}$, $\theta^1 = 0$, достаточно, чтобы трещинная пустотность тела составила 0,06. Очевидно, что при $\Delta\theta > \Delta\sigma_0(1-\theta^2)(\sigma_0^1 - \sigma_{зап}^1)$ произойдет смена знака эффективной плотности тела относительно эффективной плотности по петрофизическим данным. График теоретически возможного изменения уровня поля, обусловленного дилатансией в петрофизически однородном слое, приведены на рис.5. Значения, следуемые из графиков, получены расчетом для плоско-параллельного слоя, т.е. являются предельными. В реальных ситуациях в зависимости от размеров участка с дилатансионным разуплотнением, регистрируемый эффект будет значительно меньше. И лишь для блоков размером более 500х500 км. он составит первые проценты.

Одной из основных особенностей дилатансионного разуплотнения является градиентный характер его изменения как с глубиной, так и по латерали. *Градиентное по латерали изменение трещинной пустотности и связанное с этим градиентное изменение плотностных характеристик приводит к утрате связи между глубиной залегания источника аномалии и горизонтальным градиентом аномалии. Последний в*

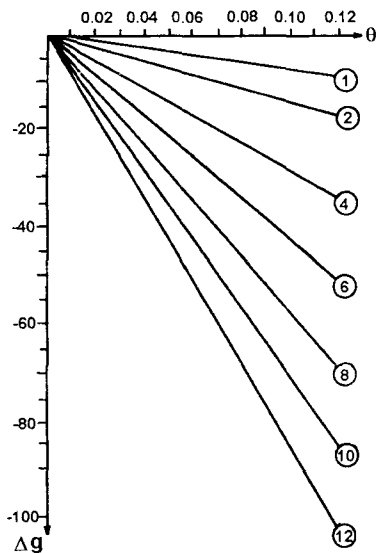


Рис.5. График изменения уровня поля, обусловленного дилатансией в петрофизически однородном слое. Шифр линий- мощность интервала дилатансии в километрах.

данном случае определяется видимой мощностью интервала изменения дилатансии. Наиболее общей закономерностью в данном случае является зависимость мощности латерально-градиентной зоны от размеров структуры, характеризуемой дилатансионным разуплотнением.

Трещинная пустотность массивов горных пород изменяет их физические свойства относительно свойств породы аналогично тому, как пористость образца изменяет его петрофизические свойства. Кроме плотностных характеристик будут меняться скорость упругих волн и геоэлектрические характеристики. Например, скорость упругих волн в трещиноватой среде определяется уравнением среднего времени:

$$1/V_p = (1-\theta)V_p^м + K \times \theta V_p^зап, \text{ где:}$$

V_p - скорость в нарушенной среде;

$V_p^м$ - скорость в монолите;

$V_p^зап$ - скорость упругих волн в заполнителе трещинной пустотности;

K - численный коэффициент, приблизительно равный 1,7 [16].

Используя приведенные выше данные о диапазоне изменения величины трещинной пустотности (0-0,12), принимая $V_p^м = 5,5 \text{ км} \times \text{с}^{-1}$, $V_p^зап = 1,5 \text{ км} \times \text{с}^{-1}$ (заполнитель трещин - вода), можно оценить величину возможной временной задержки, обусловленную дилатансией в верхней части коры (0 - 10км): $\Delta t > 1\text{с}$. При транспонировании временного разреза в глубинный — без учета влияния дилатансии эта задержка будет интерпретирована как погружение глубинных отражающих границ на 5-6 км. Характерной особенностью при этом будет конформное изменение глубины залегания всех сейсмических границ. То есть, известная коррелируемость гравиметрических и сейсмических данных может быть обусловлена и вариациями трещинной пустотности в верхней части земной коры, связанными с изменениями современной геодинамической обстановки.

ВЫВОДЫ

1. Дилатансия верхней части земной коры (интервал глубин, соответствующий хрупким деформациям) определяется степенью ее нарушенности и, главным образом, современной геодинамической обстановкой. Эффект дилатансионного разуплотнения может быть выявлен мелкомасштабными гравиметрическими съемками.

2. Дилатансия, проявленная в петрофизически однородном слое верхней части земной коры, способна сформировать в поле силы тяжести аномалии, амплитуда и горизонтальный градиент которых тождественны

соответствующим характеристикам аномалий от глубинных источников (связанными с изменениями вещественного состава разреза на глубине).

3. Физические свойства массивов горных пород в условиях верхней части земной коры определяются совместным действием двух независимых составляющих - петрофизической и дилатансионной. Значения эффективных параметров, используемых при моделировании глубинного строения, в равной степени зависят как от вещественного состава геологических тел, так и от величины дилатансии. Постоянная величина последней позволяет использовать петрофизические данные при расчетах практически без изменения.

Следует отметить еще одно обстоятельство. Если формирование пустотности связано с современной геодинамической обстановкой, то образование самих трещин зависит, помимо учитываемых традиционно факторов (прочностные свойства, их анизотропия, величина и характер действующих напряжений), и от типа контактной поверхности. При свободной контактной поверхности - отношение плотностей контактирующих сред близко к нулю - энергия, необходимая для образования трещин, минимальна. Именно для континентальной части земной коры - контакт атмосферы и литосферы - это отношение отвечает условиям свободной поверхности.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект 95-05-14073).

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Г.В. Мезозойско-кайназойская сводово-глыбовая структура Забайкалья // Сов. геология. 1985. №7. С.74-84.
2. Булин Н.К. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры // Геотектоника. 1971. №3. С.3-17.
3. Воронов П.С. Принципы сдвиговой тектоники // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании ме-

- сторождений полезных ископаемых. Л.:Недра, 1988. Вып. 1. С. 8-22.
4. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.:Наука, 1960. 535с.
5. Егоркина Г.В. Трещиноватость верхней части земной коры по данным сейсмических исследований // Геотектоника. 1987. №4. С. 115-121.
6. Красилова Н.С. Анализ характера трещиноватости скальных пород при мелкомасштабной инженерно-геологической съемке части территории, прилегающей к трассе БАМ // Инженерная геология. 1979. №4. С.38-48.
7. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 128с.
8. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий Байкальского типа // Геотектоника. 1967. №2. С. 3-20.
9. Николаевский В.Н. Граница Мохововичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С.817-821.
10. Николаевский В.Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей // Физика Земли. 1996. №4. С.41-50.
11. Рац М.В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. М.: Наука, 1968. 107с.
12. Садовский М.А. О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С.5-14.
13. Собакарь Г.Т. Неприливные изменения силы тяжести. Киев: Наукова думка, 1982. 136с.
14. Солоненко А.В., Уфимцев Г.Ф. Симметрия новейшей структуры и поля напряжений в очагах землетрясений Байкальской рифтовой зоны. // Вулканология и сейсмология. 1993. №6. С.38-52.
15. Сухин М.В., Шапочка И.И.. Ортогональная система линейных элементов восточной части района БАМ // Тихоокеан. геология. 1987. №4. С.87-92.
16. Урупов А.К. Изучение скоростей в сейсморазведке. М.: Недра, 1966. 224с.
17. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1992. -216с.
18. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.:Недра, 1981 245с.

Поступила в редакцию 4 марта 1997 г.

V.A.Sheredeko, E.M.Pinsky, A.V.Klyushkin

Dilatancy of the earth crust's upper part, and anomalies of the gravity field (as exemplified by the Upper Priamurie)

Dilatancy conditions (change of jointing cavity) of rock bodies in the upper part of the earth crust are considered as sources of anomalies of the gravity field. The statistical dependence between the level of the gravity field and fault density of a certain azimuth was established. It was shown that the strike of such faults coincides with the direction of extension jointing, connected with the formation of the modern dome. The analysis of seismological data, fault density of different azimuths, and of the level of the gravity field was carried out. The correlatability of fault density, orthogonal to the stretching vector, and the level of the gravity field was revealed. Modeling showed the specific features of anomalies, connected with dilatancy conditions.

ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВУЛКАНА МЕНДЕЛЕЕВА НА ЮЖНЫХ КУРИЛАХ*Т.К. Злобин, Л.И. Абдурахманов, Л.М. Злобина**Научно-исследовательский геотехнологический центр, г.Петропавловск-Камчатский*

Выполнены детальные сейсмические исследования глубинного строения литосферы под вулканом Менделеева. При этом впервые для изучения подобных структур применен метод обменных волн землетрясений (МОВЗ). Исползованные для этого передвижные автономные сейсмические станции "Черепаша" охватывали всю постройку вулкана, включая его вершину. Станции были установлены с помощью вертолета в 17 пунктах на расстоянии 2-3 км друг от друга. В результате исследований установлена структура земной коры и верхней мантии под вулканом. В земной коре выделены сейсмические границы, связываемые с разделами между вулканогенно-осадочным, гранито-гнейсовым, гранулитогнейсовым и "базальтовым" (гранулитогнейсовым) слоями. Установлена мощность земной коры под вулканом (25-30 км). Выявлены глубинные и приповерхностные разломы, а также структуры типа депрессий и мульд, перспективные на парогидротермы. На основе разработанной нами методики выделены области отсутствия обменов, интерпретируемые как магматические очаги вулканов и зоны магмообразования. В результате этого можно сделать заключение, что под вулканом Менделеева имеет место ряд периферических и промежуточных магматических очагов. Они расположены, в основном, в центральной части вулкана на глубинах от 2-3 до 15-18 км и ниже в верхней мантии. В центральной части вулкана установлен также мантийный выступ частично расплавленных пород, поднимающихся с глубин 55-60 до 37 км. Сделан вывод об активном состоянии вулкана, возможном положении магматических очагов и зон различной степени вулканической опасности. В опасной зоне расположен г.Южно-Курильск, в особо опасной - п.Менделеева и Горячий пляж. Последующая интерпретация полученных результатов представляет также значительный интерес для работ по оценке района на парогидротермы, имеющие большое практическое значение.

Проблема изучения глубинного строения вулканов многоплановая. Эти исследования преследуют три основные цели. Во-первых - оценка сейсмовулканоопасности зон активного вулканизма и конкретных вулканических сооружений; во-вторых - изучение вопросов формирования вулканогенно-осадочных месторождений полезных ископаемых и, в-третьих, решение фундаментальных вопросов эволюции земной коры, магматизма и разработки геотектонических концепций.

Наиболее однозначными методами изучения глубинного строения литосферы и, в том числе, вулканических аппаратов, из известных геофизических методов, способных осветить глубинную структуру верхней оболочки Земли являются сейсмические. Среди них основными являются ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование) и МОВ ОГТ (метод отраженных волн общей глубинной точки). При этом последний, распространенный, в основном, в морской нефтяной геофизике и являющийся наиболее детальным, ограничивается, как правило, глубиной 5-8 км. Применение его для изучения земной коры на всю ее мощность технически сложно, а в условиях наземного варианта в труднопроходимой местности вулканических сооружений - практически невозможно.

Поэтому до последних лет основную информацию о глубинной структуре вулканов и зон активного

вулканизма давали исследования методом ГСЗ [1]. Сейсмическое просвечивание вулкана позволяло устанавливать его глубинное строение по данным преломленных, отраженных и рефрагированных волн. Однако сравнительно редкая система наблюдений, практически отсутствие станций наблюдений непосредственно на конусе вулкана и, особенно, в центральной, труднодоступной, но наиболее важной части вулкана, большой путь волн от источника до приемника, особенно рефрагированных и преломленных, обусловили изучение сравнительно общих структурных черт. Многие особенности строения, связанные со сложной внутренней структурой вулкана, его внутренних неоднородностей, а также строение центральной части вулкана этим методом установить было сложно и невозможно.

Решение этих и других задач стало возможным благодаря применению метода обменных волн землетрясений (МОВЗ).

Впервые использовать для сейсмических исследований обменные волны предложил японский сейсмолог М.Хазегава в 1929 году [17]. В последующем академик Г.А.Гамбурцев и др.[6] разработали теорию, а Н.К.Булин, И.В.Померанцева и А.Н.Мозженко [5,14] - методику полевых наблюдений, интерпретацию и аппаратуру, что явилось, практически, созданием метода. В последующем это позволило успешно

применить МОВЗ для решения широкого круга задач [5, 10], в том числе для изучения глубинного строения островодужных систем и зон активного вулканизма [8].

Детально методика интерпретации МОВЗ и его физическое обоснование описаны в работе [14]. Метод основан на использовании обменных волн PS, т.е. волн, которые обменяли свою природу на сейсмических границах.

Особенностью метода является то, что при интерпретации используется лишь прямой короткий путь, пройденный волной от сейсмической границы до приемника. Это позволяет исключить неоднозначность интерпретации, связанную с прохождением волн на остальной большей части пути от источника до точки обмена. Вышесказанное существенно отличает МОВЗ от методов основанных на применении преломленных или рефрагированных волн, при интерпретации которых используется весь сложный и протяженный путь от источника до приемника, что влечет за собой, как известно, в ряде случаев неоднозначность решения обратной задачи сейсмологии.

Следует отметить еще одно отличие МОВЗ. Оно заключается в значительно меньшем влиянии на точность структурных построений вариаций скорости, т.е. ее латеральной изменчивости. Это связано с тем, что в расчетной формуле определения глубин залегания границ обмена основным определяющим параметром является не скорость, а разность времен прихода обменных волн PS и продольной волны P. При этом используемый в расчетах путь волн (от границы обмена до станции приема) и, соответственно, время пробега, влияющие на точность построений, в два раза меньше, чем, например, у отраженных волн в МОВ и во много раз меньше, чем у головных или рефрагированных волн, с которыми оперируют при исследованиях ГСЗ.

Поскольку ранее на острове Кунашир через вулкан Менделеева нами был выполнен также профиль ГСЗ [12], то, благодаря этому были определены скоростные параметры методами взрывной сейсмологии непосредственно на этом участке земной коры. Построенные по данным ГСЗ разрезы в аномалиях скорости показали, что их вариации под вулканом Менделеева не превышают 0,2 км/с [9].

Специальные расчеты, выполненные нами [9], показали, что при вариациях средней скорости до 0,2 км/с относительная ошибка определения глубин залегания границ обмена (Н) составляет, например, около 3 % (или 0,3 км) при Н=10 км и 1-2% (т.е. до 0,4-0,8 км) при Н=30-40 км. Это позволяет, не превышая 3-кратной погрешности строить схемы, например, сечением 1 км для горизонтов, залегающих на глубинах 10 км и сечением 2,5 км для границы М, залегающей на глубине около 30 км. Преимуществом МОВЗ явля-

ется также возможность пространственного и объемного изучения объекта в связи с подходом волн от источников, расположенных под различными азимутами. Это представляет существенное значение при изучении строения вулканов.

Особенно благоприятными областями для изучения методом МОВЗ являются периферия Тихого океана и, в частности, Курило-Камчатская зона. Это объясняется тем, что здесь один из самых высоких в мире уровней сейсмичности. Поскольку землетрясения в МОВЗ являются источниками колебания, т.е. источником информации о недрах и, при этом, именно на Курилах и Камчатке сосредоточены почти все вулканы в нашей стране, то становится вполне понятным то значение, которое имеют настоящие исследования, посвященные изучению глубинного строения вулканов методом МОВЗ.

При этом МОВЗ позволяет не только получить данные о структуре литосферы, но и о физике среды и внутренних неоднородностях литосферы, в том числе таких, как магматические очаги вулканов. Кроме того, при выполнении площадных сейсмических наблюдений МОВЗ, возможно изучение полей напряжения и т.п. Естественно, при этом, осуществим и сейсмический мониторинг.

Ранее нами были апробированы возможности МОВЗ при изучении вулканических областей [9]. Были установлены большие возможности МОВЗ при исследованиях глубинного строения вулканов, его информативность и способность получения принципиально новых данных о вулканических аппаратах и зонах активного вулканизма [11].

В настоящей работе впервые излагаются результаты детальных сейсмических исследований МОВЗ, которые были проведены на одном из действующих вулканов острова Кунашир на Южных Курилах - вулкане Менделеева.

Согласно генетической классификации типов четвертичных вулканов Курильской островной дуги В.И.Федорченко [16], вулкан Менделеева относится к типу действующих "кустовых" (многовыходных) изолированных стратовулканов. Вулкан извергался в геологической истории трижды, причем последний раз - в 1880 году и в настоящее время он находится в активной фумарольно-сульфатарной стадии. С ним связаны многочисленные горячие источники и месторождение геотермальных вод, имеющее практическое значение. Расположение вулкана в 10-15 км от основного населенного пункта острова г.Южно-Курильска представляет реальную опасность для жителей и инфраструктуры острова. Все это и побудило выполнить здесь специальные детальные сейсмические исследования.

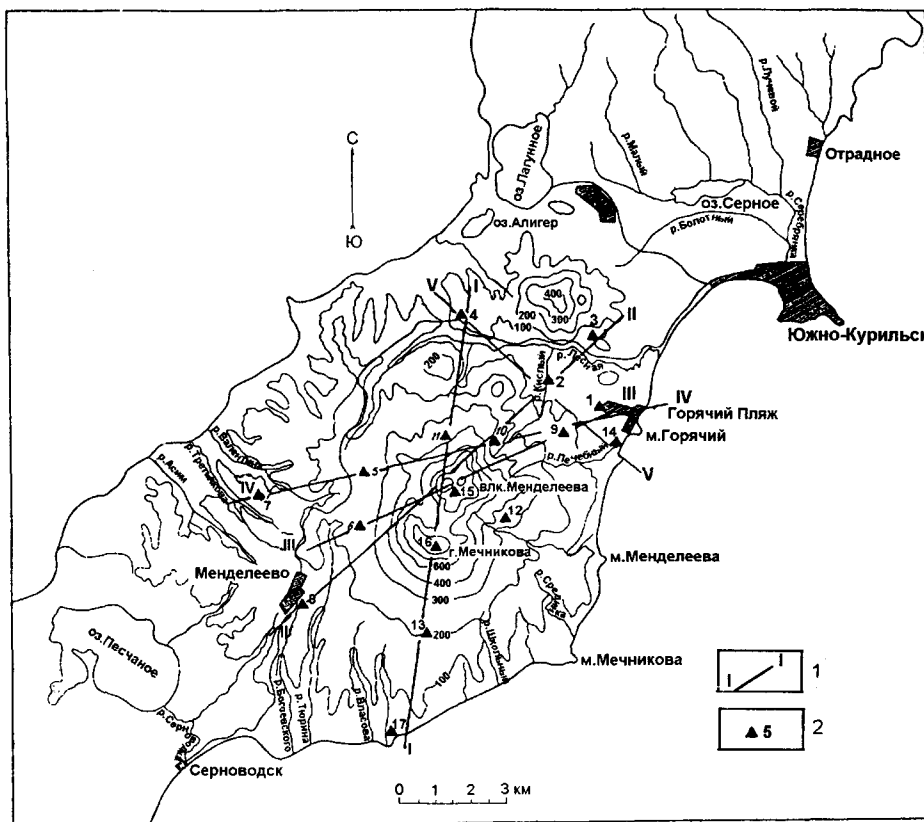


Рис.1. Обзорная схема района работ

1-положение сейсмических профилей; 2-пикеты установки сейсмических станций наблюдений.

МЕТОДИКА РАБОТ

Работы выполнялись с помощью автономных сейсмических станций "Черепаша", укомплектованных 3-компонентными сейсмоприемниками с резонансной частотой 1 Гц. Регистрация колебания велась непрерывно в течение цикла наблюдения на магнитную ленту с последующим воспроизведением записей и обработкой ее на ЭВМ.

Уникальность эксперимента заключалась в том, что впервые была выполнена установка станций, расположенных на расстоянии 2-3 км друг от друга и охватывающих всю сумму вулкана, включая его конус и вершинную часть, не говоря о подножье вулкана. Всего были установлены станции на 17 пикетах (Рис.1).

Выполняемые наблюдения позволили получить сейсмограммы землетрясений, содержащие записи обменных волн. Согласно методики интерпретации, описанной подробно в работе [14] и предложенной нами [9] была выполнена их обработка. Это позволило получить следующие результаты.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

В результате выполненных сейсмических исследований были установлены глубинная структура вул-

кана Менделеева и внутренние неоднородности, связываемые с магматическими очагами вулкана и зонами магнеобразования.

Структура земной коры блоково-неоднородная. Установлены как субгоризонтальные сейсмические границы между слоями земной коры и верхней мантии, так и субвертикальные разломные зоны и тектонические нарушения.

В разрезе земной коры выделено 5 сейсмических границ раздела ($K_0 - K_4$) и, кроме того, выявлены обмены в верхней мантии. При этом по степени расслоенности земная кора четко подразделяется на две части: верхнюю (расслоенную) и нижнюю (однородно построенную). В верхней части установлено 5 сейсмических границ: K_0 , K_1 , K_2 , K_3 и K_4 . При этом последняя является границей раздела между верхней и нижней частями земной коры. Самой нижней из выделенных границ является поверхность M_0 (Рис.2).

Границы отличаются по положению в разрезе, степени деформированности и акустической резкости. Наиболее деформированным, изрезанным, обладающим сложной морфологией, является раздел K_3 . Наиболее выраженными являются разделы K_2 и K_4 .

Первый сверху по разрезу, раздел K_0 залегает на глубинах 1,0 - 1,8 км. Он характеризуется значением гра-

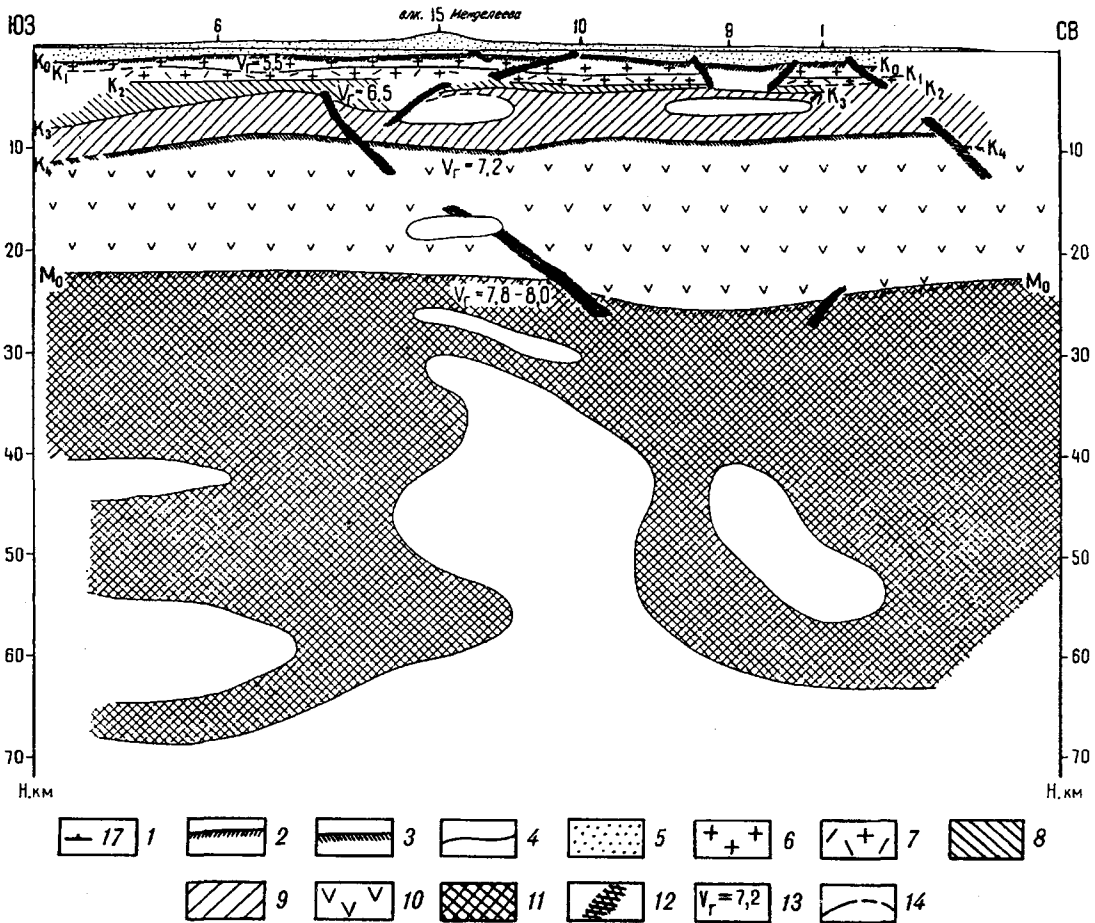


Рис.2. Глубинный разрез литосферы через вулкан Менделеева по профилю III

1-пикеты установки сейсмических станций наблюдений; 2-4 сейсмические границы обмена, отождествляемые с кровлей земной коры (2), кровлей "базальтового" слоя (3) и прочие (4); 5-10-слои земной коры: вулканогенно-осадочный (5); верхняя (6) и нижняя (7) части гранито-гнейсового слоя; верхняя (8) и нижняя (9) части гранулитно-гнейсового слоя; 10-"базальтовый" (гранулитно-базитовый) слой; 11-верхняя мантия; 12-разломы; 13-значения граничной скорости, км/с; 14-области отсутствия обменов.

ничной скорости (V_g) вдоль соответствующей ему преломляющей поверхности по данным ГСЗ равным 5,5 км/с и отвечает кровле гранито-гнейсового слоя. Подошвой этого слоя является раздел K_2 , отвечающий, соответственно, кровле нижележащего гранулитно-гнейсового слоя. Это пологая, субгоризонтально залегающая на глубинах 3,3 - 4,5 км граница с граничной скоростью 6,5 км/с. Такая скорость типична для промежуточного слоя земной коры по Н.И. Павленковой [3]. Внутри верхнего и промежуточного слоев выделены, соответственно, границы K_1 и K_3 . Природа их однозначно не определена. Видимо она связана с внутренними различиями литологического состава пород или степенью их метаморфизма. Раздел K_4 - один из основных разделов в земной коре. Он залегает на глубине 7,1 - 11 км и характеризуется слабо-волнистым рельефом. Граничная скорость вдоль него составляет 7,1 - 7,3 км/с [9]. Эти значения скорости, как известно [3], отвечают поверхности нижнего слоя земной коры или, так называемому, "базальтовому"

слою. Вслед за В.В. Белоусовым [2] нами он интерпретируется как гранулитно-базитовый. Как показали лабораторные исследования физических свойств пород на Курилах [7], эти скорости отвечают габбро-алливалитам и ассоциирующими с ними обломками пород основного состава.

Нижний слой земной коры, кровлей которого является раздел K_4 , а подошвой - M_0 , имеет в среднем мощность 12-14 км, что составляет около половины всей мощности земной коры. Подошвой нижнего слоя и, соответственно, основанием земной коры является раздел M_0 . К такому выводу приводят данные ГСЗ и значения граничной скорости, равные 7,8 - 8,0 км/с, что, как известно, является типичными для поверхности Мохоровичича - подошвы земной коры. Раздел M_0 залегает в районе вулкана Менделеева в среднем на глубинах 22-27 км, чему соответственно и отвечает мощность земной коры.

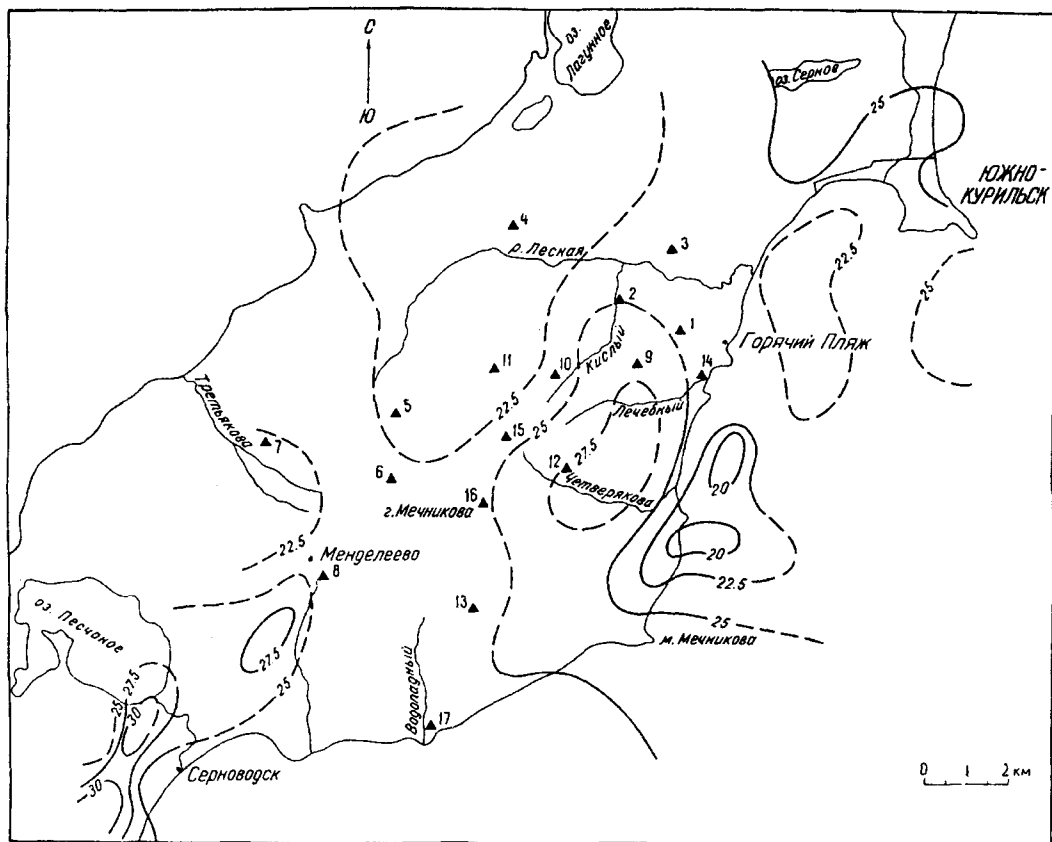


Рис.3. Структурная схема по горизонту M_0 .

В целом можно заключить, что земная кора под вулканом Менделеева имеет многослойное строение. Она состоит из вулканогенно-осадочного слоя, ограниченного снизу разделом K_0 ; верхнего слоя консолидированной коры ($K_0 - K_2$), интерпретируемого геологически как гранито-гнейсовый слой; промежуточного слоя ($K_2 - K_4$) или гранулитогнейсового и нижнего "базальтового" или гранулитобазитового слоя, ограниченного разделами K_4 и M_0 .

Ниже подошвы земной коры, в верхней мантии, согласно полученным нами временным разрезам имеют место также точки обмена. Однако их корреляция и построение по ним границ в пределах рассматриваемого, относительно небольшого, блока литосферы сложно. Поэтому в верхней мантии нами был проведен лишь качественный анализ временных разрезов с выделением на них областей отсутствия обменов.

Основные структурные особенности сейсмических горизонтов в плане отражают структурные схемы. При этом схемы глубинных границ характеризуют региональные и общие закономерности строения земной коры под вулканом.

Структурный план, например, поверхности M_0 характеризуется тем, что на общем фоне глубин 22,5 км устанавливается прогиб ее до 27,5 км под основанием вулкана (Рис.3). На земной поверхности эта об-

ласть отвечает междуречью рр. Четверякова и Лечебный, расположенных в северо-восточной части вулкана (т.е. между пикетами 12 и 14).

ГЛУБИННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ

Существенно важную информацию о строении недр имеют данные не только о структуре, но и о внутренних неоднородностях литосферы. Для их изучения нами разработана методика качественной и количественной оценки сейсмической расслоенности литосферы. Она позволяет выявлять как субгоризонтальные зоны повышенной расслоенности, так и субвертикальные тектонические и разломные зоны. Кроме того, была разработана методика выделения зон повышенной гомогенизации вещества, связываемых с корневыми зонами вулканов, вулканическими очагами и зонами магмообразования.

Методика основана на выделении областей отсутствия обменов. Эти однородно построенные области нерасслоенной литосферы свидетельствуют об отсутствии границ раздела между слоями, их "размыве". Исчезновение границ и гомогенизация пород может произойти в результате проплавления литосферы под действием метаморфизма, связанного с наличием очаговых магматических зон.

Выделение областей отсутствия обменов осуществлялось на разрезах по обменным волнам типа PS, то есть волн, которые до границы обмена были продольные, а после падения на нее - поперечные. Таким образом, в этих областях имело место поглощение поперечных волн на последней части пути. Для определения возможной геологической природы этих областей нами были ранее выполнены специальные исследования. Они показали следующее.

1. На разрезах МОВЗ, в некоторых областях, наблюдается повышенное и закономерное поглощение продольных волн. При этом, в них поглощаются волны от землетрясений, расположенных под различными азимутами относительно пикета приема и на различных эпицентральных расстояниях, то есть поглощение имеет место практически независимо от направления сейсмического луча и угла его падения.

2. Часть этих областей характеризовалась практически полным отсутствием обменных волн типа PS, что, видимо, связано с поглощением поперечных обменных волн на последнем участке пути после обмена, поскольку продольные волны проходили через эти области. Поглощение же поперечных волн и частичное затухание продольных волн, как указывали многие исследователи, например, А.И. Фарберов [15] может свидетельствовать о наличии частично (5-8%) или полностью расплавленных пород.

3. Установлена закономерная, практически повсеместная пространственная приуроченность выделенных таким образом областей к действующим вулканам. Причем, при детальном исследовании вулка-

нических аппаратов, например Головнина, вышеназванная особенность волновой картины имеет место в районе оз. Кипящее, расположенного в центральной части кальдеры вулкана, под которой, очевидно, присутствует не остывший магматический очаг [13].

4. Установлено, что, как правило, сейсмические границы, расположенные над областями отсутствия обмена, - выпуклые, а под ними - прогнуты. Это может свидетельствовать о деформации их в результате утолщения слоя, раздува его вследствие разогрева этой области и внедрении в нее дополнительного объема расплавленной магмы. Такая картина, наиболее ярко наблюдается, например, под действующим вулканом Тятя [9].

Из рассмотрения всех вышеназванных факторов в совокупности можно заключить, что области отсутствия обменов под действующими вулканами связаны скорее всего с магматическими очагами.

Области отсутствия обменов хорошо выделяются на временных разрезах, то есть разрезах, на которых по вертикальной оси "z" - глубина залегания точек обмена, а по оси "x", расположенной вдоль профиля под каждым пикетом нанесены все зарегистрированные обмены. Анализ таких временных разрезов позволил выделить области отсутствия обменов.

Помимо такой качественной интерпретации временных разрезов, показывающих лишь в целом наличие или отсутствие обменов, нами была предложена методика количественной оценки сейсмической расслоенности литосферы путем статистической обработки количества точек обмена на временных разре-

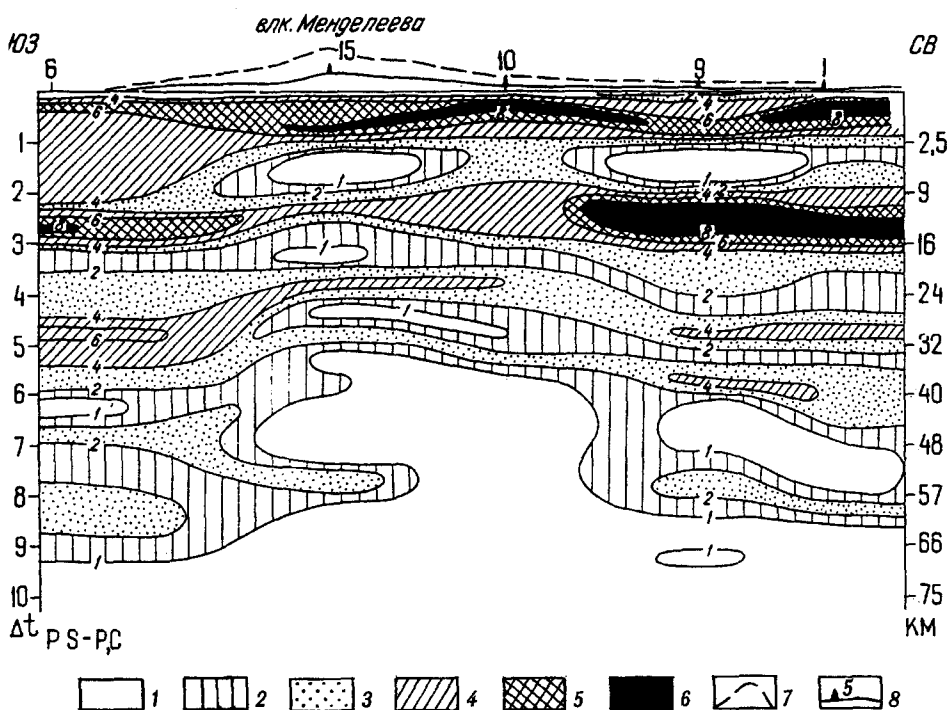


Рис. 4. Вариационный разрез литосферы через вулкан Менделеева по профилю III.

1-6-области с количеством нормированных точек обмена в интервалах суммирования: 1(0), 2(1), 3(2), 4(4), 5(6), 6(8) и более; 7-схематическая проекция контура вулкана на профиль; 8-пикеты установки сейсмических станций наблюдений.

зах. В результате интерпретации временные разрезы перестраивались в статистические (вариационные). Методика их построения описана в работе [9].

На этих разрезах (Рис.4) сгущение изолиний отражает увеличение концентрации нормированного числа точек обмена в единичном интервале временного поля, то есть отражает повышенную степень расслоенности литосферы. Уменьшение числа точек обмена, напротив, свидетельствует о понижении степени расслоенности среды (ее однородности). Таким образом, вариационные разрезы отражают степень сейсмической расслоенности литосферы.

Анализ вариационных разрезов показывает, что можно выделить следующие присущие им основные особенности: наличие областей полного отсутствия обменов; присутствие зон повышенной степени расслоенности; положение верхней кромки однородных и монокристаллических пород мантии.

Рассмотрение вариационных разрезов вдоль сейсмических профилей, пересекающих вулкан под различными направлениями позволяет установить особенности внутренней структуры вулкана. Так на профиле III, пересекая структуру вулкана в субширотном направлении с юго-запада на северо-восток через вершинный конус вулкана Менделеева (пк15) видно внутреннее строение земной коры. На нем также выделены области отсутствия обменов и верхняя кромка однородно построенных и монокристаллических пород мантии. Зная, что астеносфера (или астеносферные слои) на Курилах залегают на очень малой глубине, приближаясь к подошве земной коры [16], можно предположить, что выделяемая на вариационных разрезах верхняя кромка однородно построенных гомогенных пород представляет собой кровлю астеносферы.

При дальнейшем анализе глубинного строения вулкана по этому разрезу устанавливается его главная особенность – аномальный столбообразной формы подъем однородного мантийного вещества с 60 до 30 км под центральной частью вулкана. Ширина аномального тела - 3-5 км.

Исходя из вышеприведенной трактовки физической природы зон отсутствия обменов как частично расплавленных однородных пород, область, воздымающуюся под центральной частью вулкана Менделеева, можно интерпретировать как корневую зону питания вулкана.

Выше, над этой зоной в земной коре устанавливаются локальные области отсутствия обмена, которые вытянулись вертикальной цепочкой в центральной части вулкана (пк 15) на глубинах от 5 до 28 км. Они отождествляются нами с однородными интрузивными магматическими телами. Можно сказать, что эти области отсутствия обменов - промежуточные магматические очаги, которые в виде остаточных магматических тел транслируют поступление магмы из глубинной мантийной зоны

магмообразования, имевшее место во время предшествующих извержений вулкана.

Необходимо заметить, что на представленных двухмерных разрезах мы видим лишь срез глубинного строения в плоскости разреза. В реальном же трехмерном пространстве, видимо, имеет место более сложная разветвленная система магматических областей, многие из которых за пределами сечения разреза объединяются в общую структуру.

Особый интерес вызывает линзообразная зона отсутствия обменов, расположенная в районе ПК 9 на глубинах 5 - 7 км в гранито-гнейсовом слое и связываемая с коровым периферическим очагом. Над этим телом “размыты” и исчезают вышележащие структурные границы K_1 и K_2 , а кровля коры (раздел K_0) прогнута, образуя депрессию. Борты ее сброшены по разломам, установленным здесь по данным МОБЗ.

Эта структура выделена нами как наиболее перспективная на парогидротермы. Основанием для этого являются: структурные особенности; наличие тела, интерпретируемого как периферический магматический очаг и другие признаки, требующие для их рассмотрения специального изложения. Последнее мы намерены дать в следующей отдельной статье.

Таким образом, построение и анализ вариационных разрезов позволили выявить внутренние неоднородности верхней литосферы и осветить ее глубинное строение под вулканом Менделеева. На основе этого определено и проанализировано положение верхней кромки однородно построенных пород верхней мантии, которые могут быть частично расплавленными и отвечать области магмообразования и астеносфере. В верхней и средней частях земной коры выявлены локальные области отсутствия обменов, связываемые с периферическими магматическими очагами. Кроме того, здесь выделены линейно вытянутые зоны повышенной расслоенности, обусловленные наличием в земной коре границ обмена. Геологическая интерпретация вариационных разрезов позволила выявить не только структурные границы в литосфере, но и наличие, размер и форму внутренних неоднородностей, отождествляемых с гомогенными породами, связываемыми с магматическими очагами вулкана.

В результате выполненных исследований была построена 3-х мерная объемная модель глубинного строения вулкана Менделеева (Рис.5). Ее рассмотрение, наличие в верхней части земной коры под вулканом областей, связываемых с магматическими очагами, залегание их под центральной частью вулкана на малой глубине (2-5 км), установление затухания сейсмических волн в этих областях и преимущественное поглощение поперечных волн, (что указывает на частично расплавленное состояние в них пород) и другие особенности позволяют сделать вывод о степени вулканоопасности.

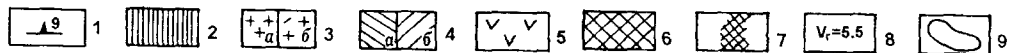
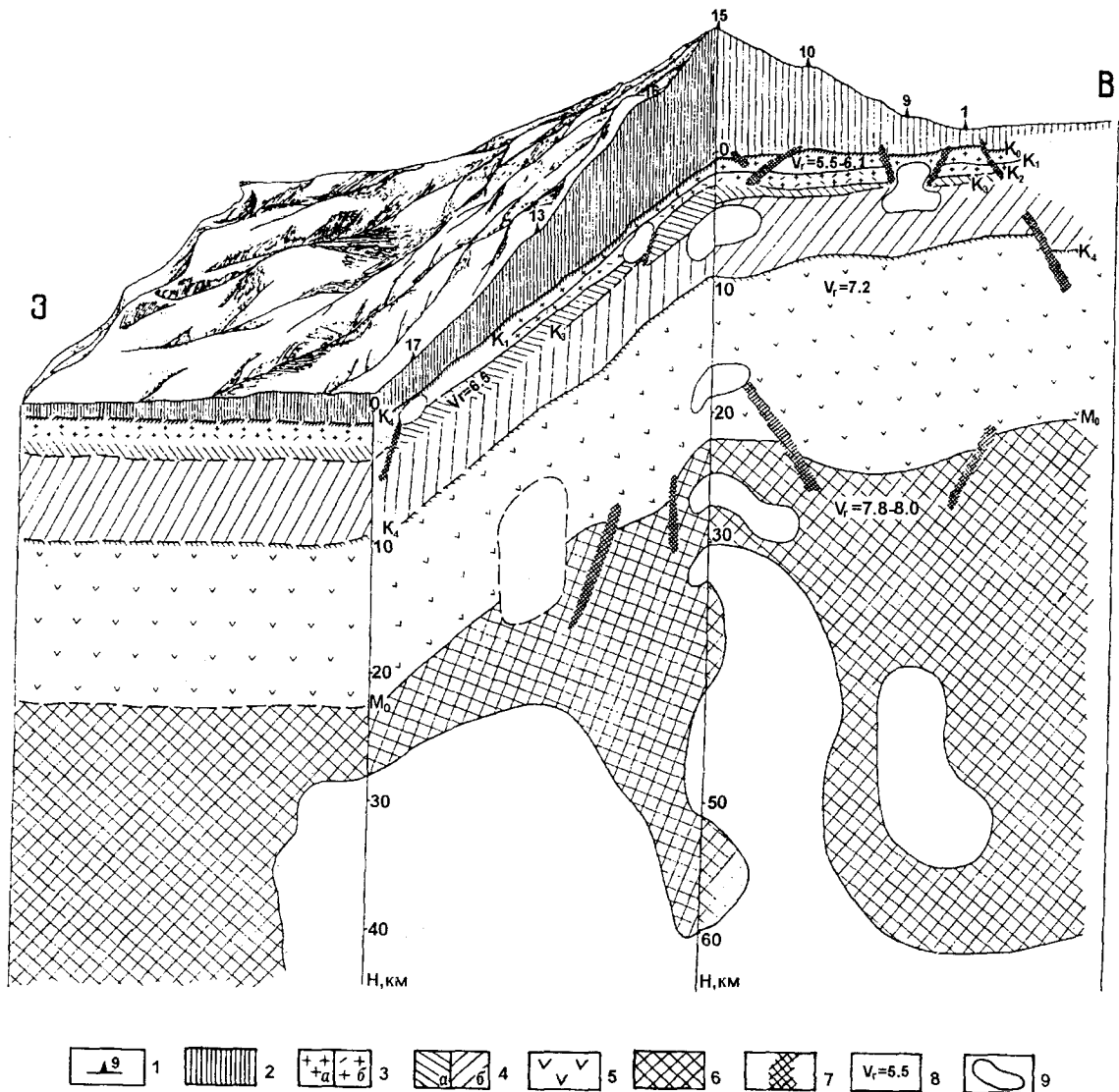


Рис.5.

Объемная 3-мерная модель строения литосферы под вулканом Менделеева.

1-никеты установки сейсмических станций наблюдений; 2-схематическое изображение вулканической постройки; 3-5-слои земной коры: 3-верхняя(а) и нижняя(б) части гранулитогнейсового слоя; 5-"базальтовый" слой; 6-верхняя мантия; 7 - разломы; 8-границная скорость, км/с; 9-области отсутствия обменов, связываемые с магматическими очагами и зоной магнообразования.

Установленная система магматических очагов (от глубинных до поверхностных) свидетельствует о том, что при активизации недр произойдет существенная перестройка питания вулкана. При этом, в верхние, остывающие в настоящее время, части магматических очагов может произойти поступление высокотемпературных расплавов, которые будут способствовать мобилизации магмы и активизируют деятельность близповерхностных очагов. Последнее, соответственно, может привести к продвижению расплавов, появлению вулканических землетрясений и извержению вулкана.

Среди выявленных магматических очагов существует система глубинных, внутрикоровых и при-

поверхностных магматических очагов. Некоторые из них, расположенные по периферии вулкана в юго-западной части, видимо, закристаллизованы. Наиболее опасными являются очаги, расположенные в центральной части вулкана - под вершинами Менделеева и Мечникова, где верхняя кромка очагов находится на глубинах 3 и 2,5 км, соответственно. Кроме того, область повышенной опасности является район р.Кислый и п.Горячий пляж, где также выявлен периферический малоглубинный очаг и сеть разломов. Помимо вышеназванных, к зоне повышенной опасности отнесены п.Менделеево и п.Третьяково, а к опасной - п.т.Южно-Курильск.

Таким образом, выполненные исследования позволили установить глубинное строение вулкана и на этой основе сделать выводы по оценке вулканопасности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
2. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
3. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. N1. С.3-14.
4. Булин Н.К. Определение глубины складчатого фундамента при помощи обменных проходящих волн типа PS, регистрируемых при землетрясениях // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1960. С. 781-786.
5. Применение метода обменных сейсмических волн от землетрясений для изучения верхней части литосферы территории СССР. Деп. ВИНТИ. Л., Т. 1. N5454-84. 181 с.; Т. 2, N 5455-84. 193 с.
6. Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С., Епина-тьева А.М., Пасечник, И.П., Косминская И.П., Карус Е.В. Корреляционный метод преломленных волн. М.: Из-во АН СССР, 1952. 239 с.
7. Ермаков В.А., Левыкин А.И., Злобин Т.К. Состав и строение земной коры и верхней мантии Курильских островов // Физика Земли. 1989. N10. С. 18-37.
8. Злобин Т.К. Строение литосферы и глубинные структуры Больших и Малых Курил // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, N6. С. 1454-1457.
9. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: Из-во ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
10. Злобин Т.К. Глубинное строение острова Уруп // Сов. геология. 1989. N4. С. 102-109.
11. Злобин Т.К., Попов А.А., Федорченко В.И. Несооднородности в земной коре и верхней мантии в южной части о. Кунашир (Курильские острова) по данным МОВЗ // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, N6. С. 1442-1445.
12. Петров А.В., Злобин Т.К. Результаты исследований методом глубинного сейсмического зондирования о. Кунашир // Сов. геология. 1982. N3. С. 117-122.
13. Злобин Т.К., Федорченко В.И. Глубинная структура вулкана Головнина по данным изучения обменных волн от землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1982. N4. С. 99-103.
14. Померанцева И.В., Мозженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой "Земля". М.: Недра, 1977. 256 с.
15. Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
16. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, 1975. 140 с.
17. Hasegawa M. Die Wirkung der obersten Erdschicht auf die Anfangsbewegung einer erdbeben Wellen // Z. für Geophysik. 1930. Bd. 6, N2. S. 78-98.

Поступила в редакцию 14 января 1997 г.

T.K. Zlobin, A.I. Abdurakhmanov, L.M. Zlobina

Deep seismic investigations of the Mendeleev volcano, South Kuril Islands

Detailed seismic investigations of the lithospheric deep structure beneath the Mendeleev volcano were performed. The earthquake converted wave method (ECWM) was applied for the first time to study seismic structures in such detail. The mobile autonomous seismic stations "Cherepakha", used for this purpose, covered the entire volcano edifice including its summit. The stations were installed at 17 points at a distance of 2-3 km from each other with the help of a helicopter. Crustal and upper mantle structure beneath the volcano was determined as a result of the investigations. Seismic surfaces, associated with the discontinuities among volcanogenic-sedimentary, granite-gneiss, granulite-gneiss and "basaltic" (granulite-basite) layers, were distinguished in the earth's crust. Crustal thickness beneath the volcano was established (25-27 km). Deep and near-surface faults, and also structures of depression and trough type promising for steam hydrothermae were revealed. Conversion-free areas, interpreted as magmatic sources of volcanoes and zones of magma formation, were distinguished on the basis of our methods. From the above we can conclude that a number of peripheral and intermediate magmatic chambers lie beneath the Mendeleev volcano. They are mainly located in the volcano's central part at depths of 2-3 to 15-18 km and deeper in the upper mantle. A mantle protrusion of partially molten rocks ascending from depths of 55-60 to 37 km was established in the volcano's central part. A conclusion was made on the volcano's active state, on the possible location of magmatic chambers and zones of different-degree volcanic hazards. Yuzhno-Kurilsk is situated in a hazardous zone; the Mendeleev and Goryachy Plyazh settlements, in the most hazardous zone. Subsequent interpretation of the obtained results is also of substantial interest for estimation of the region's steam hydrotherma potential, which is of great importance.

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И РУДОГЕНЕЗ

УДК 549.08:53.14

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД ХАНКАЙСКИМ МАССИВОМ
(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ)

В. С. Приходько *, В. Н. Землянухин *, В. М. Чубаров **

*Институт тектоники и геофизики, г. Хабаровск

** Институт вулканологии, г. Петропавловск-Камчатский

Проведено комплексное изучение представительных коллекций ксенолитов шпинелевых перидотитов из кайнозойских щелочных базальтов, широко распространенных на площади Ханкайского массива. Установлен гетерогенный характер вещества литосферной мантии под массивом. Показано, что породы верхней мантии докембрийских блоков значительно деплетированы и деформированы (кластические структуры). Верхнюю мантию вблизи границы докембрийского блока с раннепалеозойским складчатым сооружением характеризуют сильно деформированные шпинелевые перидотиты, близкие по составу к веществу "примитивной" мантии.

ВВЕДЕНИЕ

На восточном фланге Центрально-Азиатского складчатого пояса обнажаются ряд крупных срединных (Буреинский, Ханкайский и др.) массивов или кратонных террейнов. Их основу составляют фрагменты докембрийских кристаллических комплексов, разделенных более молодыми складчатыми сооружениями. Блоки древних пород были активизированы в палеозое, что привело к существенной переработке их дорифейского основания [4]. Весьма вероятно, что в периоды активизации различные изменения затронули и более глубокие уровни микроконтинентов, т. е. верхнюю мантию на уровне шпинелевой и/или гранатовой фаций глубинности.

В пределах Ханкайского кратонного террейна широко развиты кайнозойские щелочные базальтоиды, содержащие глубинные ксенолиты ультраосновного состава, что дает возможность охарактеризовать строение и состав литосферной мантии под отдельными его блоками. Верхнюю мантию под докембрийскими комплексами представляют ксенолиты шпинелевых перидотитов из Кировской и Медвежьей вулканических построек, а мантию вблизи границы докембрийского блока с раннепалеозойской складчатой системой - нодулы глубинных пород Свягинского вулкана. В статье представлены результаты петрогра-

фического, петрохимического, петроструктурного и минералогического изучения представительной коллекции образцов ксенолитов глубинных пород из этих вулканических центров.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Ханкайский срединный массив имеет сложное геологическое строение. По особенностям разреза в его составе выделено несколько структурно-формационных зон или террейнов [5, 10]. Нижняя часть докембрийских кристаллических комплексов, слагающих Нахимовский и Матвеевский террейны, представлена породами наименее глубинной гранулитовой фации, а для верхней части характерны минеральные парагенезисы амфиболитовой фации. Находки офиолитов и кремнистых сланцев в составе Спасского террейна, граничащего с Нахимовским, дают основание рассматривать эту зону как аккреционный клин [10].

Кировская и Медвежья щелочобазальтоидные постройки располагаются во внутренней зоне Матвеевского террейна, а Свягинский вулканический аппарат - вблизи границы Матвеевского и Спасского террейнов. Детальное описание этих построек приведено во многих работах [1, 6, 7 и др.]. Здесь мы отметим, что вмещающие щелочные базальтоиды всех трех вулканических построек имеют сходный химический состав (табл. 1). Это сильно недосыщенные

Таблица 1. Химический состав базальтов изученных вулканических построек по [7], мас. %.

Название вулкана	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Свягинский	40,73	2,30	13,68	5,02	7,53	0,19	11,44	10,42	4,55	2,67	1,19	99,98
Медвежий	39,94	1,68	12,68	6,33	8,06	0,24	11,55	10,53	3,92	1,45	0,90	97,28
Кировский	42,07	2,39	13,85	4,51	7,95	0,17	11,26	9,89	3,17	1,57	0,94	97,67

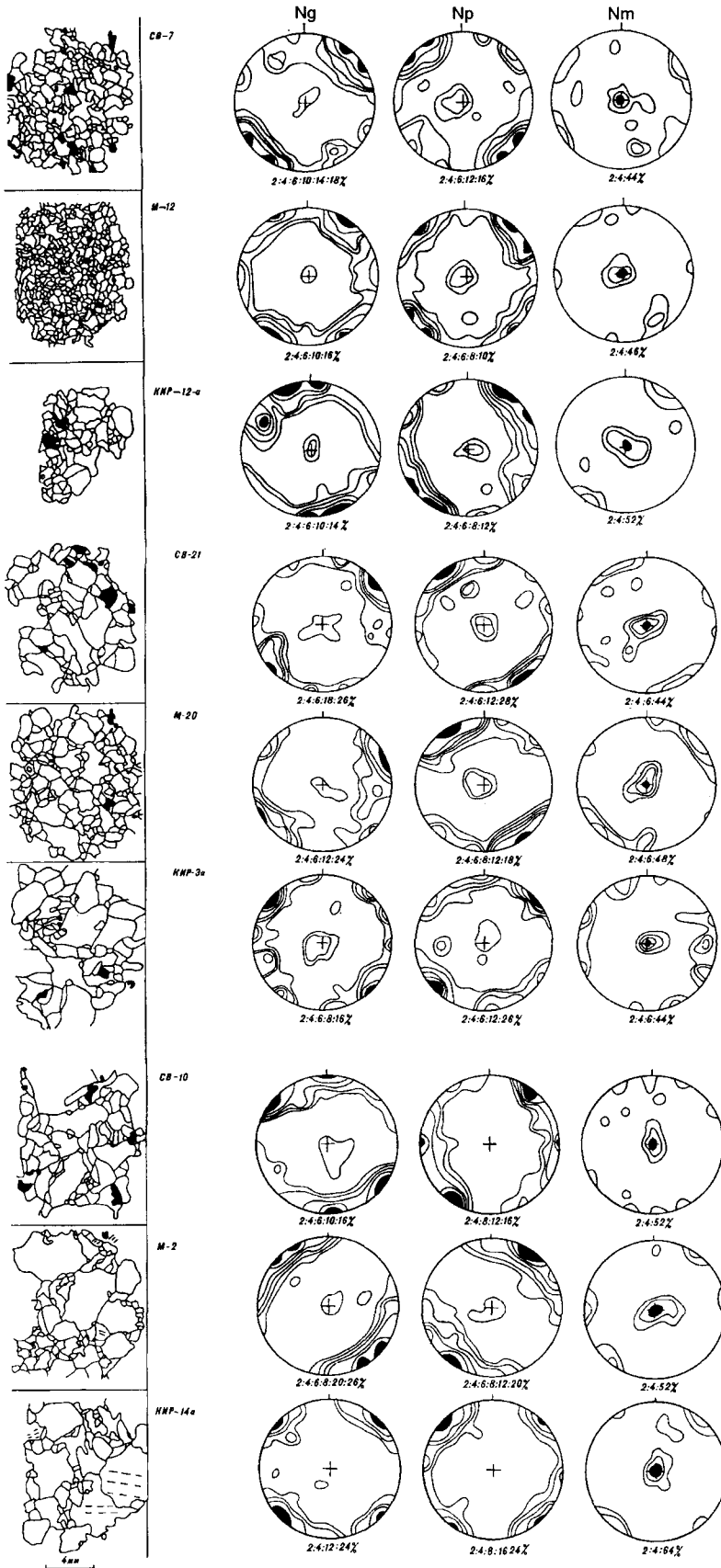


Рис. 1. Структура образцов ксенолитов шпинелевых перидотитов. Ориентировки осей оптической индикатрисы зерен оливинов этих образцов.

CB-7, М-12, Кир-12а - мелкозернистые ксенолиты Свягинского (СВ), Медвежьего (М) и Кировского (Кир) вулканов.

CB-21, М-20, Кир-3а- среднезернистые;

CB-10, М-2, Кир-14а- крупнозернистые ксенолиты.

кремнеземом, бедные глиноземом и богатые магнием, кальцием и щелочами породы. Все они относятся к нефелин-нормативным базальтоидам. Вероятно, исходный глубинный субстрат для выплавления этих щелочнобазальтоидных расплавов имел близкий состав, т. е. вещество “неомантии” под Ханкайским массивом достаточно гомогенно.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

В породах рассматриваемых вулканических построек преимущественным распространением пользуются ксенолиты магнезиальных перидотитов “зеленой” серии по Х. Куно [9]. Нодулы представлены в основном шпинелевыми лерцолитами, гарцбургиты встречены только в Медвежьем вулкане. Ксенолиты имеют округлые (Свиягинский, Медвежий) и угловатые (Кировский) формы, их размеры варьируют в широких пределах. Наиболее крупные образцы обнаружены в базальтоидах Свиягинской и Медвежьей построек.

Преобладают ксенолиты с относительно равномерным распределением всех минералов с размерами зерен в пределах 0, 5-6 мм (см. рис. 1). Мелкозернистые разности чаще встречаются в ксенолитах Медвежьего вулкана, а крупнозернистые - среди перидотитов Кировского вулкана. Во всех образцах изученных глубинных пород наблюдаются следы остаточных пластических деформаций, таких как волнистое погасание и полосы излома в оливинах и ромбических пироксенах, полигональная форма мелких зерен оливина, предпочтительная ориентировка оливина и пироксенов по внутреннему строению. Все это свидетельствует о высокотемпературном пластическом течении мантийного вещества. Рассматриваемые ксенолиты всех трех вулканических построек характеризуются порфирукластическими деформационными микроструктурами оливина, а мелкозернистые разности пород - мозаичными перекристаллизованными (см рис. 1). Судя по зарисовкам микроструктур пород со шлифов (см рис. 1), ксенолиты Медвежьего и Кировского вулканов являются более деформированными по сравнению с ксенолитами Свиягинского вулкана. Согласно экспериментальным данным [2], процесс развития предпочтительных ориентировок оливина происходит в несколько стадий. На первом этапе при деформации от 0 до 30 % ее механизмом является внешнее вращение, сопровождающееся скольжением по границам зерен. Вторая стадия реализуется при деформации выше 30 %, когда доминирующим механизмом является внутрикристаллическое скольжение. При повышении степени деформации более существенной становится синтетоническая перекристаллизация оливина. В этой связи обращает на себя внимание тот факт, что зерна оливина из ксенолитов Кировского и Медвежьего вулканов имеют относительно изометричные формы, тогда как в оливинах глубинных пород Свиягинского вулкана соотношение длины к ширине достигает 3:1, т. е. зерна оливина из

ксенолитов первых двух построек более деформированы.

Отчетливые протектонические структуры являются редкостью в изученных ксенолитах. Вместе с тем микроструктурным анализом установлена устойчивая предпочтительная ориентировка зерен оливина (а также орто- и клинопироксена) по внутреннему строению изученных пород. Выходы оптических осей оливина, как правило, образуют отчетливые сильные максимумы. Для всех шпинелевых перидотитов установлено два основных типа микроструктурных узоров оливина:

1) устойчивый максимум $Nm[001]$, перпендикулярный поясу выходов двух других осей;

2) выходы всех осей образуют устойчивые максимумы. Анализ замеров линейных размеров зерен оливина вдоль определенных кристаллографических осей показал, что удлинение зерен соответствует в основном направлению $[100] Ng$, значительно реже $[010] Np$, а нормалью к уплощенной грани чаще всего выступает ось $[001] Nm$. Исходя из этого можно предположить, что деформирование оливинов осуществлялось путем внутрикристаллического скольжения по системе $\{okl\} [100]$. Согласно экспериментальным данным [2], эта система скольжения в оливинах становится активной при температурах 900 - 1250°C. Анализируя диаграммы в целом, можно увидеть возрастание степени упорядоченности микроструктурных узоров оливина в направлении от мелкозернистых к крупнозернистым разностям шпинелевых перидотитов и от ксенолитов Кировского и Медвежьего вулканов к Свиягинскому. Отмеченная закономерность петроструктурных узоров, а также особенности габитуса зерен оливина ксенолитов, вероятней всего обусловлены соотношением таких деформационных процессов, как внутрикристаллическое скольжение и динамическая перекристаллизация. Очевидно, что результаты последней более интенсивно проявились в ксенолитах первых двух построек, что привело к появлению изометричной формы зерен и некоторой “разрегулированности” предпочтительной ориентировки зерен оливина за счет ориентировки вновь сформированных зерен.

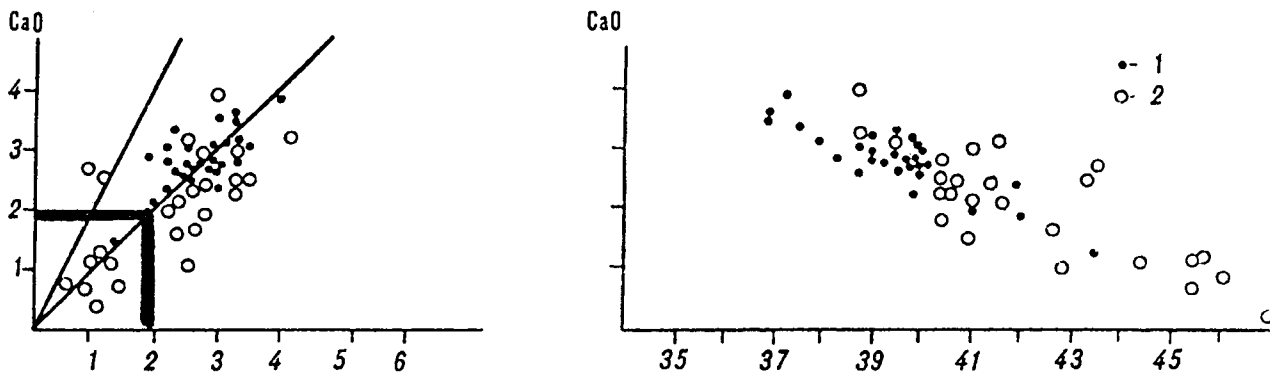
Ориентировки оптических осей ромбического и моноклинного пироксенов приспособляются к ориентировке осей оливина. Например, к выходам осей $Np[010]$ и $Nm[001]$ оливина тяготеют выходы осей $Np[010]-Nm[100]$ ортопироксена и $Nm[010]-Np[100]$ клинопироксена.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Представленные в табл. 2 средние содержания некоторых петрогенных элементов в глубинных ксенолитах Свиягинского и Медвежьего вулканов (небольшие размеры ксенолитов Кировского вулкана не позволили получить достоверные сведения об их составах) указывают на заметные различия между ними. Рассмотрим более подробно характер вариаций со-

Таблица. 2. Средние содержания Al_2O_3 , CaO, Na_2O , MgO мас. % в ксенолитах

Название вулкана	К-во проб	Al_2O_3	CaO	Na_2O	MgO	Mg/(Mg+Fe)
Свиягинский	30	3.0	2.8	0.18	39.5	0.89
Медвежий	26	2.2	2.0	0.14	42.3	0.90

Рис. 2. Корреляция содержаний главных элементов ($CaO-Al_2O_3$ и $CaO-MgO$) в валовых пробах ксенолитов шпинелевых перидотитов:

1- Свиягинский вулкан, 2- Медвежий вулкан.

ставов пород из отдельных вулканических построек (рис. 2). Приведенные на рисунках бинарные диаграммы иллюстрируют однородность выборки химических анализов ксенолитов шпинелевых перидотитов Свиягинского вулкана. Иная ситуация обнаруживается при анализе выборки химических анализов ксенолитов глубинных пород из Медвежьего вулкана. Эта группа обладает признаками дискретности в отношении MgO, FeO, CaO, Al_2O_3 . Средние значения содержаний Al_2O_3 и CaO для преобладающей части глубинных пород (18 анализов) Медвежьей постройки приближаются (однако не достигают) к средним содержаниям этих окислов в полной выборке анализов ксенолитов Свиягинского вулкана, а оставшаяся группа ксенолитов характеризуется аномально низкими значениями этих окислов (см. рис. 2). Таким образом, анализ вариаций химического состава ксенолитов шпинелевых перидотитов Медвежьего вулкана позволяет выделить среди них две дискретные группы, различающиеся содержаниями практически всех окислов.

МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД

Химические анализы минералов выполнены на рентгеновском микроанализаторе "Самбах" (Институт вулканологии ДВО РАН, аналитик В. М. Чубаров).

Содержание форстеритового минала в оливинах всех трех построек достаточно устойчиво и находится в пределах 88-91%. Наиболее высокую магне-

зиальность имеют минералы гарцбургитов Медвежьего вулкана. Вариации химического состава оливинов в пределах отдельных образцов (различные условные знаки на рис. 3) ксенолитов и между рассматриваемыми вулканическими постройками показаны на рис. 3. В целом намечаются узкие пределы колебаний MgO и FeO в оливинах отдельных образцов, а имеющая место определенная неоднородность состава носит, вероятно, "вторичный" характер, за счет взаимодействия минералов глубинного вещества с базальтовым расплавом в процессе подъема ксенолитов к поверхности. Практически во всех изученных зернах оливина обнаружена прямая зональность. Обращает на себя внимание тот факт, что в ряду Свиягинский, Кировский и Медвежий вулканы последовательно возрастает доля все более магнезиальных разновидностей оливина. Более того, в этом же ряду происходит последовательное "расщепление" одномодального распределения такой характеристики как железистость оливина (ксенолиты Свиягинской постройки) на двухмодальное (ксенолиты Медвежьего вулкана). Последняя отчетливо неоднородна и состоит из двух групп оливинов с различными содержаниями железа. Менее определенно этот вопрос решается в отношении выборки химических составов оливина ксенолитов Кировской постройки.

Ромбические и моноклинные пироксены, а также хромшпинелиды нодулей характеризуются широким размахом колебаний многих элементов. В составе ксенолитов Кировского и Медвежьего вулканов

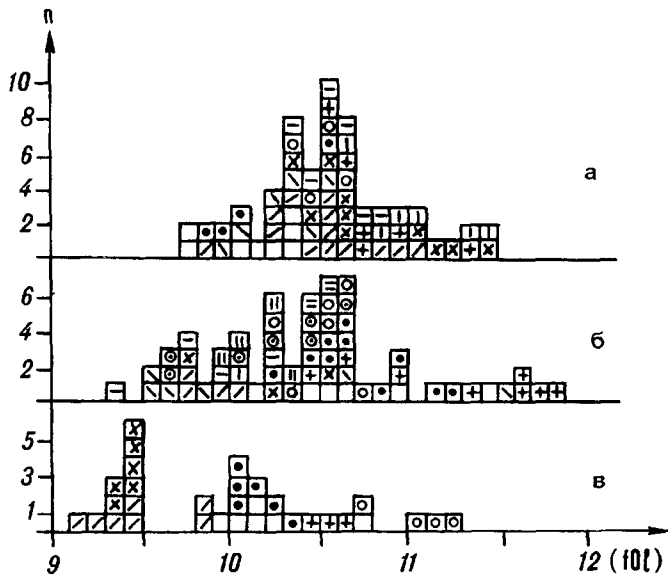


Рис.3. Гистограммы распределения содержаний фаялита (fo) в оливинах ксенолитов Свягинского (а), Кировского (б) и Медвежьего (в) вулканов. Однотипные знаки обозначают вариации содержания фаялита в зернах оливинов одного образца.

часто присутствуют наименее глиноземистые разновидности этих минералов. Ниже приводятся развернутые характеристики для клинопироксена и шпинели.

Моноклинные пироксены глубинных ксенолитов изученных вулканических построек представлены субкальциевыми авгитами [3]. Наиболее широкие вариации составов установлены для Al и Na, поэтому

особенности составов этих минералов иллюстрируют представленные ниже бинарные диаграммы (рис. 4) в координатах Al и Na. На сводном графике отчетливо проявились различия между клинопироксенами ксенолитов. Наиболее высокие содержания Al и Na в пироксенах отдельных образцов и в целом по выборкам (средние) установлены для Свягинского вулкана. Фигуративные точки составов клинопироксенов из пород Кировского вулкана также образуют достаточно компактное поле, причем содержания Al и Na (средние и по отдельным образцам) несколько ниже, чем в минералах Свягинской постройки. И, наконец, положение фигуративных точек составов пироксенов из Медвежьего вулкана свидетельствует о том, что данная выборка состоит из двух самостоятельных групп. Одна из них близка к выборкам пироксенов ксенолитов Свягинской и Кировской построек, однако, содержания Al и Na в них не достигают значений, свойственных двум первым.

Практически все зерна клинопироксена химически зональны. Установлено систематическое уменьшение доли жадеитового минала от центра зерна к его краю (рис. 5). Это, вероятно, связано с понижением давления при медленном подъеме мантийного диапира. Сходный характер зональности в минералах ксенолитов всех трех построек позволяет предположить, что вещество мантии под Ханкайским массивом в период подъема выступало как целостная система.

Рассматриваемые акцессорные хромшпинелиды принадлежат к изоморфному ряду хромит (FeCr_2O_4)-шпинель (MgAl_2O_4). Они характеризуется в основном вариациями Cr и Al, что отчетливо иллюстрирует бинарная диаграмма в координатах Cr_2O_3 -

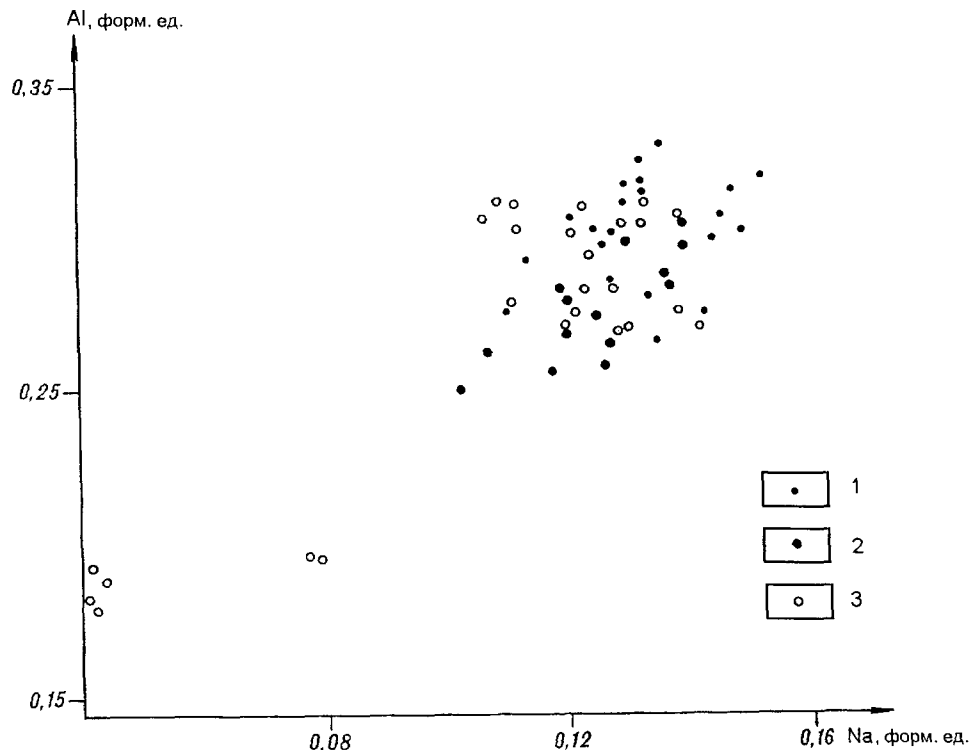


Рис. 4. Составы ядерных зон моноклинных пироксенов из ксенолитов в координатах Al-Na.

1 - Свягинский; 2 - Кировский; 3 - Медвежий вулканы.

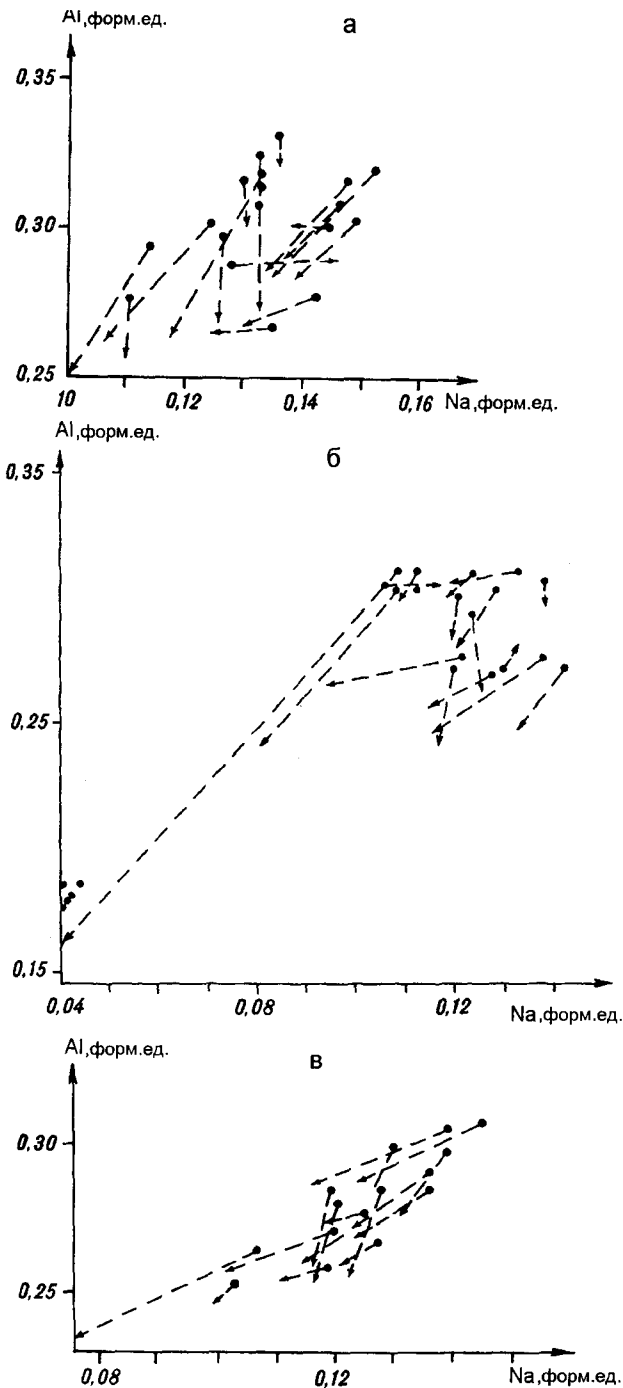


Рис. 5. Составы моноклинных пироксенов из ксенолитов в координатах Al-Na. Стрелкой показаны изменения состава от центра зерен к периферии.

а-Свягинский, б-Медвежий, в-Кировский вулканы.

Al_2O_3 (рис. 6). Наиболее высокоглиноземистые разновидности аксессуарных шпинелидов обнаружены в ксенолитах Свягинского вулкана. В них содержания Al_2O_3 изменяются в пределах 58-61 мас. %. Максимальные содержания Al_2O_3 в некоторых образцах шпинелидов из ксенолитов Кировского вулкана приближаются к

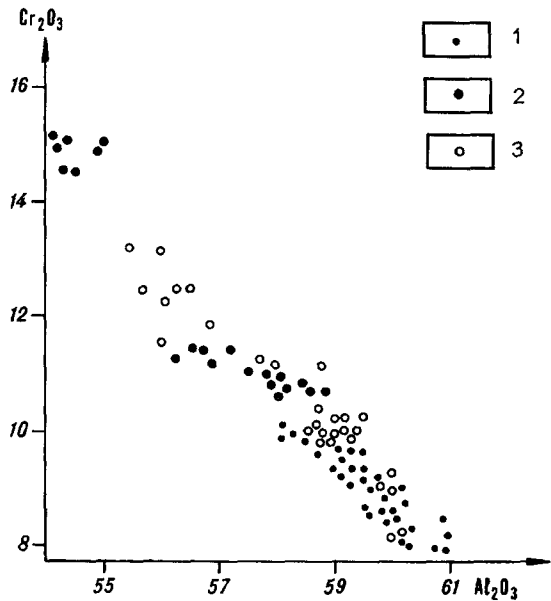


Рис. 6. Составы шпинелидов из ксенолитов в координатах $Cr_2O_3-Al_2O_3$.

1 - Свягинский; 2 - Медвежий; 3 - Кировский вулканы.

значению 60 мас. %, опускаясь в ряде случаев до 55 мас. %. Наибольшие вариации в содержании глинозема и хрома установлены в шпинелидах ксенолитов Медвежьего вулкана. Выделяются две группы шпинелидов, значительно различающиеся по концентрациям многих элементов. Содержания Al_2O_3 в одной из них изменяются от 59 до 54 мас. %, а во второй - от 32 до 30 мас. %.

Имеющиеся данные о составах сосуществующих силикатов и оксидов дают возможность проследить характер распределения элементов между ними в различных типах глубинных пород. Обнаружились следующие особенности катионного обмена (Mg, Fe) между оливинами, орто-клинопироксенами и хромшпинелидами: в ксенолитах Свягинского вулкана обогащение силикатов магнием, а шпинели железом, т. е. возрастание коэффициента распределения происходит в направлении от крупнозернистых разностей пород к мелкозернистым. В этом же направлении уменьшается содержание жадеитового минала в пироксенах и возрастает содержание хрома в шпинелях. В ксенолитах Кировского и Медвежьего вулканов не удалось обнаружить корреляцию между размерами зерен минералов, степенью деформации пород и перечисленными выше вещественными параметрами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ представленных результатов комплексного изучения ксенолитов глубинных пород ультраосновного состава из кайнозойских щелочнобазальтоидных построек убедительно свидетельствует о гетерогенном характере мантии под Ханкайским срединным массивом на уровне фации шпинелевых перидотитов.

Обнаружены определенные различия в составе и структуре между отдельными блоками мантии (и внутри них) срединного массива. Верхнюю мантию вблизи границы докембрийского блока с раннепалеозойским складчатым сооружением характеризуют шпинелевые перидотиты, по петрохимическим, минералогическим и геохимическим [8] параметрам близкие к веществу "примитивной" мантии. Мантия сходного состава распространена под Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом и отдельными участками Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы. Различия между ними заключаются прежде всего в степени деформированности пород. При близком характере микроструктурных узоров оливина мантийное вещество рассматриваемого блока Ханкайского массива существенно более деформировано, в нем практически не сохранились первичные протогранулярные (метаморфические) структуры.

Более деплетированным и более деформированным веществом представлена верхняя мантия под докембрийским Нахимовским террейном Ханкайского массива. Более того, даже в пределах этого блока отчетливо проявлена латеральная вещественная неоднородность. Вероятно, именно в докембрии проявились наиболее широкомасштабные процессы частичного плавления мантийного вещества.

Температуры равновесия минеральных парагенезисов глубинных пород, рассчитанные с помощью разработок [11, 12] близки между собой и находятся в пределах 950- 1060°C. Таким образом, основное направление эволюции верхней мантии под Ханкайским срединным массивом характеризуется переходом от холодной истощенной литосферы к континентальной с повышенным термическим режимом.

Заслуживает серьезного анализа близость составов глубинных ксенолитов из вулканических построек Ханкайского массива (Медвежия) и Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы (Болоньская). Наличие в составе Тихоокеанского складчатого пояса различных по размерам блоков докембрийских комплексов делает вероятным предположение о существовании в Сихотэ-Алинской системе блока докембрийской мантии, ксенолиты которой выносились лейцитовыми базальтами Болоньского вулкана.

Поступила в редакцию 13 января 1997 г.

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

Composition and structure of the upper mantle beneath the Khanka massif (from the results of the investigation of deep-seated xenoliths)

Representative collections of spinel peridotite xenoliths from Cenozoic alkali basalts widespread in the Khanka massif have been studied. The lithosphere mantle material under the massif has been determined to be heterogeneous. The upper mantle rocks from Precambrian blocks have been shown to be considerably depleted and deformed (clastic structures). Strongly deformed spinel peridotite with composition similar to that of the "primitive" mantle material characterizes the upper mantle near the boundary between a Precambrian block and an Early Paleozoic folded construction.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проект 95-05-14415).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука. 1980. 332 с.
2. Грин Х. У. Пластичность оливина в перидотитах. // Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979. С. 427-447.
3. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., и др. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 454 с.
4. Косыгин Ю. А., Карсаков Л. П., Малышев Ю. Ф. Модели глубинного строения и эволюции докембрийских блоков Дальнего Востока России // Докл. АН СССР, 1981, т. 256, N1, с. 150-152.
5. Косыгин Ю. А., Натальин Б. А., Парфенов Л. М., и др. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе) в масштабе 1:2 000 000. Объяснительная записка. // Институт тектоники и геофизики, Хабаровск. 1984.
6. Приходько В. С., Бехтольд А. Ф., Бердников Н. В. Глубинная петрология активных континентальных окраин. М.: Наука, 1985, 152 с.
7. Щека С. А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983, 167 с.
8. Ionov D. A., Prikhodko V. S., O'Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin // Chemical Geology. 1995. V. 678. P. 275-294
9. Kuno H. Mafic and ultramafic inclusions in basaltic rocks and the nature of the upper mantle / The Earth crust and upper mantle. 1969. P. 507-513. (Geophys. Monogr. N13).
10. Natal'in B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arcs. 1993. N2. P. 15-34.
11. Sachtleben T., Seck H.A. Chemical control of Al solubility in orthopyroxene and its implications on pyroxene geothermometry // Contrib. Miner. Petrol. 1981. Vol. 78. P. 157-165.
12. Wells P. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. Vol. 62. P. 129-139.

КОНТАКТОВО-РЕАКЦИОННОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГРАНИТОИДОВ И ГАББРО С ГИПЕРБАЗИТАМИ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ПОДВИЖНОСТЬ ЗОЛОТА И ПЛАТИНЫ

Л.П. Плюснина, Г.Г. Лихойдов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

При 300-500°C, 100 МПа изучена растворимость золота и платины в различных водно-хлоридных растворах, взаимодействовавших с пакетами пород гранит/дунит и габбро/дунит. Возникающая биметасоматическая зональность обусловлена, в первом случае, встречной диффузией Ca+Si и Mg и, развиваясь на фоне десиликации гранита при его альбитизации, во втором - родингитизация вызывается встречной диффузией Ca+Na и Mg, сопровождаясь оталькованием и диопсидизацией гипербазитов. Описано буферирование физико-химических параметров растворов присутствующими в опытах колонками пород. Обнаружена обратная зависимость между содержанием Si и Au в закаленных растворах. Сделан вывод о том, что контакты пород, контрастных по кремнекислотности, могут инициировать геохимический барьер, вызывающий осаждение Au. Экспериментально подтверждается высокая подвижность Pt в водно-хлоридных гидротермальных растворах, что объясняется большей по сравнению с Au устойчивостью комплексных ее соединений в описанных условиях.

В офиолитовых поясах широко распространены линзы габбро и гранитоидов, обычно габбро-плагиогранитной формации, включенные в гипербазиты. По контакту, благодаря биметасоматическим процессам, развиваются альбитизация, окварцевание, родингитизация, хлоритизация и т.п. По данным А.Ф. Коробейникова и др. [4], в метасоматитах, связанных с гранитоидами офиолитовых поясов, концентрация золота увеличивается в 5-10 раз благодаря перераспределению его флюидами. В зонах интенсивного метаморфизма зеленокаменных поясов по контактам базит-гипербазитов пород со щелочными и гранитоидными образованиями встречаются бескорневые золотосодержащие силикситы, генезис которых также объясняется реакционным взаимодействием контрастных по химическому составу пород [10]. Несомненный интерес в этом отношении представляют также золотосодержащие родингиты, встречаемые в альпинотипных гипербазитах в виде будинированных линз [9].

Обзор известных на Дальнем Востоке месторождений золота и платины говорит о том, что большинство из них формировалось при участии сравнительно низкотемпературных гидротермальных растворов [11]. Для них характерна тесная ассоциация золотой и платиновой минерализации, как например, в россыпных месторождениях бассейнов рек Чад и Кондер, Ариаднинском, Тигровом и Кокшарском (Сихотэ-Алинь), Гродеково (Западное Приморье) и т.п. Здесь вокруг зерен платиноидов наблюдаются вторичные каемки, содержащие золото, олово, сурьму, теллур - компоненты, более характерные для рудных

зон близлежащих гранитоидов, что позволило предположить полную переработку мелких ультраосновных тел крупными интрузиями гранитоидов [18].

В этой связи особый интерес представляют способы и формы переноса золота и платины, механизмы их концентрации и отложения. Оценка рудогенерирующих возможностей магматических флюидов была выполнена экспериментально на основе изучения распределения золота и платины в ходе опытов между водно-хлоридным флюидом и базальтовым расплавом при температуре 1100-1350°C и давлении 500 МПа [2]. В результате установлено, что в изученном диапазоне параметров растворимость платины во флюиде превосходит таковую золота и линейно связана обратной зависимостью с величиной температуры. Показано, что экстрагирующие способности магматических флюидов для золота и платины, по крайней мере, сопоставимы, а флюидный перенос благородных металлов может иметь рудогенерирующее значение. В этой связи определенный интерес представляет оценка растворимости золота и платины в гидротермальных условиях, выполненная для водно-хлоридных растворов при 300-500°C [6, 16]. Полученные авторами этих работ результаты обнаружили, что растворимость платины нередко превосходит таковую для золота, и подтвердили существенную роль гидротермального процесса в минералообразовании платины, значение которой до последнего времени явно недооценивалось.

Цель нашей работы - изучить биметасоматическое взаимодействие (в диапазоне 300-500°C при общем давлении 100 МПа) в пакетах пород, моделиру-

ющих контакт дунита с плаггиогранитом или габбро, и оценить растворимость золота и платины в сосуществующих водно-хлоридных флюидах, физико-химические параметры которых буферизируются этими пакетами. Выполненные эксперименты позволили объяснить механизм формирования альбититов и родингитов в едином цикле метаморфизма офиолитов и оценить влияние контактных зон между породами, изначально контрастными по химическому составу, на подвижность золота и платины в этих условиях. Особенности химического состава альбититов и родингитов, рассматриваемые обычно как результат самостоятельных натриевой или кальциевой ветвей метасоматизма, объясняются различным характером встречной диффузии ряда компонентов единого процесса.

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Опыты проводились в автоклавных печах по методике, детально описанной в работе [3]. Для набивки колонок использовали Pt-трубки: высотой 25мм, диаметром 3-5 мм с толщиной стенки 0,1 мм. Одна из половин трубки наполнялась тонкоперетертым, практически неизменным дунитом, другая - порошком габбро или плаггиогранита. Пористость уплотненного порошка при набивке вручную составляла 28-40% об. В опытах использованы образцы пород, любезно представленные А.М.Ленниковым и С.А.Щекой (табл.1). Трубки, слегка сжатые по концам, но проницаемые для флюида, помещались внутрь Au- или

Pt-ампул (9x0,2x80 мм), заполняемых перед герметизацией раствором в соответствии с коэффициентом заполнения для требуемых Р-Т параметров опыта. Стенки этих ампул служили в ходе эксперимента источником Au или Pt. В качестве исходных использовались растворы NaCl и бидистиллированная вода. Длительность опытов, требуемая для достижения равновесных концентраций Au и Pt, мы установили кинетическими сериями длительностью от 50 до 500 час. В результате были построены кривые изменения концентрации Au в растворах, закаленных после опытов с силикатной нагрузкой и без нее (в холостых) [см.14, 15]. Было показано, что равновесные концентрации Au, и петрогенных компонентов устанавливаются в течение первых 3-х суток. Это соответствует данным Р.П.Рафальского [17], утверждающего, что в системах гранит-, габбро-, амфиболит-раствор и т.п., даже при 250°C, равновесие устанавливается в течение первых суток. Анализ кинетических кривых растворения Pt при fO_2 , задаваемой смесями Hem-Mgt или Ni-NiO, даже при минимальной из использованных нами температур - 300°C обнаружил, что равновесные концентрации Pt достигаются в растворах в течение первых 72 час. Это позволило ограничить длительность основного объема опытов 120-400 часами (в зависимости от температуры).

Микроанализ колонки, сформированной в ходе опыта и затем разрезанной по длинной оси, проводился вдоль одной из ее половин на зонде "Camebax"

Таблица 1.

Состав пород, использованных в опытах по моделированию (масс.%)

Компоненты	Плаггиогранит	Гранодиорит	Габбро	Дунит
SiO ₂	74,05	65,14	46,10	42,32
TiO ₂	0,21	0,46	0,78	0,07
Al ₂ O ₃	13,80	16,08	16,39	0,51
Cr ₂ O ₃	н/обн	н/обн	н/обн	0,08
Fe ₂ O ₃	0,39	1,64	2,29	2,36
FeO	2,13	3,61	6,83	6,36
MnO	0,04	0,11	0,17	0,43
MgO	0,97	1,84	8,27	46,99
CaO	0,79	4,75	13,59	0,42
Na ₂ O	6,37	3,56	1,87	0,19
K ₂ O	0,13	1,80	0,32	0,09
P ₂ O ₅	н/обн	0,13	0,17	н/обн
H ₂ O	н/обн	н/обн	0,14	н/опр
П.п.п.	0,69	0,80	2,67	н/опр
Сумма	99,57	99,92	99,59	99,82

(ИЭМ РАН) сканированием по профилям, параллельным линии контакта колонки. Это позволяло фиксировать изменение химического состава при формировании реакционных зон; иногда анализировался и состав дискретных зерен. Вторая половина колонки использовалась для рентгенофазового анализа на аппарате ДРОН-3. Величина pH закаленных растворов измерялась прибором "Radekis. OR-205" в стеклянных микрочайках с точностью $\pm 0,05$ ед.

Концентрации калия, золота и платины в закаленных растворах анализировались атомно-абсорбционным методом на спектрометре фирмы Хитачи. Методика подготовки растворов с предварительным концентрированием Au в диоктилсульфид описана в работе [6]. Pt предварительно экстрагировалась в алкиланилин и определялась тем же методом с чувствительностью $\pm 0,2$ г. Для повышения последней в раствор добавляли $\text{La}(\text{NO}_3)_2$. Кремний анализировали фотокалориметрически, кальций - методом титрования.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ

Рентгеновский анализ колонок, сформировавшихся по пакету гранит/дунит, обнаружил полную идентичность фазового состава как после опытов в воде, так и в растворах NaCl. При 300°C в направлении от гранита к дуниту разгивается зональность: [кварц (Qtz) + альбит (Ab) + биотит (Bi) + хлорит (Chl) + смектит (Sm)] Ю [Ab + Bi + Chl + Qtz + тальк (Ta)] Ю [оливин (Ol) + серпентин (Srp) + Ta + Sm] Ю [Ol + Srp + Sm]. Кроме того, наблюдаются альбитизация исходного олигоклаза, хлоритизация биотита, в реакционных зонах эндо- и экзоконтактов появляется тальк, частично серпентинизируется оливин. При 400°C серпентинизация оливина отсутствует и в зоне альбитита формируется Na-амфибол (Na-Amf) в стехиометрии глаукофана: [Ab + Na-Amf + Chl + Qtz] Ю [олигоклаз + Ta + Chl] Ю [Ta + Ol] Ю Ol. При 500°C зональность имеет вид: [Ab + Na-Amf + Qtz] Ю [олигоклаз + Ta + Qtz + Chl] Ю [диопсид + Ta] Ю [Ta + Ol] Ю Ol. Биметасоматический характер зональности обусловлен встречной диффузией Ca + Si и Mg. Более подробно зональность и составы новообразованных фаз описаны нами в работе [14].

Характер изменения валового химического состава в процессе формирования реакционных колонок свидетельствует о высокой подвижности Si, Na и Al в зонах развития альбитита. Ширина таких зон достигала в опытах 0,2 мм. Последние формировались в эндоконтакте гранита даже в тех случаях, когда исходный флюид задавался чистой водой. Привнос Mg в гранит был незначительным и фиксировался образованием по его периферии узкой ($< 0,01$ мм) плагиоклаз-тальковой зоны. Миграция Ca из гранита в сторону дунита сопровождается формированием реакционной диопсид-тальковой зоны, локализующейся непосредственно по контакту.

Отсутствие выноса Na из гранита в дунит явилось особенностью формирования альбититов и отличало его от процесса образования родингитов по пакету габбро/дунит.

Характер изменения pH закаленных растворов говорит о взаимодействии флюида с колонкой пород при формировании зональности, в ходе которого происходит выравнивание щелочности-кислотности реакционного флюида по отношению к исходным значениям. Так растворы $3\text{mNaCl} + 10^{-3}\text{mNaOH}$ и H_2O приобретают после опытов при 400°C величину pH равную 5,29 и 5,05, а при 500°C - 5,75 и 5,61, соответственно. Это иллюстрирует буферное влияние присутствующего пакета пород на кислотность растворов, которое выражается в насыщении последних петрогенными компонентами. Высокая растворимость Si в щелочных Na-содержащих хлоридных флюидах приводит к появлению ряда его сложных комплексов, некоторому уменьшению в этой связи активности воды и пересыщению (в сравнении с нейтральной средой) растворов SiO_2 [21]. Д.С.Глюк и А.А.Хлебников экспериментально показали в [1], что присутствие гранитной шихты уменьшает концентрацию Au в растворах HCl в 5-10 раз. Присутствие колонки гранит/дунит в наших опытах снижает молярную концентрацию Au уже примерно на 2 порядка. Иная картина наблюдается при использовании в качестве исходного раствора воды. В этом случае содержание Au в закаленных растворах составляло (при 500°C, 1 кбар, в гр/литр): $1,06 \cdot 10^{-4}$, $4,87 \cdot 10^{-4}$, $6,20 \cdot 10^{-4}$ и $7,62 \cdot 10^{-4}$ в холостых опытах, в присутствии колонок габбро/дунит, гранит/дунит и ассоциации пирит+гематит+магнетит, соответственно [15]. В отсутствие хлоридов, таким образом, состав твердофазовой буферной ассоциации мало влияет на транспортные свойства флюидов в отношении Au. Зависимость, отмеченная между концентрациями Au и Si в хлоридной среде, может объясняться влиянием на активность воды комплексообразования Si [21], изменением характера комплексообразования Au от чисто хлоридного $[\text{AuCl}_4]^-$ в кислой среде до различной степени сложности $[\text{AuCl}_2(\text{H}_2\text{O})(\text{OH})]^\circ$ или $[\text{AuCl}_2(\text{OH})_2]^-$, в нейтральных и щелочных [5, 8] и т.п.

Существующие данные говорят о том, что в малосульфидных системах присутствие хлоридов щелочных металлов создает среду, благоприятную для транспорта Au [5, 10, 23 и др.]. Результаты рассмотренных экспериментов свидетельствуют о том, что транспортные свойства водно-хлоридных флюидов, в свою очередь, зависят от состава вмещающих пород тем больше, чем сильнее отклоняются кислотно-основные свойства последних от нейтральных. Буферный механизм обусловлен интегральным эффектом серии реакций гидролиза, протекающих одновременно в разных зонах формирующейся колонки и подробнее рассмотренных в [15]. В ходе взаимодействия буферной

Таблица 2

Содержание компонентов (гр/литр) в закаленных растворах в зависимости от температуры, $P_{\text{общ}} = 100$ МПа

Растворы	H ₂ O		1m NaCl			1m NaCl + 10 ⁻³ m HCl		1m NaCl + 10 ⁻³ m NaOH	
	300°C	500	300	400	500	400	500	400	500°C
SiO ₂	1,30 · 10 ⁻³	0,151	0,068	0,145	0,353	н/опр	0,901	н/опр	1,713
K ₂ O	1,50 · 10 ⁻⁴	7,28 · 10 ⁻³	0,028	0,106	0,178	н/опр	3,580	н/опр	1,172
Au	1,03 · 10 ⁻⁵	6,20 · 10 ⁻⁴	3,00 · 10 ⁻⁵	1,23 · 10 ⁻⁴	1,20 · 10 ⁻⁴	1,07 · 10 ⁻⁵	5,39 · 10 ⁻⁵	н/опр	4,21 · 10 ⁻⁵
Au*	4,26 · 10 ⁻⁶	1,06 · 10 ⁻⁴	н/опр	4,40 · 10 ⁻³	8,23 · 10 ⁻³	7,81 · 10 ⁻³	1,82 · 10 ⁻²	н/опр	1,49 · 10 ⁻³
Pt	2,45 · 10 ⁻⁵	7,60 · 10 ⁻⁵	1,54 · 10 ⁻⁴	1,70 · 10 ⁻³	1,82 · 10 ⁻³	5,70 · 10 ⁻⁴	н/опр	1,16 · 10 ⁻³	1,26 · 10 ⁻³
Pt*	1,50 · 10 ⁻⁶	4,01 · 10 ⁻⁵	6,98 · 10 ⁻⁵	7,17 · 10 ⁻⁴	1,99 · 10 ⁻³	4,39 · 10 ⁻⁴	н/опр	1,82 · 10 ⁻³	2,03 · 10 ⁻³

Примечание: * - концентрация в "холостых" опытах (т.е. без пакета силикатных пород)

руются как кислотно-основные параметры растворов, так и их окислительно-восстановительный потенциал, поскольку используемые породы включают оливин-магнетит-кварцевую ассоциацию.

Влияние силикатной нагрузки на растворимость компонентов-примесей рассмотрено нами на примере поведения золота и платины. При сопоставлении концентрации Au в хлоридных растворах после опытов в присутствии колонки пород и без нее обнаружено следующее. Разница в валовой концентрации Au между первым и вторым случаем достигает примерно 2-х порядков, обнаруживая в первом из них зависимость, обратную величине концентрации Si в растворе, по крайней мере при 500°C (табл.2). Сравнение концентраций золота и платины говорит о том, что взаимодействие раствора с колонкой гранит/дунит в ходе опыта заметного влияния на растворимость платины, в отличие от золота, не оказывает. В воде растворимость платины измеряется величинами одного порядка, оставаясь в буферизуемых растворах несколько выше по сравнению с холостыми опытами. В хлоридных растворах расхождение, в ту или иную сторону, не выходит за пределы точности анализа. С целью исключить влияние возможного осаждения металла на стенки внутренних ампул, мы провели ряд параллельных серий опытов, когда колонка пород помещалась во внешнюю большую ампулу и контактировала с раствором непосредственно. Результаты определений и Au, и Pt в этих случаях оказались близки к полученным в опытах с двойными ампулами, что подтверждает равновесный характер приводимых величин.

Контактово-реакционное биметасоматическое взаимодействие между базитами и гипербазитами изучено нами ранее и детально описано в работах [12, 13], в этой связи ниже мы лишь кратко перечисляем его продукты. Так, при 300 и 400°C ($P_{\text{общ}} = 100$ МПа) колонки формирующейся зональности накладываются на фоновую пренинизацию исходного плагиоклаза всего слоя габбро. При 500°C и выше плагиоклаз габбро интенсивно анортизируется. Эта эволюция плагиоклаза сопровождается, в отличие от процесса формирования альбититов, интенсивным выносом натрия во флюид, часть которого уже в пределах ультрабазитов фиксируется в виде примеси к новообразованным тальку и диопсиду. Серпентинизация с сохранением реликтов исходного оливина и новообразованный, более железистый, оливин и монтичеллит, появляются в растворах 0,1mCaCl₂ и прослеживаются по всему объему дунита. Увеличение активности Ca при использовании растворов CaCl₂ приводит к появлению кальциталька в экзоконтакте габбро. При этом в эндоконтакте габброидов (в диапазоне 400-550°C), формируются минеральные ассоциации типичных родингитов: гроссуляр+диопсид+везувиан+плагиоклаз и т.п., отделенные от гипербазитов узкой реакционной хлоритовой каймой, что обнаруживает аналогию с природной обстановкой, как, например, в родингитах Северного Сахалина [7]. Моделирование контактово-го взаимодействия между базитами и гипербазитами подтверждает, таким образом, метасоматическую природу формирования родингитов по габброидам, диопсидитов и талькитов по ультрамафитам, что остается справедливым и для полосчатых базит-ультраба-

Таблица 3

Состав закаленных растворов, гр/литр (300°C, 100 МПа, 500 час., 1mNaCl)

Компоненты	Состав пород в колонке	
	габбро/дунит	плагиигранит/дунит
SiO ₂	1,21 · 10 ⁻²	6,80 · 10 ⁻²
K ₂ O	1,74 · 10 ⁻³	2,80 · 10 ⁻²
CaO	3,20 · 10 ⁻²	7,30 · 10 ⁻²
MgO	5,80 · 10 ⁻⁴	1,42 · 10 ⁻³
Fe ₂ O ₃	1,40 · 10 ⁻⁴	3,09 · 10 ⁻⁴
Al ₂ O ₃	6,12 · 10 ⁻⁴	2,48 · 10 ⁻⁴
Сумма	0,47172	0,170977
Au _{aq}	4,61 · 10 ⁻⁵	2,99 · 10 ⁻⁵

зитовых комплексов. Измерение pH закаленных растворов, в свою очередь, иллюстрирует буферное воздействие базит-гипербазитового пакета пород на кислотность формирующихся растворов. Несмотря на различия pH исходных растворов после опытов, эта величина составила около: 6,3, 5,8 и 5,6 при 300, 400 и 500°C, соответственно.

Принимая во внимание некоторые особенности золоторудной минерализации в родингитах Дальнего Востока [9], мы определили концентрацию Au в растворах, формирующихся в ходе биметасоматического взаимодействия габбро/дунит методом, описанным выше. При 500°C (P_{общ} = 100 МПа) в воде и растворах 1mNaCl она составила 4,87 · 10⁻⁴ и 1,2 · 10⁻⁴ г/л, соответственно. Эти значения оказались близки содержанию Au в растворах, буферлируемых пакетом гранит/дунит. Более полная характеристика состава растворов, формирующихся при взаимодействии с разными пакетами пород, приведена в Табл.3. Таким образом, по крайней мере при 300°C, в хлоридной среде в ходе взаимодействия гранит/дунит формируется флюид с явно повышенной общей минерализацией, особенно в части петрогенных Si, K, Ca и Mg, что оказывает влияние на поведение и таких компонентов как Au.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Контактово-реакционное взаимодействие между контрастными по исходному составу породами оказывает существенное влияние на химические параметры гидротермальных растворов, формирующихся в подобной обстановке и, соответственно, на способность их к массопереносу различных компонентов. При этом, в случае взаимодействия базитов с гипербазидами, результирующий флюид приобретает натриевую специфику благодаря выносу Na из габброидов в ходе их метасоматического преобразования в родингиты. В зонах контакта гранитоидов с ультрабазидами в тех же условиях формируются растворы, пересыщенные кремнекислотой, что способствует ее пере-

отложению в благоприятной обстановке вместе с Au в составе силикитов. В таком случае Na не выносится за пределы гранитоидных тел, что приводит к формированию в составе альбититов щелочных амфиболов. Примером подобной золоторудной минерализации в основных, ультраосновных породах и альбититах, развитых по контакту их с гранитоидами, может служить месторождение Рудепурт в архейской формации Мотиба в Южной Африке [19].

Различия растворимости Au и Pt в водно-хлоридной обстановке свидетельствуют о разном их поведении зонах подобных контактов. Отличие в подвижности Au и Pt обнаруживается при сравнении их валовых концентраций в водных и водно-хлоридных растворах. Если в водном флюиде, буферлируемом силикатным пакетом, растворимость Au близка или превышает растворимость Pt, то в хлоридных растворах концентрация Pt заметно выше. Это, скорее всего, свидетельствует о более высокой активности и устойчивости растворимых комплексов Pt по сравнению с таковыми Au в изученных условиях. Контакты типа гранит/дунит, таким образом, являясь геохимическим барьером для Au, не влияют на миграционную способность Pt. Возможно рассмотренное отличие в поведении Au и Pt в хлоридных растворах объясняет также формирование "метасоматических" каемок золота вокруг зерен платиновых минералов, описанное для многих месторождений Дальнего Востока [11, 18 и др].

ВЫВОДЫ

Биметасоматическое взаимодействие между базитами и гипербазидами формирует слабощелочные флюиды существенно натриевого профиля и вызывает появление родингитов. Тот же процесс на контакте гранитоидов с гипербазидами инициирует натровый автометасоматоз гранитоидов и формирование альбититов. В последнем случае генерируются близнейт-

ральные растворы, обогащенные Si, K, и Ca. В присутствии флюида контактовое взаимодействие подобных пород способствует осаждению Au. При этом чем выше концентрация Si, тем менее устойчивыми оказываются в растворах комплексы Au, способствуя его осаждению, например, вместе с кварцем в составе силикситов.

Различия в растворимости Au и Pt, установленные при изучении контактово-биметасоматического взаимодействия между описанными породами, говорят о возможном разделении путей миграции этих компонентов во флюидах, формирующихся в подобных условиях. Такое поведение благородных металлов в гидротермальных условиях объясняет возможность их перераспределения и концентрации в процессе взаимодействия существенно водных растворов с вмещающими породами. В частности, подобный механизм может объяснить некоторые особенности накопления Au и Pt в офиолитах Хуан де Фука или Срединно-Атлантического хребта [20].

Относительно высокая растворимость Pt в хлоридной обстановке объясняет механизм ее ремобилизации гидротермальными растворами и обращает внимание на возможное участие подобных процессов в формировании рудопроявлений, описанных для Кондерского массива [11], месторождений типа Pt-Cu-Au на юго-востоке штата Вайоминг [24], Pt-Pd - Стиллуотер в Бушвельдском комплексе [19] и т.п. Сопоставимость величин растворимости Au и Pt в гидротермальных условиях, вместе с изменением в последнее время бортовых содержаний для руд благородных металлов, в свою очередь, поднимают вопрос о ревизии подходящих месторождений золота на платину.

Более высокая устойчивость растворимых комплексов Pt по сравнению с таковыми Au в сложных, насыщенных кремнеземом растворах может служить объяснением многочисленных находок в центральной части Тихого океана железо-марганцевых конкреций с высоким содержанием Co, Pt, практически лишенных Au [22], и иллюстрировать, тем самым, высокую миграционную способность Pt даже в условиях относительно низкой температуры и небольшого давления.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований проект 94-05-16101.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глюк Д.С., Хлебников А.А. Растворимость золота в воде, растворах HCl, HF, хлоридов, фторидов, карбонатов и бикарбонатов натрия и калия при давлении 1000 кг/см² // Докл.АН СССР. 1980. Т.254. № 2. С.475-479.
2. Горбачев Н.С., Налдретт А., Бругманн Г. и др. Экспериментальное изучение распределения платиноидов и золота между водно-хлоридным флюидом и базальтовым расплавом // Докл.АН. 1994. Т.335. N.3. С.356-358.
3. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука. 1989.
4. Коробейников А.Ф., Гончаренко А.И. Золото в офиолитовых комплексах Алтае-Саянской складчатой области // Геохимия. 1986. №3. С.328-338
5. Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра. 1981.
6. Лихойдов Г.Г., Некрасов И.Я. Растворимость золота при 500 и 600°C ($P_{\text{общ}} = 1$ кбар) в присутствии оксидов и сульфидов железа // Докл.АН. 1992. Т.323. №2. С.294-298.
7. Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П. Родингиты Северного Сахалина и физико-мические условия их формирования // Тихоокеанская геология. 1992. №2. С.53-65.
8. Мицюк Б.Н., Миронов А.Г., Плюснин А.М., Беломестнова Н.В. Исследование сорбции золота кремнеземом различной природы из разбавленных хлоридных, тиосульфатных и аммиачных растворов // Геохимия. 1990. № 6. С.860-870.
9. Мурзин В.В., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О. и др. Медистое золото в зонах родингитизации // Геология рудных месторождений. 1987. N5. С.96-100.
10. Некрасов И.Я. Геохимия. минералогия и генезис золотородных месторождений. М.: Наука, 1991.
11. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Залищак Б.Н., Сапин В.И. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994.
12. Плюснина Л.П., Зарайский Г.П. Экспериментальное моделирование контактово-реакционных процессов в базит-гипербазитовых комплексах // Докл.АН. 1991. т.319. №2. С.475-478.
13. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Зарайский Г.П. Физико-химические условия формирования родингитов по экспериментальным данным // Петрология. 1993. Т.1. №5. С.557-568.
14. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Зарайский Г.П., Афанасьева Т.Б. Взаимодействие гранит-дунит и растворимость золота в водно-хлоридных растворах при 400-500°C, 1 кбар // Петрология. 1995. Т.3. №2. С.214-222.
15. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Некрасов И.Я. Растворимость золота в условиях взаимодействия контрастных по химизму пород с водно-хлоридными растворами при 500°C, 1 кбар // Докл.АН. 1994. Т.336. №6. С. 817-819.
16. Плюснина Л.П., Некрасов И.Я., Щека Ж.А. Экспериментальное исследование растворимости платины в водно-хлоридных растворах при 300-500°C и 1 кбар // Докл.АН. 1995. Т.340. №4. С.525-527.
17. Рафальский Р.П. Взаимодействие раствор-порода в гидротермальных условиях // М.: Наука. 1993.
18. Щека С.А., Вржосек А.А., Сапин В.И. и др. Преобразование минералов платиновой группы из россыпей Приморья // Минералогический журнал. 1991. №1. С.31-40.
19. Boudreau A.E., Mathez E.A., McCallum J.S. Geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes:

- evidence for transport of the Pt-group elements by Cl-rich fluids // Jour. Petrology. 1986. V.27. P.967-986.
20. Crocket J.H. PGE in mid-ocean ridge volcanic exhalites: a major fractionation of PGE from gold // Canad. Mineral. 1990. V.28. P.639-648.
21. Fournier R. A method of calculating quartz solubility in aqueous sodium chloride solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V.47. No 3. P.579-586.
22. Hein J.K., Schwab W.C., Davis A.S. Cobalt and platinum-rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall island // Marine Geol. 1988. V.78. P.255-283.
23. Hemley J.G., Hunt J.P. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems // Econ. Geol. 1992. V.87. No 1. P.23-43.
24. Nyman M.W., Scheebs R.W., Bodnar K. Fluid inclusion evidence for the physical and chemical conditions associated with intermediate temperature PGE mineralization at the New Rambler deposit, South-eastern Wyoming // Canad. Mineral. 1990. V.28. P.629-638.

Поступила в редакцию 11 ноября 1994 г.

L.P.Plyusnina, G.G.Likhoidov

Contact interaction of granitoids and gabbro with ultramafites, and its impact on gold and platinum mobility

Gold and platinum solubility was studied at 300-500°C and 100 MPa in various aqueous-chloride solutions interacted with packets of granite/dunite and gabbro/dunite rocks. The resultant bimetasomatic zonation is conditioned, in the former case, by counterdiffusion of Ca + Si with Mg, and it evolves against a background of desilication of granite with its albitization; and in the latter case, rodingitization is caused by counterdiffusion of Ca + Na and Mg accompanied by the process of talc and diopside forming in ultramafites. Buffering of physical-chemical parameters of the solutions by rock cores, used in the experiments, was described. Inverse dependence between Si and Au solubility in the quenched solutions was revealed. It was concluded that the contacts of the rocks, contrasting in silica content, can initiate a geochemical barrier, bringing about Au precipitation. Experiments proved Pt high mobility in aqueous-chloride solutions, which is explained by a higher stability, in comparison with Au, of its compounds under the described conditions.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОЛИБДЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПРАВОУРМИЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИАМУРЬЕ)

Б.И.Семеняк, В.А.Пахомова, Б.Л.Залищак, П.Г.Коростелев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток

подавляющее большинство оловорудных месторождений Дальнего Востока России сопровождается молибденовой минерализацией, соответствующей раннему этапу развития рудно-магматической системы. Одним из примеров подобного совмещения столь разнотипной минерализации является Правоурмийское вольфрам-оловянное грейзеновое месторождение. Здесь молибденовая минерализация установлена в составе двух минеральных парагенезисов: раннего шеелит-висмутинового (ниже уровня промышленного оловянного оруденения) и позднего вольфрамит-висмутового (нижние горизонты оловорудных тел). Отложение минералов первого парагенезиса происходило из близнеутрального или слабокислого гидротермального флюида, обогащенного $K, Na, Mg, Ca, Al, Fe, Cl, CO_2$, в меньшей степени F и S , часть из которых поступала из остаточного магматического очага, другая часть мобилизовывалась из вмещающих пород. Минералообразование происходило на фоне падения температуры от 440 до 180°C и давления 550-450 бар. Поздний молибденсодержащий парагенезис формировался из кислого (рН 3-4) гидротермального флюида, обогащенного K, Fe, Ca, F, Cl, CO_2 и рудными компонентами при температуре 530°C, и давлении 600-500 бар.

Широкое развитие молибденовой минерализации в обрамлении Верхнеурмийского гранитного массива свидетельствует о его высокой потенциальной молибденоносности, которая оказалась нерезализованной из-за недостаточной тектонической проработки на раннем этапе развития рудно-магматической системы.

ВВЕДЕНИЕ

Вопреки мнению отдельных авторов [11] о пространственной разобщенности оловянной и молибденовой минерализации признаки последней обнаружены на большинстве оловорудных объектов различных генетических типов [7]. Одним из примеров такого пространственного совмещения, рассмотренным в этой работе, является Верхнеурмийский рудный узел и, в частности, Правоурмийское месторождение. На основании изучения минерального состава молибденсодержащих парагенезисов и флюидных включений в жильных минералах получены новые данные о физико-химических условиях минералообразования.

Правоурмийское вольфрам-оловянное грейзеновое месторождение расположено на территории Солнечного района Хабаровского края в 40 км к югу от станции Герби БАМ (рис.1). Месторождение занимает центральную часть Верхнеурмийского рудного узла - самого крупного в Баджальском рудном районе, где кроме олова и вольфрама широко проявлена молибденовая минерализация как в пределах Верхнеурмийского гранитного массива в связи с кварц-мусковитовыми грейзенами, так и в его восточном экзоконтакте в молибденсодержащих кварц-полевошпатовых жилах и прожилках. Правоурмийское месторождение расположено в 5 км от восточного контакта Верхнеурмийского гранитного массива над полого



Рис.1. Расположение Правоурмийского месторождения

погружающейся кровлей Баджальского криптобатолита и приурочено к одному из его выступов [9].

Месторождение представлено метасоматической жильно-прожилковой зоной, слагающей линейный штокверк среди сидерофиллитовых метасоматитов, и приурочено к всياщему контакту субширотной дайки гранит-порфиров в толще кристаллокластических риолитов. Протяженность рудной зоны свыше 5 км при мощности от 10 до 50 м, падение северо-западное под углами 30-50°, погружение восточное (5-8°).

Оловорудные тела месторождения образованы сближенными S-образными метасоматическими жилами и прожилками, сгруппированными в серию кулис, и сложены сидерофиллит-кварц-топазовыми грейзенами с обилием рудных минералов (касситерит, вольфрамит, арсенопирит, халькопирит, борнит и др.). На верхних горизонтах сидерофиллит-кварц-топазовые грейзены переходят в слабо оловоносные кварц-турмалиновые жилы и метасоматиты с обилием халькопирита, арсенопирита и сульфостаннатов, которые еще выше сменяются турмалин-хлоритовыми, хлоритовыми метасоматитами и прожилками с пирротинном и сфалеритом. С глубиной оловоносные сидерофиллит-кварц-топазовые грейзены сменяются топазовыми метасоматитами с вольфрамитом и убогими концентрациями олова.

С горизонта 1510 м были пройдены две вертикальные буровые скважины, которые вскрыли на глубоких горизонтах месторождения со стороны лежащего контакта рудной зоны редкие кварц-полевошпатовые жилы и прожилки с молибденитом, шеелитом,

вольфрамитом и висмутином (рис.2). Прожилки ориентированы под большим углом к оси керна (близким к 90°) и имеют четкие ровные контакты. Нижняя граница распространения этой минерализации не установлена. Обилие прожилков, постоянство их состава и морфологии на большом вертикальном интервале позволяют считать, что молибденовая минерализация глубоких горизонтов месторождения образует рассеянный штокверк, возможно, уходящий корнями в граниты выступа Баджальского криптобатолита.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выяснение геологической позиции молибденовой минерализации, особенностей минерального состава, текстур и структур осуществлялось традиционными методами геологической документации горных выработок и керна скважин, в лабораторных условиях использовалась оптическая микроскопия в проходящем и отраженном свете.

Для выяснения физико-химических условий процесса рудоотложения изучались флюидные включения (ФВ) с определением температуры, давления и состава компонентов.

Термометрические исследования ФВ проводились по общепринятой методике с учетом рекомендаций, изложенных в работах [5,10,13]. Для опытов с ФВ использовалась термопара конструкции М.Н.Кандинова (ВИМС) с хромель-алюмелевой термокамерой (погрешность измерений температуры в интервале 50-550°C не более $\pm 5^\circ\text{C}$).

Абс. отм

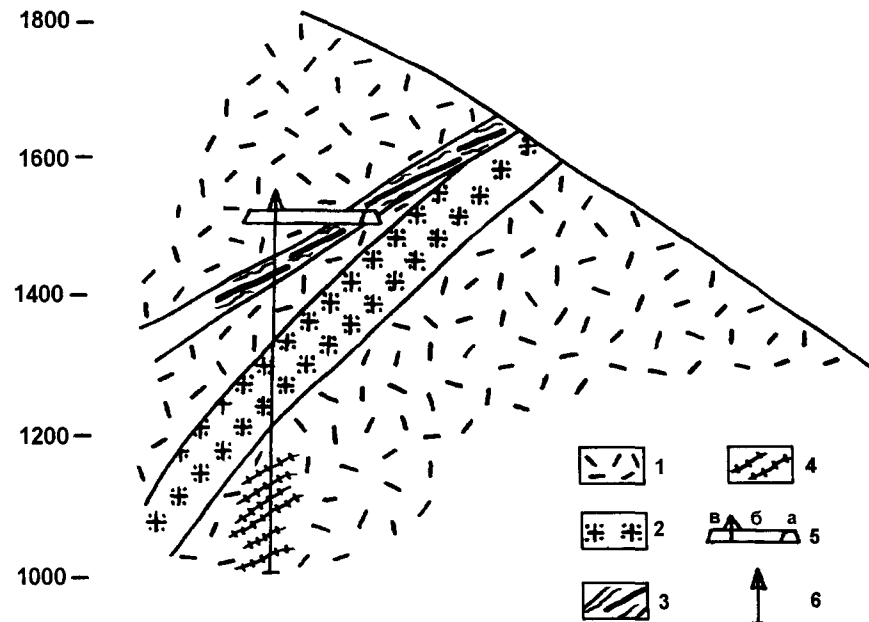


Рис.2. Схематический разрез Праворурмийского месторождения.

1-кристаллокластический риолит; 2-гранит-порфир; 3- оловоносный линейный штокверк; 4- молибденосодержащие жилы и прожилки; 5- разведочная штольня (а),буровой квершлаг (б), буровая камера (в) ; 6- буровая скважина.

Состав индивидуальных ФВ определялся криометрическим методом, разработанным А.С.Борисенко [2] и Э.Реддером [12]. Опыты по замораживанию включений проводились в криокамере конструкции Ю.С.Парилова (КазИМС) с медь - константановой термопарой в диапазоне температур (+25)-(-125)°С. При использовании числового вольтметра В7-21 погрешность измерения температуры не превышала $\pm 0,2^\circ\text{C}$. Для диагностики кристаллов, выпадающих из растворов при замораживании включений, привлекались данные из работ [2,3,6]. Концентрация растворов во включениях определялась по температурам плавления льда и газгидрата - в зависимости от состава включений.

Давление оценивалось по включениям, содержащим CO_2 - по изохоре для данной плотности углекислоты при температуре гомогенизации ФВ; привлекались также значения Р/Т, рассчитанные В.Б.Наумовым по экспериментальным данным и другие диаграммы.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ МОЛИБДЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

На Правоурмийском месторождении молибденовая минерализация обнаружена в составе двух минеральных парагенезисов, различающихся набором минералов, но сохраняющих элементный состав.

Ранний молибденсодержащий парагенезис установлен в составе адуляр- кварцевых прожилков, вскрытых вертикальными буровыми скважинами ниже уровня промышленного оловянного оруденения (см. рис.2). Мощность прожилков изменяется от 2-3 мм до 2-3 см. Тонкие прожилки имеют простое симметричное строение: зальбанды, мощностью 0,5-1 мм, сложены молочно-белым адуляром, осевые части - водно-прозрачным кварцем. Прожилки большей мощности (0,5-3 см) чаще всего имеют ритмично-полосчатое строение с чередованием кварцевых и адулярных зон, параллельных зальбандам. Интерстиции выполнены флюоритом. Здесь же можно встретить ксеноморфные выделения магнезиального карбоната. Гораздо реже обнаруживаются тонкочешуйчатые хлорит и биотит. Из рудных минералов в составе прожилков установлены молибденит, висмутин, шеелит и вольфрамит. Слабо изогнутые чешуйки молибденита обычно приурочены к кварцевым зонам прожилков, реже - к границе кварца и адуляра и ориентированы параллельно оси прожилка. Ксеноморфные, реже идиоморфные зерна шеелита установлены совместно с адуляром. Обычно идиоморфные дипирамидальные кристаллы шеелита присутствуют у зальбандов, а ксеноморфные - в центральной части ритмичных прожилков. В центральной части крупных зерен шеелита появляются мелкие пластинки вольфрамита. В последнем случае иногда можно наблюдать чешуйки молибденита, огибающие зерна шеелита. Ксеноморфные

выделения висмутина тяготеют к участкам преимущественного развития кварца как в пределах прожилков, так и во вмещающих метасоматитах.

Мощность изменений вмещающих риолитов вдоль прожилков достигает 20-30 см и не зависит от мощности самих прожилков. Изменения представлены биотитизацией, калишпатизацией и окварцеванием. При этом наибольшему изменению подверглась основная масса (базис) риолитов, на отдельных участках вблизи прожилков превращенная в биотит-калишпат-кварцевый метасоматит с участками роговиковой (мозаичной) структуры. Несмотря на это, порфировая структура исходной породы сохраняется за счет реликтовых зерен кварца и пелитизированного плагиоклаза.

На нижних горизонтах промышленного оловянного оруденения, у всячего контакта рудной зоны мелкие чешуйки молибденита установлены в зальбандах мощных метасоматических кварц-топазовых жил в изометричных минеральных обособлениях размером от нескольких миллиметров до 3-4 сантиметров. Набор жильных минералов в них не отличается большим разнообразием и соответствует составу жил продуктивной оловорудной ассоциации. Главным минералом является молочно-белый топаз, иногда с элементами идиоморфизма. Молочный цвет топаза обусловлен обилием газово-жидких включений [1]. Интерстиции между зернами топаза выполнены воднопрозрачным кварцем и, гораздо реже, бесцветным или слабо окрашенным в розовый цвет флюоритом. У зальбандов жил часты оторочки бурого или зеленовато-бурого сидерофиллита. Редкие изогнутые чешуйки молибденита отлагались на границе зерен топаза и кварца. В составе этого парагенезиса широко распространен вольфрамит в виде отдельных крупных (до 1,5 см) кристаллов и их агрегатов. Здесь часты ксеноморфные агрегаты и отдельные идиоморфные кристаллы арсенирита, в которых обнаружены пламевидные реликты лёллингита. Распространенным рудным минералом является висмут самородный, выполняющий интерстиции между жильными минералами, реже образующий округлые каплевидные выделения. В большинстве случаев висмут окружен тонкими каемками виттихенита. Непосредственных контактов молибденита с другими рудными минералами не установлено.

Вмещающими породами являются обычные для Правоурмийской рудной зоны сидерофиллит-кварц-топазовые метасоматиты с реликтами порфировой структуры исходных кристаллокластических риолитов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Реконструкция химического состава и агрегатного состояния рудообразующих флюидов, определение давления и температуры рудообразования прово-

дилось на основании изучения газовой-жидких включений в кварце из прожилков, слагающих рассеянный штокверк на глубоких горизонтах месторождения. После визуально-микроскопического исследования полированных пластин, изготовленных из образцов этих прожилков, газовой-жидкие включения разделены на три группы.

К первой группе отнесены первичные включения, характеризующие условия кристаллизации кварца до момента отложения рудных минералов. Они встречаются в кварце прожилков крайне редко, небольшими группами из 2-5 включений или поодиночке и представляют собой изометричные или негативной огранки вакуоли размером в 10-20 мкм. Многочисленные (от 3 до 6) твердые фазы занимают до 40-50% объема вакуолей, газовый пузырек - 12-15%, остальной объем принадлежит жидкости.

Во вторую группу объединены первично-вторичные включения, которые по внешнему облику и размерам мало отличаются от первичных, но обычно образуют шлейфы во внутренних частях кристаллов кварца, реже располагаются объемно равномерно. Вопрос о сингенетичности этой группы моменту отложения молибденита решается однозначно: во многих случаях кристаллы кварца и молибденита имеют взаимно индуцированные грани; молибденит присутствует во внутренних зонах роста кварца (минерал-спутник, по Н.П.Ермакову); молибденит встречается в виде твердой фазы во включениях этой группы.

Третья группа представлена вторичными включениями и отличается от двух первых крупными размерами вакуолей (от 20 до 70 мкм), отсутствием твердой фазы, широкими вариациями соотношений газ-жидкость. Эти включения выполняют протяженные залеченные трещины, секущие зоны первичных и шлейфы первично-вторичных включений.

Необходимо отметить, что охарактеризованные включения не исчерпывают всего их многообразия в гидротермальных минералах, которое в полной мере отражало бы эволюцию минералообразующих растворов. Это связано с тем, что несмотря на обилие включений во вкрапленниках вмещающих риолитов вблизи прожилков, в самих прожилках и зонах грануляции мелкие зерна кварца почти лишены включений, что объясняется, видимо, перекристаллизацией кварца. Иногда эти зерна содержат вакуоли, размер которых не позволяет провести идентификацию по фазовому составу. Во многих прожилках широко проявлен катаклаз, вызывающий образование многочисленных цепочек вторичных включений, что, в свою очередь, затрудняет определение первичности-вторичности включений. Вместе с тем, располагая данными даже об отдельных ступенях эволюции гидротермального раствора, мы получаем возможность судить о тенденции его развития.

Микроскопические наблюдения над поведением газовой-жидких включений с использованием методов гомогенизации и криометрии позволили установить солевой и газовый состав законсервированных

Таблица.

Результаты термометрических исследований включений в кварце из кварц-адюляровых прожилков с молибденитом (ранний парагенезис)

Группа включений	Температура гомогенизации и (С°)	Криометрия		Предполагаемый компонентный состав	Давление (бар)
		Температура эвтектики (С°)	Солевой состав растворов		
I	440-430	(-59,3)-(-58,5) (-15)-(-14) (Тплавл)	AlCl ₃ ·6H ₂ O FeSiF ₆ ·6H ₂ O	Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, Mo, W, Bi S, Cl, F (CO ₂)**	560-450
		(59,0)-(-57,8) -55 (56,6)-(Тплавл) (-21,5)-(-22,0)	NaCl* CaMgCO ₃ * (CO ₂)** AlCl ₃ ·6H ₂ O CaCl+NaCl+H ₂ O (CO ₂)** KF NaCl* CaMgCO ₃ *		
II	400-350	-23,5 -21,7 -2,3 -56,6 (Тплавл)	NaCl+KCl+H ₂ O NaCl+KF+H ₂ O NaHCO ₃ (CO ₂)**	Si, Al, Ca, Mg, K, Na, Mo, W, Bi S, Cl, F (CO ₂)**	570
III	260-180			Si, K, Na Cl, F, HCO ₃ (CO ₂)**	

Примечания: * - при нормальных условиях существует в твердой фазе; ** - при нормальных условиях существует в газовой фазе.

гидротермальных растворов и определить некоторые физические параметры рудоотложения (таблица).

Во включениях первой и второй групп при комнатной температуре наряду с гематитом и магнезиальным карбонатом присутствуют анизотропные кристаллы с высоким (выше, чем у галита) показателем преломления, растворяющиеся при температуре 75-145°C, идентифицированные по оптическим свойствам [3] и температуре растворения как хлоралюминит ($\text{AlCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). Подтверждением правильности диагностики является температура эвтектики ($T_э$) многофазовых включений, которая соответствует интервалу (-59,2)-(-58,5)°C, что, с учетом понижения $T_э$ многокомпонентных природных растворов по сравнению с температурой бинарной эвтектики ($T_б.э$) любого компонента этой смеси [14], дает основание считать, что это значение обусловлено присутствием в растворе AlCl_3 . Кроме перечисленных твердых фаз в вакуолях включений первой группы иногда отмечается трудно диагностируемая рудная фаза, просвечивающая буровато-красным цветом и занимающая не более 3% объема.

В процессе многочисленных криометрических опытов в составе растворов включений первой группы обнаружена соль, начало растворения которой наблюдается в интервале (-15)-(-14)°C. Эта соль иногда образует ромбические кристаллы, которые на основании справочных данных идентифицированы как $\text{FeSiF}_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

При визуально-оптических наблюдениях углекислота во включениях первой группы не установлена. Однако в области отрицательных температур газовый пузырек деформируется невидимыми в жидкости кристаллами и вновь принимает сферическую форму при нулевых или положительных температурах, что обусловлено присутствием газгидрата $\text{CO}_2 \cdot 5,75\text{H}_2\text{O}$ [13,20], светопреломление которого, в отличие от льда, очень близко к показателю преломления воды. Это свидетельствует о низкой концентрации углекислоты в многофазных включениях первой группы.

При нагревании включений первой группы сначала, как правило, растворяется хлоралюминит (75-140°C), затем исчезает газовый пузырек (220-240°C), после чего в раствор переходят труднорастворимые соли (карбонат) и в интервале 430-440°C наступает полная гомогенизация.

Приступая к расчетам давления в рудообразующей системе допускаем, что её свойства удовлетворительно описываются системой $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ и растворимость NaCl не зависит от давления [20]. При этом можно рассчитать приблизительное давление гомогенизации по соответствующей плотности, составляющей в данном случае 1,167 г/см³. Экстраполяция данных [17] для 440°C по изохорам для 30% раствора NaCl дает значения в момент полной гомогенизации около 560 бар. Эта величина минимальная, так как давление в момент минералообра-

зования может быть равным любому более высокому значению, находящемуся на соответствующей изохоре.

Однако не все многофазные включения первой группы удается гомогенизировать полностью, так как значительная их часть взрывается на разных этапах нагревания. Особенно это касается включений, содержащих рудную фазу. Ориентируясь на температуры частичной гомогенизации (220-240°C) и декрипитации (350-380°C), можно приближенно оценить давление в вакуолях в момент их взрыва, которое заведомо ниже давления, существовавшего в момент захвата включений. Учитывая повышенную концентрацию солей в растворе и используя диаграмму соотношений P-V-T для 30% раствора NaCl [8], определяем, что давление декрипитации равно 450-550 бар.

Криометрическое изучение солевого состава растворов включений в кварце, сингенетичном с молибденитом (вторая группа) показало, что по основным параметрам они сопоставимы с включениями первой группы. Однако, следует отметить увеличение в них концентрации углекислоты, различимой оптическими методами в виде каймы жидкой углекислоты вокруг газового пузырька, наблюдающейся при комнатной температуре; снижение общей концентрации растворов (объем твердой фазы составляет не более 25% объема), а также появление среди солевых компонентов кароббита (KF), кубические кристаллы которого растворяются при размораживании в температурном интервале (+3)-(+4)°C [2]. К этой же группе включений отнесены эпизодически наблюдаемые в кварце сообщества вакуолей, привлекающие особое внимание. Необычность их состоит в совместном нахождении вакуолей с твердыми фазами и небольшим газовым пузырьком (около 15% объема) и существенно газовых углекислотных включений, в которых газовый пузырек занимает до 70-80% объема. При нагревании одна часть включений гомогенизируется в газовую фазу CO_2 , другая - в жидкую фазу H_2O , что свидетельствует о гетерогенном состоянии растворов в момент захвата. Как известно [12], в подобных случаях температура гомогенизации равна истинной температуре. Поскольку температуры гомогенизации этих включений укладываются в интервал 350-380°C, принимаем, что этот интервал соответствует эпизоду отложения молибденита.

Сведения о включениях третьей группы приведены в самой общей форме, поскольку это является предметом особого изучения и находится за рамками данной работы. При выборе представительных экземпляров для исследований мы ориентировались на наиболее ранние разновидности, характеризующие эпизоды минералообразования, по времени близкие отложению рудных минералов.

Температуры эвтектики растворов включений третьей группы меняются скачкообразно. Наличие крис-

таллогидрата с низким светопреломлением и температурой эвтектики $(-23,8)-(-21,7)^{\circ}\text{C}$ свидетельствует о фторидно-хлоридном составе растворов этого периода. Вместе с тем происходит резкое повышение температуры эвтектики, падение концентрации растворов, включения которых не содержат твердых фаз при комнатной температуре, появление в составе растворов нахколита (NaHCO_3), игольчатые кристаллы которого наблюдаются при температуре $(-2,3)-(-2,0)^{\circ}\text{C}$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В предлагаемой работе сделана попытка реконструкции состава гидротермального рудообразующего флюида на основании анализа минеральных ассоциаций и результатов термобарометрических исследований с учетом стехиометричности состава основных минералов и возможных геохимических следствий взаимодействия растворов и вмещающих пород

Наблюдаемые взаимоотношения между минералами молибденосодержащих минеральных ассоциаций в рудном поле Правоурмийского месторождения позволяют выделить два молибденоносных рудных минеральных парагенезиса. Ранний парагенезис установлен на глубоких горизонтах месторождения в составе полевошпатово-кварцевых жил и прожилков и представлен молибденитом, висмутином, шеелитом и вольфрамитом с кварцем, адуляром, флюоритом, магниальным карбонатом, реже с хлоритом и биотитом в качестве жильного выполнения. Поздний парагенезис обнаружен в виде обособлений в зальбандах оловоносных кварц-топазовых жил на нижних горизонтах промышленного оловянного оруденения. Ведущими рудными минералами этого парагенезиса являются вольфрамит, висмут самородный, виттихенит, молибденит, арсенопирит и лёллингит. Обычный для жил касситерит в составе этих обособлений не обнаружен. Минералы жильного выполнения представлены топазом, кварцем, флюоритом, сидерофиллитом.

Для правильной реконструкции состава гидротермального рудообразующего раствора важное значение имеет соотношение катионов и анионов, образующих главные рудные минералы. Поскольку в нашем примере металлы, в основном, присутствуют в виде сульфидов и масса их достаточно велика, нет оснований при воссоздании условий транспортировки и осаждения в виде минеральных форм принимать соотношение металлов и серы существенно отличающимся от стехиометрического.

Минеральный состав раннего парагенезиса, а также состав включений в минералах свидетельствуют, что его формирование происходило из рудоносного флюида, обогащенного $\text{Na}, \text{K}, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Cl}, \text{CO}_2, \text{F}, \text{S}$ при температурах от 440 до 180°C и давлении $570-450$ бар, что соответствует литостатическому давлению на глубинах $2,0-2,5$ км (см. таблицу). Основными солевыми

компонентами растворов являются галогениды смешанного фторидно-хлоридного состава. Небольшие различия в температурах эвтектики растворов первых двух групп включений, по-видимому, обусловлены естественными вариациями концентраций второстепенных компонентов. В ходе эволюции рудоносных гидротерм происходит упрощение состава растворов за счет связывания части компонентов в ранних минеральных фазах, что понижает их общую минерализацию и приводит к скачкообразному изменению как качественного состава растворов, так и их количественных характеристик [18].

Углекислота является обязательным компонентом молибденоносных растворов. Первично гомогенный существенно водный флюид раннего периода рудоотложения, содержащий незначительное количество CO_2 , в ходе эволюции сменяется высокоуглекислотным раствором с ярко выраженной гетерогенностью, связанной, по-видимому, с нарушением параметров равновесия флюидной системы.

Экспериментальные исследования и существующие диаграммы по состоянию системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ показывают [16] сколь узкий интервал температуры и давления остается для этой системы, в котором возможно существование гомогенных растворов при концентрации солей всего лишь 6%. При более высоких концентрациях или при переходе к более "высаливающему" электролиту (например CaCl_2) эффект надкритического "высаливания" еще более реален. Это явление, не получившее пока соответствующей оценки в литературе, за исключением [19], должно иметь принципиальное значение. Очевидно, что фазы, имеющие резко различный состав (углекислотный "газ" и водно-солевая "жидкость"), будут иметь резко различающиеся кинетические характеристики, которые в условиях движения ювенильных растворов обеспечивают эволюцию гидротермальных систем. Не последнюю роль в усилении гетерогенности гидротермальных растворов играет возрастание концентраций фтора. Гетерогенность гидротермальной рудной системы приводит к резкому изменению химических параметров и осаждению растворенных в ней компонентов в виде соответствующих минеральных фаз. Как следствие этого, происходит возвращение системы в гомогенное состояние и процесс из скачкообразного переходит в эволюционный. Подобные изменения химизма растворов могли происходить неоднократно как в результате поступления новых порций растворов, так и в результате постепенного осаждения солевых составляющих гидротерм в процессе их остывания.

Температурный интервал отложения молибденита определен по включениям фторидно-хлоридного типа (вторая группа) и составляет $380-350^{\circ}\text{C}$. Оценки давления в период рудоотложения весьма немногочисленны и получены разными методами. Следует отметить, что величина давления не измеряется, а рассчитывается, а сам результат, как и его достоверность, в

значительной мере зависит от способа расчета и надежности исходных данных. Кроме этого, многочисленные геологические и термобарометрические данные свидетельствуют о том, что давление - наиболее изменчивый параметр гидротермальной системы и его величина испытывает значительные флуктуации. Поэтому единичные оценки не могут характеризовать процесс в целом. Можно лишь предположить, что рудоотложение происходило в условиях умеренных давлений, не опускающихся ниже 450 бар.

Визуально-микроскопические наблюдения минерального состава и характера взаимоотношений минералов раннего молибденосодержащего парагенезиса с использованием результатов изучения газожидких включений в кварце рудоносных прожилков позволяют высказать некоторые соображения о характере изменения физико-химических параметров растворов и источниках рудообразующих элементов. Термобарометрические замеры во включениях (см. таблицу) показали, что отложение минералов происходило из рудоносного флюида при температурах 440-180°C и давлении не ниже 450 бар. Исходные растворы отличались высокой активностью калия, что нашло отражение в формировании адуляровых оторочек в зальбандах рудоносных прожилков и околожилных биотит-адуляр-кварцевых метасоматитов. Источником калия при этом могли быть как остаточные магматические расплавы, формирующие рудоносный флюид, так и (или) вмещающие риолиты, из которых под воздействием рудоносного флюида калий мобилизовывался при замещении первичного калиевого полевого шпата. За счет кальция, освобождающегося при изменении плагиоклазов риолитов, происходит образование карбоната, флюорита и шеелита. Установленная в растворах углекислота способствовала появлению карбоната. Завершается формирование прожилков отложением кварца. Отсутствие в составе первичных включений калия объясняется, по-видимому, полным его использованием при образовании адуляровых оторочек и обогащенных калием околожилных метасоматитов. Наблюдаемые в центре зерен шеелита мелкие включения вольфрамитов свидетельствуют о недостаточной активности кальция на начальных стадиях процесса. Появление молибденита и висмутита отмечают заключительную стадию рудоотложения, когда на фоне падения температуры и возрастания щелочности растворов происходит увеличение активности серы, что приводит к отложению сульфидных минералов.

Образование молибденовой минерализации на нижних горизонтах промышленного оловянного оруднения соответствует более позднему этапу развития гидротермальной рудной системы. Судя по набору рудных и жильных минералов этого парагенезиса, их отложение происходило из высококислых (pH 3-4) ра-

створов при высоких температуре [15] и активности фтора, о чем свидетельствует широкое развитие топаза, флюорита и высокофтористого сидерофиллита. Обращает внимание близкий элементный состав обоих молибденосодержащих минеральных парагенезисов. По всей вероятности, образование позднего парагенезиса в большей степени происходило за счет металлов, извлеченных из минералов раннего парагенезиса более поздними, обогащенными фтором, высокотемпературными растворами высокой кислотности и перетложение их в зальбандах оловоносных сидерофиллит-кварц-топазовых жил. Косвенно в пользу такого предположения говорит постепенное возрастание концентраций фтора во включениях в кварце первого парагенезиса от ранних к поздним. К этому этапу относится отложение вольфрамитов, касситерита, висмута самородного и леллингита. Увеличение активности серы и, в меньшей степени, меди на фоне падения температуры и возрастания pH растворов приводило к замещению леллингита арсенопиритом, отложению молибденита и образованию вокруг висмута самородного каемок виттихенита. При этом из глубинной гидротермальной камеры привносились фтор, олово, мышьяк, возможно, часть калия. Большая часть элементов (Ca, Al, K, Fe, Mo, W, Bi) мобилизовывались как из жил раннего парагенезиса, так и из вмещающих пород.

Широкое развитие молибденовой минерализации в эндо- и экзоконтакте Верхнеурмийского гранитного массива свидетельствует о том, что им генерировалось количество молибдена, достаточное для формирования крупного месторождения. Хотя, весьма вероятно, источником молибдена могла служить одна из пока не установленных фаз этого гранитного плутона. Состав газожидких включений в жильных минералах раннего шеелит-висмутинового парагенезиса, а также набор минеральных фаз в этих включениях очень близки уникальному месторождению Клаймакс и с некоторой долей условности могут свидетельствовать о высокой потенциальной молибденосодержимости Верхнеурмийского гранитного массива. Однако в пределах Верхнеурмийского рудного узла крупное месторождение молибдена не обнаружено. На наш взгляд, недостаточная тектоническая проработка, отсутствие структурных элементов-ловушек в момент отделения молибденосодержащих флюидов не привело к формированию богатых, компактных молибденовых рудных тел. В пределах Правоурмийского месторождения более позднее формирование оловянной минерализации привело к частичной переработке ранних молибденосодержащих минеральных парагенезисов, мобилизации молибдена и его элементов-спутников и перетложению их на более высоких гипсометрических уровнях в составе оловоносных минеральных ассоциаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рудном поле Правоурмийского вольфрам-оловянного грейзенового месторождения молибденовая минерализация установлена в корневых частях оловорудных тел и входит в состав двух минеральных парагенезисов, располагающихся на разных гипсометрических уровнях.

Ниже уровня промышленного оловянного оруденения молибденит установлен в составе шеелит-висмутинового парагенезиса в адуляр-кварцевых жилах и прожилках, соответствующих раннещелочному этапу развития гидротермальной рудной системы. Отложение этого парагенезиса происходило в условиях повышенной щелочности при высокой активности К, Na, Ca, Mg, Al, Fe, CO₂, Cl, F, S и сопровождалось образованием адуляра, флюорита, магнезиального карбоната и шеелита с вольфрамитом. Появление молибденита и висмутина свидетельствует о повышающейся активности серы и соответствует поздней стадии этого этапа. Минералообразование происходило при температурах от 440 до 180°C и давлении, превышающем 450 бар. Состав газовой-жидких включений и набор минералов-узников в них указывают на большое подобие рудоносных флюидов, формирующих этот парагенезис, с флюидами, образовавшими месторождение Кляймакс, крупнейшее молибденовое месторождение мира.

На нижних горизонтах промышленного оловянного оруденения молибденит входит в состав вольфрамит-висмут самородного парагенезиса и обнаружен в зальбандах оловоносных сидерофиллит-кварц-топазовых жил. Отложение этого минерального парагенезиса происходило из высокотемпературных (до 550°C по [4]) высококислых (рН 3-4) флюидов при давлении порядка 500-600 бар. Растворы были в разной степени обогащены К, Fe, Ca, CO₂, F и другими рудными элементами. Близко одновременно с молибденитом происходило отложение вольфрамит, леллингита и висмута самородного. Позже, с возрастанием рН флюида и увеличением активности серы и меди осуществлялось замещение леллингита арсенопиритом и висмута самородного виттихенитом. Унаследованность элементов-спутников в обоих минеральных парагенезисах, вероятно, указывает на то, что более поздний парагенезис образован за счет элементов раннего, мобилизованных высококислыми флюидами продуктивного оловорудного этапа при их фильтрации через молибденосодержащие адуляр-кварцевые жилы.

Широкое развитие молибденовой минерализации в эндо- и экзоконтакте Верхнеурмийского гранитного массива свидетельствует о его высокой потенциальной молибденоносности. Однако отсутствие достаточной тектонической проработки на момент отделения молибденосодержащих флюидов от магматическо-

го очага не позволило реализоваться этим потенциальным возможностям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Банщикова Т.С., Крюкова Г.В. Типоморфные особенности минералов Правоурмийского месторождения// Минералы месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1988. С.50-57.
2. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений методом криометрии// Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М., 1982. С.37-46.
3. Винчел Г., Винчел А.Н. Оптические свойства искусственных минералов. М.: Мир, 1967. 526 с.
4. Гоневчук В.Г., Кокорин А.М., Коростелев П.Г. и др. Глубинность оловянного оруденения Дальнего Востока// Глубинные условия эндогенного рудообразования. М., 1986. С.248-257.
5. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 272 с.
6. Киргинцев А.Н., Трушников Л.Н., Лаврентьева В.Г. Растворимость неорганических веществ в воде. Справочник. Л.: Химия, 1972. 245 с.
7. Коростелев П.Г., Гвоздев В.И., Демашев С.Б. и др. Соотношение оловянной и молибденовой минерализации в оловорудных месторождениях Дальнего Востока// Тихоокеан. геология. 1994. №3. С.57-71.
8. Леммлейн Г.Г., Клевцов В.П. Соотношение термодинамических параметров Р-Т-V для воды и 30% водных растворов NaCl//Зап. ВМО. 1956. Ч.85, вып.4. С.529-534.
9. Лишневицкий Э.Р., Гершаник С.Ю. Объемное строение Баджальского оловорудного района в Приамурье// Геология руд. месторождений. 1992. Т.34, №1. С.80-94.
10. Наумов В.Б., Балицкий В.С., Хетчиков Л.Н. О соотношении температуры образования, гомогенизации и декрипитации газовой-жидких включений//Докл. АН СССР. 1966. Т.171, №1. С.146-148.
11. Попов В.С. Оловорудные и молибденовые провинции и причины их пространственного обособления// Зап. ВМО. 1984. Ч.СХІІІ, вып.1. С.3-14.
12. Реддер Э. Флюидные включения в минералах//Природа включений и методы их исследования. М.: Мир, 1987. Т.1. 558 с.
13. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 160 с.
14. Рейф Ф.Г., Пахомова В.А., Ишков Ю.М. и др. Роль высокометаллоносных растворов в формировании оловянного месторождения Верхнее// Геохимия. 1994. №11. С.1633-1650.
15. Семяняк Б.И. Вещественный состав и условия образования Правоурмийского вольфрам-оловянного месторождения: Автореф. дис..... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1989.
16. Такеноччи С., Кеннеди Дж. К. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и

- давлениях// Термодинамика постмагматических процессов. М., 1968. С.137-149.
17. Урусова М.А. Объемные свойства водных растворов хлорида натрия при повышенных температурах и давлениях// Неорганическая химия. Т.20, №11. С.3103-3110.
18. Хетчиков Л.Н., Раткин В.В., Пахомова В.А. Флюидные включения в минералах: истинные или ложные свидетели состава минералообразующих растворов// Зап. ВМО. 1994. Ч. СХХIII, №5. С.1-8.
19. Шмулович К.И., Котова П.П. Минеральные равновесия в высокотемпературном флюиде H_2O-CO_2 -электролит// Геохимия. 1982. №10. С.1440-1453.
20. Roedder E. Studies of fluid inclusions II: Freezing data and their interpretation// Econ. Geol. 1963. V.58, №2. P.167-211.

Поступила в редакцию 3 июля 1996 г.

B.I.Semenyak, V.A.Pakhomova, B.L.Zalishchak, P.G.Korostelev

Some peculiarities of molybdenum mineralization of the Pravourmiiskoye deposit (Priamurie)

The great bulk of tin deposits of Russia's Far East are accompanied by molybdenum mineralization corresponding to the early stage of development of the ore-magmatic system. The Pravourmiiskoye tungsten-tin greisen deposit is an example of such mineralization. Molybdenum mineralization of the deposit is determined in two mineral parageneses: 1) early scheelite-bismuth (below the level of commercial tin mineralization, and 2) late tungsten-bismuth (lower horizons of tin mineralization).

Minerals of the first paragenesis deposited from the near-neutral or low-acid hydrothermal fluid enriched in K, Na, Mg, Ca, Al, Fe, Cl, CO_2 , and to a lesser degree, in F and S, part of which arrived from the residual magmatic chamber, and the other part was mobilized from the country rocks. Mineral formation proceeded against a background of dropping temperature (from 440°C to 180°C) and dropping pressure (from 550 to 450 bar). The late molybdenum-bearing paragenesis was formed from the acid (pH 3-4) hydrothermal fluid enriched in K, Fe, Ca, F, Cl, CO_2 and other ore components under a temperature of 530°C and pressure of 600-500 bar.

Wide distribution of molybdenum mineralization in the exocontact and endocontact zones of the Verkhneurmiisky pluton indicates its high molybdenum potential. However, insufficient tectonic study at the early stage of development of the ore-magmatic system has not permitted realization of these potential resources.

ДИСКУССИИ

УДК 551.24

О КРИТИКЕ ТЕРРЕЙНОВ И “КРАЙНЕГО МОБИЛИЗМА”

С.Д. Соколов*, А.И. Ханчук**

*Геологический институт РАН, г. Москва;

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Появление статьи Г.М. Власова [1], к сожалению, не является чем-то уникальным в отечественной литературе и представляет собой еще одну попытку ниспровержения мобилизма. Хотя это делается под видом критики якобы только “крайнего мобилизма”, но сугубо фиксистская идеология автора очевидна. Оригинальной является сама структура статьи, которая изобилует цитатами “крайних мобилистов”, представления которых отвергаются в весьма категорической форме без каких-либо доказательств, а также логических построений, подтверждающих “тяжелое положение” и “ощутимые научные, материальные и методологические потери” современной геотектоники (стр. 114, 115). Будущее науки Г.М. Власов видит в реанимации геосинклинальной теории, причем в ее крайнем фиксистском варианте (см. Заключение, пункт 3).

Учитывая декларативный стиль статьи и бессмысленность продолжения дискуссии фиксизма и мобилизма, ставшей уже достоянием истории геологической науки, вряд ли целесообразно обсуждать большинство рассуждений Г.М. Власова. Остановимся только на непонимании им сути концепции коллажа террейнов и террейнового анализа, тем более, что некоторые заблуждения автора в этом вопросе нередко приходится слышать в геологической аудитории.

Первое замечание касается самого понимания термина террейна (см. стр. 109). В этом вопросе необходимо придерживаться авторского определения. “Террейн - это ограниченное разломами геологическое тело региональной протяженности, которое характеризуется своими собственными стратиграфическими, магматическими, метаморфическими и структурными особенностями, определяющими тектоническую историю, отличающую его от соседних геологических тел” [14 и др.]. В самом определении ничего не говорится о перемещениях террейнов и их амплитудах. Вывод о движениях конкретных тер-

рейнов следует из анализа совокупности геологических данных (аллохтонное положение, отсутствие палеогеографических связей с соседними террейнами, палеонтологические, палеоклиматические, палеомагнитные характеристики). Одним из важных источников получения такой информации является именно геокартирование (см. неуместное обвинение Г.М. Власова в замене геологического картирования субъективными геодинамическими построениями).

Понятие “террейн” пересекает понятия “структурно-формационная зона” или “структурно-вещественный комплекс”, но не тождественно им [10]. Одна часть структурно-формационных зон (комплексов) может быть отнесена к террейнам, а другая - к перекрывающим террейны образованиям. Террейн - это термин аккреционной тектоники, который обозначает аккретированный фрагмент какого-либо палеоструктурного элемента (островной дуги, аккреционной призмы и т.д.).

Следует обратить также внимание на то, что с повышением детальности наших знаний более определенными становятся расчеты первоначального местоположения террейнов и траектории их перемещения. Не случайно для тех террейнов, первоначальное место образования которых неясно, существует специальный термин - suspect terrane [13], который нередко в нашей литературе ошибочно отождествляется с аллохтонными, экзотическими или чужеродными террейнами. Причем следует подчеркнуть, что перемещение террейнов является следствием перемещения литосферных плит. Важную роль в фрагментации (обособлении) палеоструктур (обособлении) террейнов играют сдвиговые перемещения в зонах относительного скольжения континентальной и океанической литосферных плит или в зонах коллизии континентальных плит.

Явным недоразумением является постановка вопроса о самом существовании террейнов (стр.

111). Ответ здесь может быть только один. Если геолог работает в понятийной базе террейнового анализа, то террейны существуют. Если при тектоническом районировании используется другая терминология, то террейнов нет. В этом вопросе существует и другая крайность, когда при тектоническом районировании используются одновременно и структурно-формационные зоны, и террейны. Это уже эклектика, в основе которой лежит использование разных понятийных баз. Можно бесконечно обсуждать, которую из них лучше использовать для тектонического районирования, чему в отечественной литературе соответствует террейн: структурно-формационной зоне или структурно-вещественному комплексу и т.д. Авторам этих строк неоднократно приходилось давать разъяснения на эту тему [5, 7, 11], смысл которых сводится к тому, что, несмотря на близость формулировок этих понятий, практика их использования разная.

С непониманием термина “террейн” связаны часто ошибки в трактовке перемещения террейнов. Например, когда говорится о том, что какой-то террейн перемещался на значительное расстояние и затем был аккретирован к континентальной окраине, естественно, имеется в виду не сам террейн в его современном виде, а некая палеоструктура (блок континентальной коры, островная дуга, океаническая плита или ее фрагмент). Восстановление истории формирования и развития такой структуры осуществляется путем всестороннего изучения структурных, стратиграфических, литологических, петрологических, палеомагнитных и прочих характеристик террейнов.

В современной структуре и составе террейнов записана сложная история их развития от момента образования до вхождения в состав континентальной окраины. Более того, как показывают работы североамериканских геологов, некоторые террейны испытали повторные значительные перемещения уже после своего приращения (аккретирования) к континенту.

Многие террейны или включают в себя комплексы, формировавшиеся в разных геодинамических обстановках, или слагающие их комплексы могут оказаться со временем в иной, отличной от первоначальной, геодинамической обстановке. Подобные полигеодинамические террейны принято обозначать или как “супертеррейны”, или как сложные, составные террейны (composite terrane).

Тезис о полигеодинамической природе в данном контексте важен по двум причинам. Во-первых, он объясняет многие металлогенические особенности, связанные с ремобилизацией рудного вещества и концентрацией его в промышленно значимые месторождения. Именно в эволюции рудного вещества,

связанной с тектоническими и магматическими процессами, видится прогресс, достигнутый авторами “Металлогенической карты террейнов” и объяснительной записки к ней [15], а не в весьма сложной и спорной проблеме унаследованности (стр. 111).

Во-вторых, непонимание полигеодинамической природы “составных” террейнов и фиксированное мировоззрение привели О.Н. Иванова и Г.М. Власова к выводу о полициклическом развитии и архейском фундаменте Анадырско-Корякской геосистемы. Поскольку анализ трудов О.Н. Иванова не может быть предметом данного обсуждения, отметим только, что Г.М. Власов явно преувеличивает его заслуги в объективной интерпретации фактического материала. О.Н. Иванов, действительно, часто ссылается на работы других исследователей, в том числе и сотрудников Геологического института РАН, но та вольность, с которой он обращается с полученными нами данными, и характер ссылок вызывают желание оказаться вне списка цитируемой им литературы. Рассматривая тезис о широком распространении докембрийского фундамента, следует учитывать, что в ряде таких метаморфизованных толщ нами были найдены радиолярии и конодонты, что исключает их столь древний возраст.

Парадоксально слышать от сторонника геосинклинальной теории утверждение о том, что “образование континентов путем аккреции террейнов - не более, чем фантазия” (стр. 115, Заключение, пункт 1). Дело в том, что аккреционная тектоника рассматривает на современном уровне наших знаний закономерности формирования континентов, в основе которых лежит старое эмпирическое геосинклинальное правило - обрастание платформ складчатыми поясами. Более того, согласно геосинклинальной концепции направленного развития земной коры формирование континентов происходит в результате тектонического сгущивания и стягивания аллохтонных фрагментов океанической и переходной коры, а также чужеродных континентальных блоков. Если заменить слова “фрагменты” и “чужеродные блоки” соответственно “terrane” и “exotic terrane”, а тектоническое сгущивание и стягивание словом “collage”, то сходство представлений этих концепций будет поразительным.

В заключение позволим себе заметить, что террейн является удобным описательным термином, а террейновый анализ позволяет представить региональный фактический материал в достаточно строгой и информативной форме. Важно также, что на этом языке общаются сейчас большинство геологов США, Канады, Японии и России, работающих в Тихоокеанском поясе. Поэтому, несмотря на плюсы и минусы террейнового анализа, информацию о которых читатель может найти в публикации [7], тер-

рейновая терминология существует независимо от наших субъективных оценок и является теперь международным языком, и не только для тихоокеанских геологов.

Концепция коллажа террейнов возникла в результате необходимости связать данные по геологии континентальных окраин Тихого океана с плитно-тектоническими реконструкциями. Определенные трудности в этом вопросе хорошо известны региональным геологам. Не случайно террейновая модель со стороны некоторых ученых встретила резкую критику и обвинения в отходе от идей тектоники плит. На наш взгляд, появление концепции коллажа террейнов, безусловно, было продвижением вперед, позволившим перейти от глобальных построений к региональным моделям. Важную роль в этом сыграло признание явлений тектонического расслаивания литосферы. Не случайно авторы концепции коллажа террейнов неоднократно подчеркивали, что террейны являются структурами коровыми.

Что касается перспектив геотектоники, то они видятся, конечно, не в возврате к геосинклинальной теории, а в создании эволюционной модели развития Земли, фундаментом которой будут представления о нелинейности геологических систем и процессов [4, 6]. В этом случае применение тектоники плит, вероятнее всего, будет ограничено геодинамическими построениями для определенного временного отрезка в истории Земли.

Одной из причин, побудивших нас написать ответ Г.М. Власову, является также появление на страницах журнала серии статей геосинклинальной направленности [1, 9]. Здесь уместно вспомнить известное предупреждение, сделанное Э.Шредингером: "Теоретическая наука, представители которой внушают друг другу идеи на языке, в лучшем случае понятном лишь малой группе попутчиков ... в перспективе такая наука обречена на бессилие и паралич" [12, стр. 61].

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф. К тектонике северного сектора Тихоокеанского пояса // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15. № 5. С. 3-11.

2. Власов Г.М. Проблемы террейнов и общая оценка крайнего мобилизма // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 109-116.
3. Пушаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3-6.
4. Пушаровский Ю.М. О трех парадигмах в геотектонике // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4-11.
5. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьяско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
6. Соколов С.Д. Принцип диссимметрии в геотектонике // Геотектоника. 1993. № 6. С. 33-40.
7. Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корьяского нагорья (опыт использования террейнового анализа) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68-80.
8. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии м-ба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 220 с.
9. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15. № 6. С. 44-72.
10. Ханчук А.И. Соотношение понятий учения о геосинклиналях и тектоники плит // Геотектоника. 1988. № 3. С. 104-105.
11. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В., Игнатьев А.И., Чудаев О.В. Ганьчаланский терреин Корьяского нагорья // Тихоокеан. геология. 1992. № 4. С. 82-93.
12. Шредингер Э. Избранные труды по квантовой механике. 1976.
13. Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. Cordilleran suspect terranes // Nature, 1980. V. 288. P. 329-333.
14. Jones D.L., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo: Terra Sci. Publ. Co., 1983. P.21-35.
15. Nokleberg, W.J., Parfenov, L.M., Monger, J.W.H., Baranov, B.V., Byalobzhesky, S.G., Bundtzen, T.K., Feeney, T.D., Fujita, K., Gordey, S.P., Grantz, A., Khanchuk, A.I., Natal'in, B.A., Natapov, L.M., Norton, I.O., Patton, J.R., W.W., Plafker G., Scholl, D.W., Sokolov, S.D., Sosunov, G.M., Stone, D.B., Tabor, R.W., Tsukanov, N.V.; and Vallier, T.L., 1997, Summary Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map; U.S. Geological Survey, Open File Report 96-727, scale 1:10 000 000.

Поступила в редакцию 5 апреля 1997 г.

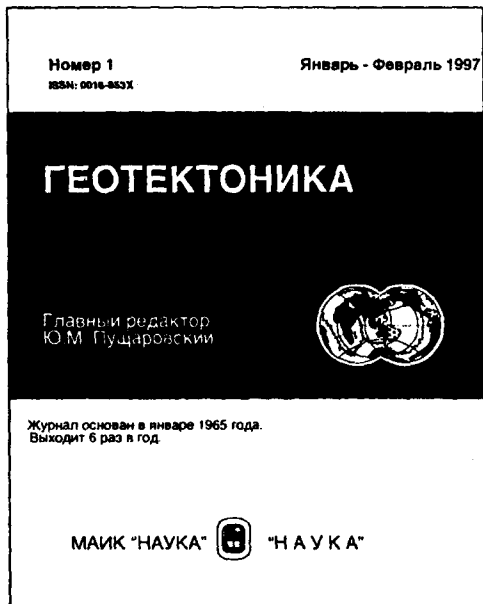
Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Института тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.96г. Подписано к печати 01.08.97 г.

Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л.14,1. Усл.-изд.л.14,5.

Тираж 200 экз. Заказ 108.

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7



ГЕОТЕКТОНИКА

**Главный редактор
Ю.М. Пушчаровский**

Геотектоника основана в 1965 году, с 1976 года выходят идентичные версии журнала на русском и английском языках. В редакционную коллегию журнала входят ученые России, Австралии, Италии, США. Геотектоника охватывает весь комплекс методов и проблем, связанных с изучением тектоники континентов и дна океанов. Геотектоника публикует статьи по региональной тектонике и структурной геологии, палеотектонические и геодинамические реконструкции. Геотектоника рассматривает связи тектонических процессов с магматизмом и метаморфизмом. Палеомагнетизм, сейсмическая томография и другие геофизические данные и методы в приложении к проблемам тектоники находят освещение на страницах журнала Геотектоника.

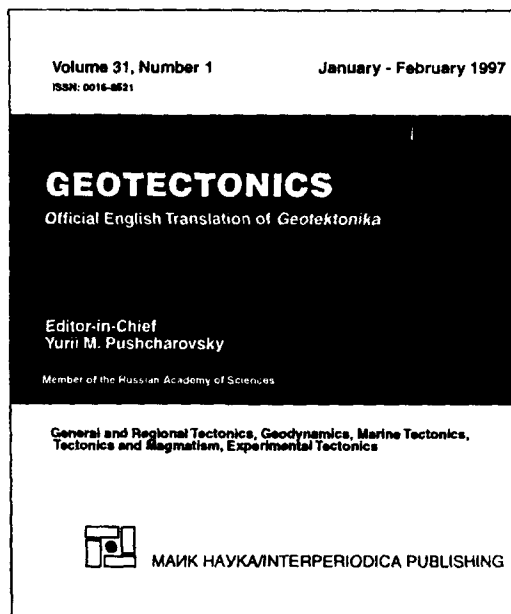
GEOTECTONICS

**Editor-in-Chief
Yuri M. Pushcharovsky**

Geotectonics was established in 1965. The Editorial board includes scientists from Russia, Australia, Italy, and USA.

The journal publishes articles on various problems of tectonics of continents and oceans; general and regional tectonics; structural geology, geodynamics; experimental tectonics, the relation of tectonics to magmatism and metamorphism; paleomagnetism, seismic tomography, and other related geophysical and geochemical data and techniques.

From 1976, the Russian and English versions of this journal have been published simultaneously.



All correspondence with the Editorial Board may be sent to the following address:

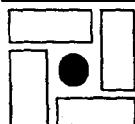
**Geological Institute, Pyzhovskii per. 7, Moscow, 109017
Phone: 7-(095) 230-8177; Fax: 7-(095) 231-0443**

SUBSCRIPTION OFFICE

INTERPERIODICA
P.O. BOX 1831, BIRMINGHAM, AL 35201-1831 USA
PHONE: (800) 633-4931; (205) 995-1567 (outside US and Canada); FAX: (205) 995-1588
FOR FASTER SERVICE call toll-free 1 (800) 633-4931,
(205) 995-1567 (outside US and Canada);
FAX: (205) 995-1588

PUBLISHER

МАИК НАУКА/INTERPERIODICA PUBLISHING
PROFSOYUZNAYA UL. 90, MOSCOW, 117864 RUSSIA
PHONE: 7-(095) 336-1600; FAX: 7-(095) 336-0666
E-mail: compmg@maik.rssi.ru
Web Site: <http://www.maik.rssi.ru>



Translated and Published by **МАИК НАУКА/INTERPERIODICA PUBLISHING**
Distributed Worldwide by **INTERPERIODICA**

(Адрес подписчика)