

Том 17, номер 5
ISSN 0207- 4028

Сентябрь-Октябрь 1998

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 17 № 5 1998 Сентябрь-Октябрь

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

Главный редактор В.Г. Моисеенко
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
В.И. Гончаров, Л.П. Карсаков, Р.Г. Кулинич, Ю.Ф. Мальшев, Л.И. Попеко, К.Ф. Сергеев, В.И. Сухов,
А.И. Ханчук, М.Хэлбути (США), Чень Гола (КНР), Н.А. Шило

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, 1998 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

Vol.17 № 5 1998 September-October

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

Editor-in-Chief V.G. Moiseenko
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), V. I. Goncharov,
A. I. Khanchuk, M. Halbouty (USA), L. P. Karsakov, R. G. Kulinich, Yu. F. Malyshev,
L. I. Popeko, N. A. Shilo, 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. Pantelev (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, 1998

СОДЕРЖАНИЕ

Геодинамика и геофизика

<i>А. В. Прокопьев.</i> Верхояно-Черский коллизионный ороген	3
<i>М. Д. Рязанцева, В. В. Голозубов, В. В. Раткин, А. Н. Сокарев.</i> Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья	11
<i>В. Э. Кононов, К. Ф. Сергеев, В. В. Аргентов, С. К. Биккенина, В. В. Жигулев, Э. Г. Жильцов.</i> Возможности сейсморазведки МПВ при нефтегазопоисковых исследованиях на северо-восточном шельфе о. Сахалин	27
<i>С. В. Соловьев</i> Конвективный теплообмен в зоне субдукции	39

Стратиграфия

<i>В. С. Пушкарь, Н. Г. Разжигаева, А. М. Короткий, Т. А. Гребенникова, В. В. Шаповалов, Л. А. Ганзей, Л. М. Мохова.</i> Плиоцен-плейстоценовые отложения и события побережья залива Измены (Южный Кунашир, Курильские острова)	50
---	----

Магматизм и рудогенез

<i>В. Ф. Белый.</i> Щелочно-ультраосновной вулканизм Берингийской вулканической провинции (Чукотка)	65
<i>А. К. Руб, М. Г. Руб, Н. И. Чистякова, Н. Н. Кривошеков, И. А. Руб.</i> Минералого-геохимические особенности оловянно-вольфрамовой минерализации месторождения Тигриное (Центральный Сихотэ-Алинь)	78
<i>В. А. Степанов, Ю. П. Шергина, Г. С. Шкорбатова, Л. Н. Шишакова, А. Г. Рублев.</i> Возраст руд Кубакинского месторождения золота (Омолонский массив)	89
<i>В. А. Гурьянов, Л. П. Карсаков, М. В. Горошко, А. Л. Осипов.</i> Золотоносность докембрийских комплексов Учуро-Уянского района (юго-восток Сибирской платформы)	98
<i>Л. Ф. Мишин, Ю. П. Потоцкий, В. Г. Невструев.</i> Геология, зональность гидротермально измененных пород и золото-серебряная минерализация купола Красивый (Ульинский прогиб)	106

Хроника

<i>Н. А. Шило, И. Н. Кигаи, Е. Н. Камшилина.</i> Заседание научного совета по проблемам рудообразования и металлогении совместно с Российской группой МАГРМ	117
<i>Г. Л. Кириллова.</i> Геология, минеральные и энергетические ресурсы Юго-Восточной Азии	119

Некролог

<i>Борукаев Ч. Б. (1936-1998гг.)</i>	121
--	-----

CONTENTS

Geodynamics and Geophysics

<i>A.V. Prokopiev.</i> The Verkhoyansk-Chersky collisional orogenic belt	3
<i>M.D. Ryazantseva, V.V. Golosubov, V.V. Ratkin, A.N. Sokarev.</i> Geodynamical typification of Primorye granitoids	11
<i>V.E. Kononov, K.F. Sergeev, V.V. Argentov, S.K. Bikkenina, V.V. Zhigulev, E.G. Zhiltsov.</i> Possibilities of refraction method for oil-gas search investigations in the Northeastern shelf of the Sakhalin Island	27
<i>S.V. Solovjov.</i> Heat transfer by convection in subduction zone	39

Stratigraphy

<i>V.S. Pushkar, N.G. Razjigaeva, A.M. Korotky, T.A. Grebennikova, V.V. Shapovalov, L.A. Ganzey, L.M. Mokhova.</i> Pliocene-Pleistocene deposits and events in the Izmena bay coast (South Kunashir, the Kuril Islands)	50
---	----

Magmatism and Ore Genesis

<i>V.F. Belyi.</i> Chukotsk alkaline-ultrabasic volcanoes of the Bering volcanic province	65
<i>A.K. Rub, M.G. Rub, N.I. Chistyakova, N.N. Krivoshechekov.</i> Mineralogical and geochemical peculiarities of tungsten ores of the Tigrinoye deposit, central Sikhote-Alin (Primorye)	78
<i>V.A. Stepanov, Yu.P. Shergina, G.S. Shcorbatova, L.N. Shishakova, A.G. Rublev.</i> Age of the Kabaka gold deposit (Omolon massif)	89
<i>V.A. Guriyanov, M.V. Goroshko, L.P. Karsakov, A.L. Osipov.</i> Gold mineralization of the Precambrian complexes of the Uchur-Uyansky region, and its prospects (southeastern part of the Siberian Platform)	98
<i>L.F. Mishin, Yu.P. Pototsky, V.G. Nevstruyev.</i> Zonation of hydrothermally altered rocks and gold-silver mineralization of Krasiviy dome (Ul'insky depression)	106

Cronicles

<i>N.A. Shilo, I.N. Kigay, E.N. Kamshilina.</i> On a joint meeting of the Scientific council and Russian group of MAGRM on ore mineralization and metallurgy	117
<i>G.L. Kirillova.</i> Geology, mineral and energy resources of Southeastern Asia	119

Obitnaries

<i>Borukaev Ch.B. (1936-1998)</i>	121
---	-----

ГЕОДИНАМИКА И ГЕОФИЗИКА

УДК [551.263.03:551.76](571.56)

ВЕРХОЯНО-ЧЕРСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ ОРОГЕН

А.В.Прокопьев

Якутский институт геологических наук СО РАН, г.Якутск

Верхояно-Черский коллизионный ороген (орогенный пояс) представляет собой западную часть Верхояно-Колымских мезозоид от Приверхоянского прогиба на западе до Зырянского прогиба на востоке. Он возник в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна в конце поздней юры-неокоме и "закрытии" разделявшего их Оймяконского малого океанического бассейна. В составе Верхояно-Черского орогена установлены практически все главные элементы, свойственные идеализированной модели коллизионного орогенного пояса. Внешняя зона орогена включает Приверхоянский краевой прогиб и Верхоянский складчато-надвиговой пояс. Внутренняя зона или ядро орогена (Черско-Селенянский пояс) охватывает западную периферию Колымо-Омолонского супертеррейна и образована терригенно-карбонатными отложениями ордовика - верхнего девона. В раннем-среднем палеозое они формировались на окраине Северо-Азиатского кратона, были отчленены от него в составе террейнов в процессе позднепалеозойского рифтогенеза и переместились в течение карбона, перми и триаса относительно кратона на расстояние в 1500-2000 км, что привело к образованию Оймяконского малого океанического бассейна. Разрозненные фрагменты офиолитов, предположительно раннепалеозойского возраста, слагающие тектонические покровы, были обдуцированы в конце среднеюрского времени в процессе амальгамации террейнов и формирования Колымо-Омолонского супертеррейна. К внутренней зоне орогена относится и Кулар-Нерский сланцевый пояс. Ядро орогена представляет собой аллохтон, перекрывающий на расстояние до 150 км образования внешней зоны. К ядру орогена относятся верхнеюрские известково-щелочные вулканы Уяндинско-Ясачненской магматической дуги, сформированные над зоной субдукции океанической коры Оймяконского бассейна под Колымо-Омолонский супертеррейн при его сближении с Северо-Азиатским кратоном. Полуосуненский и Иньяли-Дебинский синклинории со сложно деформированными толщами флиша средне-позднеюрского возраста рассматриваются в качестве образований преддуговых прогибов Уяндинско-Ясачненской дуги. К тыловой зоне коллизионного орогена относятся Илин-Тасский складчато-надвиговой пояс, возникший на месте одноименного задугового прогиба, и Зырянский тыловой прогиб. В комплекс аккреционного клина вовлечены отложения Кулар-Нерского сланцевого пояса, турбидиты преддуговых прогибов и глубоководные кремнисто-глинистые образования склона и подножья супертеррейна. Шовная зона, разделяющая образования аккреционного клина и преддуговых прогибов, выражена Яно-Индибирским разломом. Складчатые структуры коллизионного пояса были сформированы в два крупных этапа деформаций в позднеюрско-меловое время.

ВВЕДЕНИЕ

Коллизионными орогенами (орогенными поясами) называют горно-складчатые сооружения, возникшие в результате коллизии (столкновения) крупных континентальных блоков земной коры, таких как континенты и микроконтиненты, или супертеррейны [9, 10, 11, 20]. Они противопоставляются аккреционным орогенным поясам, сформированным в процессе аккреции (причленения) сравнительно небольших блоков земной коры различного происхождения (террейнов) к окраине континента или супертеррейна вдоль зоны субдукции.

Под Верхояно-Черским орогеном (орогенным поясом) понимаются все тектонические структуры, расположенные к востоку от Сибирской платформы и до Зырянского прогиба включительно (рис. 1; 2-Б).

Он охватывает западную часть Верхояно-Колымских мезозоид и возник в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна в конце поздней юры-неокоме и закрытии разделявшего их Оймяконского малого океанического бассейна [4]. Образование Колымо-Омолонского супертеррейна связано с амальгамацией (слиянием) в конце средней юры нескольких террейнов, часть которых была ранее отчленена от Северо-Азиатского кратона в процессе позднепалеозойского рифтогенеза [5, 16]. Верхояно-Черский ороген обладает всеми характерными чертами строения коллизионных орогенных поясов. На рис. 2 приведены два разреза: идеализированная модель коллизионного орогенного пояса и схематичный геологический разрез через центральную часть Верхояно-Черского орогена. В строении

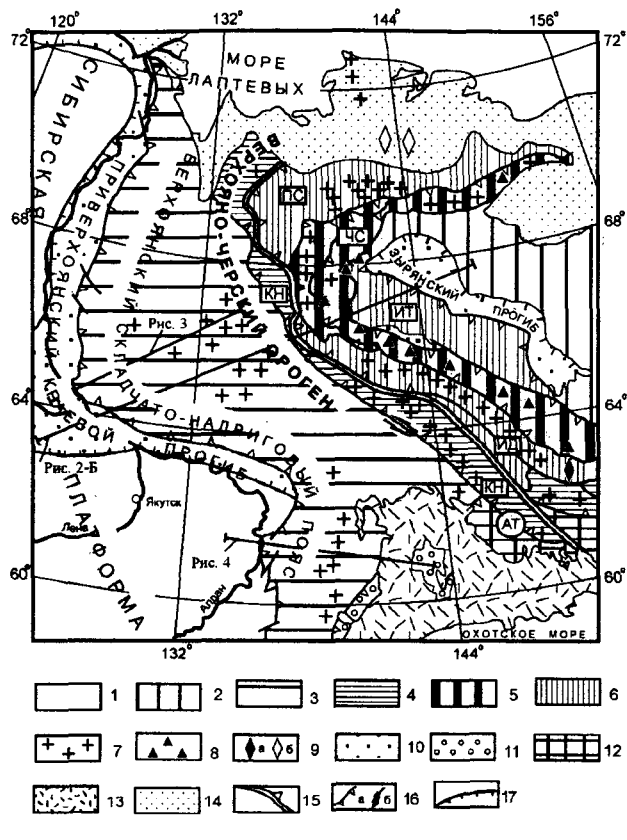


Рис. 1. Тектоническая схема Верхояно-Черского коллизии орогена (орогенного пояса).

1 - Сибирская платформа; 2 - внутренняя часть Колымо-Омолонского супертеррейна; 3 - 10 - Верхояно-Черский ороген; 3-4 - образования Северо-Азиатского крата: 3 - Верхоянский складчато-надвиговый пояс (внешняя зона орогена), 4 - Кулар-Нерский сланцевый пояс (КН) (внутренняя зона орогена); 5-9 - образования Колымо-Омолонского супертеррейна (внутренняя и тыловая зоны орогена, ЧС - Черско-Селенняхский пояс); 5 - ранние амальгамационные образования, 6 - преддуговые (ПС-Полуосенский, ИД - Иньяли-Дебинский) и задуговой (ИТ - Илин-Тасский) прогибы, 7 - пояса коллизионных гранитов, 8 - Уяндинско-Ясачненская магматическая дуга, 9 - офиолиты (а - Дебинские, б - Хромские, по геофизическим данным); 10 - краевой и тыловой прогибы; 11 - Охотский террейн; 12 - Вилюгский террейн, 13 - вулканоплутонические образования Удского и Охотско-Чукотского поясов; 14 - кайнозойские отложения; 15 - Яно-Индибирский шов; 16 - надвиги (а), сдвиги (б), АТ - Адлыча-Тарынский разлом, 17 - условная граница красвых и тыловых прогибов.

Верхояно-Черского коллизии орогена выделяются внешняя, внутренняя и тыловая зоны (рис. 2-Б).

ВНЕШНЯЯ ЗОНА ОРОГЕНА

Зона представлена Приверхоянским краевым прогибом и Верхоянским складчато-надвиговым поясом. Приверхоянский краевой прогиб, выполненный позднеюрско-меловыми обломочными отложениями, протягивается на 1100 км перед фронтом складчато-надвигового пояса. Континентальные меловые отложения перекрывают согласно мелковод-

ные морские на севере и континентальные на юге верхнеюрские толщи. Максимальная их мощность (3-4 км) устанавливается перед фронтом складчато-надвигового пояса. Верхоянский складчато-надвиговый пояс имеет типичную миогеоклинальную структуру и подразделяется на Западно-Верхоянский и Южно-Верхоянский секторы. Отложения складчато-надвигового пояса относятся к образованиям Верхоянской пассивной континентальной окраины Северо-Азиатского крата.

Западно-Верхоянский сектор вблизи платформы сложен преимущественно отложениями карбона и перми, которые к востоку сменяются триасовыми и юрскими толщами. Это мощный клин (до 15 км) обломочных прибрежно-морских, дельтовых и шельфовых отложений верхоянского терригенного комплекса, проградирующих в восточном направлении. К западу, в пределах Сибирской платформы, они сменяются синхронными прибрежно-морскими и аллювиальными накоплениями, а к востоку переходят в турбидиты и глубоководные черносланцевые отложения.

Во фронтальной зоне Западно-Верхоянского сектора развиты, в основном, складки-взбросы, обратные надвиги и вдвиги. Базальный срыв приурочен к глинистым горизонтам в основании триаса, смещающаяся к востоку вниз по разрезу на глинистые горизонты перми и, видимо, гипсы среднего-верхнего девона [17]. Ширина фронтальной зоны достигает 100 км в центральной части Западно-Верхоянского сектора, где надвиги наиболее продвинуты в сторону платформы, уменьшаясь в северном и южном направлениях. Структура центральной зоны определяется слепым дуплексом в карбонатном позднедевонском - среднепалеозойском комплексе, чешуйчатые веерами и обратными надвигами в верхоянском терригенном комплексе (рис. 3). Базальный срыв здесь смещается на основание осадочного комплекса, трассируется по кровле кристаллического фундамента и является подошвенным надвигом дуплекса. Кровельный надвиг дуплекса является подошвенным надвигом для дислокаций верхоянского комплекса. Развитие дуплексов в карбонатном комплексе определило образование крупнейших антиклинорий складчато-надвигового пояса. Кульминации антиклинорий отвечают наиболее поднятым частям дуплексных структур [18]. Поперечные пояса меловых гранитных массивов прорывают складчатые структуры сектора.

Южно-Верхоянский сектор вдоль границы с платформой сложен верхнедевонскими, нижне- и среднепалеозойскими терригенно-карбонатными шельфовыми отложениями, которые в восточном направлении сменяются склоновыми разновозрастными толщами. В центральной части сектора вскрываются средне-верхнедевонские рифтовые образования. Нижнекаменноугольные - нижнепермские терриген-

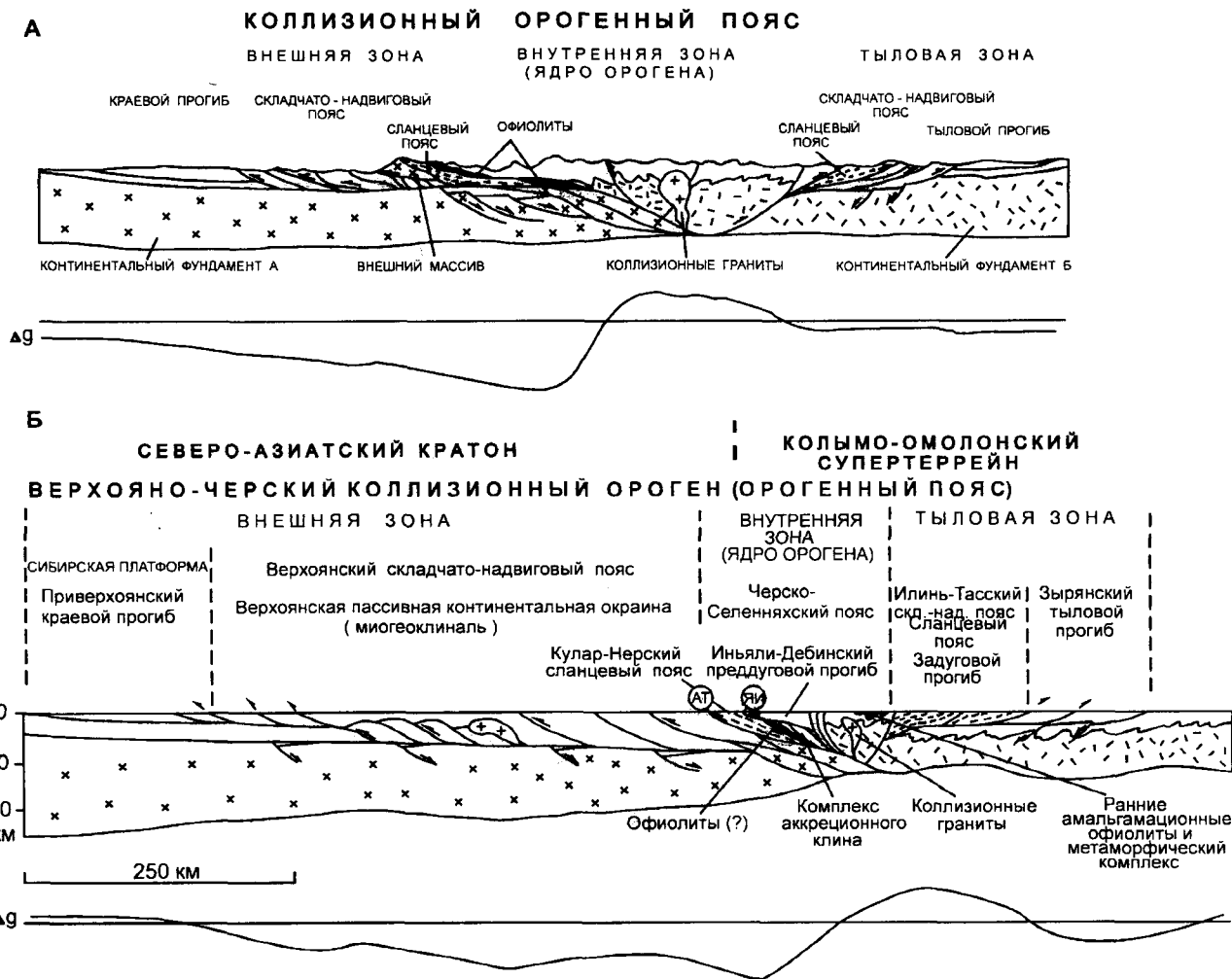


Рис. 2. А - Идеализированная модель коллизионного орогенного пояса. Усредненная гравитационная кривая построена на основе современных гравиметрических данных для различных орогенных коллизионных поясов [по 9, 10, 11, 12, 20 с изменениями]. Б - Схематичный геологический разрез через центральную часть Верхояно-Черского коллизионного орогена. АТ - Адыча-Тарынский разлом, ЯИ - Яно-Индибирский разлом. Линия разреза показана на рис. 1.

ные отложения на востоке сектора представляют собой типичные турбидиты склоновых подводных конусов выноса и континентального подножья. Верхнепермские - мезозойские, существенно песчаниковые толщи имеют дельтовую природу. В Южно-Верхоянском секторе выделяются три тектонические зоны долготного простираения, различающиеся стилем деформаций (рис.4). Вдоль границы с платформой протягивается Кыллахская зона, имеющая покровно-складчатое строение. Структура зоны определяется крупнейшим в складчато-надвиговом поясе Кыллахским надвигом с амплитудой горизонтального перемещения до 90 км [6]. Тыловая часть зоны представляет собой рамповую антиклиналь, сформированную над крупным усеченным дуплексом. Сетте-Дабанская зона, занимающая осевое положение в пределах сектора, имеет в поперечном сечении структуру «цветка» или «пальмового дерева». Формиро-

вание веерообразной структуры и субдолготного метаморфического пояса связано с транспрессионными левосдвиговыми перемещениями вдоль оси зоны. Сдвиговые деформации наложены на ранние надвиговые структуры, вскрывающиеся в Кыллахской зоне. Аллах-Юньская зона характеризуется сжатыми складками подобного типа с кливажом осевой плоскости восточной вергентности, которые сопряжены с крутыми надвигами [7, 17].

Внутренняя и тыловая зоны Верхояно-Черского орогена включают образования Кулар-Нерского сланцевого пояса, юго-западного и северо-восточного флангов Колымо-Омолонского супертеррейна.

ВНУТРЕННЯЯ ЗОНА ОРОГЕНА

Внутренняя зона (или ядро) орогена представлена Черско-Селенняхским поясом, охватывающим периферию Колымо-Омолонского супертеррейна и

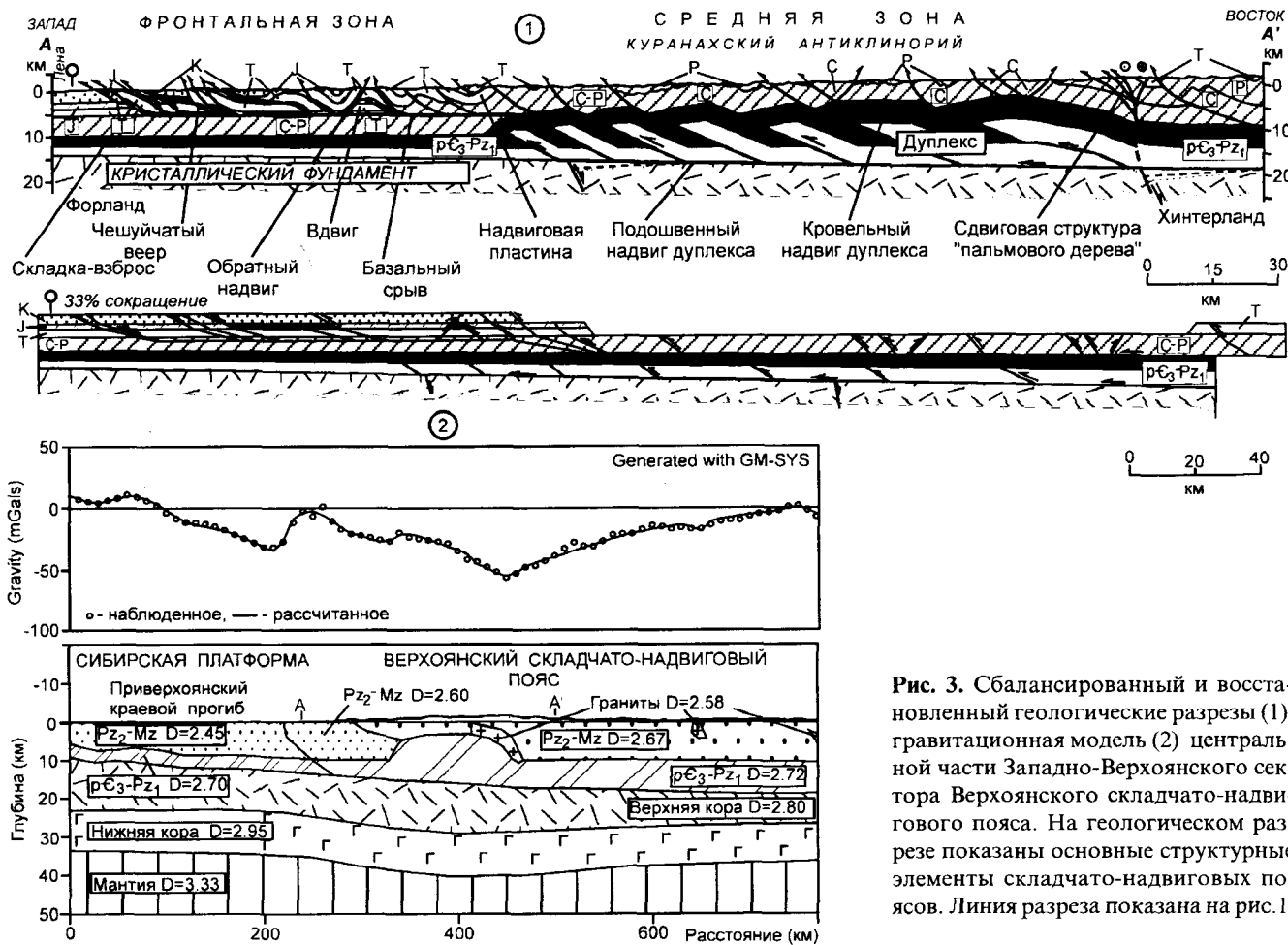


Рис. 3. Сбалансированный и восстановленный геологические разрезы (1), гравитационная модель (2) центральной части Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. На геологическом разрезе показаны основные структурные элементы складчато-надвиговых поясов. Линия разреза показана на рис. 1.

Кулар-Нерский сланцевый пояс (рис. 1; 2-Б). Кулар-Нерский сланцевый пояс образован сложно и неоднократно деформированными глубоководными черносланцевыми толщами перми, триаса и нижней юры, которые рассматриваются в качестве дистальных накоплений континентального склона Верхоянской пассивной окраины Северо-Азиатского кратона, его подножья и, возможно, океанического бассейна. Образования сланцевого пояса отделены от отложений внешнего шельфа пассивной окраины Адыча-Тарынской зоной разломов северо-западного простирания с признаками больших надвиговых и последующих левосторонних сдвиговых перемещений. Предполагается, что черносланцевые толщи шарьированы на 150 км в западном направлении [13].

Периферийные образования Колымо-Омолонского супертеррейна представлены преимущественно мелководными, существенно карбонатными отложениями ордовика, силура, девона и кремнисто-глинистыми глубоководными отложениями низов карбона, перми, триаса и нижней юры, интенсивно деформированными и нарушенными надвигами и сдвигами. Карбонатные образования ордовика - верхнего девона ядра орогена по литологии, фауне и па-

леогеографии близки к разновозрастным толщам Сетте-Дабанской зоны южной части внешней зоны орогенного пояса [1]. В раннем-среднем палеозое они располагались на окраине Северо-Азиатского кратона, были отчленены от него в составе террейнов в процессе позднепалеозойского рифтогенеза и переместились в течение карбона, перми и триаса относительно кратона на расстояние в 1500-2000 км, что привело к образованию Оймяконского малого океанического бассейна [4]. В современном структурном плане блоки, сложенные ниже-среднепалеозойскими, существенно карбонатными породами, отделены от верхнепалеозойских-мезозойских отложений периферии супертеррейна системами пологих надвигов и сдвигов. В пределах ядра орогена известны разрозненные фрагменты офиолитов, предположительно раннепалеозойского возраста, слагающие тектонические покровы и описанные как офиолитовый пояс хребта Черского [14]. Обдукция этих офиолитов и метаморфизм произошли в конце среднеюрского времени в процессе амальгамации террейнов и формирования Колымо-Омолонского супертеррейна [4]. Эти образования во время коллизии деформированы поздними надвигами и сдвигами. Верхнеюрские из-

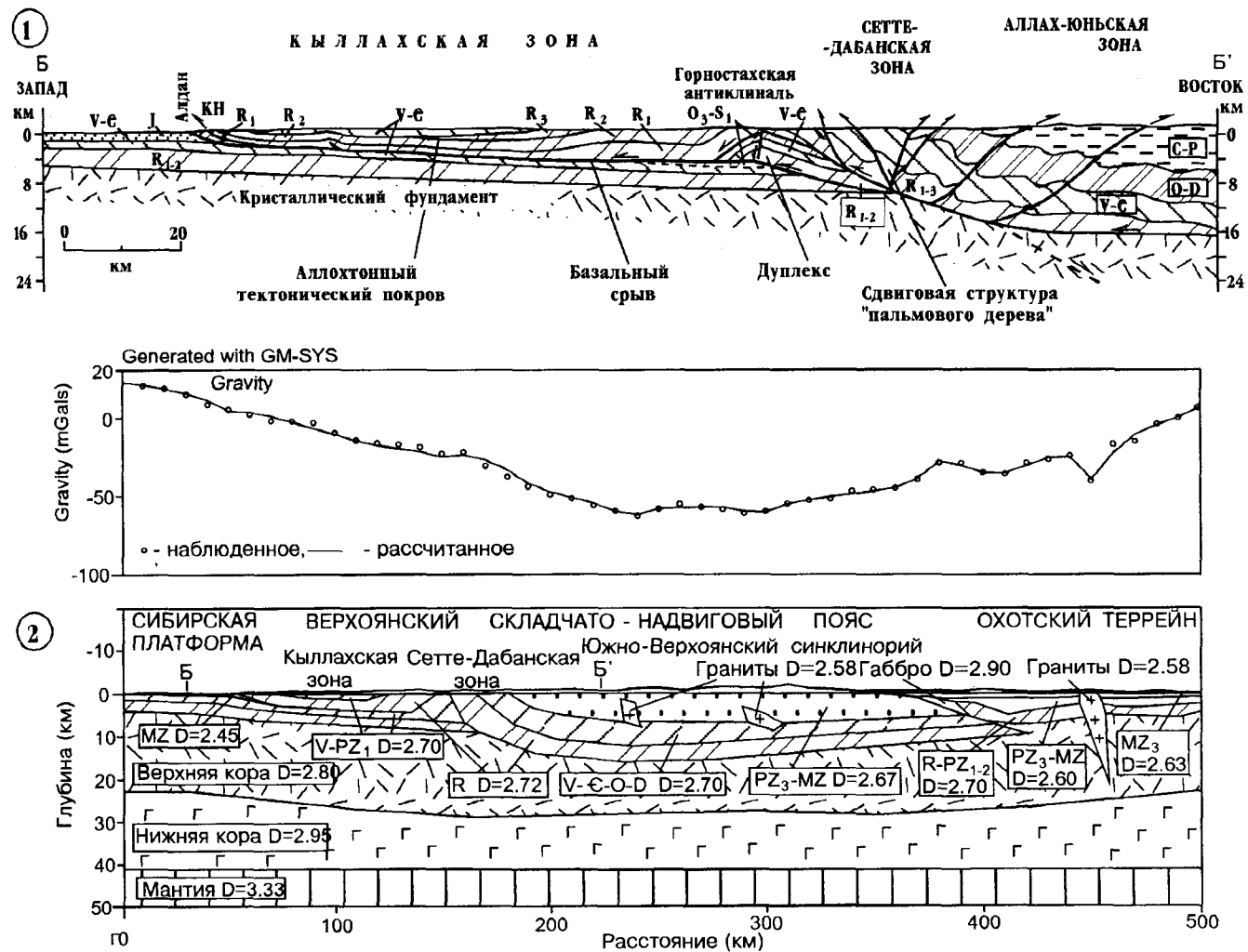


Рис.4. Геологический разрез (1) и гравитационная модель (2) центральной части Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. На геологическом разрезе показаны основные элементы строения складчато-надвиговых поясов и сдвиговых структур. КН - Кыллахский надвиг. Линия геологического разреза показана на рис.1.

вестково-щелочные вулканы Уяндинско-Ясачненской дуги, которые несогласно перекрывают палеозойские и раннемезозойские отложения, образовались над зоной субдукции океанической коры Оймяконского бассейна под Колымо-Омолонский супертеррейн во время его сближения с Северо-Азиатским кратоном. Полоусненский и Иньяли-Дебинский синклиории сложены мощными, сложно деформированными толщами флиша средне-позднеюрского возраста и рассматриваются в качестве образований преддуговых прогибов Уяндинско-Ясачненской дуги [16]. Образования ядра орогена прорваны коллизийными гранитами позднеюрско-мелового возраста.

В аккреционный клин Уяндинско-Ясачненской вулканической дуги (рис. 2-Б) включаются образования Кулар-Нерского сланцевого пояса [4, 16] и глубоководные кремнисто-глинистые отложения нижнего карбона - нижней юры склона и подножья супертеррейна, залегающие в виде тектонических

пластин и клиньев вдоль периферии выходов карбонатных толщ в ядре орогена. Отложения Полоусненского и Иньяли-Дебинского преддуговых прогибов перемещены в процессе коллизии в западном направлении и шарьированы на образования Кулар-Нерского сланцевого пояса по Яно-Индибирскому шву. Они менее деформированы, чем подстилающие, более древние отложения аккреционного клина. Яно-Индибирский шов разделяет образования аккреционного клина и преддуговых прогибов и включает ранее выделявшиеся Чай-Юреинский, Чаркы-Индибирский и Янский разломы [3], последовательно сменяющие друг друга в северо-западном направлении. К реликтам океанической коры Оймяконского бассейна в составе аккреционного клина можно отнести Дебинский выход офиолитов, расположенный на юго-востоке Иньяли-Дебинского синклиория [14], а также предполагать их присутствие в среднем течении р.р. Хрома и Берелех, где они перекрывают

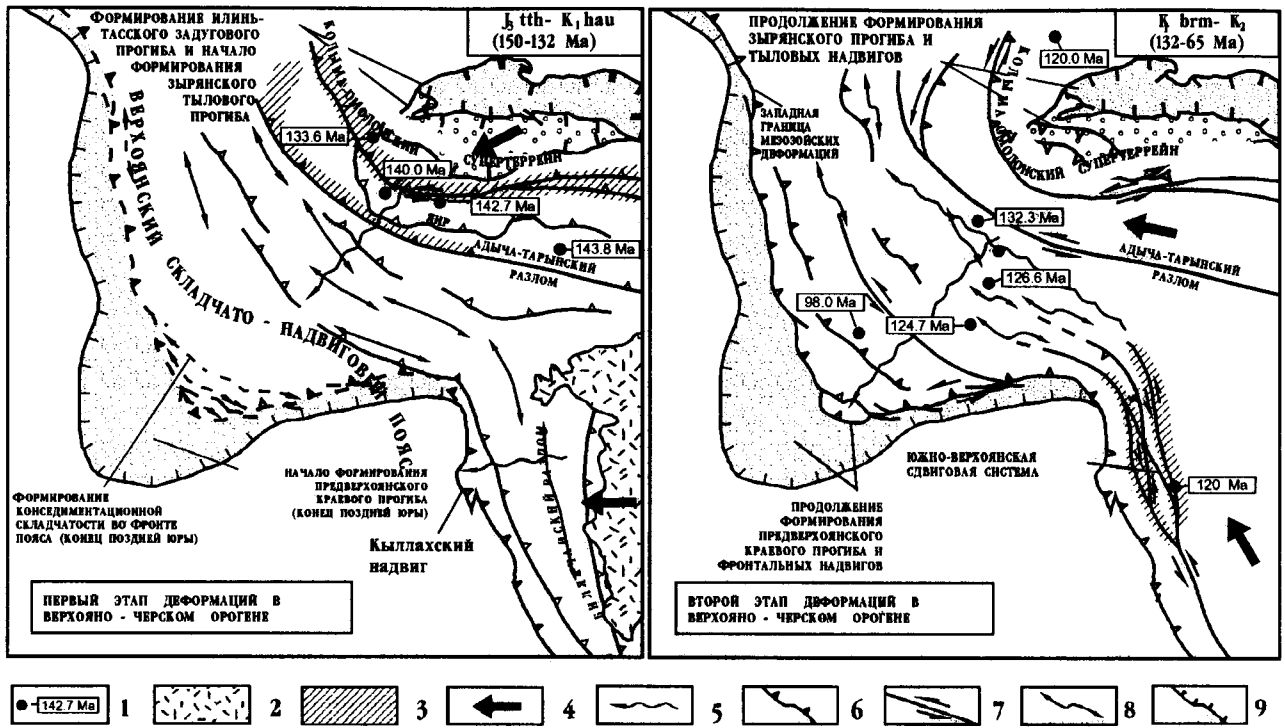


Рис. 5. Схема кинематики деформаций при формировании Верхояно-Черского коллизионного орогена.

1 - гранитные массивы, прорывающие деформированные отложения и их возраст по данным ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования; 2 - позднемезозойские образования, перекрывающие деформированные комплексы; 3 - метаморфические пояса; 4 - направление тектонического транспорта; 5 - направление миграции складчатости; 6 - надвиги; 7 - свдиги; 8 - оси антиклиналей; 9 - условная граница краевых и тыловых прогибов; ЯИР - Яно-Индигорский разлом.

ты чехлом кайнозойских отложений Приморской низменности и выражены интенсивными положительными гравитационными и магнитными аномалиями [8] (рис.1).

Аккреционному клину и ядру орогена соответствует интенсивный градиент в поле силы тяжести (рис. 2-Б). По наблюдениям в других орогенных поясах коллизионного типа такой градиент обычно маркирует шовную зону между двумя сталкивающимися блоками, позволяет предполагать присутствие офиолитов, указывает на утонение окраины континентальной коры, которая может быть отчасти перекрыта более плотными породами соседнего континентального блока, а также может свидетельствовать, что кристаллический фундамент окраины расчленен надвигами и перемещен в направлении внешней зоны орогенного пояса [9, 12] (рис.2-А). Рассчитанная гравитационная модель [13] по профилю вкрест простираения Верхояно-Черского орогена показывает, что образования ядра орогена на его юго-западном отрезке шарьированы, как и толщи Кулар-Нерского сланцевого пояса, в западном направлении и перекрывают на 150 км окраину кратона. Эта величина приблизительно равна ширине гравитационного градиента. В северном направлении ширина гра-

диента уменьшается до 50-70 км, что может свидетельствовать о менее масштабных здесь шарьяжных перекрытиях.

ТЫЛОВАЯ ЗОНА ОРОГЕНА

К тыловой зоне Верхояно-Черского орогена относятся Илин-Тасский складчато-надвиговой пояс северо-восточной вергентности и Зырянский тыловой прогиб (рис. 1; 2-Б). Илин-Тасский складчато-надвиговой пояс сложен мощными (более 6 км) черносланцевыми киммеридж - волжскими отложениями задугового прогиба Уяндинско-Ясаченской магматической дуги [4]. Образования ядра орогена взброшены в северо-восточном направлении на отложения задугового прогиба, которые, в свою очередь, надвинуты на нижнемеловые - неогеновые угленосные отложения Зырянского тылового прогиба, мощность которых достигает 5,5 км перед фронтом складчато-надвигового пояса. Базальный срыв надвигов Зырянского прогиба трассируется по подошве неокомовых толщ [2]. Западная и юго-западная вергентность складчатости, характерная для внешней зоны и юго-западного фланга ядра орогена, сменяется на северо-востоке внутренней зоны и в тыловой зоне на северо-восточную.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕНА

Складчатость в ядре орогена и в тылу внешней зоны начала формироваться в конце поздней юры, продвигаясь в юго-западном и северо-восточном направлениях, и завершилась формированием систем фронтальных надвигов вдоль границы с Сибирской платформой в позднем мелу и тыловых надвигов Илин-Тасского складчато-надвигового пояса в кайнозое [2, 17]. В первый этап деформаций (титон-неоком) произошло формирование надвигов в ядре орогена и в тылу Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, где дислокации прорваны коллизионными гранитами, имеющими возраст по данным ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования 150-134 млн лет. Во фронте внешней зоны орогенного пояса в это время начал формироваться Приверхоянский краевой прогиб и конседиментационная складчатость [17]. В тыловой зоне происходило накопление осадков, сносимых из ядра орогена в Илин-Тасский задуговой прогиб. Характер дислокаций и конфигурация Илин-Тасского задугового прогиба позволяет предполагать, что он мог формироваться как структура "pull-apart basin" в процессе развития крупных сдвигов вдоль северо-восточного ограничения ядра орогена. Аналогичным образом могли быть сформированы и позднемезозойские грабены во внутренней зоне орогена. В начале неокома начинается формироваться Зырянский тыловой прогиб. Этап завершился образованием надвиговых и сдвиговых структур в Южно-Верхоянском секторе, которые на востоке перекрываются неокотовыми вулканитами Удского пояса (рис.5). Во второй этап (баррем-поздний мел) формируются складчато-надвиговые структуры и фронтальные надвиги Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Продвижение складчатости в юго-западном направлении маркируется омоложением в этом же направлении прорывающих гранитных массивов с возрастом по данным ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования от 132 до 98 млн лет. В конце этапа в ядре орогена и в тылу внешней зоны надвиги трансформируются в левосторонние сдвиги, что связано, вероятно, со сменой направления перемещения Колымо-Омолонского супертеррейна. Им синхронны надвиги и сдвиги вдоль северо-западной окраины супертеррейна, прорванные коллизионными гранитами с возрастом 127-120 млн лет [4]. В тыловой зоне продолжает формироваться Зырянский прогиб и фронт надвигов Илин-Тасского складчато-надвигового пояса смещается в северо-восточном направлении. Формирование Илин-Тасского складчато-надвигового пояса могло происходить и за счет сдвиговых перемещений вдоль его осевой части с образованием транспрессионной структуры "цветка" или "пальмового дерева", на что указывает распространение здесь разломов с комбинированной взбросо-сдвиговой кинематикой [3].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В строении позднеюрско-мелового Верхояно-Черского коллизионного орогена (орогенного пояса) присутствуют практически все главные элементы идеализированной модели коллизионного орогенного пояса, что делает его типичным примером такого класса тектонических структур (см. рис.2). Дискуссионными остаются детали строения комплекса аккреционного клина из-за его недостаточной изученности. Отсутствие крупных выходов офиолитов может свидетельствовать о почти полном поглощении океанической коры Оймьяконского бассейна в зоне субдукции. Остается до конца неясным направление перемещения Колымо-Омолонского супертеррейна в период его аккреции и коллизии. Имеющиеся данные [15] позволяют предполагать, что столкновение супертеррейна с кратоном происходило в первый этап не фронтально, а под острым углом в процессе так называемой косоугольной коллизии. При этом супертеррейн, перемещаясь в северо-западном направлении, являлся жестким индентором, аналогично Индийской плите при ее коллизии с Азиатским континентом [19]. В пользу этого может говорить тот факт, что вдоль периферии ядра орогена наблюдаются дислокации с комбинированной левосторонней взбросо-сдвиговой кинематикой, а возраст коллизионных гранитов Главного батолитового пояса омолаживается в северо-западном направлении от 150 до 134 млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (гранты 95-05-15365с и 94-05-17180а). Автор выражает глубокую благодарность Л.М.Парфенову за критические замечания и редакцию текста статьи, моим коллегам В.С.Оксману, В.С.Гриненко, В.Ф.Тимофееву, Ф.Ф.Третьякову и А.В.Дейкуненко за обсуждение и помощь в оформлении, а также В.И.Шпикерману за замечания и поправки, которые были, по возможности, учтены в окончательной редакции статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем-среднем палеозое. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1996. 72 с.
2. Гайдук В.В., Гриненко О.В., Сюндюков И.Ш. Возраст складчатости Момо-Зырянской впадины//Тихоокеан. геология. 1993. №3. С. 99-108.
3. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. М.:Наука, 1979. 208 с.
5. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии//Геотектоника. 1993. №1. С.130-134.
4. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии// Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, №6. С.32-43.
6. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Тарабукин В.П. Палео-

- онтологические доказательства крупных надвиговых перемещений в Южном Верхоянье// Докл. РАН. 1997 (в печати).
7. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.
 8. Спектор В.Б., Дудко Е.А. Методические приемы и интерпретация геолого-геофизических данных в Приморской низменности//Методы геологических исследований при поисках твердых полезных ископаемых Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1983. С. 51-57.
 9. Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования /Белов А.А., Буртман В.С., Зинкевич В.П. и др. М.:Наука, 1990. 293 с.
 10. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Общая геотектоника с основами геодинамики. М.:МГУ, 1996. 320 с.
 11. Hatcher R.D. Structural geology. Columbus, Ohio: Merrill Publishing Company, 1990. 531 p.
 12. Hatcher R.D., Williams R.T. Mechanical model for single thrust sheets. Part I: Taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts//Geol. Soc. of Amer. Bull. 1986. V.97. N8. P.975-985.
 13. Norton I., Parfenov L.M., Prokopiev A.V. Gravity modeling of crustal-scale cross section across the eastern margin of the North Asian craton, northeast Siberia// International conference on Arctic margins. Magadan, Russia. 1994. P. 82-83.
 14. Oxman V.S., Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Timofeev V.F., Tretyakov F.F., Nedosekin Y.D., Layer P.W., Fujita K. The Chersky Range ophiolite belt, Northeast Russia // Journal of Geology. 1995. V.103. P.539-557.
 15. Oxman V.S., Prokopiev A.V. Structural-kinematic evolution of the arcuate orogenic belt of the Chersky mountain system / Curved orogenic belts: their nature and significance. Buenos-Aires. 1995. P.140-146.
 16. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics// Tectonophysics, 1991. V.139. P. 319-342.
 17. Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Gaiduk V.V. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, Eastern Siberia // Tectonics. 1995. V.14. N2. P.342-358.
 18. Prokopiev A.V. The Verkhoyansk thrust-and-fold belt of the Russian Northeast: evolution of sedimentary basins and tectonic structure//30th Internat. Geol. Congr. Abstracts. 1996. V.1. P.142.
 19. Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y., Armijo R., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insight from simple experiments with Plasticine //Geology. 1982. V.10. P.611-616.
 20. Twiss R.J., Moores E.M. Structural geology. New York: W.H.Freeman and Company, 1992. 532p.

Поступила в редакцию 4 марта 1997 г.

Рекомендована к печати Кирилловой Г.Л.

A.V. Prokopiev

The Verkhoyansk-Chersky collisional orogenic belt

The Verkhoyansk-Chersky orogenic belt embraces the western part of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides from the Priverkhoyansk foreland basin in the west to the Zyryanka basin in the east. It was formed as a result of the collision of the North Asian craton and the Kolyma-Omolon superterrane in the late Late Jurassic-Neocomian and the closing of their separating Oymyakon lesser ocean basin. The belt reveals almost all major elements of the idealized orogen. The outer zone includes the Priverkhoyansk foreland basin and the Verkhoyansk fold-and-thrust belt. The inner zone, or the core of the orogen (the Chersky-Selennyakh belt) extends along the western periphery of the Kolyma-Omolon superterrane and is made of terrigenous-carbonate deposits of Ordovician-Upper Devonian age. They were formed on the margin of the North Asian craton in Early-Middle Paleozoic time, then were detached from it in the course of Late Paleozoic rifting and displaced over a distance of 1500-2000 km from the craton in the Carboniferous, Permian and Triassic. This led to the formation of the Oymyakon lesser ocean basin. Separate ophiolite fragments of presumed Early Paleozoic age which make up tectonic nappes were obducted during the amalgamation of the terranes and formation of the Kolyma-Omolon superterrane in the late Middle Jurassic. The orogen core includes the Kular-Nera slate belt, too. The orogen core is an allochthon overlying the outer zone deposits over a distance of 150 km. It includes the Upper Jurassic calc-alkaline volcanics of the Uyandina-Yasachnaya magmatic arc formed over the zone of subduction of the oceanic crust of the Oymyakon basin beneath the Kolyma-Omolon superterrane on its convergence to the North Asian craton. The Polousny and Inyali-Debin synclinoria with complexly deformed flysch series of Middle-Late Jurassic age are referred to as formations of the fore-arc basins of the Uyandina-Yasachnaya arc. The rear zone of the collisional belt includes the Ilin-Tass fold-and-thrust belt, which appeared in the site of the back-arc basin under the same name, and the Zyryanka basin. The accretionary wedge complex includes deposits of the Kular-Nera slate belt, turbidites of fore-arc basins and deep-water cherty-clayey rocks on the slope and rise of the superterrane. The suture zone separating the accretionary wedge deposits from those of the fore-arc basins is represented by the Yana-Indigirka fault. The fold structures of the collisional belt resulted from the two-staged deformations in Late Jurassic - Cretaceous time.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ ПРИМОРЬЯ

*М.Д.Рязанцева, В.В.Голозубов, В.В.Раткин, А.Н.Сокарев**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Новая тектоническая карта Приморья, построенная на основе концепции террейнов и палеогеодинамический анализ позволили классифицировать гранитоиды с учетом геодинамических условий их формирования. Выделены следующие типы гранитоидов, отвечающие различным геодинамическим обстановкам: 1) коллизионные, 2) субдукционные, 3) внутриплитных «смешанных» серий. Каждый из выделенных геодинамических типов гранитоидов (независимо от возраста их формирования) обладает характерными минералогическими, петрологическими, геохимическими, петрофизическими особенностями и сопровождается вполне определенной рудной минерализацией.

Гранитоиды Приморья уже многие десятилетия являются объектом пристального изучения геологов в силу как их широкой распространенности, так и установленной (или предполагаемой) связи с их формированием процессов рудообразования. Детальные сведения по петрографии и петрологии приморских гранитоидов можно найти в работах З.В.Сидоренко, М.А.Фаворской, М.Г.Руб, Э.П.Изоха, Е.В.Быковской, Ф.К.Шипулина, С.А.Коренбаума, И.З.Бурьяновой, Б.А.Иванова, В.С.Иванова, В.А.Баскиной, Г.А.Валуи, П.Г.Недашковского, Е.П.Леликова, В.И.Рыбалко, М.Д.Рязанцевой, А.П.Матюнина, В.И.Поповиченко и многих других, изучавших отдельные районы Приморья. В данных публикациях, так же как и при составлении схем магматизма, использовавшихся в процессе геологических съемок [18], гранитоиды, как и другие магматические породы Приморья, классифицировались путем объединения интрузий в комплексы, главными характеристиками которых были их возраст, особенности состава и строения, указывающие на общность условий образования составляющих комплексы пород, их формационный или геохимический тип, а также наличие или отсутствие связи интрузивного магматизма с вулканизмом. Попыткой рассмотрения процесса магматизма на фоне существовавших во время этого процесса геодинамических обстановок явилась серия монографий Г.Б.Левашева, В.И.Рыбалко и др. [12-14]. На первых порах в работах этих авторов магматизм увязывался с моделью возникновения и замыкания геосинклинально-рифтовых зон [12], однако в дальнейшем концептуальная основа их построений кардинально изменилась. С учетом полученных к тому времени геологических и палеомагнитных данных был сделан вывод, что структуры Сихотэ-Алинской складчатой области представляют собой нагромождение перемещенных скученных гетерогенных геоблоков (террейнов), спаянных воедино в процессе позднемезозойс-

кой орогении [13, 14]. Однако отсутствие тектонической основы, выдержанной в рамках концепции тектоники плит, в ряде случаев привело к тому, что гранитоиды резко различных геодинамических обстановок оказались объединенными, по Г.Б.Левашову, в одну группу. В частности, согласно его классификации, гранитоиды орогенно-коллизионных поясов включают как типично коллизионные хунгарийские граниты, так и гранитоиды Прибрежного пояса, внедрившиеся, по мнению этого же автора, в активных зонах конвергентной окраины [14].

В связи с созданием новой тектонической карты Приморья, основывающейся на концепции террейнов, варианте плитотектонической модели для региональных объектов [30,32] - появилась возможность более детальной классификации гранитоидов Приморья с учетом геодинамических обстановок их формирования. Мы выделяем следующие типы гранитоидов, отвечающие отдельным геодинамическим палеообстановкам: 1) коллизионные, 2) субдукционные, 3) гранитоиды внутриплитных «смешанных» серий.

Выделение геодинамических типов гранитоидов привело к довольно интересным результатам. В частности, некоторые из ранее выделенных комплексов одного возраста отвечают различным геодинамическим обстановкам, имеют, как оказалось, существенные различия в своем составе, магнитных свойствах и, что особенно важно, различаются своей металлогенией. С другой стороны, гранитоиды одного геодинамического типа, значительно различающиеся по возрасту, имеют близкие составы, магнитные свойства и сопровождаются однотипной минерализацией.

Существенным подспорьем в процессе исследований были данные о физических, в частности магнитных, свойствах гранитоидов Приморья. Эти данные представляют особый интерес, поскольку С.Ишихара в Японии [33], а позднее - Н.П.Романовский и др. в Сихотэ-Алине [21] среди гранитов выделяют маг-

нетитовую серию гранитоидов, отличающуюся высокими значениями магнитной восприимчивости, ильменитовую серию практически немагнитных гранитоидов и ильменит-магнетитовую серию, занимающую по этому признаку промежуточное положение. Данные серии, как предполагается, различаются условиями формирования [17,20] и сопровождаются различными типами рудной минерализации [34]. Мы располагаем результатами более 20 000 измерений магнитной восприимчивости образцов гранитоидов Приморья, и предварительные результаты обработки этого массива данных в целом подтверждают правомерность такого расчленения гранитоидов Сихотэ-Алиня (рис. 1). В этой связи представляется важным выяснение принадлежности выделенных таким образом серий к определенным геодинамическим типам гранитоидов. Работа в этом направлении нами еще не закончена, поэтому некоторые изложенные ниже заключения, основанные на данных по магнитным свойствам гранитоидов, имеют общий и предварительный характер.

Рубидий-стронциевые датировки, упоминаемые в тексте, получены Н.С.Герасимовым в лаборатории изотопных исследований ДВИМСа по образцам авторов. Кроме того, в статье приведены заимствованные из разных источников определения К-Аг возраста пород, выполненные в разные годы в лаборатории ИГЕМ РАН (аналитик М.М. Аракелянц). Петрохимические характеристики пород, в случае отсутствия ссылки, приведены по данным М.Д. Рязанцевой, а магнитные свойства гранитоидов - по данным А.Н.Сокарева.

Прежде чем характеризовать указанные типы гранитоидов, остановимся на краткой истории геодинамического развития рассматриваемого региона.

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТЕРРИТОРИИ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

В рамках принимаемой нами за рабочую плитотектонической концепции складчатая область рассматривается как коллаж тектоно-стратиграфических террейнов разного происхождения [32]. На территории Приморья выделен ряд террейнов палеозойского и мезозойского возраста, перекрывающие их вулканогенно-осадочные и «сшивающие» магматические комплексы. Происхождение одних террейнов установлено достаточно определенно, других – требует уточнения в ходе дальнейших исследований. В пределах Приморья выделены Матвеевско-Нахимовский, Сергеевский, Вознесенский, Спасский, Самаркинский, Таухинский, Журавлевский и Кемский террейны (рис. 2). Первые четыре объединены в Ханкайскую аккреционно-складчатую систему (АСС), остальные - в Сихотэ-Алинскую АСС.

На месте выделяемой Ханкайской АСС в докембрии существовали фрагменты кратонов - Матвеев-

ско-Нахимовский и Сергеевский террейны, образованные протерозойскими метаморфическими породами и гранитоидами, габбро-гнейсами и диорито-гнейсами (последние - в Сергеевском террейне). Комплексы протерозойских гранитоидов являются составной частью упомянутых террейнов. Условно мы относим их к коллизионным. Начиная с венды, в пределах Матвеевско-Нахимовского террейна формировался рифтогенный (?) субширотный Кабаргинский субтеррейн, выполненный позднепротерозойскими-раннекембрийскими слабометаморфизованными породами, в т.ч. железистыми кварцитами. В конце кембрия (?) здесь произошло формирование небольших интрузий гранитов митрофановского (по Ю.Н.Олейнику, 1992 г.) комплекса, вероятно являющихся внутриплитными.

История входящих в состав Ханкайской АСС Вознесенского и Спасского террейнов восстанавливается, начиная с раннего кембрия. Вознесенский террейн является фрагментом пассивной континентальной окраины, он образован нижнекембрийскими терригенными и карбонатными породами. Состав нижнекембрийских отложений закономерно меняется в направлении с запада на восток от наземных и прибрежно-морских терригенных пород к ритмично переслаивающимся толщам терригенных и карбонатных пород, формировавшихся, судя по характерным тектурным признакам, на континентальном склоне Спасский террейн образован нижнепалеозойскими турбидитами и меланжем с включениями ленточных кремней и офиолитов, крупных олистоплак нижнекембрийских карбонатных пород и среднекембрийских песчаников и конгломератов. Нижнекембрийские карбонатные породы накапливались в условиях приконтинентального шельфа, о чем свидетельствуют находки мелководной фауны. Предполагается, что данный террейн является фрагментом раннепалеозойской аккреционной призмы. Деструктивные процессы, начавшиеся в Матвеевско-Нахимовском террейне в венде, в конце кембрия-ордовике охватили и Вознесенский и Спасский террейны. С этими процессами связано формирование в ордовике (и девоне ?) в пределах Вознесенского террейна типично внутриплитных гранитоидов вознесенского комплекса. В Спасском террейне эти процессы не проявлены, либо здесь не вскрыты эрозией разновозрастные с вознесенским комплексом граниты. В пределах Сергеевского террейна с этим этапом, вероятно, связано формирование *таудеминского* комплекса гранитоидов.

Образование Ханкайской АСС как крупной структурной единицы началось в ордовике и происходило в процессе амальгамации перечисленных выше террейнов. Завершился этот процесс формированием в силуре коллизионных анатектоидных гранитов гродековского и шмаковского комплексов.

В южной части Ханкайской АСС в силуре формируются обширные впадины, выполненные силурий-

скими терригенными породами, залегающими на кембрийских отложениях с перерывом и угловым несогласием. С девона Ханкайская АСС развивается как окраинная часть континента. Постамагматические проявления вулканизма и связанного с ним плутонизма имели место в пределах краевых частей Ханкайской АСС в течение всего девона, в раннем и среднем карбоне, а также в конце ранней и в течение всей поздней перми и относятся к внутриплитным "смешанным" магматическим сериям; девонско-каменноугольный магматизм отражает эпиконтинентальные деструктивные процессы. Для каждого из перечисленных вулканоплутонических комплексов характерны гранитоиды.

Западнее Ханкайской АСС главным образом, в приграничных районах Северо-Восточного Китая и Кореи, располагается Лаоелин-Гродековский террейн, представляющий собой сложную составную структуру. Он сложен породами, принадлежащими к ассоциации ранне-позднепермской островной дуги, в том числе - позднепермскими дунит-клинопироксенит-габбровыми и тоналит-гранитными интрузиями. Кроме того, здесь присутствуют фрагменты терреинов неясной природы, сложенные раннесилурийскими вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Позднепермские гранитоиды описываемого террейна относятся к субдукционному типу. В конце перми-начале триаса происходила коллизия Лаоелин-Гродековского составного террейна с Ханкайской АСС и формирование из первоначально разобщенных фрагментов крупной континентальной Северо-Китайско-Амурской плиты в результате аккреции [7]. Происходило это, судя по палеомагнитным данным, в приэкваториальной области [6]. Вероятно, часть позднепермских гранитов Лаоелин-Гродековского террейна, включаемых нами в настоящее время в субдукционный комплекс, следует относить к коллизионным. Северо-Китайско-Амурский континент постепенно перемещался с юга на север к Сибирскому кратону с коллизией в средней юре.

Со средней юры - переломного момента в развитии СЗ части Тихого океана и его обрамления - возникает и развивается по настоящее время система циркум-тихоокеанских зон субдукции, на фоне которой происходит формирование позднемезозойских и кайнозойских комплексов тихоокеанской окраины Азии, в том числе - образующих Сихотэ-Алинскую АСС. В рамках Приморья последняя включает четыре террейна, представляющих собой фрагменты юрской и раннемеловой активной окраины Азии - Самаркинский, Таухинский, Журавлевский и Кемский. В средней юре-берриасе происходит формирование Самаркинской аккреционной призмы, непосредственно примыкающей к Северо-Китайско-Амурской плите. Продолжение этого террейна на юг прослеживается во внутрен-

ней Японии, а также на отдельных островах дуги Рюкю и Филиппинской дуги вплоть до о. Борнео [35]. В его составе доминируют среднеюрские-берриасские турбидиты и олистохромы с включениями средне-верхнепалеозойских офиолитов, верхнепалеозойских известняков, верхнепалеозойских и нижнемезозойских ленточных кремней и базальтов. Данная призма формировалась в процессе субдукции океанической плиты под континент подобно тому, как это происходит сейчас вдоль западного побережья Южной Америки. Проявления вулканизма, связанного с этой субдукцией, известны в краевой части Сергеевского террейна (позднеюрская-берриасская монакинская свита). Вдоль восточного обрамления Ханкайской АСС в течение триаса-юры накапливались эпиконтинентальные, частью угленосные отложения.

Начиная с раннего мела, история региона несколько усложняется, так как в разных частях его существуют одновременно различные геодинамические обстановки.

Юго-восточную часть Сихотэ-Алинской АСС занимает Таухинский террейн, являющийся остатком неокомской аккреционной призмы. Он отражает продолжение процесса субдукции, имевшего место в этот период на некоторых участках границы между Азиатским континентом и Тихим океаном [4]. Неокомские (преимущественно валанжинские) турбидиты и олистохромы содержат здесь фрагменты палеогайотов девона-начала юры, ленточных кремней и базальтов пермского, триасового и юрского возраста, а также верхнетриасовых и берриас-валанжинских терригенных пород.

Вдоль непосредственной границы океанической и континентальной плит формировался Журавлевский террейн, образованный раннемеловыми турбидитами; происходило это, по-видимому, на фоне леволатеральных перемещений вдоль этой границы, т.е. на участке его формирования господствовала обстановка трансформной окраины [4]. Одновременное существование двух геодинамических режимов - субдукционного и режима трансформной окраины - представляется эпизодом перехода от широкомасштабной субдукции в средней и поздней юре к доминированию режима трансформной окраины в конце раннего мела. Смена геодинамических режимов связана, по-видимому, с изменением направления движения океанической плиты относительно края континента от СЗ до почти меридионального [5]. С учетом того, что в раннемеловое время где-то юго-восточнее Журавлевского палеобассейна существовал фронт новообразованной Кемской островной дуги, можно предполагать, что данный палеобассейн являлся также и задуговым.

Вдоль северо-восточной, прибрежной части Приморья располагается Кемский террейн апт-альбской островной дуги. Он наблюдается в изолирован-

ных окнах среди верхнемеловых постаккреционных вулканических образований. В его составе доминируют граувакковые и аркозовые турбидиты, базальты, андезиты, дациты и их туфы.

В конце раннего-начале позднего мела перечисленные террейны Сихотэ-Алинской АСС, формировавшиеся значительно южнее современного своего положения, были вовлечены в значительные по масштабам леволатеральные перемещения по системе окраинно-континентальных сдвигов, принадлежащих, главным образом, системе Тан-Лу [5]. При этом, по-видимому, происходило их ссучивание, а при косых столкновениях с выступающими частями кратонов (например, с ЮВ краем Сибирской плиты) имели место коллизионные явления. Увеличение вертикальных мощностей осадочной обложки, явившееся результатом ссучивания и коллизии, привело, по-видимому, к выплавлению палингенных коллизионных гранитоидов и, в целом, к наращиванию континентальной коры Азиатского континента по латерали.

В континентальной части окраины Азиатского континента, в пределах Ханкайской АСС, синхронно с формированием разнообразных раннемеловых структурно-вещественных комплексов - аккреционных призм, островных дуг, турбидитовых - в больших впадинах происходило образование преимущественно континентальных, меньше прибрежно-морских отложений (готерив-альб, в некоторых впадинах до сеномана включительно); континентальные отложения повсеместно угленосны. В Алчанской впадине в это время формировались позднеальбские вулканы (алчанская свита). Ряд подобных впадин известен и к северу от Алчанской. Расположены они кулисообразно, их ориентировка субпараллельна системе сдвигов Тан-Лу, причем вулканогенные впадины, фиксирующие растяжение земной коры, закономерно чередуются с зонами сжатия (ссучивания), в которых формировались коллизионные гранитоиды. Это отвечает обстановке трансформной окраины, существовавшей в раннем мелу на краю всего Азиатского континента [4].

В конце альбского времени, вероятно, в связи с очередным изменением направления движения прилегающей к континенту части океанической плиты возобновился процесс субдукции в зоне, расположенной восточнее Сихотэ-Алинской АСС. Над зоной субдукции в течение всего позднего мела развивается Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСВП) как постаккреционное образование. Преддуговые фрагменты активной окраины, соответствующей ВСВП, известны на Западном Сахалине (Западно-Сахалинский междуговой прогиб); в Японии же это внешняя (Хоккайдо-Набильская) тектоническая дуга [31].

Вулканические серии позднего маастрихта-палеогена, входящие в состав ВСВП, резко отличаются

от позднемеловых (богопольский, верхнекедровский и, возможно, кузнецовский комплексы). Данные серии принадлежат уже к внутриплитным "смешанным", и их формирование связано с соседствующими постсубдукционными зонами растяжения [28, стр. 95].

Наряду с формированием вулканических в зонах синдвиговой деструкции, фиксируемых грабеноподобными депрессиями, происходило отложение угленосных континентальных образований. Такие же грабеноподобные депрессии различной ориентировки, выполненные палеоген-неогеновыми отложениями, развиты и на Ханкайской АСС.

В плиоцене на всей территории Приморья происходило излияние платобазальтов, принадлежащих к внутриплитным "несмешанным" магматическим сериям.

ГРАНИТОИДЫ ПРИМОРЬЯ И СВЯЗАННАЯ С НИМИ РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Гранитоидный магматизм играл, таким образом, значительную роль в истории формирования региона, а в отдельные периоды - например, в процессах неоднократных коллизий, определял ход процесса. С учетом вышесказанного, в Приморье выделены следующие типы гранитоидов, отвечающие отдельным геодинамическим обстановкам: коллизионные, субдукционные, внутриплитные. Первые две группы наиболее распространены в Приморье.

Коллизионные гранитоиды. До настоящего времени считается общепринятым, что коллизионные гранитоиды представляют собой результат выплавления на глубоких горизонтах земной коры и принадлежат к S-типу. Для них характерна высокая глиноземистость, высокие, «коровые» стронциевые отношения [8]. Однако результаты детального изучения элементов-примесей в коллизионных гранитах Приморья и характеризующие их весьма различные начальные стронциевые отношения показали значительную пестроту их состава [2]. По мнению Л.Н.Хетчикова и др. [2], имеющие место типично «мантийные» стронциевые отношения в отдельных разновидностях гранитоидов связаны, по-видимому, с тем, что данные граниты формировались за счет аккреционных призм с большим количеством фрагментов океанического материала. В Сихотэ-Алине наиболее широко распространены раннемеловые коллизионные гранитоиды, которые фиксировали сложившуюся к этому времени картину складчатых и разрывных дислокаций. Характерной общей особенностью коллизионных гранитоидов является отсутствие эффузивных аналогов интрузий. Типоморфным признаком этого типа гранитоидов является также их принадлежность к ильменитовой серии. Они характеризуются весьма низкими значениями магнитной восприимчивости - $0 - 100 \cdot 10^{-5}$ СИ (рис. 1).

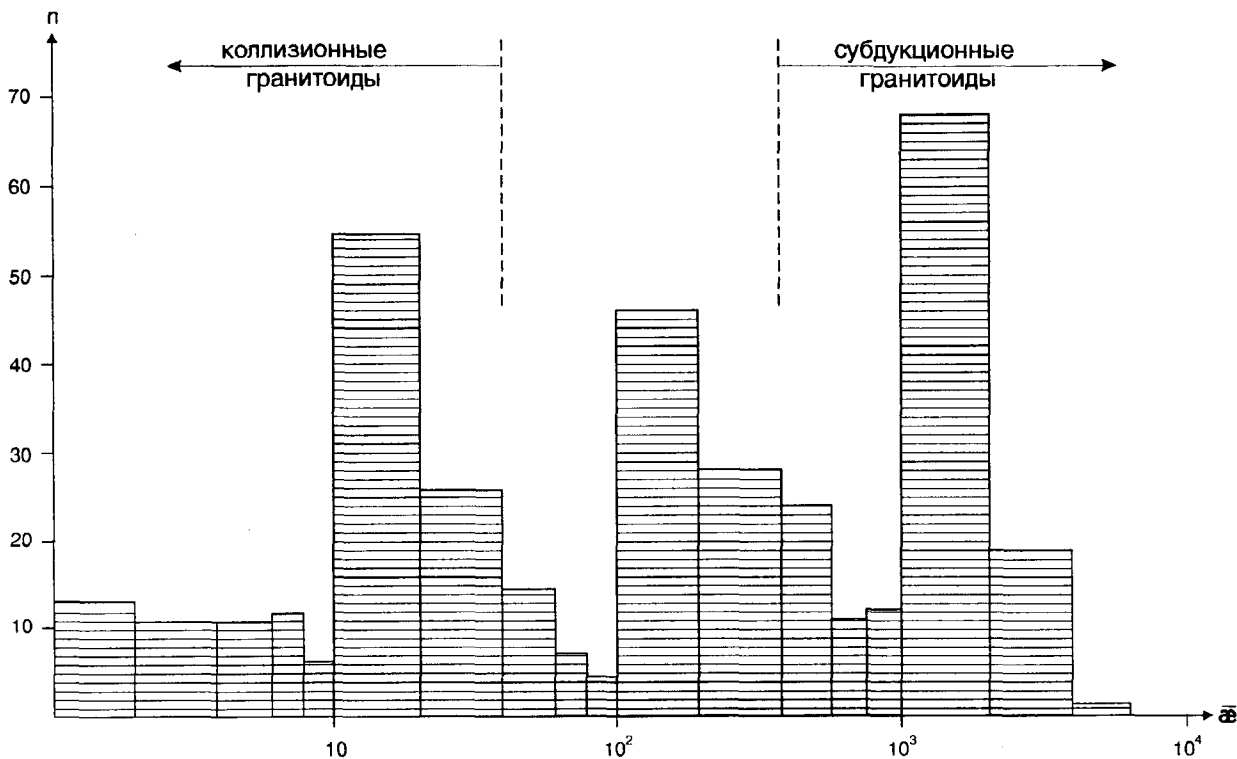


Рис. 1. Диаграмма распределения средних значений магнитной восприимчивости гранитоидных массивов Приморья
 n - количество интрузивных массивов
 \bar{x} - средние значения магнитной восприимчивости массива [10^{-5} СИ]

Субдукционные гранитоиды. К данному типу отнесены гранитоиды в составе вулcano-плутонических ассоциаций, формировавшихся, по-видимому, над зонами субдукции. Они принадлежат большей частью к магнетитовой серии и, соответственно, характеризуются высокими значениями магнитной восприимчивости - 1000 и более $\cdot 10^{-5}$ СИ (рис. 1).

Внутриплитные гранитоиды. Внутриплитные магматические комплексы являются проявлением подкоровых процессов, не зависящих от взаимодействия литосферных плит. Образование внутриплитных гранитоидов связывается с внедрением глубинных мантийных плюмов. В связи с предшествовавшим внедрению плюмов разогревом литосферы происходило активное смешение магм нижней мантии с веществом верхней мантии и земной коры. В результате формировались бимодальные вулканические серии и плутонические породы субщелочного ряда - так называемые "смешанные" серии [32]. К моменту формирования внутриплитных магматических ассоциаций вмещающие структуры различного происхождения представляли собой консолидированную континентальную литосферу. По магнитным характеристикам эти гранитоиды не образуют компактной группы. Часть из них характеризуется высокими значениями магнитной восприимчивости и в этом отношении близка к субдукционным гранитоидам, а часть принадлежит к

средне- и слабмагнитным разностям, содержит в составе аксессуаров как магнетит, так и ильменит, и именно с этим типом гранитоидов следует, по-видимому, сопоставлять породы, выделяемые Н.П. Романовским и др. [21] в магнетит-ильменитовую серию. В структурно-историческом плане вулcano-плутонические комплексы, связанные с мантийными плюмами на конвергентных границах плит, обычно выступают как постколлизийные или постсубдукционные образования.

Коллизионные гранитоиды

1) Коллизионные гранитоиды в составе докембрийских метаморфических террейнов.

К этой группе относятся протерозойские и раннепалеозойские гранитоиды Матвеевско-Нахимовского и Сергеевского террейнов. Геологическая позиция этих гранитоидов для отнесения их к какому-либо геодинамическому типу достаточно неопределенна. К коллизионным данные гранитоиды отнесены условно на основании их петрологических характеристик с учетом состава аксессуарных минералов и магнитных свойств.

В Матвеевско-Нахимовском террейне гранитоиды представлены двумя ассоциациями. К первой принадлежат ультраметаморфические граниты, развитые только среди нижнепротерозойских толщ, с которыми

ми имеют постепенные взаимопереходы или, реже, рвущие контакты. Размеры тел незначительны, чаще всего это послойные инъекции мощностью в первые метры во вмещающих метаморфических породах. Форма и внутреннее строение интрузий довольно сложные, что объясняется существенной ролью анатексиса, палингенеза, мигматизации в процессе их образования. Принадлежащие к этой ассоциации протерозойские интрузии представлены двумя типами гранитоидов - анатектоидными и метасоматическими. К анатектоидному типу относятся гнейсо-граниты, аляскиты, пироксеновые граниты и пегматиты, которые образовались в результате переплавления осадочных пород в условиях ультраметаморфизма. Метасоматические гранитоиды представлены порфиروبластическими гранитами, образовавшимися в процессе калиевого метасоматоза [15]. Для обоих типов гранитоидов характерно наличие большого количества реликтов биотитовых сланцев и гнейсов. Количество биотита в породах резко варьирует в зависимости от наличия и количества реликтов сланцев и гнейсов. Пегматиты этой ассоциации простые кварцполевошпатовые. Акцессорные минералы представлены монацитом, апатитом, цирконом, рутилом, сфеном, ксенотимом, ортитом и турмалином. Встречаются также силлиманит и гранат. По химическому составу гранитоиды первой ассоциации относятся к пересыщенным кремнекислотой богатым щелочами породам, характеризующимся также повышенной глиноземистостью. В целом состав пород отличается крайней невыдержанностью. Отношение калия к натрию варьирует в широких пределах (0,3-3,7), но преобладают калиевые разности. Пересыщенность глиноземом выражена наличием нормативного корунда и присутствием граната и силлиманита. Порфиروبластические граниты содержат повышенные количества титана, сконцентрированного в ильмените. С гранитоидами первой ассоциации связано образование скарнов с полиметаллической минерализацией, а также редкоземельная минерализация в пегматитах. Вторая, более поздняя ассоциация гранитоидов пространственно приурочена к площадям развития позднепротерозойских образований. Гранитоиды образуют здесь конкордантные тела, имеют гнейсовидную структуру и содержат многочисленные ксенолиты и реликты вмещающих пород. Среди них наиболее распространены биотит-мусковитовые, аляскитовые, турмалиновые и гранатовые граниты, а также пегматоидные разности и пегматиты. Последние встречаются либо в виде отдельных жил, либо образуют поля сближенных жил. Пегматиты либо простые кварцполевошпатовые, либо сложнозамещенные редкоземельные с лепидолитом и сподуменом. Акцессорные минералы пород этой ассоциации - циркон, апатит, монацит, гранат, турмалин, сфен, ильменит и рутил.

В петрохимическом отношении данные граниты принадлежат к субщелочным калиевым разностям (отношение Ka/Na в среднем 1,6) со средним содержанием кремнезема 73%. Породы пересыщены глиноземом, содержат до 5% нормативного корунда. С гранитоидами данной ассоциации связаны проявления вольфрама, бора, флюорита, тантала, ниобия и цезия.

В Сергеевском террейне выделены протерозойские (?) интрузии, объединенные в партизанский комплекс [11]. Гранитоиды этого комплекса представлены ассоциацией пород гнейсовидного облика и сложного диорит-гранитного состава. Данные гранитоиды несут признаки гибридности и ассимиляции пород различного состава, в первую очередь габброидов, широко развитых в Сергеевском террейне. Между типами пород наблюдаются сложные фациальные взаимоотношения, составы их меняются без какой-либо видимой закономерности. Доминируют гранодиориты, фациально переходящие в плагиограниты. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, реже монацитом. По химическому составу породы соответствуют гранодиорит-гранитному ряду пород нормальной щелочности. По соотношению щелочей и глинозема комплекс относится к пересыщенной глиноземом калиево-натровой серии.

2) Силурийские гранитоиды известны под названиями гродековского и шмаковского комплексов. Они образуют крупные батолитоподобные массивы (Гродековский, Еленовский) в краевых частях Ханкайской АСС, часто приуроченные к границам между террейнами (рис. 2). Строение массивов неоднородно, среди них наблюдаются многочисленные блокоостанцы вмещающих пород, представленных гнейсами и метаморфическими сланцами. Контакты гранитов с ними постепенные, в переходных зонах наблюдаются мигматиты и гранито-гнейсы. Сами граниты зачастую также имеют гнейсовидную текстуру. По составу выделяются: 1) граниты биотитовые и биотитсодержащие микроклиновые от средне- до крупнозернистых, 2) граниты лейкократовые мелкозернистые аплитовидные, часто порфиroidные и 3) граниты роговообманково-биотитовые. Наибольшим распространением пользуется первая разновидность гранитов. Мелкозернистые аплитовидные порфиroidные граниты слагают тела различной формы и размеров в пределах интрузий биотитовых гранитов и связаны с ними постепенными переходами. Биотитовые граниты образованы стандартным набором минералов, характерно наличие решетчатого микроклина с тонкой каемкой альбита. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, апатитом, ильменитом, сфеном и гранатом. В петрохимическом отношении силурийские гранитоиды объединяют довольно обширный ряд пород преимущественно гранитного состава повышенной и, реже, нормальной

щелочности. Преобладают субщелочные граниты и лейкограниты. Содержания кремнезема варьируют в пределах 69-75% (в среднем 74%), сумма щелочей составляет 7,5-10,6% (среднее 8,5). Калий всегда преобладает над натрием, отношение K/Na составляет в среднем 1,5. Все граниты высокоглиноземистые, содержат нормативный корунд. Отдельные разности являются весьма высокоглиноземистыми с коэффициентом глиноземистости 10-11. Условия залегания силурийских гранитоидов, их петро- и геохимические особенности указывают на то, что эти породы являются типичными автохтонными палингенными гранитоидами, в процессе образования которых большую роль играли процессы магматического замещения [26]. Имеющиеся рубидий-стронциевые датировки гранитоидов укладываются в интервал 408-411 млн лет. С силурийскими гранитоидами связаны небольшие скарновые проявления железа и полиметаллов.

3) Раннемеловые коллизионные гранитоиды распространены преимущественно в пределах Самар-

кинского и Журавлевского террейнов Сихотэ-Алинского супертеррейна. Несколько массивов располагается также в пределах Ханкайской АСС вблизи её восточной окраины (рис. 2). Данные граниты разделены на два комплекса - хунгарийский и татибинский.

Хунгарийские граниты готеривского возраста распространены на севере Приморья в пределах Самаркинского террейна. Они образуют крупные куполовидные интрузии с относительно полого погружающимися контактами (Шивкинский, Бирушкинский и др.). Состав и внутреннее строение интрузий довольно однообразны, главные разновидности представлены биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Краевые части массивов нередко сложены гранодиоритами, образующими своеобразные оторочки вокруг гра-

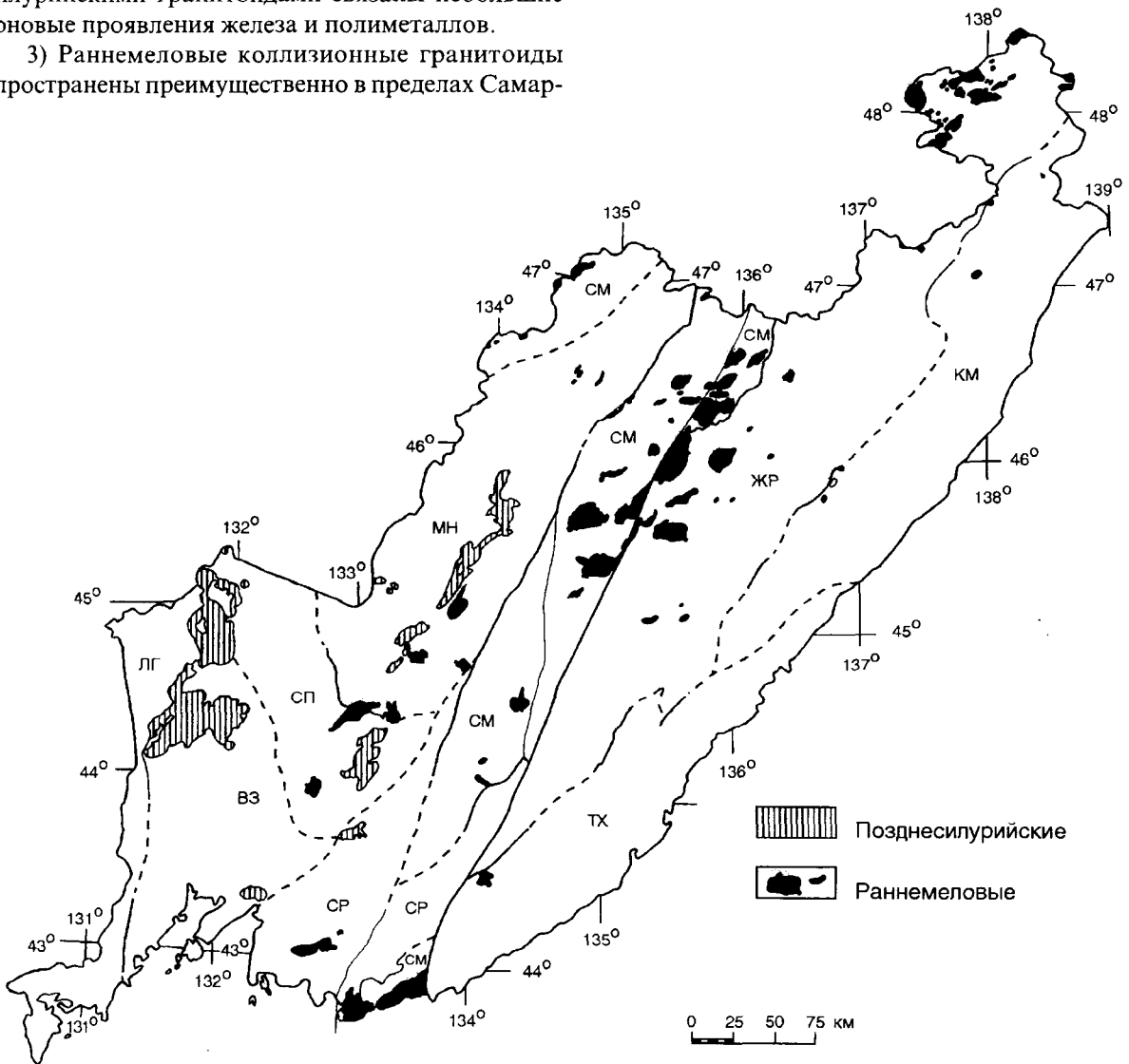


Рис. 2. Фанерозойские коллизионные граниты Приморья

Террейны: МН - Матвеевско-Нахимовский, СП - Спасский, ВЗ - Вознесенский, СР - Сергеевский, СМ - Самаркинский, ЖР - Журавлевский, ТХ - Таушинский, КМ - Кемский, ЛГ - Лаоелин-Гродековский

нитов, с которыми связаны постепенными переходами. Породы комплекса характеризуются повышенным количеством темноцветных при высоком содержании кварца. Плаггиоклаз всегда преобладает над калиевым полевым шпатом. Акцессорные минералы представлены монацитом, кордиеритом, апатитом, рутилом, цирконом и топазом. По химическому составу хунгарийские граниты близки к средним типам пород гранитной формации [16], отличаясь от них несколько пониженными содержаниями кремнезема и щелочей, занимая, таким образом, промежуточное положение между нормальными и низкощелочными гранитами. Характерна также резкая пересыщенность пород алюминием относительно щелочей, что выражается в появлении нормативного корунда и акцессорного кордиерита и низком коэффициенте аргайтности (0,5). Это позволяет выделить хунгарийские граниты в особый тип высокоглиноземистых гранитов, что впервые было сделано Э.П.Изохом [10]. К-Аг датировки хунгарийских гранитов - в пределах 112-135 млн лет. Определение возраста гранитов этого же комплекса Rb-Sr методом дало цифру 127 ± 45 млн лет (устное сообщение Л.Н.Хетчикова). С хунгарийскими гранитами парагенетически связаны скарновые месторождения шеелитовых руд.

Татибинские граниты, по геологическим данным, формировались в позднеальбское-раннесеноманское время. Имеющиеся датировки К-Аг-методом укладываются в интервал 120-70 млн лет. Определения возраста Rb-Sr-методом для двух массивов дали цифры 98 и 128 млн лет [2]. Гранитоиды этого комплекса наиболее широко распространены в Самаркинском и Журавлевском террейнах, тяготея к их северным частям и к границе между ними (массивы Белогорский, Дальнинский, Арминский, Приисковский и др.). Отдельные интрузии этого комплекса известны и в южной части Самаркинского террейна (Успенский массив). Вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома и оперяющих его разломов северо-восточного простирания интрузии образуют ветвящиеся цепочки. Массивы комплекса образованы тремя группами пород, соответствующими, вероятно, трем последовательным фазам их формирования: 1) амфибол-биотитовые гранодиориты и адамеллиты, 2) амфибол-биотитовые и биотитовые порфириовидные граниты, 3) биотитовые равномерно-зернистые лейкократовые граниты [9]. Биотитовые граниты составляют более 70% площади массивов. Преобладают среднезернистые граниты порфириовидной структуры, обусловленной наличием крупных вкрапленников плаггиоклаза. Менее распространены крупнозернистые граниты и гранит-порфиры. В некоторых массивах отмечаются миароловые разности. Для многих массивов, по данным В.С.Иванова, весьма характерно «чередование всех разностей порфириовидных гранитов и гранит-

порфиоров в виде пологопадающих пластовых тел и линз с расплывчатыми взаимопереходами» [9, стр. 25]. Лейкократовые граниты образуют небольшие штоки и дайки. В их составе резко преобладают калишпат и кварц, почти постоянно присутствуют мусковит и гранат. Для гранитов комплекса характерно также наличие шлиров пегматитов с гранатом и турмалином. Акцессорные минералы представлены гранатом, кордиеритом, андалузитом, ильменитом, цирконом, апатитом, касситеритом, флюоритом, ортитом и сфером. По петрохимическим характеристикам гранитоиды татибинского комплекса образуют гомодромный непрерывный ряд от кварцевых диоритов через гранодиориты и граниты до лейкогранитов и субщелочных лейкогранитов. Породы комплекса относятся к натрово-калиевому и калиевому рядам. Общая железистость пород от гранодиоритов до лейкогранитов постепенно возрастает при устойчиво низкой окисленности железа. Глиноземистость пород комплекса варьирует от умеренной до весьма высокой ($al' = 6,4-9,5$). Высокоглиноземистые разности гранитоидов, широко распространенные на северо-востоке Приморья, некоторые авторы выделяют в особый сандинский (или сандинско-бисерский [12]) комплекс. С татибинскими гранитами связаны жильные проявления олова, вольфрама, молибдена и, в незначительной степени - свинца и цинка.

Особое положение занимают раннемеловые гранитоиды, развитые по восточной окраине Ханкайской АСС (Крыловский, Добрышанский массивы). Они, вероятнее всего, связаны общностью происхождения с коллизионными гранитоидами, распространенными в Самаркинском и Журавлевском террейнах, но внедрялись в жесткое основание уже существующего континента, используя для этого ослабленные зоны по его окраинам.

Субдукционные гранитоиды

К данному типу отнесены гранитоиды в составе вулканоплутонических ассоциаций, формировавшихся над зонами субдукции. В Приморье к субдукционным гранитоидам отнесены: 1) позднепермские гранитоиды в Лаоелин-Гродековском террейне и 2) позднемеловые гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСВП) (рис.3).

1) Позднепермские гранитоиды в Лаоелин-Гродековском террейне входят в состав сложной габбро-тоналитовой серии. Кислые разновидности пород этой серии представлены комплексами тоналитовых гранитоидов и гранофировых гранитов.

Тоналитовые гранитоиды образуют сложные многофазные массивы, в составе которых участвуют тоналиты (переходящие иногда в кварцевые диориты и плаггиогранодиориты), граниты и лейкограниты (Рязановский массив). Особенностью их минерального состава являются очень низкие содержания калиево-

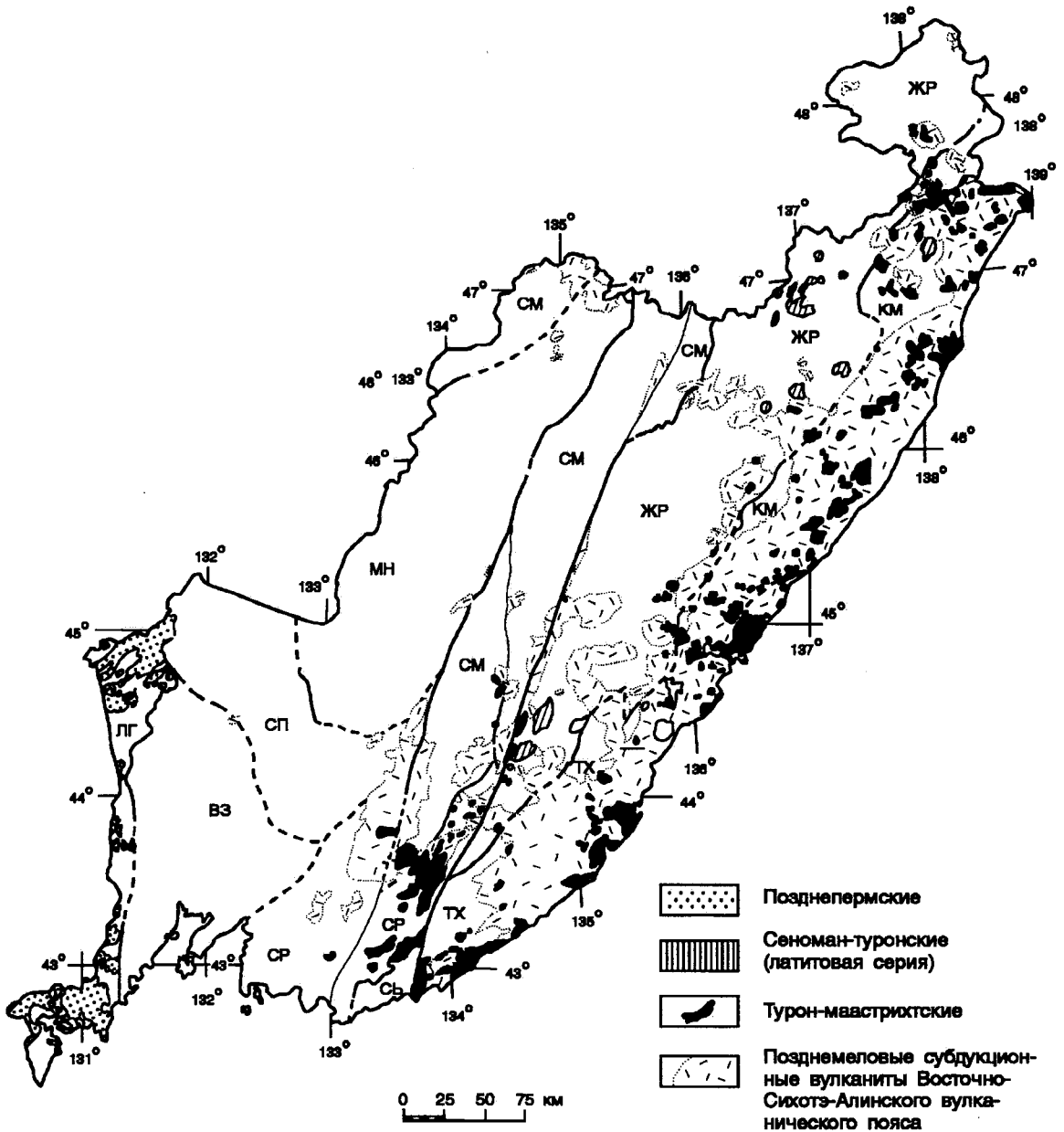


Рис. 3. Субдукционные гранитоиды Приморья
 Террейны: МН - Матвеевско-Нахимовский, СП - Спасский, ВЗ - Вознесенский, СР - Сергеевский, СМ - Самаркинский, ЖР - Журавлевский, ТХ - Таухинский, КМ - Кемский, ЛГ - Лаоелин-Гродековский

го полевого шпата (не более 5-6%) и повышенная меланократовость пород при высоких содержаниях кварца. Из петрохимических особенностей тоналит-гранитного комплекса следует отметить повышенные содержания кальция и, особенно, магния и железа. С тоналитовыми гранитоидами постоянно ассоциируют проявления шеелитовой и полиметаллической минерализации. Не исключено, что часть гранитоидов, отнесенных к данному комплексу, формировалась в

процессе позднепермской-раннетриасовой коллизии. В первую очередь, это относится к крупному массиву слабо намагниченных гранитоидов на полуострове Гамова. Однако для проверки этого предположения, вытекающего из истории геодинамического развития Лаоелин-Гродековского террейна, необходимы дополнительные исследования.
 Комплекс гранофировых гранитов пользуется ограниченным распространением (массивы Камену-

шинский, Барабашевский). Данные граниты, характеризующиеся широким развитием гранофировых микроструктур, обладают низкой известковистостью, пониженной общей щелочностью и резко пониженной калиевостью. С комплексом гранофировых гранитов связаны гранат-магнетитовые скарны и мелкие рудопроявления золота.

2) Позднемеловые гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса входят в состав трех возрастных ассоциаций: 1) сеноман-туронской, 2) турон-кампанской и 3) маастрихтской. Почти все они являются составными частями вулканоплутонических комплексов.

(а) Сеноман-туронские интрузии. В составе этой возрастной группы интрузий и субвулканических образований выделяются два комплекса - вулканоплутонический синанчинский и интрузивный бачелазский. В синанчинском комплексе гранитоиды отсутствуют. Бачелазский комплекс развит в Журавлевском террейне в тыловой части вулканического пояса (Золотогорский, Правовалинкуйский, Березовский и ряд мелких массивов). Интрузии этого комплекса имеют обычно небольшие размеры, форму штоков и дайкообразных тел. Крупные массивы редки. По составу это габбро-монцонит-гранитный комплекс, причем все разновидности пород присутствуют обычно в одном массиве. Главной особенностью комплекса является монцонитоидность всех типов пород, то есть парагенезис основного плагиоклаза и калиевого полевого шпата, биотита и пироксена (часто с оливином). Акцессорные минералы представлены цирконом, ильменитом, апатитом и ортитом. Все породы комплекса отличаются преобладанием калия над натрием, особенно значительным в кислых разновидностях. Железистость пород средняя и незначительно повышается в кислых дериватах. Окисленность железа очень низкая. Условия залегания, возраст и петрохимические характеристики позволяют сопоставлять данный комплекс с латитовой серией, известной в тыловых частях вулканических поясов андийского типа [8]. Этот комплекс - единственный в Приморье из субдукционных, принадлежащих к ильменитовой серии и характеризующийся, соответственно, низкой намагниченностью образующих его пород. По данным В.С.Иванова и др. [9], породы комплекса содержат повышенные концентрации олова, меди и бора. С бачелазскими интрузиями ассоциируют месторождения олова, меди (медно-порфирового типа), серебра и полиметаллов.

(б) Турон-кампанские гранитоиды входят в состав приморского вулканоплутонического комплекса (массивы Валентиновский, Мокрушинский, Опрининский, Лидовский, Амгинский, Светлый и др.). Они обнаруживают тесную структурную, петро- и геохимическую связь с кислыми вулканитами приморской

серии, внедрение их являлось завершающим эпизодом формирования данного комплекса. По глубинам формирования приморские гранитоиды условно разделены на интрузии малых глубин и приповерхностные [29]. К интрузиям малых глубин отнесены относительно крупные, сложно построенные, обычно многофазные массивы. Они имеют форму пластовых тел, залегающих в верхних частях среди кислых вулканитов приморской серии, а в нижних - среди пород складчатого фундамента. Для этих интрузий, имеющих обычно трехфазное строение, установлена следующая последовательность внедрения: 1) кварцевые габбро и монцониты, 2) нормальные граниты и гранодиориты и 3) аляскитовые граниты. Массивы простого строения встречаются реже и сложены породами какой-либо одной фазы, чаще всего гранитами. Для интрузий малых глубин характерны полнокристаллические равномерно-зернистые или порфировидные структуры, значительное количество автолитов. Наряду с обычными породами в составе массивов имеются породы с признаками гибризма. Приповерхностные интрузии имеют небольшие размеры и сложены гранитами, аляскитовыми гранитами или гранит-порфирами. Они приурочены к вулканотектоническим депрессиям или кальдерам проседания, отличаются большой пестротой структур, среди которых преобладают порфиоровые. В этих интрузиях широко развиты миароловые пустоты, гнезда пегматоидного строения. Приповерхностные интрузии являются, таким образом, связующим звеном между экструзиями и собственно интрузивными образованиями.

Гранитоиды приморского комплекса в целом сложены тремя петрографическими группами пород: 1) диоритами и кварцевыми диоритами, 2) гранодиоритами и гранитами и 3) лейкократовыми (аляскитовыми) гранитами. Граниты и лейкограниты во всех массивах резко преобладают. По соотношению кремнекислотность-щелочность гранитоиды образуют непрерывный стандартный гомодромный ряд дифференциатов и относятся к известково-щелочной натрово-калиевой серии. Для них характерна повышенная железистость кислых дифференциатов (при низкой степени окисленности железа) и повышенная кальциевость пород некоторых интрузий. Калий значительно преобладает над натрием ($K/Na - 1,5-2$). Среди акцессорных минералов характерными являются магнетит, циркон, апатит и ортит, встречаются также гранат и сфен. Гранитоиды содержат повышенные концентрации олова и фтора. С приморскими гранитоидами связаны проявления олова, серебра, полиметаллов и флюорита, а также месторождения бора.

(в) Маастрихтские интрузии представлены дальнегорским комплексом. Этот комплекс участвует в строении вулканических построек и вулканотектонических структур, пространственно и генетичес-

ки ассоциируя с вулканитами самаргинской свиты или ее аналогов (массивы Самаргинский, Карактинский, Кипрейный, Тернейский, Ольгинский, Владимирский). Интрузии чаще всего представляют собой небольшие штоки и линейные трещинные тела, располагающиеся либо в зонах кальдерных разломов, либо в основаниях вулканических сооружений. Большинство интрузий имеет двухфазное строение. К первой фазе относятся габбро и диориты, ко второй - гранодиориты и граниты. В пределах фаз между отдельными разновидностями во многих случаях наблюдаются постепенные переходы. Наибольшим распространением пользуются диориты и граниты. В целом породы комплекса образуют нормальный гомодромный ряд дифференциатов габбро-диорит-гранит. Повышенная щелочность заметна только в габбро и диоритах некоторых интрузий, что находит минералогическое подтверждение в появлении калиевого полевого шпата. Обращает на себя внимание практически одинаковое количество щелочей в породах с резко различными содержаниями кремнезема. Натрий почти всегда превалирует над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 1,5$) и только в наиболее кислых разностях щелочи содержатся приблизительно в равных количествах. Породы комплекса содержат повышенные концентрации серебра, свинца, висмута и молибдена. Минералогической особенностью дальнегорских гранитоидов является большое количество акцессорного магнетита. Кроме того, присутствуют циркон, апатит и ортит. С дальнегорскими гранитоидами связаны месторождения и проявления скарновых и жильных полиметаллических руд, проявления медно-порфирового и ртутного оруденения.

В петрохимическом отношении ВСВП неоднороден. Отчетливо выражена этапность его формирования и эволюционная изменчивость вулканоплутонических комплексов. Для раннего этапа (сеноман-кампан) характерна наибольшая пестрота состава вулканоплутонических комплексов, включающих всё разнообразие пород от основных до кислых. В маастрихтское время вулканизм отличался большей однородностью при преобладании вулканических пород среднего и умеренно кислого состава. Контрастно выражена поперечная зональность ВСВП. В прибрежной, фронтальной части пояса в составе комплексов как раннего, так и позднего этапов отчетливо доминируют породы известково-щелочных серий. Тыловая же часть пояса весьма специфична. В сеноман-кампанское время здесь отчетливо фиксируется увеличение основности и щелочности вулканоплутонических комплексов по сравнению с разновозрастными образованиями прибрежной части пояса. Появление монцитонитов может быть обусловлено большей глубиной действовавших субдукционных магматических очагов, чем во фронтальной части вулканичес-

кой дуги. Кроме того, для тыловой части дуги в большей степени, вероятно, характерны процессы контактированности субдукционных магм коровым материалом.

Гранитоиды внутриплитных "смешанных" магматических серий

В эту группу включены раннепалеозойские вознесенские гранитоиды, локально развитые в пределах одноименного террейна, гранитоиды девонского, каменноугольного и пермского, а также раннемелового возраста - коагматы постколлизийных вулканистов, - широко распространенные в краевой восточной части Ханкайской АССР (рис.4). Несколько условно к этому типу отнесены митрофановский комплекс в пределах Матвеевско-Нахимовского террейна и таудеминский комплекс в Сергеевском террейне. Кроме того, к этому типу отнесены постсубдукционные гранитоиды позднемелового-палеоценового возраста, развитые в пределах ВСВП и формировавшиеся, как нам представляется, в пределах осдвиговых зон растяжения после перемещения на восток зоны позднемеловой субдукции.

Гранитоиды митрофановского комплекса, известные в средней части Матвеевско-Нахимовского террейна, слагают ряд небольших штоков, представлены турмалиновыми, двуслюдяными, мусковитовыми и гранатовыми разностями; иногда встречаются аляскиты. Акцессорные минералы - циркон, апатит, монацит, гранат, турмалин, ильменит. Граниты обогащены редкими элементами - бериллием, литием, рубидием, ниобием, танталом, оловом. Петрохимически это существенно калиевые граниты, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.6$; пересыщены глиноземом, содержат нормативный корунд до 5,3%. Возможно, что к этому комплексу следует относить и пегматиты - простые кварц-полевошпатовые и сложнзамещенные редкометалльные, упомянутые выше.

Таудеминский комплекс в Сергеевском террейне представлен нормальными биотитовыми гранитами и лейкогранитами [11]. Широко развиты пегматоидные разности и пегматитовые жилы. Акцессории представлены апатитом, цирконом и ортитом. По химическому составу породы относятся к калиево-натровой серии с весьма высокой глиноземистостью. Возраст данных гранитов, определенный Ar-Ar методом, составляет 492 млн лет [32].

В пределах Вознесенского террейна установленные ордовикские (ордовикско-девонские) типично внутриплитные гранитоиды вознесенского комплекса. Он включает в себя две основные разновидности пород - биотитовые и протолитионитовые граниты. Эти разновидности выделялись ранее и принимались либо за фазы [22, 23], либо за фации [3] одного комплекса.

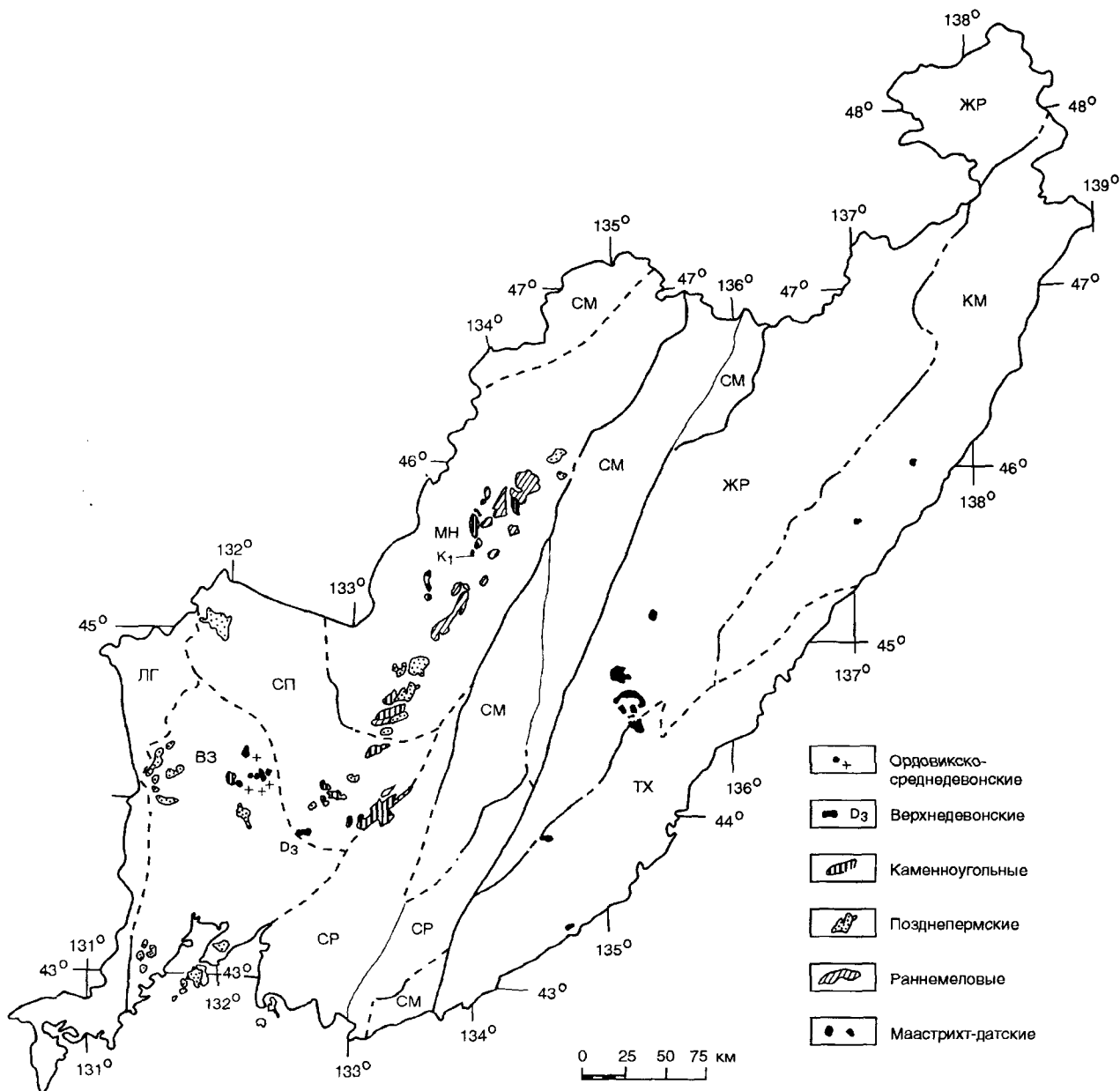


Рис. 4. Гранитоиды внутриплитовых "смешанных" серий

Террейны: МН - Матвеевско-Нахимовский, СП - Спасский, ВЗ - Вознесенский, СР - Сергеевский, СМ - Самаркинский, ЖР - Журавлевский. ТХ - Таухинский, КМ - Кемский, ЛГ - Лаоелин-Гродековский.

Биотитовые граниты представлены среднезернистыми часто порфировидными биотитовыми турмалинсодержащими разностями, слагающими небольшие массивы трещинного типа, явно дискордантные, но вытянутые согласно с простираниями вмещающих складчатых структур (Первомайский, Ярославский, Чихезский). Часто это штоки с крутыми контактами. Аксессуарные минералы представлены цирконом, апатитом, рутилом, ортитом, монацитом, касситеритом, флюоритом, турмалином и магнетитом. В петрохимическом отношении биотитовые граниты относятся к

субщелочным лейкогранитам (сумма щелочей 8,3-9%) с резким преобладанием калия ($K_2O/Na_2O = 1,6$). Они достаточно глиноземисты ($al' = 6-9$) при среднем содержании кремнезема 73,5%. Содержания фтора колеблются от 817 до 2630 г/т, а лития - в пределах 200-300 г/т. Определение возраста Rb-Sr методом дало цифру 450 млн лет (поздний ордовик). Не исключается, что биотитовые граниты следовало бы отнести к коллизионному типу, но для этого необходимы специальные исследования. Косвенным подтверждением этого служат данные М.Г.Руб по корреляции Sr и ве-

личины отношения Rb/Sr в магматических породах Вознесенского района, согласно которым вознесенские биотитовые граниты образуют на диаграмме единое поле с заведомо коллизионными гродековскими гранитами, а не с лейкократовыми протолитионитовыми [24]. С вознесенскими биотитовыми гранитами тесно ассоциированы оловянные и олово-вольфрамовые месторождения. Собственно оловянные месторождения сопровождаются интенсивным борным метасоматозом и незначительной бериллиево-флюоритовой минерализацией.

Лейкократовые протолитионитовые граниты слагают небольшие тела также трещинного типа, апикальные части которых сильно грейзенизированы (Вознесенский и Пограничный массивы). Протолитионит занимает в породах позицию биотита, являясь, по М.Г.Руб [25], первично магматическим минералом. По геофизическим данным, подтвержденным отдельными скважинами (до глубины 700-800 м), небольшие штокообразные массивы гранитов - Вознесенский и Пограничный - являются лишь выступами более крупного гранитного массива, представленного уникальными литий-фтористыми разностями с протолитионитом, лепидолитом, топазом. Граниты интенсивно альбитизированы и заметно грейзенизированы даже на глубинах 700-1200 м. Вследствие интенсивной альбитизации граниты характеризуются преобладанием натрия над калием при общей повышенной щелочности (до 9,3%). Содержания фтора в 10 раз превышают средние его содержания в кислых породах. Наряду с этим в гранитах содержатся anomalно высокие концентрации лития (до 600 г/т) и редких элементов, благодаря чему всеми исследователями они относятся к редкометалльному литий-фтористому типу. Rb-Sr возраст этих гранитов 384 млн лет. С редкометалльными вознесенскими гранитами генетически связаны танталовые (с ниобием) месторождения. Образование танталовой минерализации обусловлено процессом ранней грейзенизации (топазизации), происходившей в автотасоматический этап. Парагенетическая связь с описываемыми гранитами установлена для редкометалльно-флюоритовой минерализации, которая проявилась в связи с процессом поздней грейзенизации, обусловленной воздействием гидротермальных растворов, насыщенных флюидами и поступавших, скорее всего, из глубинного магматического очага. С этим этапом грейзенизации связано образование линейных зон грейзенов по гранитам и своеобразных апокарбонатных (по И.Н.Говорову) грейзенов по известнякам, представляющих собой слюдисто-флюоритовые с бериллием руды, обогащенные также рубидием, литием, цезием, сосредоточенными в слюдах.

Вознесенские граниты - биотитовые и протолитионитовые - были детально изучены в лаборатории изотопных исследований ДВИМСа (Н.С.Герасимов)

по образцам М.Д.Рязанцевой. Это позволило высказать некоторые соображения о происхождении этих гранитов [27]: 1) граниты формировались при участии вещества нескольких резервуаров: докембрийских метаморфических пород, вмещающих терригенно-карбонатных толщ кембрия и глубинных флюидов; 2) вознесенские граниты сформировались в течение трех фаз тектоно-магматической активности: а) внедрение биотитовых гранитов и образование связанных с ними месторождений касситерит-кварцевого и касситерит-силикатного типов, б) внедрение биотит-протолитионитовых гранитов и образование скарно-вых полиметаллических месторождений, в) образование редкометалльных альбит-топазовых апогранитных (с танталом) и слюдисто-флюоритовых апокарбонатных грейзенов; 3) установленные повышенные величины начальных отношений (0.736) изотопов стронция позволяют предполагать связь вознесенского интрузивного комплекса с глубинным диапиром кимберлитоподобной магмы, под действием тепла и флюидов которого происходило выплавление расплава в слоях коры различной глубинности и состава.

Девонско-каменноугольные вулканы представляют собой бимодальные серии, в которых установлено неоднократное контрастное чередование базитов и риолитов; базальтовые составляющие обогащены титаном, что является важным критерием связи их формирования со структурами растяжения, а не с островными дугами. В течение всего периода формирования Синегорской впадины происходила последовательная смена толеитовых, шошонитовых, латитовых и риодацитовых комплексов. Все они характеризуются весьма высокой глиноземистостью, повышенной щелочностью, $K > Na$. Концентрации Sn, Pb, Zn, Mo, Rb, Y, Zr, Nb, La, Ce в 2-4 раза превышают кларковые. Комагматы девонско-каменноугольных вулканических комплексов представлены экструзивными и плутоническими фациями. Последние разделены на два комплекса - девонский (кленовский) и ранне-среднекаменноугольный (куйбышевский).

Позднедевонские гранитоиды входят в состав единичных интрузий, имеющих сложный габбро-гранитный состав (Кленовская интрузия). Гранитоиды большей частью субвулканического облика образуют заключительную фазу и играют резко подчиненную роль. Они представлены гранодиоритами и гранитами нормального ряда с повышенными содержаниями щелочей при преобладании калия. Породы отличаются повышенными содержаниями титана.

Каменноугольные гранитоиды, обычно включаемые в куйбышевский комплекс, образуют массивы в пределах Синегорской вулканогенной впадины (Куйбышевский). Это приповерхностные граниты, среди которых различаются биотитовые и лейкократовые разности, связанные постепенными перехода-

ми. В краевых частях массивов появляются порфировидные граниты, вплоть до гранит-порфинов. Из полевых шпатов преобладает калиевый - микроклиноптерит. Биотита обычно менее 5%, почти повсеместно он замещен мусковитом и протолитионитом. Очень характерен набор акцессорных минералов, включающий циртолит, циркон, торит, колумбит, касситерит, фергусонит, монацит и флюорит. В гранитоидах широко проявлена альбитизация, участками - грейзенизация. Они характеризуются пересыщенностью кремнекислотой и щелочами при резком дефиците кальция и титана и соответствуют плюмазитовому типу редкометалльных гранитов. С каменноугольными гранитами связаны проявления флюорита, а также тантало-ниобиевая, оловянная и уран-молибденовая минерализация.

Позднепермские интрузии известны по восточной окраине Ханкайской АССР. Развитие магматизма шло по гомодромной схеме; формирование гранитов в позднепермское время, вероятно, отвечает начальным этапам раскрытия эпиконтинентального тыловодужного бассейна. В целом отмечается весьма пестрый состав пород этого комплекса от гипербазитов до биотитовых гранитов, лейкогранитов и граносиенитов (массивы Бельцовский, Кочкарный, Седанкинский и др.). Все различия связаны постепенными переходами. Локализуются интрузии среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород верхней перми. Для них характерна повышенная щелочность. Акцессорные минералы комплекса маловыразительны: циркон, сфен, ортит, магнетит, апатит. Рудной минерализации, связанной с этим комплексом, практически не установлено.

Раннемеловые гранитоиды отнесены к данному типу условно. Ранее они относились к позднепермским [1], однако определения возраста Rb-Sr методом дали цифру 120 млн лет, что позволило Ю.Н. Олейнику выделить *троицкий* комплекс раннемеловых гранитоидов [19]. Ими образована цепочка штокообразных интрузий среди вулканитов этого же возраста. Интрузии сложены биотитовыми гранитами, лейкогранитами и гранит-порфирами. Породы обладают повышенной глиноземистостью, сумма щелочей в них - превышает 8% при преобладании калия. По петрохимическим особенностям гранитоиды относятся к плюмазитовому типу редкометалльных гранитов. Для них характерен широкий смешанный набор акцессорных минералов, включающий циркон, апатит, рутил, монацит, ортит, ильменит, магнетит, топаз, гранат, сфен и флюорит. С этими гранитоидами связана оловянно-вольфрамовая и полиметаллическая с флюоритом минерализация.

Постсубдукционные позднемеловые-палеоценовые гранитоиды в пределах ВСВП являются интрузивными аналогами вулканитов богопольской свиты ультракислого состава. Это якутинский комплекс

(на севере края - йолийский), представленный лейкогранитовыми гранитами, субщелочными гранитами, лейкогранитами и гранит-порфирами, образующими субпластовые залежи среди вулканитов, штоки, закупорившие подводные каналы вулканов, дайки и трещинные тела, залечившие кольцевые и радиальные разломы вулcano-тектонических структур (массив г. Мир). По химическому составу среди пород комплекса доминируют субщелочные граниты и субщелочные лейкограниты, реже встречаются нормальные граниты и лейкограниты. Все породы пересыщены кремнекислотой, относятся к калиевому ряду, обладают повышенной железистостью при низкой и средней окисленности железа. Суммарное содержание щелочей достигает 8-8,5% при незначительном преобладании калия. Аляскитовые различия гранитов содержат повышенные концентрации фтора. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, ортитом, флюоритом и касситеритом. С гранитоидами данного комплекса связана флюоритовая и золото-серебряная минерализация.

ВЫВОДЫ

1. Создание новой тектонической карты Приморья на террейновой основе позволило классифицировать гранитоиды с учетом геодинамических обстановок их формирования; при этом возраст образования гранитоидных комплексов не играет определяющей роли. Выделены такие типы гранитоидов: 1) коллизионные, 2) субдукционные и 3) внутриплитные "смешанных" серий. Сопоставление минералогических, петрологических и геохимических особенностей гранитоидов Приморья позволяет сделать вывод о том, что гранитоиды (вне зависимости от возраста), формировавшиеся в условиях определенной геодинамической обстановки, характеризуются определенным набором признаков и сопровождаются характерными типами рудной минерализации.

2. Коллизионные гранитоиды представлены преимущественно субщелочными гранитами до лейкогранитов и аляскитов, для них характерно преобладание калия над натрием. Особенности, присущими только коллизионным гранитоидам, являются их высокая глиноземистость, отсутствие эффузивных аналогов интрузий и принадлежность к ильменитовой серии. Данные гранитоиды, судя по составу элементов-примесей и весьма различным начальным стронциевым отношениям, достаточно гетерогенны, что, вероятно, обусловлено различиями состава субстрата, за счет которого они формировались. Этим, по-видимому, объясняется разнообразие эндогенной минерализации, генетически или парагенетически связанной с данными гранитоидами. Акцессорные минералы коллизионных гранитоидов представлены ильменитом, монацитом, гранатом, кордиеритом, касситеритом, флюоритом, топазом, апатитом и цирконом.

С коллизионными гранитоидами связаны скарново-грейзеновые месторождения вольфрама, а также мелкие грейзеновые вольфрам-оловянные месторождения и проявления золотокварцевой минерализации.

3. Субдукционные гранитоиды относятся к известково-щелочной натрово-калиевой серии, нормальному ряду. Калий иногда несколько преобладает над натрием, но, в основном, их количества приблизительно равны. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ортитом, апатитом, цирконом, гранатом и сфеном. Данные гранитоиды принадлежат к магнетитовой серии, с ними связаны оловянно-полиметаллические и полиметаллические (с оловом и серебром) и борные месторождения, а также медные (медно-порфировые и жильные) и золотомедные, а также флюоритовые рудопроявления.

4. Внутриплитные гранитоиды представлены преимущественно плюмазитовыми, очень часто литий-фтористыми гранитами. Они содержат такой же набор акцессорных минералов, как и коллизионные граниты и, кроме того, магнетит, турмалин и тантал-ниобаты. Большая часть этих гранитоидов принадлежит к магнетит-ильменитовой серии. С ними связана, прежде всего, редкометалльная (Be, Li, Ta, Nb, Cs) и флюоритовая, а также уран-молибденовая (с флюоритом) минерализация, вольфрам-оловянные проявления в грейзенах и золотосеребряная (только в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса) минерализация.

5. Новый подход к классификации гранитоидов позволит по-новому подойти к решению вопроса их металлогенической специализации, а следовательно и оценить перспективы региона с новых позиций.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 95-05-14648).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. 32: Приморский край. М.: Наука, 1969. 690 с.
2. Герасимов Н.С., Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н. и Гвоздев В.И. Рубидий-стронциевые изохроны дальнинского комплекса Центрального Сихотэ-Алиня и их петрогенетическая интерпретация. // Докл. РАН. 1994. Т. 334, № 4. С. 473-475.
3. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
4. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В., Симаненко В. П. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь): Препринт. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 82 с.
5. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны - фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 13-26.
6. Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин. М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит на территории СССР (в 2 томах). М.: Недра, 1990.
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
9. Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л., Степанов Г.Н., Стрижкова А.А. Гранитоиды и монзонитоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 160 с.
10. Изох Э.П. Гипербазит-габбровый формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов/СО АН СССР. Новосибирск, 1965. 139 с.
11. Коваленко С.В., Давыдов И.А. Сергеевский выступ - древняя структура Южного Сихотэ-Алиня// Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С.1173-1177.
12. Левашов Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин. Владивосток: ДВО АН СССР. 1981. 380 с.
13. Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Л.А.Изосов и др. Геодинамические обстановки проявления доюрского магматизма на юге Сихотэ-Алиня: Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 56с.
14. Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Л.А.Изосов и др. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.
15. Леликов Е.П. Петрология и геохимия гранитоидов восточной части Ханкайского массива (Приморский край). Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971. 23 с.
16. Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева и др. Магматические формации СССР (тома 1 и 2). М.: Недра, 1979.
17. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Иностран. лит., 1956. 226 с.
18. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч. 2: Интрузивные образования. Препринт. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 28с.
19. Олейник Ю.Н., Рязанцева М.Д. Раннемеловой магматизм в восточном обрамлении Ханкайского массива// Тихоокеан. геология. 1984. № 5. С. 59-66.
20. Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шоропова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
21. Романовский Н.П., Гурович В.Г., Сато К. Магнитная восприимчивость и металлогенические характеристики гранитоидов Циркум-Япономорского региона// Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, № 6. С.24-31.
22. Руб М.Г., Руб А.К. Новые данные о геологических и геохимических особенностях магматических образований Приханкайского района//Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 57-67.
23. Руб А.К., Руб М.Г. Новые данные о магматических образованиях Приханкайского оайона и их соотношение с оруденением//Рудоносность магматических ассоциаций. М., 1988. С. 40-74.
24. Руб М.Г., Руб А.К. Петрология редкометалльных гранитов Вознесенского рудного узла, Приморье// Петрология. 1994. Т.2, № 1. С. 43-67.
25. Руб М.Г., Руб А.К., Лосева Т.И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 73-85.

26. Рязанцева М.Д. Сравнительная характеристика вознесенских и гродековских гранитов южной части Ханкайского массива//Изверженные породы Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 69-73.
27. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района//Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 60-73.
28. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144с.
29. Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск: Изд. Томского ун-та, 1972. 150 с.
30. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления Северо-Запада Тихого океана. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.
31. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое:Препринт//Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
32. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н. Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края (очерк). Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
33. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks//Mining Geol. 1977. V. 27. P. 293-305.
34. Ishihara S., Sasaki A. and Sato K. Metallogenic map of Japan. Scale 1:2 000 000. Plutonism and Mineralization. Geological Survey of Japan. 1992.
35. Mizutany S, Shao J. and Quinglong Z. Nadanhada terrane in relation to Mesozoic on continental margins of East Asia//Acta Geologica Sinica. 1990, Vol.3, No.1. P. 15-29.

Поступила в редакцию 15 апреля 1997 г.

Рекомендована к печати Карсаковым Л.П.

M.D.Ryazantseva, V.V.Golosubov, V.V.Ratkin, A.N.Sokarev

Geodynamical typification of Primorye granitoids

New tectonic map of Primorye based on the terrane concept and paleogeodynamical analysis allowed to classify granitoids according to geodynamical conditions of their formation. The following types of granitoids were distinguished: 1) collision-related ones, 2) subduction-related ones, 3) intra-plate «mixed» series ones. Each geodynamical type of granitoids (independently of age) is characterized by typical mineralogical, petrological, geochemical, petrophysical features, and is accompanied by quite certain ore mineralization.

ВОЗМОЖНОСТИ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ МПВ ПРИ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ О. САХАЛИН

*В.Э.Кононов**, *К.Ф.Сергеев***, *В.В.Аргентов***, *С.К.Биккенина***, *В.В.Жигулев***, *Э.Г.Жильцов***

**АОЗТ "Шельф", г. Южно-Сахалинск,*

***Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск.*

Изложены результаты исследований методом преломленных волн (МПВ) на северо-восточном шельфе о. Сахалин. Двумерные градиентно-слоистые модели по двум профилям дают скоростную характеристику вдоль границ и распределение скоростей внутри слоев. По профилям МВП построен геолого-геофизический разрез осадочного чехла. Мощность осадочных отложений в пределах исследованного района шельфа составляет 7-10 км. Скоростные модели позволили определить структуру и мощность различных катагенетических зон. Делается вывод о хорошей информативности МВП для решения нефтегеологических задач.

В 1990 г. на приостровной акватории северо-восточного Сахалина выполнены сейсмические исследования методом преломленных волн (МПВ) по двум профилям субмеридиональной ориентации. Профили пересекают основные промышленно-нефтегазоносные поднятия (рис.1) - Ныйское (месторождения Луньское и Вени), Чайвинское (месторождение Чайво) и Одоптинское (месторождение Пильтун-Астохское), входящие в состав Северо-Сахалинского нефтегазового бассейна.

В районе исследований МПВ проведена съемка МОВ ОГТ по сети 1x1, 2x2 км, пробурено 18 поисково-разведочных скважин. Эти исследования были направлены на поиски залежей УВ в промышленно-нефтегазоносных отложениях шельфа острова (верхне-среднемиоценовых в северной части и средне-нижнемиоценовых в южном секторе шельфа северо-восточного Сахалина). В результате этих работ в районе открыты и подготовлены к разработке три крупных месторождения нефти, газа и газоконденсата с суммарным запасом углеводородов 780 млн т.

Реально оценивая результаты исследований, следует отметить, что достаточно хорошо изучен разрез дельтовых и прибрежно-морских отложений бассейна, залегающих на глубинах до 3-3.5 км. Остальная часть (более 60 %) осадочного выполнения представлена морскими образованиями. Эта толща обладает невысокими отражающими свойствами, но играет доминирующую роль в формировании углеводородного потенциала северо-восточного шельфа. Она является главным нефтегенерационным источником и в ней размещены резервуары углеводородов.

Хотя район изучен относительно хорошо, данных для объективной оценки углеводородного потенциала северо-восточного шельфа острова и степени его реализации в уже открытых месторождениях недостаточно. Это зависит от эффективности прогноза полной мощности осадочного выполнения, содержания в чехле раннемиоценовых-позднепалеогеновых глинисто-кремнистых образований. Последние рассматриваются как ведущий нефтегазогенерирующий комплекс, а на участках же тектонической активности и в зонах постседиментационной трещиноватости как аккумулятор промышленных скоплений УВ в ловушках массивного типа (месторождения класса Окружное, Восточный Кайган, расположенные на острове). Особенно актуальным представляется прогноз литофизической характеристики дагинских (нижний миоцен) отложений в пределах Одоптинской и Чайвинской зон, где оценка состава рассматриваемой толщи весьма неоднозначна. Существуют два полярных мнения о ее составе:

- разрез представлен преимущественно песчаными образованиями, сходными по облику и нефтегазоносности с одновозрастными продуктивными отложениями месторождений Ныйской зоны;
- разрез представлен глубоководными глинисто-кремнистыми породами.

Для изучения этих проблем перспективным является МПВ, который, определяя сейсмические скорости вдоль границ, дает возможность судить о физических свойствах преломляющих горизонтов и прогнозировать вещественный состав, изучать неоднородности сред и т.д. [3].

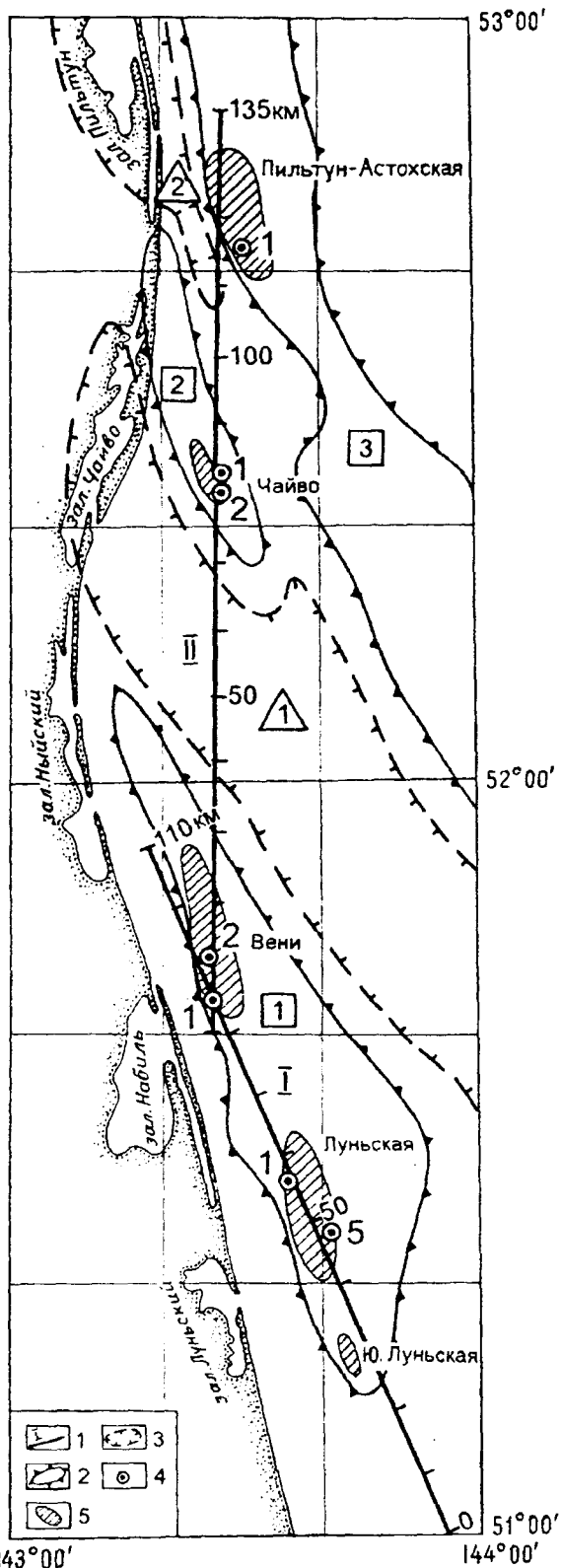


Рис.1. Схема структурных элементов района исследований.

1 - Профили МПВ; 2 - антиклинальные зоны (цифры в треугольниках: 1 - Ныйская, 2 - Чайвинская, 3 - Одоптинская); 3 - мегасинклинали (цифры в квадратах: 1 - Чайвинская, 2 - Пильтунская); 4 - скважины; 5 - антиклинальные структуры (контуры даны по изогипсе одного из сейсмических горизонтов).

При интерпретации данных МПВ необходимо учитывать следующие основные особенности строения нефтегазового бассейна (НГБ).

1. Максимальная мощность кайнозойского чехла оценивается в 10 - 11 км. Консолидированное основание (фундамент НГБ) представлено высоколиитофицированными осадочно-вулканогенными образованиями мезозойского (?) возраста. Поверхность фундамента характеризуется развитием контрастных эрозионно-тектонических форм.

2. Стратиграфические подразделения осадочного выполнения НГБ характеризуются существенной изменчивостью состава пород. Литофациальный спектр разновозрастных отложений изменяется в широких пределах - от субконтинентальных до глубоководно-морских разновидностей, характер литофациальных переходов самый разнообразный.

3. В кайнозойской эволюции Северо-Сахалинский НГБ испытал два этапа растяжения (постпалеогеновый, нижнемиоценовый) и постплиоценовую Сахалинскую фазу сжатия. Это явилось причиной того, что на различных участках разновозрастные отложения находились в различной термобарической обстановке и характеризуются изменчивостью литофизических свойств даже аналогичных фациальных образований. Кроме этого, в зонах влияния крупных разломов, которые имеют широкое развитие, за счет динамометаморфизма формируются зоны литофизических аномалий.

4. В основании осадочного разреза развита толща глинисто-кремнистых отложений, возраст которых изменяется от позднепалеогеновых (на юге рассматриваемой акватории) до среднемиоценовых (на севере). Эта толща, плотностью в среднем 2.5 г/см^3 , из-за своей хрупкости в зонах тектонической активности характеризуется разуплотнением за счет широкого развития постседиментационной трещиноватости.

Все указанные факторы являются весьма важными для определения петрофизических критериев нефтегазоносности. Поэтому возможности МПВ для фиксирования скоростных коридоров и оценки их латеральной изменчивости дают информацию о "внутренней" структуре среды, особенно значимой в нефтегазовой геологии, где геохронологическая принадлежность исследуемых литокомплексов не столь важна - основной информацией является прогноз их литофизических свойств.

Все сказанное выше и определило комплекс задач, которые предполагалось решить посредством получения подробного скоростного разреза вдоль профилей МПВ и определения полной мощности осадочных образований путем картирования поверхности консолидированного основания.

ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Использована методика обращенного сейсмопрофилирования с радиобуйковыми (РБ) станциями и пневматическим излучателем (объем рабочей камеры - 30 дм^3) на 2-х пересекающихся и частично перекрывающихся профилях I и II длиной 105 и 135 км соответственно (рис.1). Расстояние между РБ - около 5 км, длина реально полученных годографов - 30-35 км, дискретность излучения сейсмических сигналов - 1 излуч./мин. (около 200 м между соседними точками излучения).

РБ имели следующие параметры: чувствительность пьезодатчика - 150 мкВ/мкБ, коэффициент усиления сейсмического тракта - 500, динамический диапазон - 52 дБ, частотный диапазон усилительного тракта - 6-60 Гц. Регистрация колебаний осуществлялась в аналоговом виде на магнитном носителе магнитофона Н-67 с последующей оцифровкой для ввода в ЭВМ.

Постановка РБ осуществлялась только в якорном варианте. При этом около 70% материала получено спаренными постановками РБ, остальной материал - на одиночных станциях. Плановая привязка

пунктов излучения (ПИ) и станций осуществлялась с помощью спутниковой навигационной системы «Цикада» с приемо-индикатором «Шхуна» и радиолокационной станции «Дон», а также спутниковой навигационной системы «Транзит» с приемо-индикатором YLE-3850 (точность привязки до 400 м) и радионавигационной системы «Лоран-С» с приемо-индикатором «YNA-671» (точность привязки от 30 до 400 м.). В процессе обработки положение ПИ и РБ корректировалось по параметрам «водной» волны.

ВОЛНЫ И ГОДОГРАФЫ

Характерные особенности записи волн иллюстрируются на сейсмограммах (рис.2). Наблюденная система годографов по профилю II представлена на рис.4. Система годографов по профилю I не приводится, поскольку структуры годографов на обоих профилях принципиально не отличается друг от друга.

Основные особенности волновых полей, зарегистрированных на обоих профилях, кратко можно охарактеризовать (подробное описание волн дано в [1]) следующим образом.

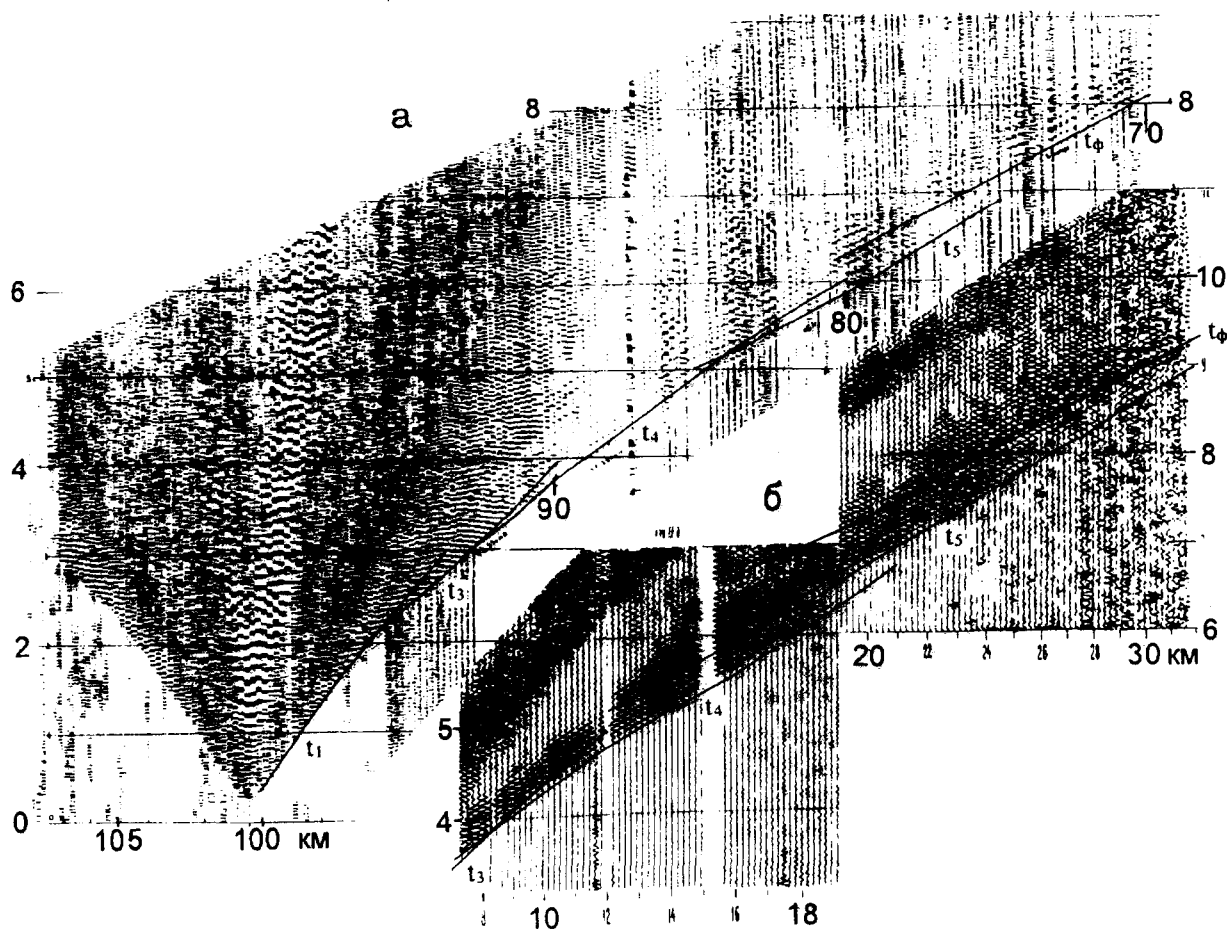


Рис.2. Наблюдаемые сейсмограммы.

а- Профиль I, РБ 21; б- профиль II, РБ 43. Линии на сейсмограммах - вычисленные годографы.

До расстояний 8-10 км от РБ регистрируются в основном рефрагированные волны. По осредненным данным их кажущиеся скорости (V^*) возрастают от 1,8 км/с, вблизи РБ, до 2,1 км/с на удалении около 4-х км. Далее, по мере увеличения расстояния (до 8-10 км), происходит более резкое нарастание значений скорости - до 3,7-3,8 км/с, а в 15-18 км от ПИ они достигают величины 4,4 км/с. Годографы этих волн близки к прямолинейным, нагоняющие годографы практически параллельны и волны можно считать квазиголовными [4]. То же самое относится и к волне с $V^*=5,2$ км/с, прослеживаемой в первых вступлениях в интервале 18-25 км от РБ. Интервалы прослеживания каждой из указанных волн изменяются в зависимости от глубины залегания преломляющей границы. Вариации времен первых волн относительно средних годографов по профилям составляют $\pm 0,5$ с.

Смена волн первых вступлений как правило нечеткая. Проследить указанные выше волны в последующих вступлениях, за редким исключением, не предоставляется возможным.

Регистрируемые на сейсмограммах волны имеют сложный, интерференционный рисунок записи. Запись волн осложнена наличием многочисленных зон нарушений, участков с аномально резким их затуханием, искривлением осей синфазности и т.д. Поэтому первичная регуляризация волнового поля (идентификация волн на сейсмозаписях всех или части постановок РБ), необходимая для последующего анализа и построения сейсмических разрезов, весьма затруднена. Кроме того, осложняло этот анализ и то, что работы производились не по одной линии, а в полосе профилей шириной около 1 км. Присутствие в геологическом разрезе высокоскоростных прослоев обусловило часто встречаемое затухание фаз преломленных волн, приводящее к ступенчатой форме годографов.

Преломленные волны от поверхности фундамента ($V^* > 6,0$ км/с) начинают прослеживаться с 16-20 км от РБ в последующих, а после резкого затухания предыдущих волн ($V^*=5,2$ км/с) - в видимых первых вступлениях. Место этой временной ступени не привязывается к местоположению годографа на профиле (т.е. не связано с латеральными неоднородностями геологического разреза) и зависит только от расстояния источник-приемник, что свидетельствует о наличии слоя пониженной скорости между границами с $V = 5,2$ и $6,0$ км/с [4]. Различные модели слоя пониженной скорости и соответствующие ему годографы и синтетические сейсмограммы будут рассмотрены ниже.

На некоторых сейсмограммах в последующих вступлениях на относительно небольших удалениях от РБ (10-12 км) регистрируются высокоскоростные

волны (7-8 км/с), отраженные, по-видимому, от границ в низах осадочного слоя.

В целом, анализ волновой картины на обоих профилях позволяет сделать два существенных вывода, которые во многом определяют методику интерпретации и моделирования зарегистрированных волновых полей.

1. До удалений источник-приемник, равных 8-10 км, на большей части профилей регистрируются рефрагированные (преломленные с малыми интервалами прослеживания) волны. Далее, до расстояний 25-30 км, волны можно считать квазиголовными или слабо рефрагированными.

2. Повсеместное прослеживание «ступенчатых» годографов свидетельствует о среде, в которой существует переслаивание высоко- и низкоскоростных слоев.

ПОСТРОЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Ранее указывалось, что на близких от РБ расстояниях преломленные волны трудно идентифицируются без предварительных знаний о геологическом разрезе из-за малых интервалов их прослеживания, что обусловлено слоистостью и градиентностью верхней части разреза и в условиях, когда имеют место значительные амплитуды колебаний глубин до преломляющих границ. Поэтому при построении сейсмических разрезов дополнительно были использованы имеющиеся материалы скважинных наблюдений и разрезы МОВ ОГТ.

Первоначальное построение границ производилось стандартными способами [5] при допущении, что среда имеет однородно-слоистое строение.

Полученные модели использовались как начальное приближение для лучевого моделирования. Для анализа был использован пакет программ RAY 81 [7]. Трассированием лучей корректировалась морфология каждой границы и распределение скоростей в слоях таким образом, чтобы получилось максимальное соответствие расчетных и наблюдаемых годографов (до $\pm 0,05$ с) и чтобы форма последних была максимально подобной. Моделирование показало, что волновые поля на сейсмограммах сформированы преломленно-рефрагированными, близкими и критически отраженными и кратными волнами.

В пределах профиля I, который расположен вблизи (не далее 1.5 км) профилей МОВ ОГТ, построение разреза осуществлялось при совместном использовании данных отраженных и преломленных волн. При этом временной разрез МОВ являлся основой для определения конфигурации преломляющих границ, а данные МПВ - для определения скоростного распределения в слоях.

Моделирование динамических особенностей волнового поля (расчет синтетических сейсмограмм) для северного участка профиля II проведено с использованием пакета программ по рефлективному методу [9].

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Рассчитанные в процессе моделирования градиентно-слоистые модели представлены на рис.3,4, а основные их характеристики обобщены в табл. 1.

Всего в разрезе осадочных отложений выделено шесть регионально прослеженных скоростных слоев (рис. 3,4; табл.1), подстилаемых фундаментом. Верхние три слоя имеют невысокие значения скоростей сейсмических волн (до 3.9 км/с) и являются относительно высокоградиентными (b до 0.6 1/с). В нижних слоях скорости достигают 5.1 - 5.4 км/с (в низах осадочного разреза), а значения b редко превышают величины 0.2 - 0.3 1/с.

Преломляющая граница между слоями 1 и 2 в скоростном отношении является слабоконтрастной ($\Delta V = 0.1 - 0.2$ км/с) и выделяется только в пределах

профиля I. На большей части профиля II указанные слои представляют единую низкоскоростную высокоградиентную толщу. Поле скоростей в двух верхних слоях довольно однородно по латерали и только в сводовой части Венинской антиклинали и на ее северном крыле (пк 80 -110) наблюдаются локальные чередующиеся участки с повышенными и пониженными скоростями.

На профиле I слои 2 - 4 в пределах северного крыла Венинской антиклинали (пк 93 -110) характеризуются существенно повышенными значениями скоростей, на 0.6 - 0.8 км/с превышающих средние скоростные параметры соответствующих слоев по обоим профилям. Изменение скоростей по латерали происходит резко, что обусловлено наличием здесь разломов.

Слой 6, залегающий непосредственно над фундаментом, имеет, в целом, пониженные значения скоростей. Однако величины последних являются предположительными, поскольку непосредственно по материалам МПВ они не могут быть определены. Следует иметь в виду также и то обстоятельство, что

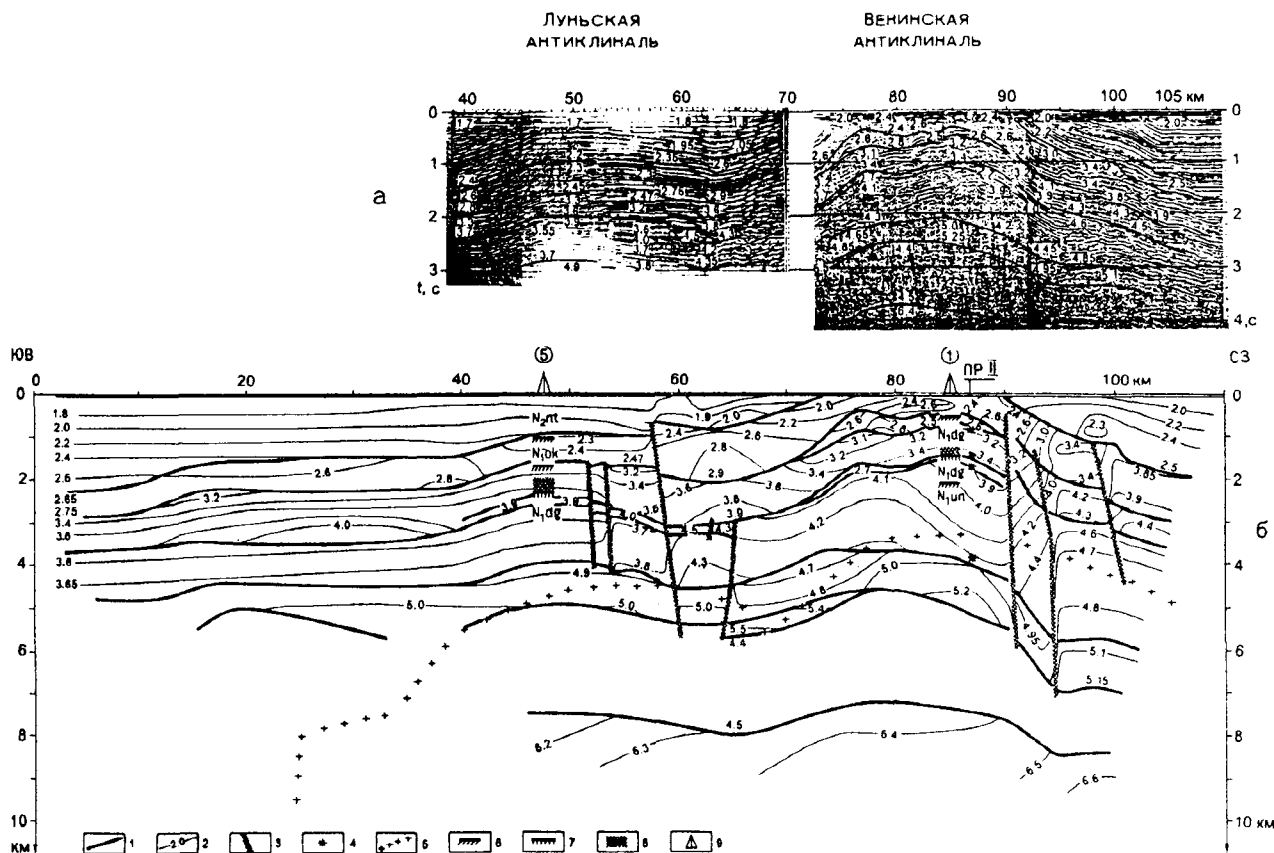


Рис.3. Профиль I: временной (а) и сейсмической (б) разрезы.

1- Преломляющие границы; 2- изолинии скоростей (в км/с); 3- разломы; 4- пересечение профилей I и II; 5- поверхность фундамента по геолого-геофизическим данным (А. А. Терещенков, СахНИПИморнефть); 6 - стратиграфические границы (свиты: $N_2 nt_1$ - нутовская; $N_1 ok$ - окобыкайская; $N_1 dg$ - дагинская; $N_1 un$ - уйнинская); 7- плотностная граница; 8 - зоны нефтегазопроявлений по данным бурения; 9- скважины.

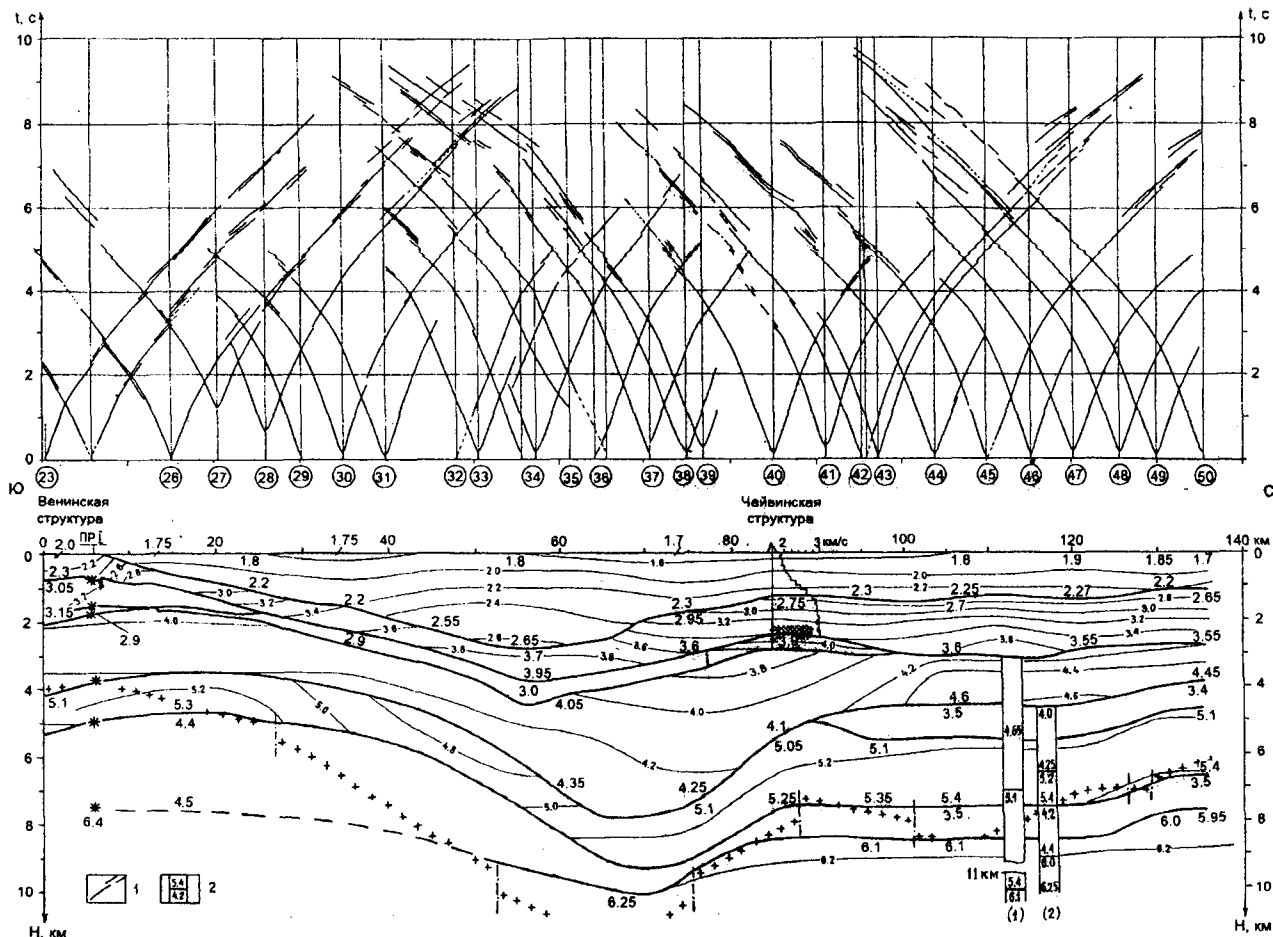


Рис.4. Профиль II. Система годографов и сейсмический разрез. 1- Годографы первых волн; 2- варианты моделей. Остальные усл. обозначения см. на рис. 3.

рассматриваемый слой не столь однороден, как это представлено на рис. 3 - 4. Имеющиеся сейсмограммы и годографы свидетельствуют о его гораздо более сложной внутренней скоростной структуре, расшифровать которую по ряду причин (сложная сейсмогеологическая обстановка района исследований, регис-

трация соответствующих преломленных волн на предельных для мощности используемого источника удалениях излучение - регистрация и др.) не представляется возможным.

Между основными скоростными слоями прослеживаются прослой повышенной - пониженной

Таблица 1. Основные характеристики сейсмических моделей.

№№ слоев		1	2	3	4	5	6	Ф
мощность	а	0-2.3	0.6-1.2	0.7-1.2	0.9-2.2	0.6-1.0	2.3-2.6	
	б	0.8-0.9	1.1-1.3	0.6-0.8	2.6-2.8	1.1-1.2	1.5	
	в	0-2.8	0-1.2	0.6-1.8	1.3-3.9	1.5-2.3	1.5-2.0	
глубина кровли	а	0.02-0.1	0.02-2.3	0.7-2.9	1.6-3.7	3.5-5.8	4.5-6.8	7.5-8.4
	б	0.02	0.8-1.9	2.0-3.0	2.9-3.6	5.8-6.0	6.8-7.0	8.4-8.5
	в	0.02	0.02-0.4	0.6-2.8	1.5-4.5	3.8-7.8	6.0-9.0	7.5-10
скорость км/с	а	1.7-2.6	1.9-2.9	3.1-3.9	3.6-4.3	4.7-5.2	4.4-4.5 (?)	6.2-6.4
	б	1.9-2.5	3.3-3.9	4.2-4.4	4.6-4.8	5.1-5.2	4.4-4.5 (?)	6.4-6.5
	в	1.7-2.6	2.0-2.8	3.1-3.9	3.8-4.6	5.1-5.4	3.5-4.5 (?)	6.0-6.2
средний градиент 1/с	а	0.2-0.5	0.2-0.45	0.2-0.4	0.1-0.2	0.1-0.3	0.05 (?)	
	б	0.2-0.5	0.07	0.2	0.12	0.07	0.05 (?)	
	в	0.3-0.45	0.35	0.3-0.6	0.1-0.3	0.1-0.3	0.05 (?)	

Примечание: а - профиль I, пк 0-95; б - профиль I, пк 95-105; в - профиль II.

скорости. Один из них, мощностью 0.2 - 0.5 км, залегает между слоями 3 - 4 и прослеживается практически на всем протяжении обоих профилей. Однако если в пределах Луньской и Чайвинской структур он имеет повышенные значения скоростей, то в промежулке между ними - пониженные.

На северном конце пр. II (пк 90 - 136) между основными слоями (4 и 5) выделяется слой пониженной скорости мощностью около 1 км и $V=3.5$ км/с. Для этой части разреза рассчитаны, кроме основного, еще два варианта скоростной модели в виде колонок (рис. 4).

В одном из них (1) модель представлена толстыми однородными слоями и границы с $V = 5.1$ и 6.1 км/с расположены на глубинах 7 и 11 км соответственно.

В другом варианте (2) изменены параметры слоев пониженных скоростей: для первого, находящегося в основании слоя с $V = 4.1 - 4.6$ км/с, скорость принята 4.0 - 4.25 км/с и соответственно глубина залегания границы с $V = 5.1$ км/с составляет 6.5 км; для второго слоя, расположенного в основании следующего слоя с $V = 5.15 - 5.4$ км/с, скорость принята 4.2 - 4.4 км/с и подстилающая граница с $V = 6.0$ км/с находится на глубине 8.5 км.

Для всех вариантов выполнено моделирование волновых полей по рефлективному методу [9], результаты которого представлены на рис.5. Выбор этого метода для расчета синтетических сейсмограмм основан на том, что в отличие от RAY метода, имеющего ограничения [8], он является более точным. Однако он может применяться пока только для моделей горизонтально-слоистых сред, которым по своим параметрам наиболее близко соответствует разрез северного участка профиля II. Сейсмограммы нормированы на максимальное значение амплитуды внутри каждой трассы. Анализ этих сейсмограмм приводит к следующим выводам.

При совпадении, в пределах точности кинематических параметров, выделенных волн с расчетными отмечается несоответствие характера волновой картины в наблюдаемых (рис.5а) и синтетических (рис.5б) сейсмограммах в варианте модели с толстыми однородными слоями. В расчетной сейсмограмме наблюдается классическая смена волн со скоростями $V^* = 4,4$ и 5,3 км/с на расстоянии 25-26 км с постепенным затуханием первой волны. Каких-либо изменений в характере записи ее на удалении 17-18 км не отмечается. Кроме того, волна с $V^*=5,3$ км/с начинает прослеживаться здесь в последующих вступлениях с больших расстояний, чем на наблюдаемой.

Относительное понижение скорости всего на 0,1 км/с в нижней части слоя (рис.5в) с $V=4,1-4,6$ км/с в этой же модели формирует волновую картину в обла-

сти смены волн с $V^*=4,5$ и 5,3 км/с, приближающуюся к наблюдаемой. Отмечается довольно резкое ослабление записи первой волны и прослеживание интенсивной второй волны в первых вступлениях со сдвигом вверх по времени на 0,2 с на расстоянии 20 км.

Наилучшее совпадение динамики модельных волн с наблюдаемыми получается при наличии в разрезе слоев пониженных скоростей (рис.5г, д). При этом предпочтительной является модель разреза, где первый слой пониженной скорости представлен переслаиванием двух тонких низкоскоростных и одного высокоскоростного "пропластков" (рис.5д).

По всем профилям преломляющие границы в целом залегают согласно. Однако на ПК 55-90 профиля II это свойство для 4-го слоя нарушается вследствие значительного увеличения его мощности.

Кровля кристаллического фундамента залегает на глубине 7 - 10 км и в целом конформна вышележащим границам. Скорости в фундаменте изменяются в пределах 6.1-6.6 км/с.

Таким образом, основные особенности сейсмических разрезов, построенных по данным МПВ, сводятся к следующему:

1. Структурный план преломляющих границ (ПГ) в главных чертах соответствует структурному плану, определенному на основании ранее проведенных геолого-геофизических исследований. Наиболее крупные нарушения, выявляемые на разрезах МОВ ОГТ, проявляются либо в форме ПГ, либо в резкой смене значений скоростей. Максимальные поднятия ПГ наблюдаются в районе Венинской антиклинали.

2. В скоростном отношении осадочный чехол может быть подразделен на два структурных этажа: верхний, высокоградиентный и сильно расслоенный (до глубин 1.5 - 4.0 км), и нижний (7 - 10 км), слабоградиентный, этажи.

В сводовых частях антиклинальных структур отложения верхнего этажа, как правило, характеризуются пониженными значениями скоростей по сравнению с синклинальными структурами, что может быть обусловлено в том числе и возрастанием давления (а, следовательно, скорости) при увеличении глубин залегания этих отложений. Однако в некоторых случаях (Венинская антиклиналь) подобное соотношение не соблюдается, возможно, из-за наличия в ее разрезе вулканогенного материала. Для нижнего этажа подобной зависимости не наблюдается. Повидимому его образования являются более консолидированными и изменение давления не оказывает заметного влияния на величину скорости сейсмических волн.

3. Мощность осадочных образований в пределах исследованного района шельфа составляет 7-10 км. В нижней части разреза (слои 5, 6), так же как и

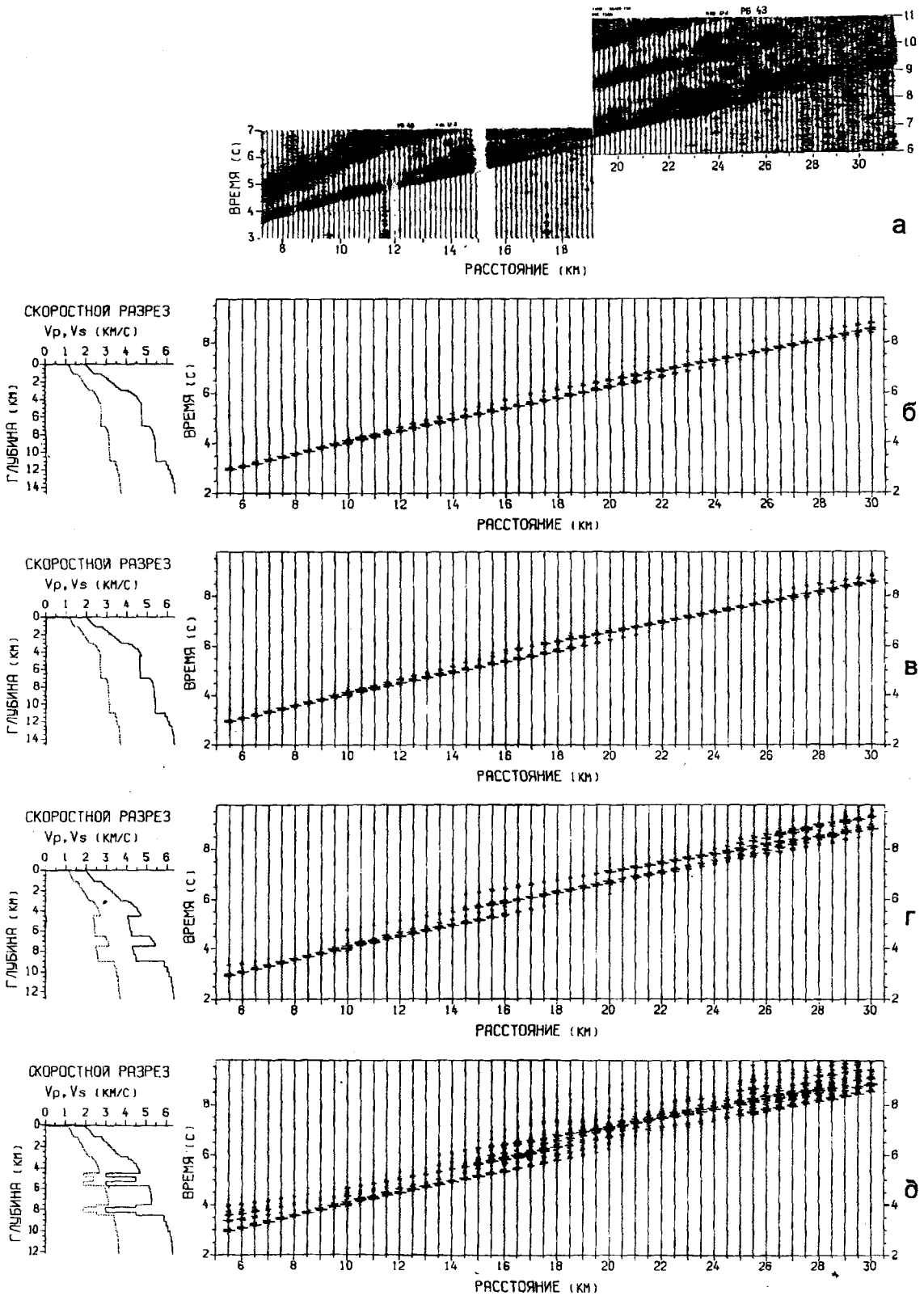


Рис.5. Профиль II, северный участок, РБ 43. Наблюдаемая сейсмограмма (а), скоростные модели и соответствующие синтетические сейсмограммы (б, в, г, д).

в верхней, присутствуют слои с инверсией скорости, т.е. скоростная структура верхней и нижней его частей подобны. Отсюда можно предположить, что геологический разрез на всю его мощность скорее всего является нормально осадочным.

4. Скорости сейсмических волн в фундаменте изменяются в пределах 6.1 - 6.6 км/с. Подобные значения скоростей свойственны гранитно-метаморфическому слою земной коры, т.е. фундамент осадочного чехла шельфа северо-восточного Сахалина сложен высокометаморфизованными образованиями.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ В КОМПЛЕКСЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

При совместном анализе материалов следует иметь в виду два обстоятельства.

1. Как известно, метод МПВ дает детерминированные (осредненные) модели строения среды [3]. Тем не менее, при детальном анализе систем наблюдений (что при работах 1990 г. достигалось не везде) за счет последовательного сверху вниз учета скоростных неоднородностей при прохождении волны могут быть получены достаточно полные сведения о скоростной структуре среды.

2. Исследования МПВ на море не могут быть выполнены по единой линии, а проводятся в полосе, ширина которой определяется точностью гидрографической привязки. Поэтому результирующие данные являются осредненными в этой полосе.

Результаты сравнения данных МПВ и МОВ ОГТ приведены на рис.3. Из сопоставления этих данных можно сформулировать следующие выводы.

1. Конфигурация преломляющих границ в целом конформна морфологии отражающих границ, особенно в пределах синклиналей. Пересечения границ, смена значений скоростей свидетельствуют о латеральной неоднородности свойств отражающих горизонтов.

2. Преломляющая граница с $V = 4,6-5,4$ км/с на временных разрезах МОВ ОГТ прослеживается спародически и только в погруженных синклинальных участках, а граница с $V = 6,0$ км/с в поле отраженных волн никак не выделяется.

3. Граница фундамента осадочных отложений, построенная А.А.Терещенковым (СахНИПИморнефть) по комплексу геофизических данных, занимает промежуточное положение между ПГ с $V = 4,6-5,4$ км/с и $V = 6,0$ км/с (рис.3,4). Поэтому использование только этих данных при количественной оценке общей мощности кайнозойских отложений и их физических свойств сопряжено с высокой вероятностью внесения существенных ошибок в этот прогноз.

Скоростные разрезы, полученные по данным МПВ, ВСП и МОВ ОГТ для верхней части геологического разреза (до 2-х км), близки между собой.

Ниже по разрезу данных ВСП нет, а скорости МПВ и МОВ ОГТ различаются существенно. При этом каких-либо закономерностей в изменении интервальных скоростей сверху вниз и по латерали по данным МОВ ОГТ не наблюдается.

Для построения более корректной схемы распределения мощности осадочных образований на северо-восточном шельфе Сахалина необходимы, на наш взгляд, в том числе и данные о фундаменте, полученные по сети региональных профилей МПВ.

При прогнозе углеводородного потенциала Охотоморского региона широко применяется методика оценки катагенеза по значениям интервальных скоростей ОГТ [2], однако определения $V_{инт}$ ОГТ ограничены диапазоном распространения акустически слоистой толщи и длиной регистрирующей косы. Поэтому для подобной оценки нами использованы значения скоростей преломленных волн, которые получены для всей мощности осадочного чехла. Значения скоростей вместе с данными бурения сведены в табл. 2 , на основании которой по способу наименьших квадратов [6] составлен график соотношения скоростей и отражающих свойств витринита (рис.6). Этот график использован в качестве основы при анализе скоростных моделей с точки зрения нефтегеологических задач (рис. 7), узловыми моментами которых на северо-восточном шельфе о.Сахалин являются: а) определение общей мощности осадочных отложений; б) определение объема глубоководных кремнистых образований; в) определение

Таблица 2. Соотношение скоростей распространения преломленных волн и отражающих свойств витринита.

NN п/п	Н м	R ₀ %	V км/с	возраст
<i>Лульская 1</i>				
1	1500	0,26	2,5	N ₂ ¹⁻³ ok
2	2090	0,46	3,5	
3	2410	0,46	3,8	
4	2620	0,47	3,9	N ₁ ¹⁻² dg
5	2730	0,48	3,9	
6	2970	0,50	4,0	
7	3008	0,55	4,0	
<i>Лульская 4</i>				
8	2073	0,44	3,6	
9	2132	0,43	3,6	N ₁ ¹⁻² dg
10	2139	0,44	3,6	
<i>Вени 2</i>				
11	1101	0,36	3,2	N ₂ ¹⁻³ ok
12	1791	0,54	4,1	
13	1798	0,53	4,1	N ₁ ¹⁻² dg
14	1806	0,53	4,2	
<i>Пильтун - Астох 1</i>				
15	1953	0,36	3,2	
16	2038	0,41	3,3	N ₂ nt ₁
17	2319	0,39	3,4	
18	2341	0,41	3,4	

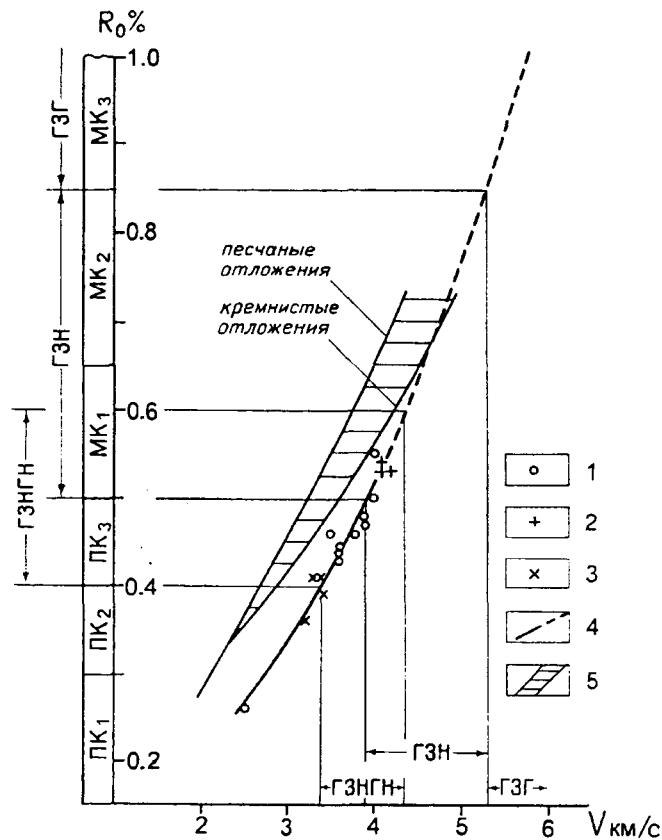


Рис.6. Графики зависимости отражающей способности (R_0) витринита от величин скоростей сейсмических волн.

Определения R_0 по керну скважин: 1 - Луньских (1,4); 2 - Вени (2); 3 - Пильтун-Астох (1). 4 - Осредненная кривая зависимости R_0 от скорости преломленных волн; 5 - графики зависимости интервальных скоростей МОВ ОГТ от катагенеза (по данным Э.Г.Коблова, СахНИПИморнефть).

объема основных катагенетических зон (нефте- и газогенерации, оптимального нефтегазоаккумуляции). При этом полученные материалы МПВ интерпретируются следующим образом:

1. За основание осадочной толщи принимается высокоскоростная ПГ с $V = 6,1-6,6$ км/с (поверхность мезозойского фундамента). Эта информация в столь определенном виде получена впервые. На участке Чайво - Пильтун-Астох эта граница перекрыта своеобразным низкоскоростным слоем мощностью до 1 км. Природа образования его неясна, возможно она может отождествляться с зоной разуплотнения верхней части консолидированного комплекса.

2. За предполагаемую поверхность глубоководных, в основном кремнистых, образований, мы предлагаем принять ПГ с $V = 4,7-5,2$ км/с. По данным МОВ ОГТ интервальные скорости в этих отложениях изменяются в пределах 4.6 - 5.3 км/с, по данным сейсмокаротажа 4.5-6 км/с. Основанием этого комплекса является поверхность фундамента. Мощность

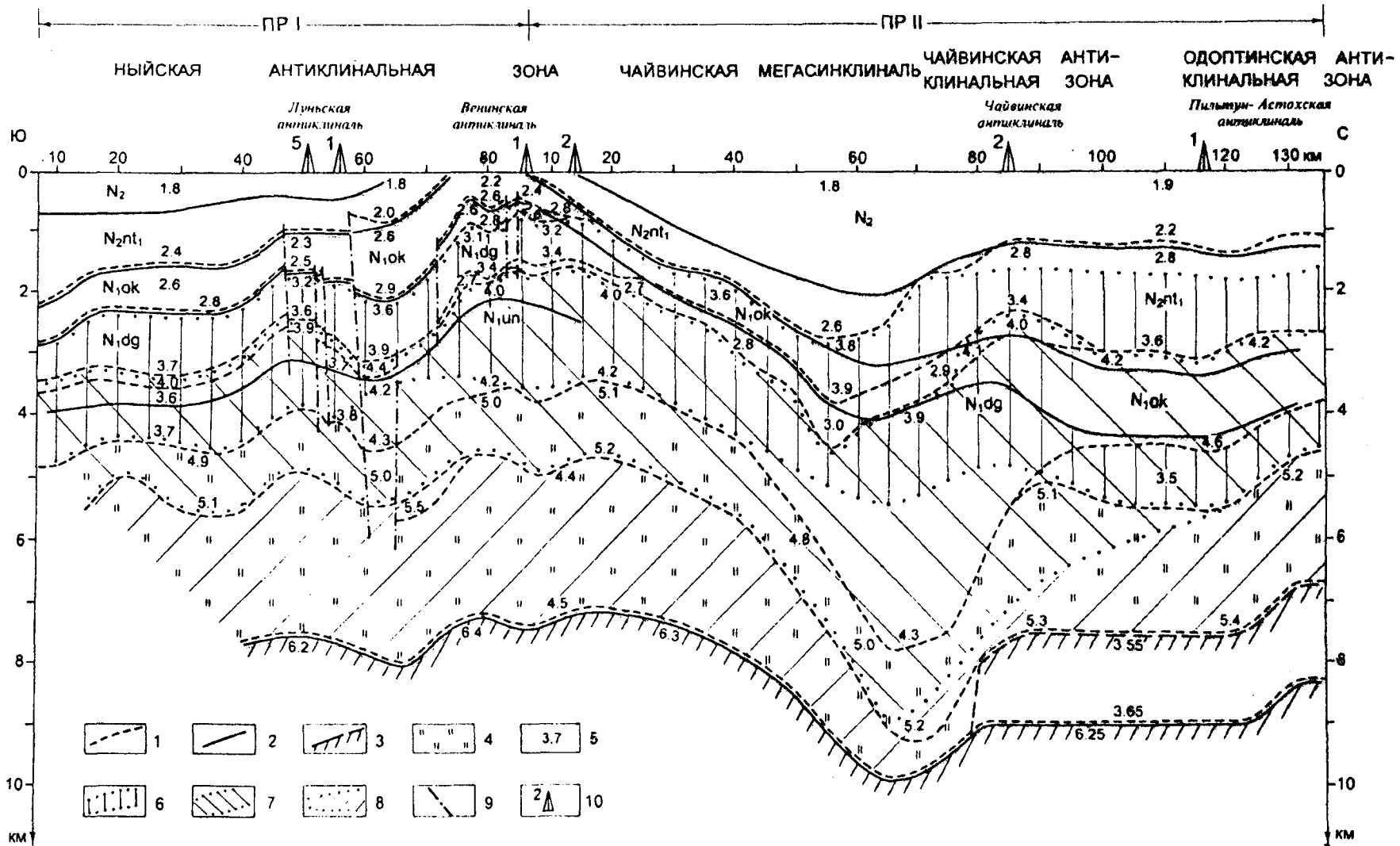
его уменьшается по профилю от 3,6 км на юге до 2 км на севере и охватывает стратиграфический диапазон - от нижнемиоценового до палеогенового и, возможно, более древнего возраста.

3. Активная генерация УВ характеризуется глубинным катагенезом осадочных отложений R_0 от 0,5 до 0,85% (главная зона нефтеобразования - ГЗН), R_0 более 0,85% (главная зона газообразования - ГЗГ). Соответственно сейсмические скорости в этих зонах варьируют в пределах 3,9-5,2 км/с и 5,2-6 км/с (Рис.6). Мощность ГЗН по профилю МПВ изменяется от 2 до 5,5 км, глубина кровли ее колеблется от 2,5 до 3 км, стратиграфический диапазон охватывает разрез от верхнего миоцена до позднего палеогена. ГЗГ расположена на глубинах от 5 км и более и охватывает нижние (мощностью до 2,5 км) подразделения кайнозойского осадочного чехла. Общая мощность нефтегазоматеринских образований (от 4 до 7 км) впервые дает возможность в несколько раз увеличить оценку углеводородного потенциала северо-сахалинского шельфа.

4. С точки зрения нефтегазопромысловых работ особенно важным представляется оценка катагенетической зоны оптимального нефтегазоаккумуляции (ГЗНГН). Этот диапазон характеризуется наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами коллекторов и изолирующими свойствами глинистых разделов. Эти свойства сохраняются в диапазоне $R_0 = 0,4-0,6\%$, где алевроито-песчаные пласты имеют пористость 15-30%, проницаемость - 100-1000, реже - более мД, глины - слаботрешиноватые. Толща рассматривается как основной объект работ для выявления скоплений УВ в поровых резервуарах [2]. По нашим данным он соответствует диапазону скоростей от 3.1 до 4,2 км/с.

Полученные материалы показывают, что в исследованном районе мощность ГЗНГН изменяется в пределах 1.5-4 км и охватывает различные стратиграфические диапазоны от верхнего до нижнего миоцена (рис. 7). Эта информация исключительно важна для планирования нефтегазопромысловых работ.

Интересными представляются данные МПВ, полученные на Чайво-Астохской части профиля. Здесь аккумулятивная толща, общей мощностью 4 км, разделена высокоскоростным (4,1-4,6 км/с) разделом мощностью около 1.5 км, отождествляемым с глубоководно-глинистыми отложениями среднемиоценового возраста (окобыкайская свита). Подстилающая толща, датируемая нами как нижнемиоценовая (дагинская), обладает пониженными скоростями (3.4-3.5 км/с) и по этому параметру она аналогична промышленно-продуктивным одновозрастным отложениям месторождений Ныйской зоны. Таким образом на Чайвинском и Пильтун-Астохском месторождениях по геофизическим параметрам дагинская



Возможности сейсморазведки

Рис.7. Геолого-геофизический разрез по профилям МПВ.

1 - Преломляющие границы; 2 - стратиграфические границы в терригенных отложениях; 3 - поверхность фундамента; 4 - глинисто-кремнистый комплекс; 5 - значения сейсмических скоростей; главные зоны нефтегазоаккумуляции (6), нефтеобразования (7) и газообразования (8); 9 - разломы; 10 - скважины.

свита является объектом нефтегазопоисковых исследований, что существенно повышает потенциал этих промысловых площадей. На Луньском участке ГЗНГН охватывает как дагинскую свиту, так и низележащие отложения уйнинской свиты. По результатам бурения на шельфе и острове - это преимущественно глинистая толща с отдельными песчаными пластами, к которым приурочены промышленные скопления УВ.

Интересно то, что ГЗНГН почти в полном объеме обладает и нефтематеринскими свойствами. Эта нефтегеологическая характеристика является наиболее оптимальным вариантом образования залежей нефти и газа, так как одновременное участие отложений в процессе генерации и аккумуляции УВ способствует минимальным потерям нефти и газа в процессе миграции и способствует высокой концентрации их скоплений в резервуарах.

Все приведенные выше данные показывают, что сейсмогеологические условия на шельфе обеспечивают хорошую информативность МПВ для решения нефтегеологических задач. Несомненно, что эти исследования требуют методического совершенствования, но уже сейчас они должны, на наш взгляд, оцениваться как вполне равноправный участник в комплексе нефтегазопоисковой сейсморазведки и по-

зволят дать более полный и объективный прогноз ресурсов нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аргентов В.В., Биккенина С.К., Жигулев В.В. и др. Результаты экспериментальных исследований методом преломленных волн на северо-восточном шельфе о.Сахалин. Препринт. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 49 с.
2. Варнавский В.Г., Коблов Э.Г., Буценко Р.Л. и др. Литолого - петрофизические критерии нефтегазоносности. М.: Наука, 1990. 270 с.
3. Метод преломленных волн. М.: Наука, 1990. 297 с.
4. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наукова Думка, 1973. 218 с.
5. Сейсморазведка. М.: Наука, 1990. Кн.2. 400 с.
6. Циголев Б.М. Математическая обработка наблюдений. М.: Гос. изд., 1962. 344 с.
7. Cerveny V., Psencik I. Seismic ray package, Fortran program. Prague, 1982. 24 p.
8. Cerveny V. The application of ray tracing to numerical modelling of seismic wavefield in complex structures// G. Dohr (Editor), Seismic Shear Waves. Geophysical Press. London, 1985. P.1-124.
9. Fuchs K., Muller G. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations// J. Geophys. Res. Astr. Soc. 1971. N23. P. 417-433.

Поступила в редакцию 24 июля 1997 г.

Рекомендована к печати Мальшевым Ю.Ф.

V.E.Kononov, K.F.Sergeev, V.V.Argentov, S.K.Bikkenina, V.V.Zhigulev, E.G.Zhiltsov

Possibilities of refraction method for oil-gas search investigations in the Northeastern shelf of the Sakhalin Island

Results of the investigations by refraction method in the north-eastern shelf of the Sakhalin Island were set forth. As a result of the analysis of P-waves, two-dimensional velocity models were constructed from two profiles. The geological-geophysical cross-section was constructed from the refraction profiles. The thickness of the sedimentary deposits within the region under consideration is 7-10 km. the velocity models permitted to determine structure and thickness of different katagenetic zones. The refraction method good informativity appears to be useful for solving oil geological problems.

КОНВЕКТИВНЫЙ ТЕПЛООБМЕН В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ

С.В.Соловьев

Государственный технический университет, г.Хабаровск

Приведены результаты численного моделирования конвективного теплообмена в мантии Земли. Рассмотрена зона субдукции, в которой движущаяся литосферная плита сталкивается с надвигающейся на нее континентальной плитой, после чего по желобу, ось которого расположена под углом φ к дневной поверхности, океаническая плита погружается в мантию. Исследованы четыре схемы погружения литосферы: начальная, малая, средняя и полная (в зависимости от глубины погружения). В результате численного решения задачи методом контрольного объема в естественных переменных были получены поля температуры, функции тока, давления, векторное поле скорости, напряжения трения и числа Нуссельта.

Огромный интерес к проблемам термического состояния и эволюции Земли возник в связи с появлением гипотезы тектоники плит, основы которой были заложены в 1910 - 1912 годах Вегенером [1] и разработаны Дю Тойтом [2]. Тектоника плит с самого начала была сформулирована как количественная теория, что позволило при ее разработке использовать аппарат точных наук, таких, как гидродинамика, механика, вычислительная математика.

Следующей важной идеей на пути к созданию теории тектоники плит была гипотеза спрединга - раздвигания океанического дна в стороны от срединно-океанических хребтов, опоясывающих весь земной шар. По гипотезе спрединга расширение океанического дна обусловлено конвективными потоками вещества в подстилающую кору (литосферу) мантии, горячее вещество которой выносится наружу в осевой зоне океанических хребтов - местах расположения рифтов. Согласно гипотезе спрединга, в области желобов, расположенных вблизи островных дуг или так называемых активных континентальных окраин, происходит погружение океанической литосферы, которая вначале уходит под островную дугу, а затем дальше под континент на глубину, достигающую 700 км.

В 1929 году английский геолог Артур Холмз для объяснения дрейфа континентов предложил механизм тепловой конвекции в мантии. Американский геофизик Д.Григгс в конце 30-х годов на основе экспериментального моделирования конвекции в мантии пришел к заключению, что геологические особенности островных дуг можно объяснить, если предположить, что их развитие происходит над нисходящим потоком мантийного материала. Тектоника плит является поверхностным проявлением конвективных движений в недрах мантии. Эти движения очень сложны и еще плохо понятны. О конвекции в мантии, которая приводит в движение литос-

ферные плиты и соответственно определяет тектонику Земли, имеется очень мало прямых свидетельств. Трудности, с которыми встречаются представители наук о Земле, в конечном счете обусловлены двумя обстоятельствами:

- невозможностью проникнуть в недра Земли;
- утерей колоссальной информации об эволюции Земли.

В этой связи исследование естественной конвекции в недрах Земли является одной из центральных задач геофизики [4]. Именно с конвективными процессами, происходящими в недрах Земли, связывает современная наука такие явления, наблюдаемые на поверхности Земли, как спрединг и субдукция, движение литосферных плит, землетрясения, извержения вулканов, изменение тепловых потоков на поверхности Земли, гравитационные аномалии и множество других явлений.

Большой вклад в теорию тектоники плит внесли Холмз [16], который в качестве механизма движения литосферных плит в 1931 году предложил тепловую конвекцию, а также Хезкел [14], определивший коэффициент эффективной вязкости мантии по эффекту компенсации земной поверхности после снятия ледниковой нагрузки с Фенноскандии.

Существенную роль в становлении идей естественной конвекции в мантии Земли сыграли такие ученые, как Набарро [17], Херринг [15], Коубл [11].

Дальнейшее развитие реологических моделей мантии Земли и литосферы выполнено в работах В.Н.Жаркова, Б.И.Биргера, Л.И.Лобковского, В.П.Мясникова, А.В.Каракина.

Первые численные расчеты естественной конвекции в мантии Земли, подтверждающие гипотезу тектоники плит, были проведены в начале 70-80-х годов в ряде работ Маккензи, Хьюстона, Теркотта. Приоритет в отечественных работах по численному

моделированию процессов гидродинамики и тепло-массопереноса в мантии Земли принадлежит В.Н. Жаркову, В.П. Трубицыну, О.Г. Сорохтину, А.С. Фрадкову, В.П. Мясникову, разработавшим модели тепловой и плотностной конвекции в мантии.

В первых моделях мантия Земли была представлена плоским слоем вязкой ньютоновской несжимаемой жидкости, подогреваемым снизу. Дальнейшее развитие моделей тепловой конвекции велось по пути учета более реальных физических свойств мантии. Так, в работах Хачая, Булашевича предложена модель, учитывающая сжимаемость вещества мантии Земли, а в работах [12,13,18] численно рассчитаны модели конвекции в мантии Земли с учетом переменной вязкости.

Несмотря на большое количество публикаций, посвященных изучению естественной конвекции в мантии Земли, вопросы о характере, структуре и первопричинах конвекции до сих пор остаются открытыми. Практически не изучен вопрос о влиянии конвекции на геометрию литосферных плит, а также о различиях в характере конвекции, к которым приводит использование ньютоновских и неньютоновских моделей мантии Земли.

Не вызывает сомнения, что решение этих вопросов сопряжено со значительными трудностями как на этапе постановки задач, так и на этапе их численной реализации. Трудности эти обусловлены нелинейностью задачи - зависимостью от температуры и давления практически всех физических параметров мантии, незнанием многих реологических параметров, ограничением на устойчивость численного решения, вследствие преобладания вязкостных членов над инерционными в уравнениях Навье-Стокса.

Основным недостатком перечисленных выше математических моделей является неучет зоны фазовых переходов на глубине 670 км, вызывающих скачки вязкости и плотности вещества мантии, которые, как считает ряд исследователей, могут приводить к локализации конвекции в верхней мантии.

Более полная модель, учитывающая зону фазовых переходов, реализована численно в [10].

Численные эксперименты по расчету тепловой конвекции в верхней мантии Земли выполнены в работе [8]. В [9] физическая модель верхней мантии Земли представлена плоским горизонтальным слоем вязкой несжимаемой ньютоновской жидкости. В работе [9] сделан вывод о различной роли континентальной и океанической литосфер в конвективном перемешивании вещества мантии. Континентальная литосфера, согласно [9], выполняет роль теплозащитного экрана, океаническая - участвует в обмене вещества в верхней мантии.

В настоящей работе рассматривается двухмерная плоская модель непрерывной субдукции литосферной плиты вблизи океанического желоба с учетом теплоты фазового перехода. Физическая постановка задачи приведена на рис.1. Ось желоба обозначена координатой X_T . Горизонтальная океаническая плита движется навстречу континентальной с постоянной скоростью u_0 , и с этой же скоростью в зоне желоба, под углом φ к дневной поверхности, она опускается в астеносферу. В свою очередь континентальная плита со скоростью u_c движется навстречу океанической. Чаще всего литосферные плиты в зонах субдукции погружаются под углом в 45° , хотя на некоторых участках островных дуг отмечались углы погружения от 30° до 90° .

При построении математической модели были приняты следующие допущения: литосферная плита и подстилающая ее мантия рассматриваются как очень вязкая несжимаемая ньютоновская жидкость. Температура на границе между мантией и плитой постоянна и равна температуре солидуса T_s . Теплопроводность λ , вязкость вещества μ и тепловыделение q_v определяются в зависимости от их температуры следующим образом:

$$\{\mu, \lambda, q_v\} = \begin{cases} \{\mu_1, \lambda_1, q_{v1}\}, & T \leq T_s, \\ \{\mu_2, \lambda_2, q_{v2}\}, & T > T_s. \end{cases} \quad (1)$$

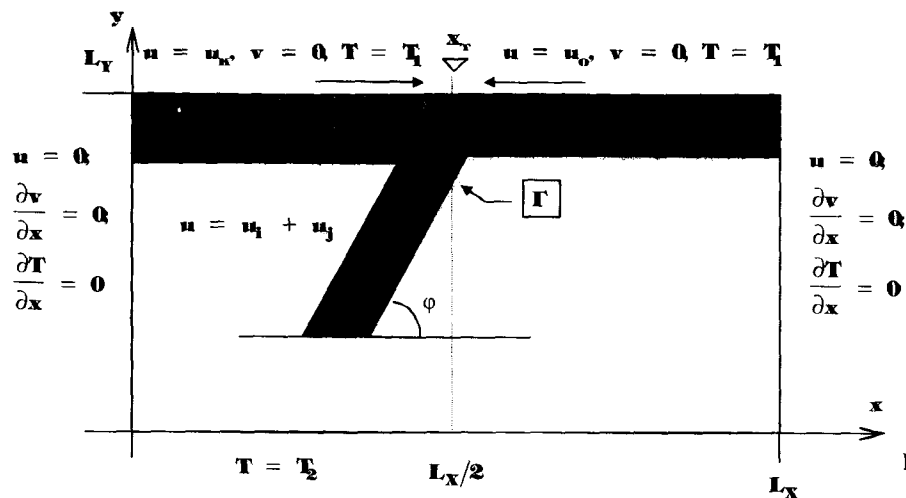


Рис. 1. Физическая постановка задачи

Индекс 1 означает параметры литосферы, 2 - параметры мантии. Зависимость плотности ρ от температуры среды принята следующая

$$\rho = \begin{cases} \rho_1(1-\beta T), & T \leq T_s, \\ \rho_2(1-\beta T), & T > T_s, \end{cases} \quad (2)$$

где β - коэффициент объемного расширения.

Относительное количество твердой фазы ψ (характеризующее плавление и кристаллизацию вещества), содержащееся в мантии или литосфере, определяется в зависимости от состояния вещества (твердое с температурой T_s или жидкое с температурой T_1) [6]:

$$\psi = \begin{cases} 1 & \text{при } T > T_1, \\ 2 \left(\frac{T-T_s}{T-T_1} \right)^3 - 3 \left(\frac{T-T_s}{T_1-T_s} \right)^2 + 1 & \text{при } T_s \leq T \leq T_1, \\ 0 & \text{при } T < T_s. \end{cases} \quad (3)$$

При $\psi < 0.95$ считается, что вещество находится в расплавленном (жидком) состоянии, а при $\psi > 0.95$ - вещество находится в твердом состоянии. Некоторые параметры литосферы и мантии, используемые в расчетах, приведены в таблице.

Согласно гипотезе, выдвинутой Г.Хессом в 1960 г. [4], движение литосферных плит от мест образования до зон поддвига происходит прямолинейно, что позволяет решать задачу в плоском вертикальном слое. А из систематических исследований зон типа островной дуги и активных континентальных окраин следует, что глубина погружения поддвигаемой плиты не превосходит 700 км. Поэтому протяженность расчетной области по оси принята равной 1000 км.

Согласно результатам работ [4,3] протяженность по оси X принята 3000 км.

Математическая модель конвективного теплообмена в зоне субдукции описывается уравнениями движения Навье - Стокса, неразрывности, сохране-

ния энергии и уравнением состояния. В принятой модели используется приближение Буссинеска.

Математическая постановка задачи в безразмерной форме имеет следующий вид

$$\frac{\varphi}{Pr} \left(U \frac{\partial U}{\partial X} + V \frac{\partial U}{\partial Y} \right) = - \frac{\partial P}{\partial X} + \frac{\partial}{\partial X} \left(2\eta \frac{\partial U}{\partial X} \right) + \frac{\partial}{\partial Y} \left(\eta \frac{\partial U}{\partial Y} \right) + \frac{\partial}{\partial Y} \left(\eta \frac{\partial V}{\partial X} \right), \quad (4)$$

$$\frac{\varphi}{Pr} \left(U \frac{\partial V}{\partial X} + V \frac{\partial V}{\partial Y} \right) = - \frac{\partial P}{\partial Y} + \frac{\partial}{\partial X} \left(\eta \frac{\partial V}{\partial X} \right) + \frac{\partial}{\partial Y} \left(2\eta \frac{\partial V}{\partial Y} \right) + \frac{\partial}{\partial X} \left(\eta \frac{\partial U}{\partial Y} \right) + \varphi Ra \Theta, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \varphi U}{\partial X} + \frac{\partial \varphi V}{\partial Y} = 0, \quad (6)$$

$$\varphi C \left(U \frac{\partial \Theta}{\partial X} + V \frac{\partial \Theta}{\partial Y} \right) = \frac{\partial}{\partial X} \left(\Lambda \frac{\partial \Theta}{\partial X} \right) + \frac{\partial}{\partial Y} \left(\Lambda \frac{\partial \Theta}{\partial Y} \right) + Q + \eta K \left[\left(\frac{\partial U}{\partial X} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial Y} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U}{\partial Y} + \frac{\partial V}{\partial X} \right)^2 \right], \quad (7)$$

где

$$X = \frac{x}{L_y}; Y = \frac{y}{L_y}; U = \frac{u \rho_2 C_p L_y}{\lambda_2};$$

$$V = \frac{v \rho_2 C_p L_y}{\lambda_2}; P = \frac{p \rho_2 C_p L_y^2}{\lambda_2 \mu_2};$$

$$\varphi = \frac{\rho}{\rho_2}; \eta = \frac{\mu}{\mu_2}; \Lambda = \frac{\lambda}{\lambda_2}; C = \frac{C_{\Theta \Phi}}{C_p};$$

$$\Theta = \frac{T - T_1}{T_2 - T_1}; Q = \frac{q_v L_y^2}{\lambda_2 (T_2 - T_1)};$$

$$Gr = \frac{\rho_2 L_y^3 g \beta (T_2 - T_1)}{\mu_2^2} \quad - \text{число Грасгофа};$$

$$Pr = \frac{C_p \mu_2}{\lambda_2} \quad - \text{число Прандтля}; \quad Ra = Pr \cdot Gr \quad - \text{число Рейнольдса}$$

Таблица. Теплофизические свойства

Физические параметры	Литосфера	Мантия
Вязкость μ (Па·с)	10^{22}	10^{20}
Коэффициент теплопроводности λ (Вт/мК)	3	5
Плотность ρ (кг/м ³)	3000	3300
Тепловыделение q_v (Вт/м ³)	$5 \cdot 10^{-6}$	10^{-9}
Удельная теплоемкость C_p (Дж/кгК)	1200	1200
Коэффициент объемного расширения β (К ⁻¹)	$3 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-7}$
Теплота плавления L_F (Дж/кг)	$4 \cdot 10^5$	$4 \cdot 10^5$

ля; $K = \frac{2\mu_2\lambda_2}{\rho_2^2 C_p^2 L_y^2 (T_2 - T_1)}$ - безразмерный коэффициент, определяющий уровень диссипации.

Граничные условия в безразмерной форме имеют вид:

$$\begin{aligned}\Theta(X,1) &= \frac{\partial\Theta(0,Y)}{\partial X} = \frac{\partial\Theta(L_x/L_y, Y)}{\partial X} = U(0, Y) = \\ &= U(L_x/L_y, Y) = U(X,0) = \frac{\partial V(0, Y)}{\partial X} = \\ &= \frac{\partial V(L_x/L_y, Y)}{\partial X} = V(X,0) = 0;\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\Theta(X,0) &= 1; U(X < L_x/L_y/2, 1) = U_K; \\ U(X > L_x/L_y/2, 1) &= U_0.\end{aligned}\quad (8)$$

Теплоемкость представляется следующим образом

$$C = \begin{cases} 1 & \Theta < \Theta_S, \\ 1 - \frac{1}{Ste} \frac{\partial\psi}{\partial\Theta} & \Theta_S \leq \Theta \leq \Theta_L, \\ 1 & \Theta > \Theta_L, \end{cases}\quad (9)$$

$$\frac{\partial\psi}{\partial\Theta} = \frac{6(\Theta - \Theta_S)(\Theta - \Theta_L)}{(\Theta_L - \Theta_S)^3},\quad (10)$$

где $Ste = \frac{C_p(T_2 - T_1)}{L_F}$ - число Стефана. Здесь L_F - теплота фазового перехода.

Для оценки интенсивности конвекции введем число Нуссельта Nu , которое определяется выражением

$$Nu = \frac{(\rho C_p T_v - \lambda \frac{\partial T}{\partial y})}{(\lambda \Delta T)/L_y},\quad (11)$$

здесь $\Delta T/d = (T_2 - T_1)/L_y$ - средний градиент температуры в слое, $\lambda \Delta T/L_y$ - соответствующий тепловой поток за счет обычного механизма теплопроводности,

$\rho C_p T_v$ - конвективный поток тепла, $\lambda \frac{\partial T}{\partial y}$ - добавочный кондуктивный поток тепла.

Напряжение трения на верхней и нижней границах области вычислялось по формуле:

$$\tau = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right).\quad (12)$$

За верхнюю границу расчетной области принята поверхность Земли с температурой $T_1 = 273^\circ K$. Нижняя граница поддерживается при температуре $T_2 = 2400^\circ K$. Скорости движения плит известны и равны: для континентальной плиты u_k - 1 см/год, для океанической плиты u_o - 6 - 9 см/год.

Безразмерное напряжение трения $\bar{\tau}$ на верхней и нижней поверхностях расчетной области определяется из соотношения

$$\bar{\tau} = \frac{\tau \rho_2 C_p L_y^2}{\lambda_2 \mu_2} = \eta \left(\frac{\partial U}{\partial Y} + \frac{\partial V}{\partial X} \right).\quad (13)$$

Значения безразмерных чисел для принятых теплофизических свойств вещества мантии и литосферы имеют следующие значения:

$$\begin{aligned}Pr &= 2,4 \cdot 10^{22}; Gr = 6,8 \cdot 10^{-18}; Ra = 1,7 \cdot 10^5; \\ K &= 3 \cdot 10^{-8}; Ste = 6,4\end{aligned}$$

В качестве метода решения был выбран метод контрольного объема, использовался алгоритм SIMPLE [5].

Для решения алгебраических уравнений (разностных аналогов дифференциальных уравнений) использовался итерационный метод Гаусса - Зейделя с применением нижней релаксации [7].

В результате численного решения задачи были получены поля температуры, скорости, давления, функции тока, напряжения трения и числа Нуссельта для четырех схем погружения литосферной плиты (в зависимости от глубины):

- начальная - литосферная плита еще не погружалась в мантию, но уже столкнулась с континентальной. Величина угла погружения плиты ϕ значения не имеет;

- малая - литосферная плита уже надломилась и погружается в мантию до глубины порядка 200 км;

- средняя - погружение литосферы до глубины порядка 400 км;

- полная - полное погружение литосферной плиты по океаническому желобу до глубины 700 км.

Ниже приведены результаты расчетов при следующих значениях размерных величин: $u_k = 1$ см/год; $u_o = 7$ см/год; $T_2 = 1400$ К; $T_1 = 1600$ К. Количество узлов расчетной сетки по оси X - 30, по оси Y - 10. Коэффициенты релаксации для расчета U, V, T - 0,5; для расчета давления P - 0,8. Вычисления прекращались после выполнения условия

$$|f^{n+1} - f^n| < \epsilon,$$

где n - номер итерации; f - поле температуры, давления и составляющих скорости; ϵ - погрешность вычисления (в настоящей работе $\epsilon = 10^{-3}$).

На рис. 2 приведены результаты расчетов для начальной схемы погружения литосферной плиты в мантию Земли. В области столкновения плит имеет место минимум теплового потока на верхней границе (рис. 2, д), что согласуется с известными данными [4,3]. На нижней границе области тепловой поток также имеет минимум. В мантии образуются два вих-

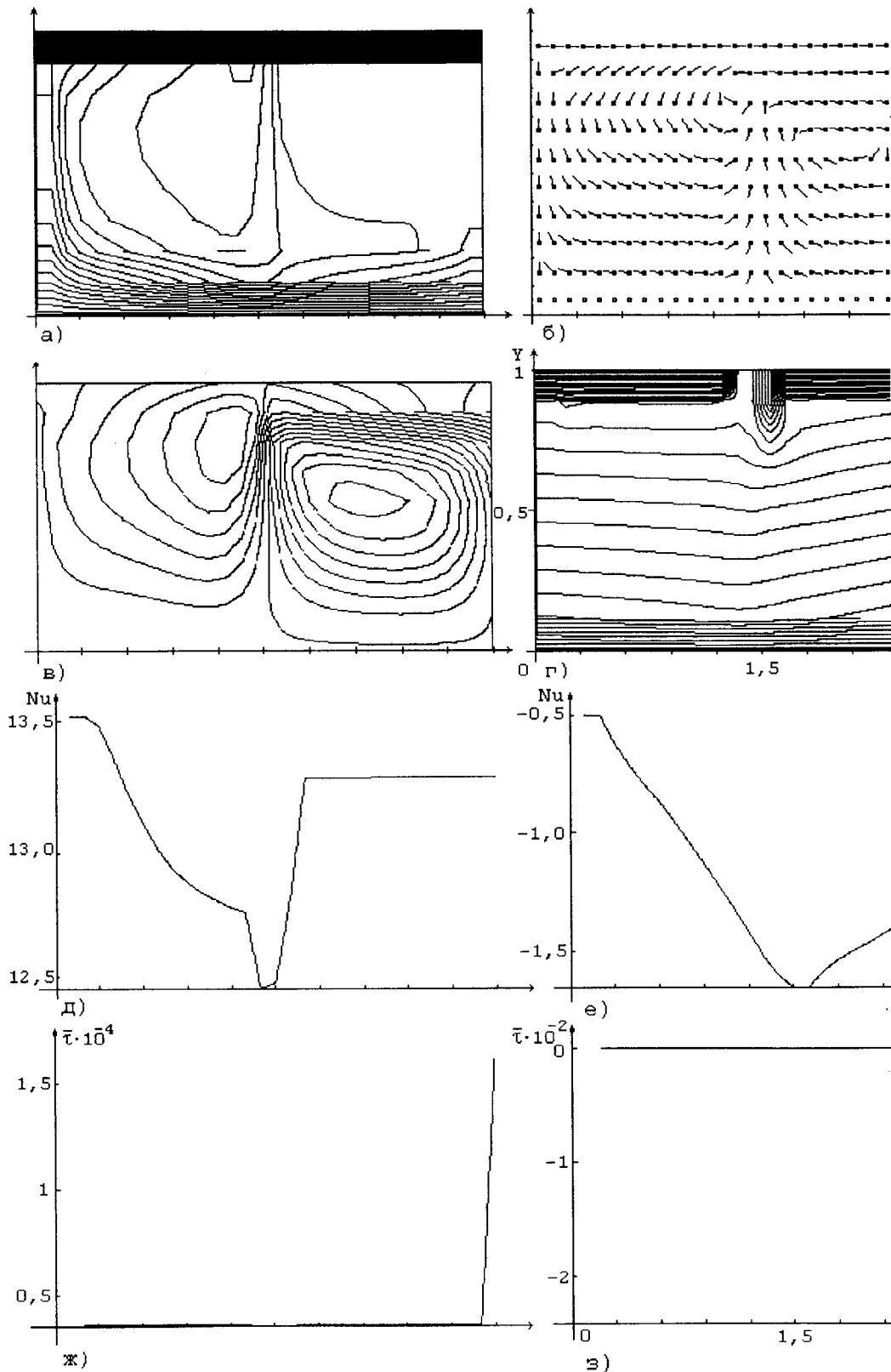


Рис. 2. Расчетные поля для начальной схемы погружения литосферы в мантию Земли: а - температура; б - векторное поле скорости; в - поле функций тока; г - поле давления; д, е - распределение чисел Нуссельта на верхней (д) и нижней (е) поверхностях области; ж, з - напряжения трения на верхней (ж) и нижней (з) границах области

ря (рис. 2 в), вращающиеся навстречу друг другу (рис. 2 б). Причем интенсивность вихря, расположенного под океанической плитой, превышает интенсивность вихря, находящегося под континентальной плитой. Напряжения трения на горизонтальных границах имеют постоянные значения, поскольку для начальной схемы погружения нет и возмущения отсутствуют. Изменение давления по глубине незначительное (рис. 2 г).

На рис. 3 приведены результаты расчетов для малой схемы погружения океанической плиты по желобу, ось которого расположена под углом 45° к дневной поверхности. Здесь уже заметно влияние глубины и угла погружения на поля температуры, скорости и картину движения (рис. 3 а, б, в), что согласуется с известными данными [4,3]. На верхней границе области также имеет место минимум теплового потока (рис.3 д). На нижней границе (рис.3 е)

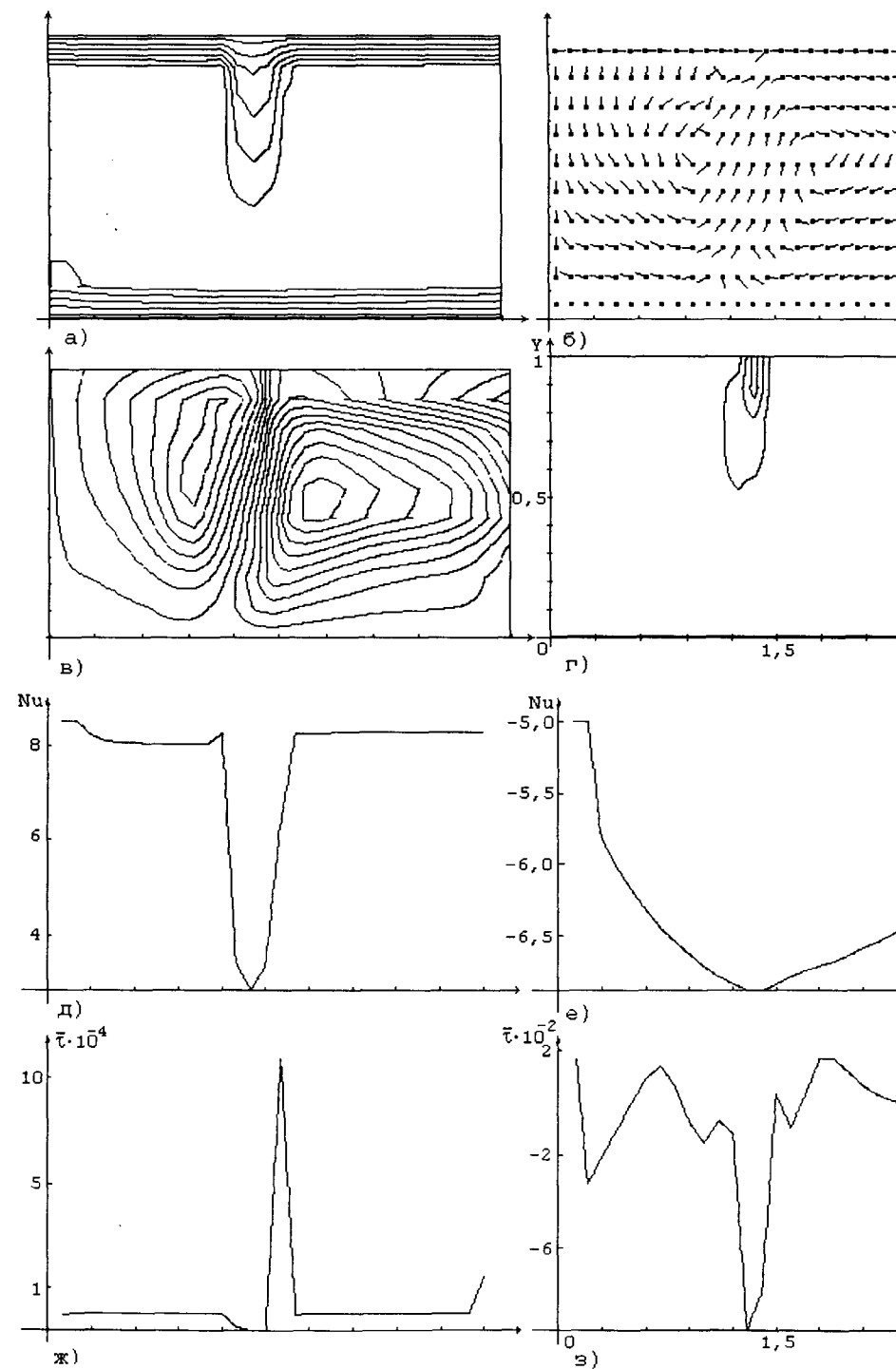


Рис. 3. Расчетные поля для малой схемы погружения. Угол погружения 45° : а - температура; б - векторное поле скорости; в - поле функций тока; г - поле давления; д, е - распределение чисел Нуссельта на верхней (д) и нижней (е) поверхностях области; ж, з - напряжения трения на верхней (ж) и нижней (з) границах области.

изменение числа Нуссельта более гладкое, по сравнению с результатами рис. 2е. Напряжения трения на верхней границе претерпевают резкое изменение лишь в области погружения плиты, оставаясь постоянным за ее пределами. В зоне погружения плиты происходит интенсивное взаимодействие двух вихрей (рис. 3в), что отражается на поле скорости

(рис.3б). Изменение давления на глубине мантии становится заметным (рис. 3г).

Результаты приведенные на рис.4, аналогичны результатам рис.3, однако их интенсивность значительно выше, а характер изменения напряжения на нижней границе (рис.4 з) более гладкий по сравнению с результатом рис. 3 з.

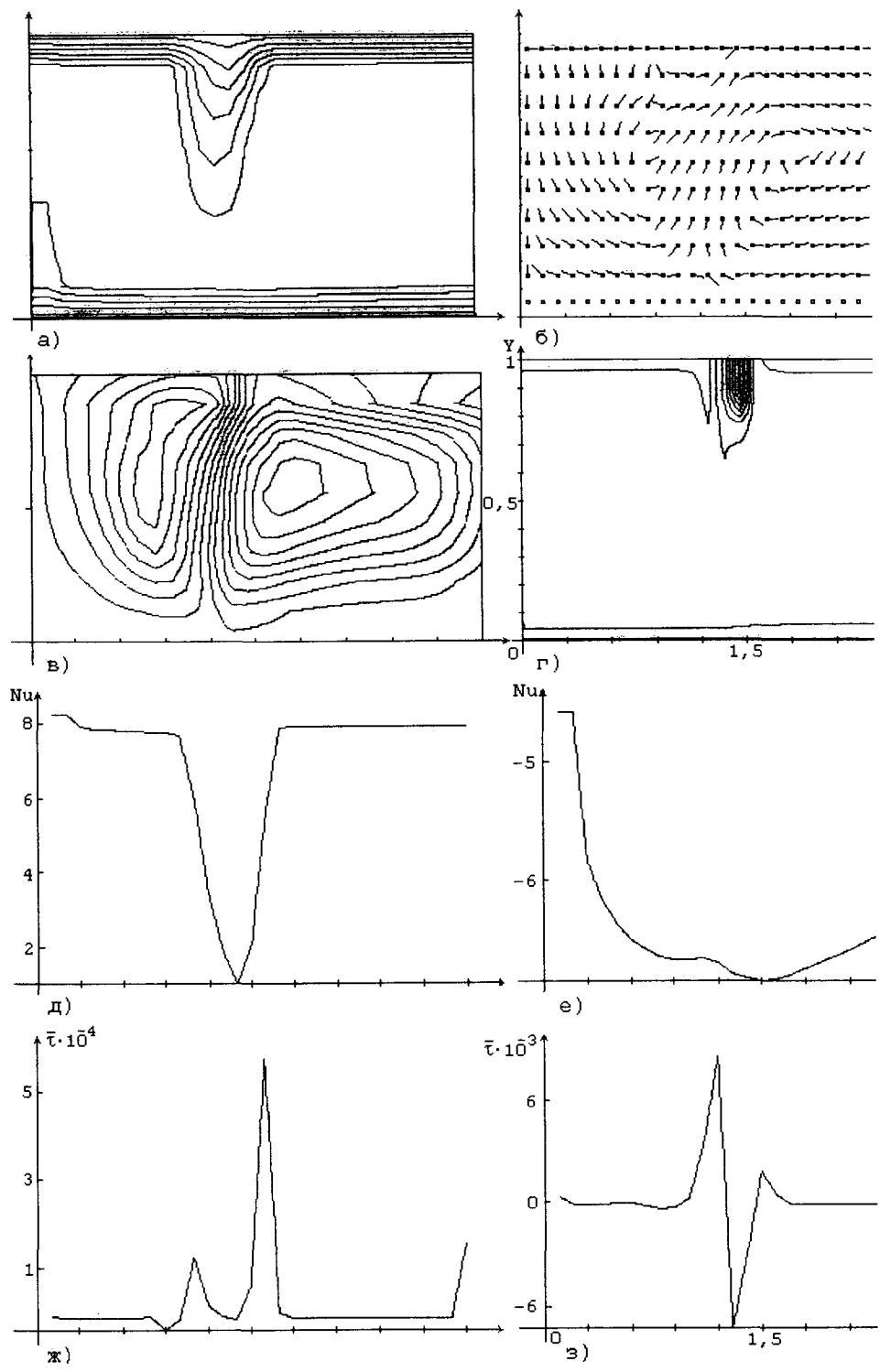


Рис. 4. Расчетные поля для средней схемы погружения. Угол погружения 45°: а - температура; б - векторное поле скорости; в - поле функций тока; г- поле давления; д,е - распределение чисел Нуссельта на верхней (д) и нижней (е) поверхностях области; ж,з - напряжения трения на верхней (ж) и нижней (з) границах области.

С увеличением глубины погружения литосферной плиты теплообмен и конвекция в мантии Земли возрастают (рис.5), причем на нижней границе расчетной области характер поведения числа Нуссельта

изменяется на противоположный по сравнению с результатами, приведенными на рис. 2 е, 3 е, 4 е, а именно, в зоне желоба имеет место максимум тепло-

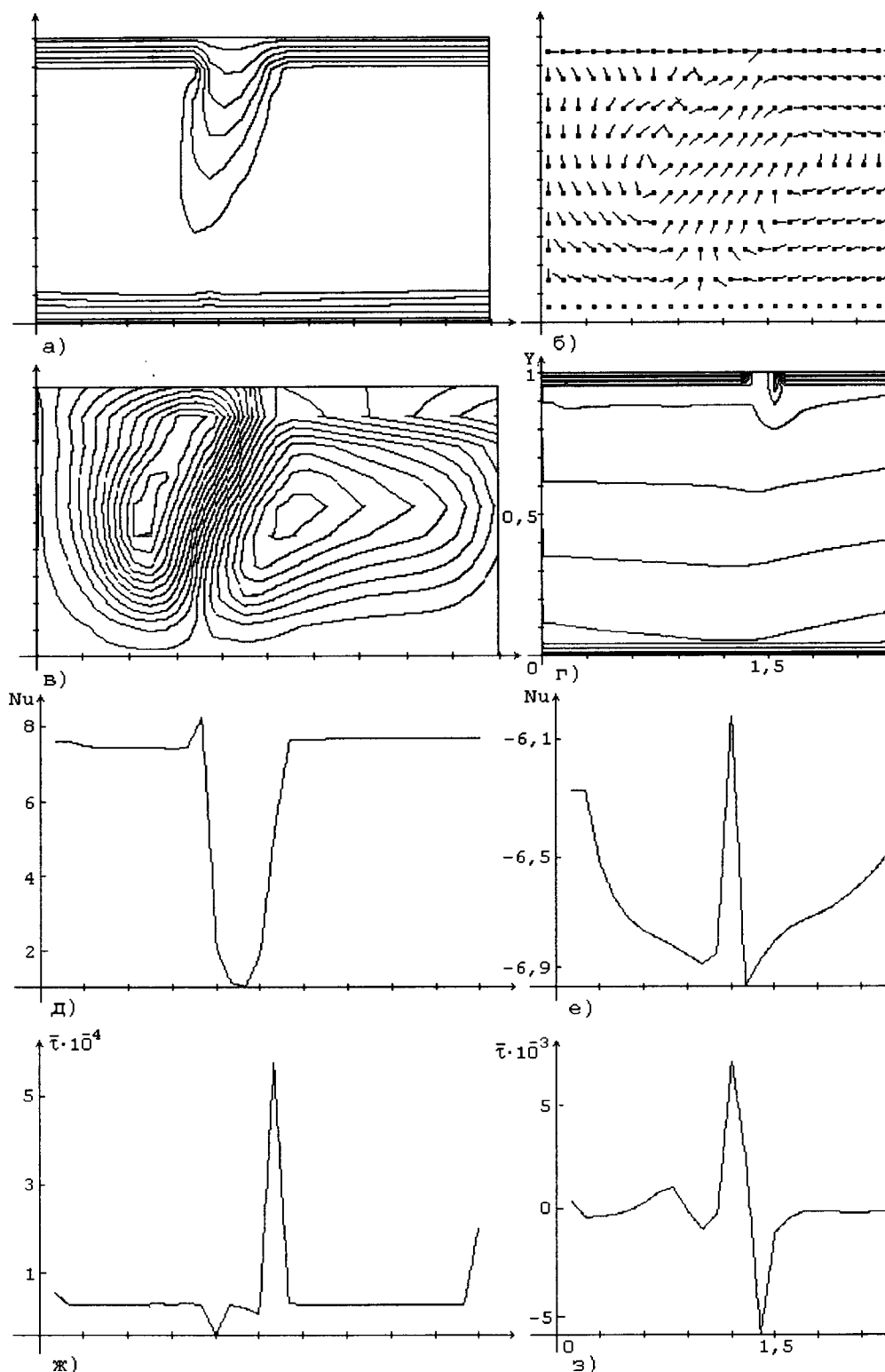


Рис. 5. Расчетные поля для полной схемы погружения. Угол погружения 45° : а - температура; б - векторное поле скорости; в - поле функций тока; г - поле давления; д, е - распределение чисел Нуссельта на верхней (д) и нижней (е) поверхностях области; ж, з - напряжения трения на верхней (ж) и нижней (з) границах области.

вого потока, что свидетельствует об интенсивности теплообмена и конвекции в ней.

На рис. 6,7 приведены аналогичные результаты для полной схемы с углом погружения 30° и 60° соответственно. В обоих случаях в области имеют

место два вихря, разделенные литосферной плитой, погружающейся по желобу. Минимум теплового потока на нижней границе (рис. 6 е, 7 е) сдвинут влево. Видимо, сказывается влияние угла погружения плиты. Изменение поля давления (рис. 6 г, 7 г) более зна-

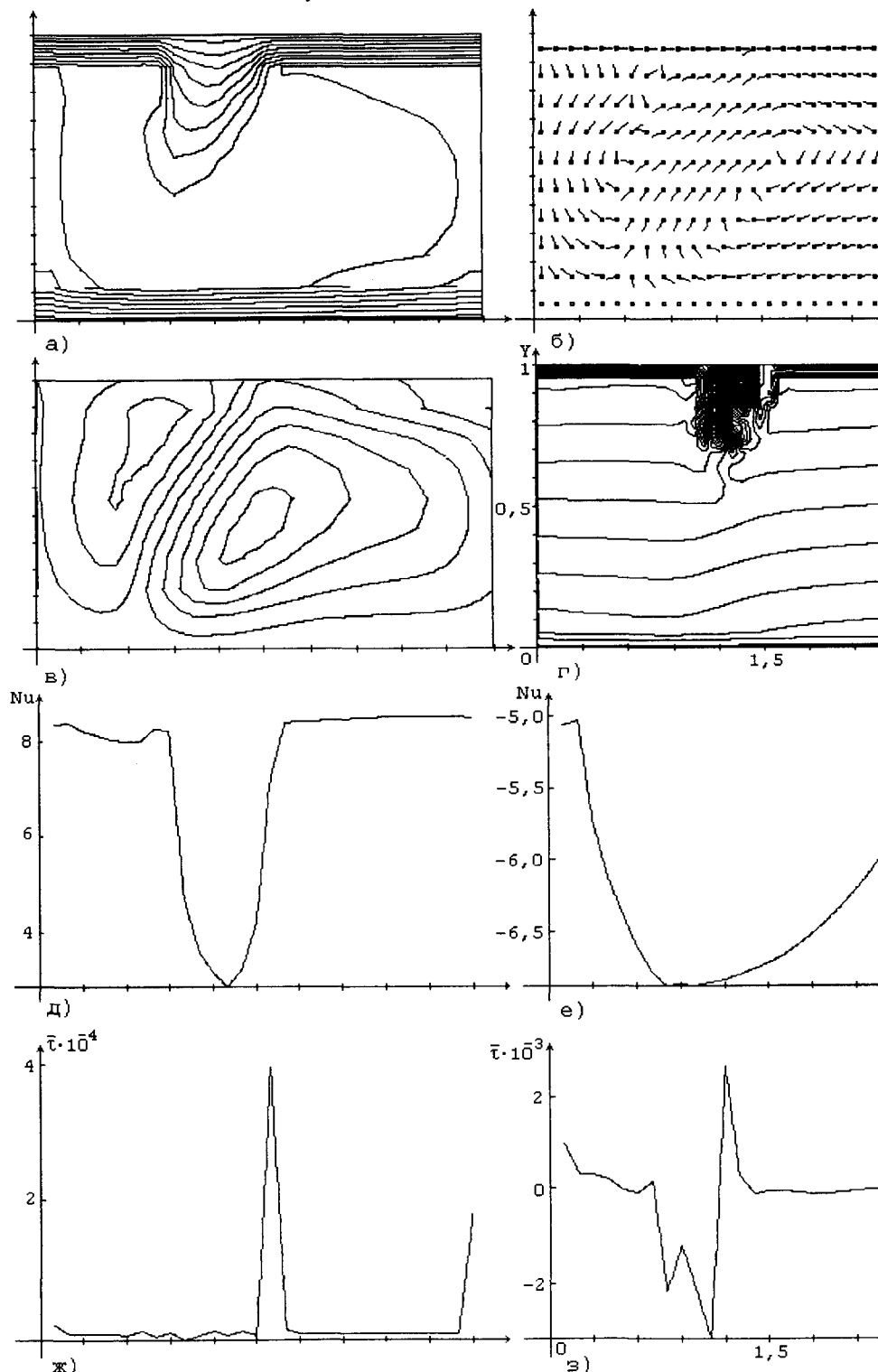


Рис. 6. Расчетные поля для полной схемы погружения. Угол погружения 30° : а - температура; б - векторное поле скорости; в - поле функций тока; г - поле давления; д, е - распределение чисел Нуссельта на верхней (д) и нижней (е) поверхностях области; ж, з - напряжения трения на верхней (ж) и нижней (з) границах области.

чительное по сравнению с результатами для угла погружения $\phi = 45^\circ$ (рис. 5 г). Следует отметить, что для всех рассмотренных режимов интенсивность вихря, расположенного под океанической плитой, превос-

ходит интенсивность вихря, находящегося под континентальной плитой.

Таким образом, предложенная математическая модель и полученные результаты дополняют су-

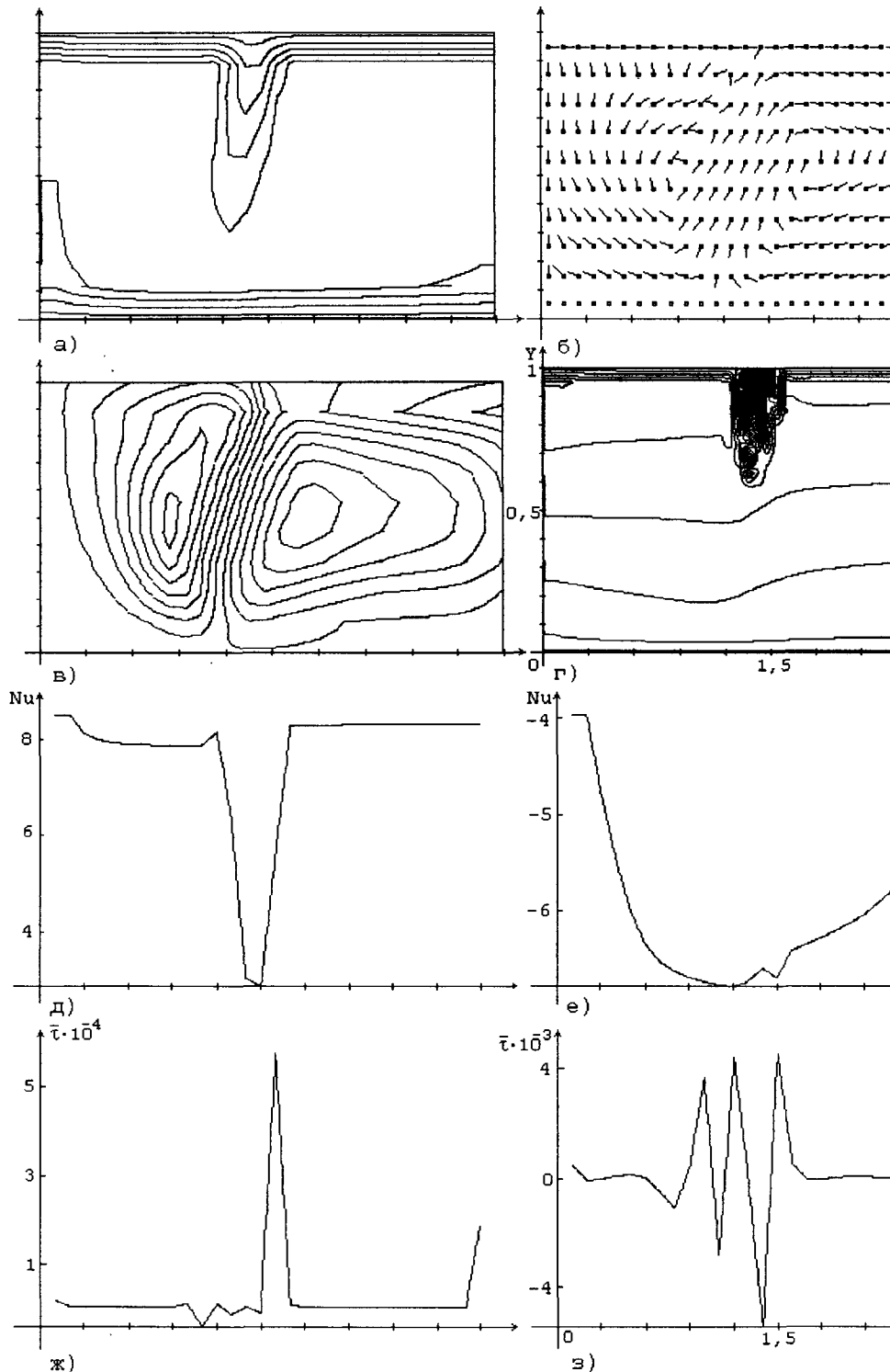


Рис. 7. Расчетные поля для полной схемы погружения. Угол погружения 60° : а - температура; б - векторное поле скорости; в - поле функций тока; г - поле давления; д, е - распределение чисел Нуссельта на верхней (д) и нижней (е) поверхностях области; ж, з - напряжения трения на верхней (ж) и нижней (з) границах области.

шествующие сведения об исследовании конвекции в недрах Земли и могут быть полезными для понимания и объяснения таких явлений как спрединг и субдукция, движение литосферных плит и изменение тепловых потоков на поверхности Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М.- Л.: ГИЗ, 1924.
2. Дю - Тойт А. Наши странствующие континенты // Проблемы перемещения материков. М., 1963. С. 7-63.
3. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат.лит., 1983. 414 с.
4. Жарков В.Н., Трубицын В.П., Самсоненко Л.В. Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. М.: Наука. Гл. ред. физ.- мат. лит., 1971. 384 с.
5. Патанкар С. Численные методы решения задач теплообмена и динамики жидкости: Пер. с англ. М.: Энергоатомиздат, 1984. 152 с.
6. Соловьев С.В. Моделирование теплообмена литосферной плиты в зоне субдукции. I. Постановка задачи// Инженерно-физический журнал. 1996. Т. 69, № 1. С. 16-25.
7. Соловьев С.В. Моделирование теплообмена литосферной плиты в зоне субдукции. II. Метод решения и результаты расчетов// Инженерно-физический журнал. 1996. Т. 69, № 2. С. 261-271.
8. Трубицын В.П., Васильев П.П., Карасев А.А. Тепловая конвекция в верхней мантии Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 3-13.
9. Трубицын В.П., Фрадков А.С. Конвекция под континентами и океанами // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 70. С. 3-13.
10. Christensen U.R. Layered convection induced by phase transition // J. Geophys. Res. 1985. V. 90, № B12. P. 10291-10300.
11. Coble R.L. A model for boundary diffusion controlled creep in polycrystalline materials // J. Appl. Phys. 1963. V. 34. P. 1679-1682.
12. Gurns M., Davies G.F. Numerical study of high Rayleigh number convection in a medium with depth dependent viscosity // Geophys. J.R. astr. Sos. 1986. V. 85, № 3. P. 523 - 541.
13. Harder H., Christensen U., Jacoby W.R. Convection with depth dependent viscoelastic reology // Terra cognita. 1986. V. 6, № 2. P. 296.
14. Haskell N.A. The motion of viscous fluid under a surface load // Physics. 1936. V. 7. P. 56.
15. Herring C. Diffusional viscosity of a polycrystalline solid // J. Appl. Phys. 1950. V. 21, № 5. P. 75-90.
16. Holms Radioactivity and Earth movements // Trans. Geol. Sos., Glasgow. V. 18. pat 3. P. 559-606.
17. Nabarro F.R.M. Deformation of crystals by the motion of single ions // Conference on the strength of solids // Phys. Sos. 1948. P. 75-90.
18. Parmentier E.M., Turcotte D.L., Torrance K.E. Studies of finite amplitude non Newtonian thermal convection with application to convection in the Earth's mantle // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 1839 - 1846.

Поступила в редакцию 10 марта 1998 г.

Рекомендована к печати Мальшевым Ю.Ф.

S. V. Solovjov

Heat transfer by convection in subduction zone

The results of numerical simulation in the Earth's mantle are given. The paper considers the subduction zone in which a moving lithosphere plate runs into moving on continental plate, then along the trough, axis of which is located under the angle to the day surface, ocean plate submerges in the mantle. Four schemes of lithosphere immersion: initial, small, middle and full (concerning immersion depth) are investigated.

In result of the numerical solution of the task, which is solved in natural variables by control volume method, the distributions of temperature, stream function, pressure, vector velocity field, friction stress and Nusselt numbers were obtained.

СТРАТИГРАФИЯ

УДК [561.26:551.793](571.645)

ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И СОБЫТИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ЗАЛИВА ИЗМЕНИ (ЮЖНЫЙ КУНАШИР, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

***В.С.Пушкарь, *Н.Г.Разжигаева, *А.М.Короткий, *Т.А.Гребенникова,
В.В.Шановалов, *Л.А.Ганзей, *Л.М.Мохова

** Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток*

*** Тихоокеанский институт океанологии ДВО РАН, г. Владивосток*

В статье приводится детальное литологическое описание плиоцен-плейстоценовых вулканогенно-осадочных шельфовых отложений, входящих в состав головнинской свиты, а также континентальных фаций позднего плейстоцена и их диатомовый, спорово-пыльцевой и палеомагнитный анализ. Предлагается разделить головнинскую свиту на три подсвиты, отложения которых отражают трансгрессивно-регрессивные циклы и этапы вулканической активности (нижняя подсвита - поздний плиоцен, средняя - ранний плейстоцен, верхняя - средний плейстоцен). Континентальные отложения объединены в белозерские слои второго интерстадиала позднего плейстоцена. В позднем плиоцене выделены две трансгрессии: Кунашир I (2.12 - 2.0 млн лет) и Кунашир II (1.8-1.6 млн лет). Среднему плейстоцену отвечает позднеголовнинская трансгрессия (0.43-0.28 млн лет) с двумя фазами. Выделены тефростратиграфические маркеры, как диатомовых зон, так и палеомагнитных событий Реюньон и Олдувей. Проведена корреляция палеогеографических событий между Южными Курилами, Японией, Камчаткой, Чукоткой и Аляской.

Южный Кунашир характеризуется широким распространением плиоценовых и плейстоценовых вулканогенно-осадочных толщ, входящих в стратиграфический объем головнинской свиты, выделенной Б.Н.Пискуновым и Т.П.Королевой в 1962 [14]. Свита описана в работах А.Ф.Прялухиной [34] и Б.Н.Пискунова [31]. Она сложена туфоалевритами, туфодиатомитами и песками, переслаивающимися с пепловыми прослоями и пачками тефроидов. Свита несогласно лежит на породах алахинской свиты и перекрывается эоловыми супесями, аллювиальными, озерными галечниками и песками позднеплейстоценового и голоценового возраста. Высокие скорости седиментации, обусловленные вулканической активностью, способствовали формированию мощных осадочных толщ, запечатлевших в себе как этапы вулканической активности, так и резкие палеоклиматические изменения и колебания уровня моря. Общая мощность отложений - 450 м, а мощность континентального чехла - 100 м. Возраст головнинской свиты по фауне моллюсков оценивался как плиоценовый [14, 31] или как плейстоценовый [13, 32]*.

Цель настоящей работы - изучение стратиграфической последовательности формирования вулканогенно-осадочных толщ юга Кунашира и анализ палеогеографических событий за последние 2.5 млн лет.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Изучен ряд разрезов на побережье зал. Измени от устья руч. Хлебникова до устья р. Головнина (рис. 1). Здесь в разрезе Хлебниковского клифа с высотой до 15 м прекрасно обнажены моноклиально залегающие вулканогенно-осадочные пачки головнинской свиты, несогласно перекрытые континентальными отложениями (рис. 2).

Основной информационной группой фоссилий являются диатомовые водоросли, створки которых хорошо сохранены и достаточно обильны в осадках. При возрастной интерпретации комплексов диатомей использована модифицированная [67] северо-тихоокеанская зональная диатомовая шкала И. Коизуми [58] и данные по синхронности и диахронности эволюционных уровней диатомей в различных регионах Центральной и Северной Пацифики [32, 44, 58]. Изучены также споры и пыльца, спорадически встречающиеся в разрезах и несущие дополни-

*Верхняя граница плиоцена рассматривалась на уровне границы палеомагнитных эпох Брюнес-Матуяма (0.73 млн лет).

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ОТЛОЖЕНИЙ

Изученные разрезы сложены двумя генетическими разнородными толщами (рис. 2): моноклинально залегающими вулканогенно-осадочными и вулканогенными отложениями, накопившимися в условиях шельфа, и чехлом континентальных фаций.

В основании разреза залегают несортированные и неслоистые отложения подводного пемзового пирокластического потока Khl-7, перекрытые пемзовыми тейфроидами разной степени окатанности со слоями грубозернистого пемзового песка. По простиранию разреза к востоку они фациально замещаются пемзовыми гравийниками и крупнозернистыми песками. Видимая мощность отложений достигает 3 м. Грубая субпараллельная слоистость за счет изменения структуры осадка и увеличение крупности пемзы к кровле слоев указывает на осаждение материала в морских условиях и быстрое захоронение [4, 24]. По своим петрохимическим характеристикам плохоокатанная пемза близка пирокластике влк. Головнина [25, 42] и, вероятно, откладывалась на шельфе синхронно с его извержениями. Поскольку пемза и пепловая пирокластическая сильно гидратированы (табл. 1), используются данные, пересчитанные на сухой остаток (табл. 2). Вблизи устья р. Головнина пачку тейфроидов перекрывает крупнообломочная туфобрекчия Khl-6, образующая покров и выполняющая многочисленные врезы (глубиной до 2.5 м), состоящая из ювенильной пемзы, резургентного и терригенного материала разнообразного петрографического состава (дациты, базальты, вулканическое стекло). Туфобрекчия, по-видимому, представляет собой отложения подводных грязевых потоков, образование которых связано с пирокластическими потоками, транспортированными с суши в прибрежную область [23, 24].

В западной части клифа на тейфроидах согласно залегают светло-серые алевритистые мелкозернистые пески (мощность 2.7 м) с прослоями и линзами

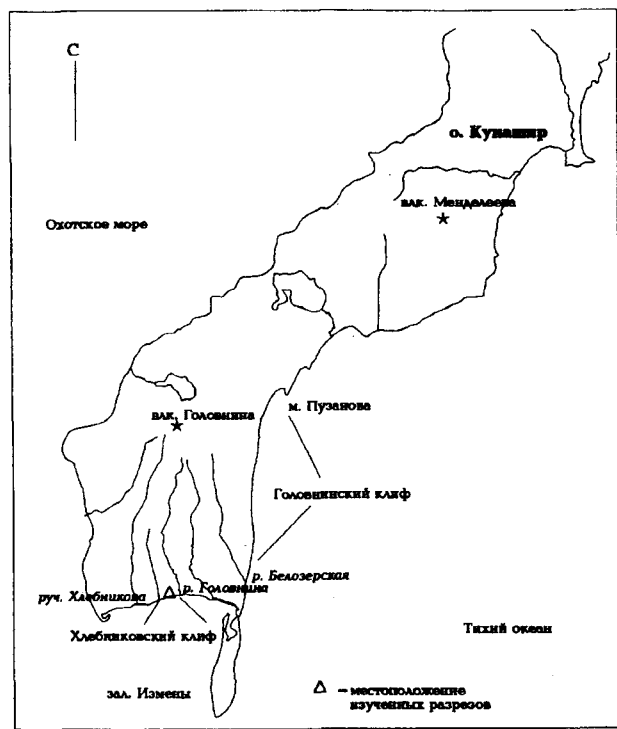


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов головинской свиты на побережье зал. Измены.

тельную информацию о палеоклиматах, и проведен палеомагнитный анализ. Для идентификации палеомагнитных событий использованы модели изменений напряженности магнитного поля Земли последних 3 млн лет [45, 71].

Положение границы между плиоценом и плейстоценом рассматривается на уровне верхней границы события Олдувей (1.69 млн лет) или чуть выше его [45, 73]. Граница между нижним и средним плейстоценом рассматривается на уровне границы между палеомагнитными хронами Матуйам и Брюнес (0.79 млн лет). Граница между средним и поздним плейстоценом совпадает с началом фазы "е" 5 кислородно-изотопной стадии (КИС), датированной в 130 тыс. лет [60].

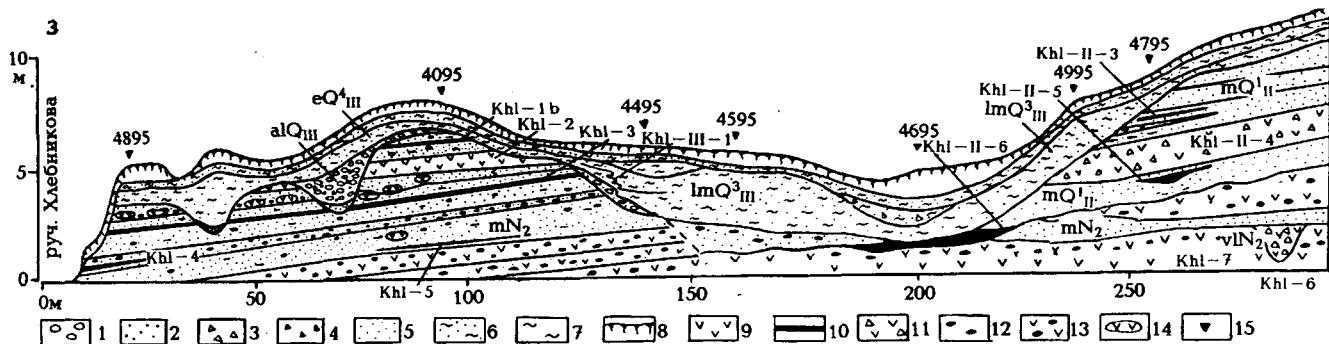


Рис. 2. Геологическое строение Хлебниковского клифа (береговой обрыв к востоку от устья руч. Хлебникова), зал. Измены. 1-галка, 2-гравий, 3-щебень, 4-древеса, 5-песок, 6-супесь, 7-суглинок, 8-почва, 9-туф, 10-вулканический пепел, 11-туфобрекчия, 12-пемза, 13-пемзовый тейфرويد, 14-вулканические бомбы, 15-изученные разрезы, Khl-3 (и др.) - индексы реперных прослоев тейфры.

Таблица 2. Химический состав тефры из разрезов плио-плейстоценовых отложений побережья зал. Измены

N	N пробы	Материал	Возраст	Индекс	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
1	2/4095	пепел	N ₂	Khl-1a	58,60	0,91	24,19	7,67	0,75	0,16	1,34	3,81	2,05	0,47	0,05
2	4/4095	пепел	N ₂	Khl-1b	56,70	0,66	28,37	6,93	0,97	0,16	1,07	2,91	1,61	0,58	0,05
3	8/4095	туф	N ₂	Khl-2	67,14	0,55	20,91	4,24	0,54	0,09	0,83	2,18	2,79	0,73	0,00
4	10a/4095	бомба	N ₂	Khl-2	72,88	0,46	14,74	1,29	1,50	0,12	1,24	3,76	3,18	0,79	0,04
5	11/4095	пепел	N ₂	Khl-3	74,43	0,33	13,44	1,95	0,97	0,05	0,71	2,09	2,86	3,12	0,03
6	23/4095	пепел	N ₂	Khl-4	66,85	0,49	17,12	4,22	1,12	0,14	1,28	3,84	3,47	1,39	0,08
7	22/4095	пемза	N ₂	Khl-7	69,18	0,45	17,44	2,18	1,87	0,12	0,53	4,26	3,30	0,63	0,05
8	6/5195	пепел	Q ^I _{II}	Khl-II-1	64,56	0,20	23,01	2,21	1,34	0,10	0,24	3,23	1,97	1,90	1,25
9	8/5295	пепел	Q ^I _{II}	Khl-II-2	58,82	0,32	30,48	4,53	1,11	0,11	0,24	2,18	1,57	0,48	0,15
10	1/5826	пепел	Q ^I _{II}	Khl-II-5	60,77	0,70	27,31	5,81	0,00	0,19	1,34	1,54	1,60	0,68	0,07

крупнозернистых песков, пемзового гравия и пемзы. Гранулометрический состав песков характеризуется бимодальным распределением с модальными фракциями 0.1-0.16 и 0.05-0.1 мм. Высокое содержание алевритовых частиц и небольшой выход тяжелой фракции (рис. 3) указывают, что накопление отложений происходило на значительных глубинах, плохая сортировка материала - на их быстрое захоронение. Материал, в основном, поступал за счет переотложения тефры. О ее переработке в водной среде свидетельствует более высокое содержание тяжелых минералов в крупноалевритовом классе по сравнению с мелкопесчаным (рис. 3). Исключение составляют прослойки тефроидного песка Khl-5 в основании пачки и песков с обилием пемзы, где тяжелыми минералами обогащена фракция мелкого песка (до 36.5%). В составе тяжелой фракции отложений преобладают магнетит и ромбические пироксены. Не исключено, что вулканический источник хорошо окатанной пемзы в данной пачке находился на о. Хоккайдо, где в конце плиоцена проявился активный вулканизм, отмеченный реперными туфовыми горизонтами [52].

Толща включает два пепловых прослоя, минеральные характеристики которых приведены в табл.3. Нижний (Khl-4) представлен линзой (мощность до 5 см) светло-коричневого плотного алеврита

та дацитового состава. Петрохимические характеристики пепла (табл. 1, 2) близки к таковым пирокластике вулканов о. Кунашир [41]. Верхний белый риолитовый пепел Khl-3 (мощность 10 см) сложен мелким алевритом с прослоем светло-серого мелкозернистого алевритистого песка. В составе тяжелых минералов преобладают ромбические пироксены (56%), в крупном алеврите - магнетит (72%). Химический состав пепла (табл. 1, 2) характеризуется высоким содержанием щелочей, особенно K₂O, что резко отличает его от пирокластике влк. Головнина. Возможно, источник пепла располагался в вулканической зоне Дайсецу-Токати о. Хоккайдо [10, 50]. Удаленность вулканического источника и хорошая выдержанность пеплового прослоя в разрезе свидетельствует о большом секторе разноса пепла. Этот хороший коррелятивный репер предполагается использовать в качестве маркера события Олдувей (плиоцен-плейстоценовой границы).

Вышележащий слой грубозернистого песка (мощность 0.7 м), вероятно, свидетельствует не об изменении глубины бассейна и динамики среды, а отражает новую фазу вулканической активности влк. Головнина. Пески имеют тонкую горизонтальную слоистость (мощность слоев 0.5-4 см) за счет изменения крупности материала и содержания тяжелых

Таблица 1. Химический состав тефры из разрезов плио-плейстоценовых отложений побережья зал. Измены

N	N пробы	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	H ₂ O-	ппп	сумма
1	2/4095	53,47	0,83	22,07	7	0,68	0,15	1,22	3,48	1,87	0,43	0,05	2,68	6,2	100,13
2	4/4095	50,03	0,58	25,03	6,11	0,86	0,14	0,94	2,57	1,42	0,51	0,04	2,72	9,15	100,1
3	8/4095	61,21	0,5	19,06	3,87	0,49	0,08	0,76	1,99	2,54	0,67	0	1,54	6,87	99,58
4	10a/4095	68,98	0,44	13,95	1,22	1,42	0,11	1,17	3,56	3,01	0,75	0,04	0,18	4,73	99,56
5	11/4095	68,88	0,31	12,44	1,8	0,9	0,05	0,66	1,93	2,65	2,89	0,03	0,64	6,26	99,54
6	23/4095	63,04	0,46	16,14	3,98	1,06	0,13	1,21	3,62	3,27	1,31	0,08	1,02	4,78	100,1
7	22/4095	65,23	0,42	16,44	2,06	1,76	0,11	0,5	4,02	3,11	0,59	0,05	0,88	4,35	99,52
8	6/5195	59,25	0,18	21,12	2,03	1,23	0,09	0,22	2,96	1,81	1,74	1,15	1,14	6,83	99,75
9	8/5295	51,26	0,28	26,56	3,95	0,97	0,1	0,21	1,9	1,37	0,42	0,13	1,65	11,09	99,89
10	1/5826	52,1	0,6	23,41	4,98	0	0,16	1,15	1,32	1,37	0,58	0,06	5,1	8,58	99,41

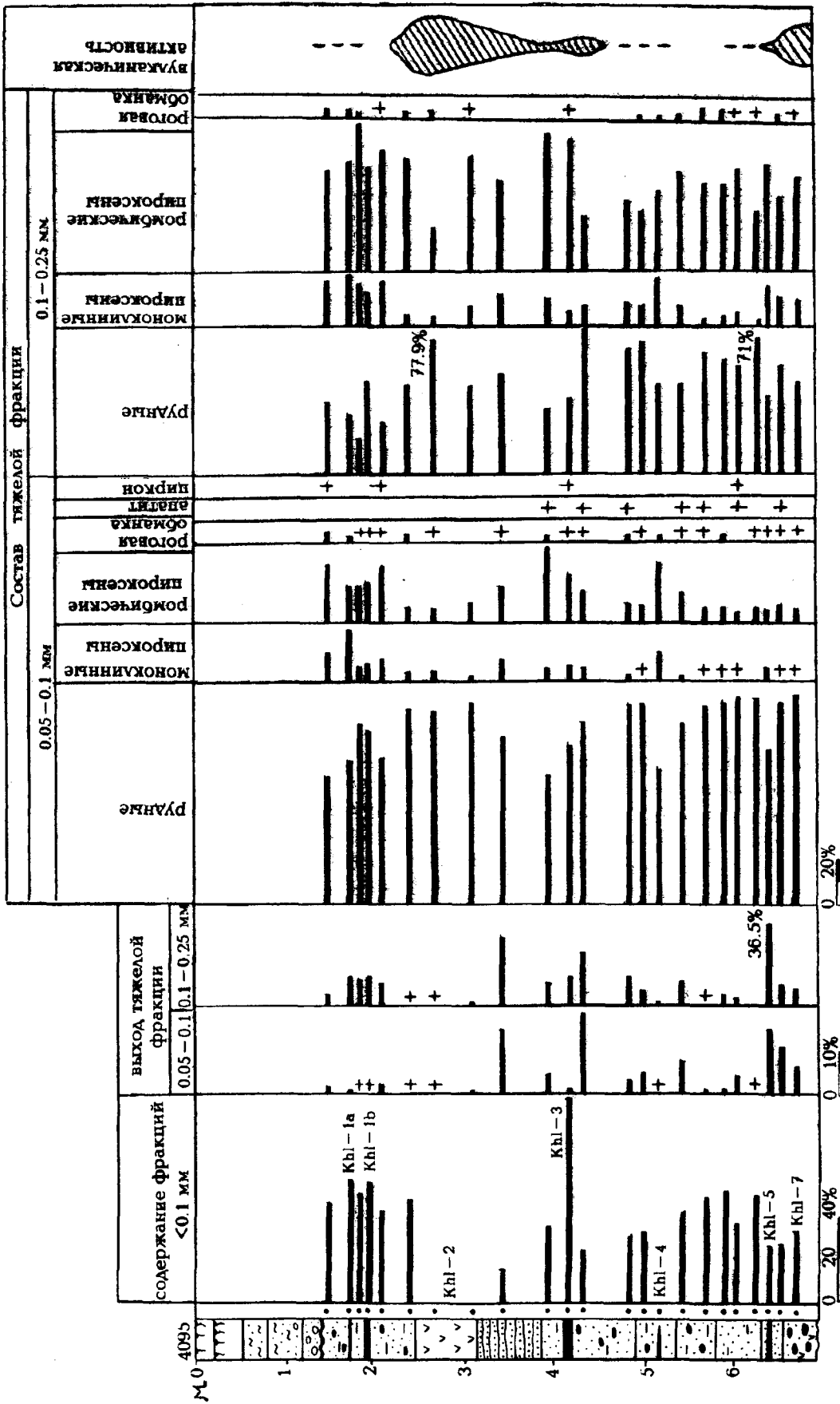


Рис. 3. Литологические характеристики разреза 4095. Условные обозначения см. рис. 2.

минералов. Слой обогащен вулканическими бомбами светло-серого цвета (размер до 0.4 м), деформирующими слоистость. Бомбы начальной стадии эруптивного цикла имеют риолитовый состав с невысоким содержанием K_2O (табл.1). В кровле песков встречаются линзы пемзы псефитовой размерности. Завершают вулканический цикл отложения подводного пемзового пирокластического потока Khl-2 (мощность до 0.7 м). Туф сложен обломками белой пемзы, крупность которых увеличивается к кровле слоя (до 1.5 см). Туф имеет дацитовый состав с невысоким содержанием щелочей (табл. 1) и характеризуется низким содержанием тяжелых минералов (0.14-1.74%), среди которых преобладает магнетит (рис.3).

Выше залегают белесые алевритистые мелкозернистые пески с двумя пепловыми прослоями: светло-серого Khl-1b (мощностью 5 см) и розовато-коричневого Khl-1a (0.5 см) цвета андезитового состава (табл. 1-3). В составе тяжелой фракции пеплов на фоне преобладания магнетита и ромбических пироксенов повышается доля моноклинных пироксенов, что наряду с отсутствием апатита и базальтической роговой обманки отличает пески этого слоя от ниже лежащих (рис.3).

В 160 м и далее к востоку от устья руч. Хлебникова клиф имеет принципиально другое строение (рис. 2). Здесь на эрозионной поверхности, выработанной в нижней тефроидной пачке залегают линза (мощность до 1 м) белого вулканического пепла Khl-II-6 алевро-пелитового состава с неясной слоистостью. Пепел сложен преимущественно частицами вулканического стекла (82.4%), черными шлаками и плагиоклазами (11.8%). Тяжелая фракция включает магнетит (64.1%), моноклинные (18.5%), ромбические (14.8%) пироксены и амфиболы (2.3%).

Выше по разрезу залегают светло-серые мелкозернистые пески (мощность до 1 м) с тонкой волнистой слоистостью со слоями, насыщенными белой окатанной пемзой и гнездами плотного светло-желтого вулканического пепла Khl-II-5. Пески перекрыты плотной туфобрекчией Khl-II-4 (мощность до 1.5 м), насыщенной в нижней части резургентным материалом разнообразного петрографического состава, включающего дациты, базальты, черное вулканическое стекло, в верхней части преобладает пемза (до 1.5 см). По ряду признаков - плотной упаковке, отсутствию слоистости, следов обжига и вторичных фузарол - эти отложения соответствуют подводному пирокластическому потоку [20, 23, 25]. Над туфобрекчией лежит слой мелкозернистого песка с линзой пепла Khl-II-3.

Пески, перекрывающие туфобрекчию, изучены в карьере в устье р. Головнина (мощность до 2.6 м). Отложения включают крупные вулканические бомбы (до 1.3 м) и два пепловых прослоя Khl-II-1, 2

(табл. 1-3). Нижний, андезитового состава, имеет светло-желтый цвет (мощность 20 см). В составе тяжелых минералов в алевритовой фракции преобладает магнетит (78%), в мелкопесчаной - ромбические (40.2%) и моноклинные (32%) пироксены. Верхний дацитовый пепел Khl-II-1 (мощность 8 см), сложен белым алевритом с прослоем мелкозернистого песка. В составе тяжелой фракции отмечено высокое содержание ромбических пироксенов (52.8%). Химический состав пепла характеризуется высоким содержанием K_2O (табл. 1,2) по сравнению с пирокластикой влк. Головнина. Скорее всего, его источник находился на о. Хоккайдо.

Континентальный покров изученного разреза включает аллювиальные, озерные и эоловые отложения. Аллювиальные галечники и супеси выполняют небольшие эрозионные врезы (глубиной до 2 м), выработанные низкопорядковыми водотоками вблизи устья руч. Хлебникова. Супесь, сложенная переработанной тефрой, по-видимому, имеет эоловое происхождение, а тонкая горизонтально-волнистая слоистость говорит о ее осаждении в водной среде (низкопорядковые водотоки, небольшие озера). На отдельных участках отложения интенсивно криотурбированы. В кровле отложений встречены линзы темно-серого вулканического пепла Khl-III-1 андезибазальтового состава. Этот пепловый прослой широко распространен на юге о. Кунашир и сопоставляется с завершающей стадией активности влк. Головнина в позднем плейстоцене. Из отложений, стратиграфически залегающих ниже этого пеплового прослоя, в юго-восточной части острова получена серия радиоуглеродных дат в интервале 42-39 тыс. л.н. [37]. Кровля разреза сложена желто-бурой неслоистой пористой супесью, образованной предположительно в конце позднего плейстоцена-раннем голоцене. Мощный почвенный покров (до 0.7 м) включает несколько горизонтов погребенных почв.

БИО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Разрез 4095. (Рис.4) Разрез вскрывает самые древние морские отложения. Из туфогенно-осадочной толщи выделены два комплекса диатомей, характеризующихся как вымершими в конце плиоцена и в плейстоцене видами, так и новыми, появившимися на рубеже плиоцена и плейстоцена.

Комплекс 1 (6.9-4.2 м). Чрезвычайно богатый комплекс диатомей хорошей сохранности включает 135 видов и разновидностей, принадлежащих к 50 родам. Вымершие на рубеже плиоцена и плейстоцена виды составляют 11.9%, а вновь появившиеся на этом рубеже - 6.8%. Абсолютная численность створок в среднем достигает 2-3 млн ств./1г осадка. Основной фон комплекса формируют океанические и неритические *Thalassiosira gravida* var. *fossilis* (12%),

Th. gravida var. *gravida* (9.3%), *Th. eccentrica* (6.3%), *Actinocyclus curvatulus* и *A. divisus* (9%), а также споры *Chaetoceros* spp. (6%). Из сублиторальных диатомей обильны *Paralia sulcata* var. *sulcata* (7.3%), *Hyalodiscus obsoletus* (6%) и представители рода *Diploneis*: *D. smithii*, *D. interrupta*, *D. subcincta* (в сумме 6.8%). Пресноводные аллохтонные диатомей в сумме не превышают 3%.

Возрастную структуру комплекса формируют три группы диатомей. Вымершие в позднем плиоцене представлены *Stephanopyxis horridus*, *Pyxidicula* (*Thalassiosira*) *zabelinae*, *Thalassiosira antiqua*, *Th. tertiaria*, *Th. manifesta*, *Coscinodiscus* (*Pyxidicula*) *pustulatus*, *Xantiopyxis diaphana*, *Synedra jouseana* f. *linearis*, *Actinocyclus ingens*, *Cymatosira debyi*. Вторая группа (виды, вымершие в плейстоцене) представлена *Thalassiosira gravida* var. *fossilis*, *Th. nidulus* var. *nidulus*, *Th. jouseae*, *Th. haynaldiella*, *Th. scheshukovae*, *Porosira* (*Thalassiosira*) *punctata*, *Coscinodiscus marginatus* var. *fossilis*, *Neodenticula koizumii*, *Proboscia* (*Rhizosolenia*) *curvirostris*, *P. barboi*, *Actinocyclus oculatus*, *A. ochotensis* var. *fossilis*, *Trochosira spinosa*, *Stephanopyxis dimorpha* и др. Из видов, появившихся на рубеже границы плиоцена и плейстоцена следует назвать *Thalassiosira pacifica*, *Th. latimarginata*, *Th. plicatoides*, *Th. antarctica*, *Th. sancettae*, *Coscinodiscus marginatus* s. str., *Neodenticula seminae*, *Asteromplalus robustus*, *Proboscia curvirostris* (рис. 4). По своей возрастной структуре комплекс относится к зоне *Pyxidicula zabelinae* с возрастным диапазоном 2.2 (2.3) - 1.88 (1.95?) млн лет.

Экологическая структура комплекса сформирована, в основном, неритическими видами (57.3%). Океанические (17%) и сублиторальные (25.7%) диатомей формируют субдоминантные структурные группы. Подобный экологический тип комплекса характерен для областей открытого шельфа с глубинами свыше 50 м. Основную температурную группу диатомей представляют северобореальные виды (до 68%), обычные в современном прибрежном планктоне прикурильского региона и в зоне смешения течений Оясио и Куроисио [18, 39, 70]. Среди южнобореальных и субтропических диатомей отмечены *Thalassiosira pacifica* (0.6%), *Th. angulata* (0.6%), *Th. decipiens* (1%), *Th. leptopus* (1.3%), *Th. lineata* (1.3%), *Th. oestrupii* (1.3%), *Coscinodiscus radiatus* (2%), *C. perforatus* (1.3%), *Actinocyclus divisus* (5%), *Thalassionema nitzschioides* (2.6%). Присутствие тепловодного планктона (до 20%) свидетельствует о среднегодовых температурах поверхностных вод слегка более высоких, чем современные, и о влиянии течения Куроисио.

Комплекс II (4.2-1.4 м). По таксономическому составу данный комплекс близок к комплексу I, но по обилию створок и содержанию возрастных групп диа-

томей резко отличен от него. Численность створок диатомей в осадках не превышает 0.5 млн ств./1 г осадка. По-видимому, столь резкая смена комплексов фиксирует скрытый небольшой стратиграфический перерыв в толще осадков. Кроме этого, верхняя часть разреза была сформирована за счет переработки тефры более основного состава, тогда как образование диатомовых пород наиболее интенсивно происходило в период проявления кислого вулканизма [22]. Доминантами в комплексе являются *Thalassiosira gravida* var. *gravida* и *Th. gravida* var. *fossilis* (рис. 4). Группа плиоценовых диатомей представлена единичными створками, а общая численность истинно плейстоценовых видов возрастает. Среди последних заметно участие представителей рода *Thalassiosira*: *Th. pacifica* (1.3%), *Th. latimarginata* (1%), *Th. antarctica* (1.3%). В возрастном отношении комплекс идентифицируется с зоной *Thalassiosira antiqua*, охватывающие интервал 1.88 (1.95)-1.66 (1.77) млн лет, соответствующей палеомагнитному эпизоду Олдувей. Видовое разнообразие рода *Thalassiosira* ранее было отмечено для границы плиоцен-плейстоцен в северной Пацифике [15, 44].

Экологическая структура комплекса, характеризующаяся высоким видовым разнообразием диатомей и их низкой численностью, свойственна, скорее всего, начальной фазе становления климаксного комплекса в клисерии диатомей [66]. Данный комплекс с участием тепловодных элементов отражает, по-видимому, раннюю фазу Олдувейской трансгрессии. В отличие от структуры комплекса I данная структура фиксирует более мелководные фации шельфа.

Палеомагнитный анализ (рис. 4) показывает, что комплексу I, в основном, соответствуют осадки с обратной намагниченностью, сформированные в палеомагнитную эпоху Матуяма. Два нижних образца зоны *Pyxidicula zabelinae* с прямой намагниченностью, по-видимому, соответствуют одному из событий Реюньона (2.15 или 2.08 млн лет). Комплексу II соответствуют осадки с прямой намагниченностью эпизода Олдувей.

Важной является находка силикофлагелляты *Dictyochoa subarcticus* Ling в комплексе диатомей II. Синь Юй Линь [61] считает появление этого вида чрезвычайно важным репером для плиоцен-плейстоценовой границы и верхней границы Олдувея в Северной Пацифике.

В нижней части разреза споры и пыльца единичны. Это, в основном, пыльца *Pinus*, а также *Betula* sect. *Costatae*, *Fagus*, *Ulmus*, *Corylus*. Встречена пыльца трав Gramineae и споры Polypodiaceae. В верхней части разреза, соответствующей диатомовому комплексу II, споры и пыльца более обильны. Доминантами являются пыльца *Picea* sp. (16.7%), *Pinus* s/g *Diploxylon* (6.3%), *Betula* sp. (28%), *Betula* sect.

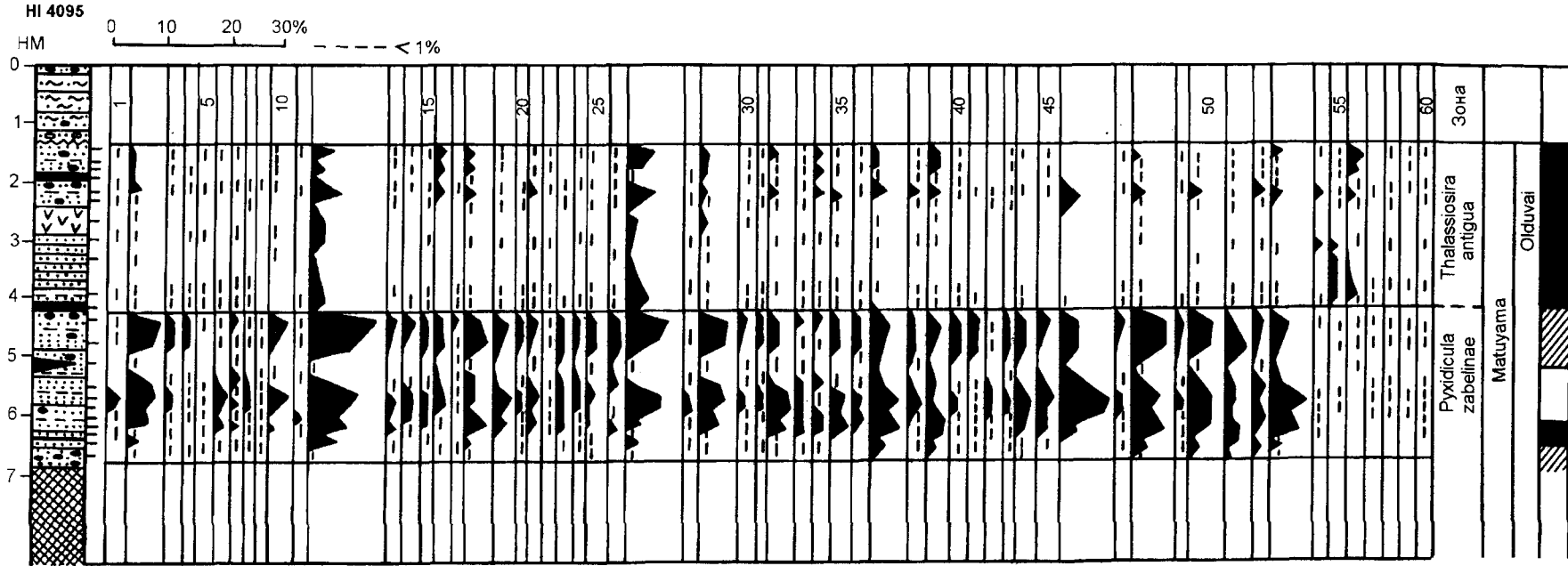


Рис. 4. Распределение диатомей в разрезе 4095.

Условные обозначения см. рис. 2.

Диатомеи.

I группа. Вымершие в позднем плиоцене: 1- *Stephanopyxis horridus* Koizumi, 2- *Pyxidicula zabelinae* (Sheshukova) Streln. et Nikolaev, 3- *Thalassiosira antiqua* (Grun.) Cl., 4- *Th. tertiaria* Sheshukova, 5- *Th. manifesta* Sheshukova, 6- *Coscinodiscus pustulatus* Mann, 7- *Xantiopyxis diaphana* Forti, 8- *Synedra jouseana* Sheshukova f. *linearis*, 9- *Cymatosira debyi* Temp. et Brun.,

II группа. Вымершие в плейстоцене: 10- *Stephanopyxis dimorpha* Schrader, 11- *S. californica* Shreder, 12- *Thalassiosira gravida* Cl. var. *fossilis* Jouse, 13- *Th. nidulus* Jouse var. *nidulus*, 14- *Th. jouseae* Akiba, 15- *Th. haynaldiella* Jouse+ *Porosira (Thalassiosira) punctata* (Jouse) Makar., 16- *Th. sheshukovae* Makar., 17- *Paralia polaris* (Grun.) Gleser, 18- *Coscinodiscus marginatus* Ehr. var. *fossilis* Jouse, 19- *Actinocyclus ochotensis* Jouse var. *fossilis* Pushkar, 20- *A. oculatus* Jouse, 21- *Proboscia (Rhizosolenia) barboi* (Brun.) Jordan, 22- *P. curvirostris* (Jouse) Jordan, 23- *Neodenticula koizumii* (Simonsen) Akiba, 24- *Nitzschia extincta* Kozyr. et Shesh., 25- *Trochosira spinosa* Kitt.,

III группа. Транзитные, океанические, неритические, аркто- и северобореальные: 26- *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arn.) Ralfs+var. *cylindrus* Grun., 27- *Thalassiosira gravida* Cl. var. *gravida*, 28- *Th. hyalina* (Grun.) Gran, 29- *Th. eccentrica* (Ehr.) Cl., 30- *Th. kryophila* (Grun.) Jorg., 31- *Th. nordenskioldii* Cl., 32- *Porosira glacialis* (Grun.) Jorg., 33- *Melosira arctica* (Ehr.) Dickie in Pritchard, 34- *Bacterosira fragilis* Gran, 35- *Coscinodiscus marginatus* Ehr. var. *marginatus*, 36- *Actinocyclus ochotensis* Jouse var. *ochotensis*, 37- *Chaetoceros* sp. sp. (споры), 38- *Rhizosolenia setigera* Bright. var. *arctica* I. Kiss ?, 39- *Rhizosolenia hebetata* (Bail.) Gran f. *hiemalis* Gran, 40- *Pseudopyxilla americana* (Ehr.) Forti, 41- *Nitzschia cylindra* (Grun.) Hasle.

IV группа. Транзитные, океанические и неритические южнобореальные и субтропические: 42- *Thalassiosira oestrupii* (Ostf.) Hasle, 43- *Th. decipiens* (Grun.) Jorg, 44- *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr. var. *asteromphalus*, 45- *C. radiatus* Ehr.+ *C. perforatus* Ehr., 46- *Actinocyclus curvatulus* Janish var. *curvatulus*+ *A. divisus* (Grun.) Hust., 47- *Stellarima microtrias* (Ehr.) Hasle et Sims.,

V группа. Транзитные, сублиторальные северобореальные: 48- *Paralia sulcata* (Ehr.) Cl. var. *sulcata*, 49- *Radialiplicata sol* (Ehr.) Gleser, 50- *Hyalodiscus obsoletus* Shesh., 51- *Odontella aurita* (Lyngb.) Ag., 52- *Trachyneis aspera* Cl. var. *aspera*, 53- *Diploneis smithii* (Breb.) Cl. var. *smithii*+ *D. interrupta* (Kuetz.) Cl. var. *interrupta*, + *D. subcincta* (A.S.) Cl.

VI группа. Появившиеся в плейстоцене: 54- *Thalassiosira pacifica* Gran et Angst., 55- *Th. latimarginata* Makar., 56- *Th. antarctica* Comber, 57- *Th. plicatoides* (Simonsen) Akiba, 58- *Th. sancettae* Akiba, 59- *Asteromphalus robustus* Castr., 60- *Neodenticula seminae* (Simonsen) Akiba.

Частота встречаемости: 1%-3 створки.

Costatae (19.5%), *Alnus* (11.9%) а также встречается пыльца широколиственных *Ulmus*, *Quercus*, *Juglans*, *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus* и пыльца *Taxodiaceae* (по 2-4%). Оба спектра отражают климатические условия слегка теплее современных. В плейстоценовых толщах о Кунашир пыльца *Pinus s/g Diploxylon* и *Taxodiaceae* не встречается. На о. Хоккайдо аналогами флор с *Taxodiaceae* являются флоры *Uranosawa* позднего плиоцена-раннего плейстоцена. При этом резкое сокращение численности *Taxodiaceae* приурочено к рубежу около 2 млн лет [54]. Позднеплиоценовые палинофлоры о-вов Хоккайдо и Кунашир весьма близки, а их структурные и эволюционные перестройки, очевидно, совпадали по времени. Выпадение из палиноспектров метасеквой в плиоценовых разрезах Кунашира, вероятно, также происходит на рубеже события Олдувей, что подтверждается палеомагнитным анализом. Наиболее “холодоустойчивые” представители *Taxodiaceae* вымирают на Сахалине и в Приморье к концу плиоцена-началу раннего плейстоцена [19, 29].

Разрез 4895 (3.75-2.15 м). Комплекс диатомей с вымершими плиоценовыми видами идентичен комплексу II разреза 4095 и имеет возраст зоны *Thalassiosira antiqua*.

Разрез 4695 (3-2.5 м). Достаточно информативный комплекс диатомей представлен 122 таксонами. Вымерших плиоценовых диатомей нет. Из вымерших плейстоценовых видов отмечены *Proboscia barboi* (3.2%), *Pr. curvirostris* (6.4%) *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis* (3.6%), *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus* (2.3%), *Th. jouseae* (3.3%), *Th. gravida* var. *fossilis* (15.3%), *Stephanopyxix dimorpha* (1.3%). Доминируют в комплексе планктонные *Thalassiosira gravida* var. *fossilis* (15.3%), *Th. gravida* var. *gravida* (12.3%), *Coscinodiscus oculus-iridis* (8.3%), *Th. eccentrica* (8.3%), *Actinocyclus divisus* и *A. curvatulus* (11.3%), *Coscinodiscus marginatus* (5.3%), а также сублиторальная *Paralia sulcata* var. *sulcata* (8.3%). Характерной морфологической особенностью *Proboscia barboi* является полиморфизм спинного шипа, проявившийся в среднем плейстоцене. Экологическая структура комплекса характеризуется, в основном, неритическими видами (78%), что свидетельствует о формировании осадков на глубинах среднего шельфа. Температурная структура определяется группой северобореальных диатомей (63%), обычной для современного фитопланктона северо-западной части Тихого океана. Значительная роль принадлежит умеренно-тепловодным и тепловодным *Coscinodiscus asteromphalus* (9.3%), *C. radiatus* (6%), *C. perforatus* (3.9%), *Psammodiscus (Coscinodiscus) nitidus* (4.3%), *Azpeitia nadulifera* (1.3%), *Thalassiosira lineata* (1.3%), *Th. oestrupii* (2.3%), *Navicula marina* (2.3%). Комплекс

относится к верхней части зоны *Proboscia barboi* и соответствует времени 11 КИС [36].

Разрез 4795. Комплекс диатомей выделен только из слоя пемзовых песков (6-5.5 м) с пеплом Khl-II-5 (рис. 2). Из зональных диатомей встречаются единичные створки *Proboscia barboi*, *Pr. curvirostris*, *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus*. Основной фон комплекса составляет сублиторальная *Paralia sulcata* var. *biseriata* (26.8%). Из неритических диатомей отмечены *Stephanopyxix turris* + var. *cylindrus* (2.3%), *St. nipponica* (1.6%), *Th. gravida* s. l. (9.3%), а из сублиторальных - *Trachyneis aspera* (4.3%), *Diploneis smithii* (3.3%), *D. subcincta* (3.9%), *D. interrupta* (2.3%). Тепловодный планктон представлен редкими *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus*, *Thalassiosira leptopus*, *Th. pacifica*, а среди сублиторальных отмечены *Navicula marina*, *Lyrella hennedyi*, *Diploneis bombus*, *Nitzschia punctata*. Переотложенные виды не превышают 5%. Пресноводные диатомеи малочисленны (5-7%) и свидетельствуют о влиянии речного стока на формирование осадков.

Комплекс диатомей разреза 4795 относится к верхней части зоны *Proboscia barboi* и соответствует 9 КИС. Аналог этого комплекса с доминантом *Paralia sulcata* var. *biseriata* обнаружен в среднеплейстоценовых толщах Головинского клифа к югу от м. Пузанова [36]. Глубины формирования комплексов находились, судя по доминанту, в пределах 20-30 м изобаты. Аналогичный комплекс обнаружен в разрезе 5835, расположенном на побережье зал. Измены в устье р. Головина.

Разрез 4595. Из кровли морских отложений (3.3-4.6 м) выделен комплекс диатомей, где доминирует *Paralia sulcata* var. *biseriata* (68.9%) с участием единичных зональных *Proboscia barboi*, *Pr. curvirostris*, *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis*. По своей структуре комплекс идентичен комплексу разреза 4795.

Разрезы 4495 и 4995. Из озерно-аллювиальных осадков с региональным пепловым прослоем Khl-III-1 выделен богатый пресноводный комплекс диатомей (2-3 млн ств./1 г осадка). Он представлен холодноводными бентическими *Pinnularia borealis* var. *borealis* (17.3%), *P. lata* (17.3%), *P. episcopalis* (13.6%), *P. streptoraphe* et vars (10.3%), *P. viridis* et var. *intermedia* (11.3%), *Eunotia bidens* (9.6%). Субдоминантную группу составляют бентические *Eunotia praerupta*, *E. papilio*, *E. triodon*, *E. praerupta* var. *bidens*, *Rhopalodia paralella*, *Rh. gibberula*, *Rh. musculus*, *Neidium iridis*, *Caloneis silicula*, *Diploneis ovalis*, *Cymbella sinuata*, *C. aspera*, *Epithemia zebra* (по 5-7%). Единично встречаются переотложенные плиоценовые морские *Puxidicula zabelinae*, *Coscinodiscus marginatus* var. *fossilis*. Комплекс характерен для второй меж-

ледниковой эпохи позднего плейстоцена. Доминирование же северобореальных и аркто-бореальных диатомей, скорее всего, соответствует эпохам эпизодических похолоданий внутри межледниковья. Реперный пепловый прослой Khl-III-1, аналог которого KnIII-1 выделен на юге острова, имеет возраст не древнее 38 тыс. лет [37].

Комплекс, отвечающий теплым фазам этого времени, обнаружен в кровле разреза 5835, где в его экологической структуре значительную роль наряду с *Pinnularia lata*, *P. borealis* и *P. brevicostata* играют умеренно тепловодные *Epithemia zebra* (18.2%) и *Rhopalodia gibberula* (11.9%).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главная трудность при корреляции выделяемых зональных и экостратиграфических подразделений заключена в степени детальности расчленения коррелируемых отложений. Вполне очевидно, что чем детальнее шкала палеогеографических событий, часто имеющих и региональный характер, тем труднее коррелировать ее отдельные события с крупными планетарными циклами, особенно если в коррелируемых толщах есть скрытые перерывы. Границы drobных биозональных шкал весьма условны, так как при длительности зон от нескольких десятков до нескольких сотен тысяч лет большинство их границ имеют диахронный характер в различных биогеографических провинциях. Вряд ли можно полностью идентифицировать зоны и в шельфовых фациях, т.к. выпадение видов-индексов здесь может быть вызвано сменой фаций. В подобных случаях неопределимую помощь может оказать экосистемный подход, позволяющий определять границу как естественный палеогеографический рубеж, связанный с планетарным событием [9].

Комплекс диатомей зоны *Puxidicula zabelinae* с высокой частотой встречаемости планктонных видов отражает конечную фазу трансгрессии. Прямо намагнитченные осадки, лежащие в основании диатомовой зоны, соответствуют одному из экскурсов события Реюньон, скорее всего верхнему - 2.08 млн лет [56]. Исходя из этого, комплекс I относится к верхней части зоны и отражает начало одного из относительных похолоданий внутри тегеленского термогиперклимата [16]. В целом, комплекс I с субтропическим элементом близок или слегка теплее современных ценозов диатомей кунаширского региона. Присутствие субарктических диатомей свидетельствует о сезонных вегетационных периодах и сезонных льдах, что не дает основания связывать рассматриваемый комплекс с одним из термических максимумов второй половины астия (пьячеца). Комплекс I отражает умеренные условия одной из климатических фаз 10 суперклимата [16]. Границы субарктического

фронта были близки к современным [69]. Судя по обилию океанических и неритических диатомей, комплекс формировался на глубинах свыше 50 м.

Возможным возрастным аналогом комплекса I являются комплексы диатомей зоны *Neodenticula koizumii* в верхах рыбаковской ? (разрез 3) и парусной свиты о. Итуруп [6], фиксирующие трансгрессивный цикл в конце позднего плиоцена. Эти комплексы содержат зональный вид-индекс, а также *Stephanopyxis horridus* и обилие *Proboscia barboi*. Однако не исключается, что комплексы, по крайней мере, верхов "рыбаковской" свиты [6] могут быть более древними, так как объему зоны *Neodenticula koizumii sensu Koizumi* [55] соответствуют три самостоятельные зоны используемой нами модифицированной диатомовой шкалы.

На Сахалине аналогами комплекса I являются самые верхние слои 5-ой пачки в стратотипе маруямской свиты, имеющие обратную намагнитченность и содержащие обилие планктонных *Proboscia barboi*, *Thalassiosira grvida var. fossilis*, *Stephanopyxis horridus*, *Puxidicula zabelinae* отражающие спад одной из самых поздних позднеплиоценовых трансгрессий [35].

На о. Карагинский комплексу I отвечает комплекс диатомей верхней части зоны *Neodenticula koizumii* (табл. 4), обнаруженного в тасатуваямских слоях [3, 27]. Этот комплекс датирован в 2.2 ± 0.3 млн лет, а вмещающие его осадки с обратной намагнитченностью отнесены к эпохе Матуяма. Отличие коррелируемых комплексов состоит в исчезновении в разрезе тасатуваямских слоев диатомей *Puxidicula zabelinae*, тогда как в прикурильском регионе этот вид исчезает в низах зоны *Thalassiosira antiqua*. Экоструктура коррелируемых комплексов соответствует трансгрессивному циклу и умеренному климату глобального тегеленского потепления, сменившего претегеленское похолодание с термическим минимумом около 2.5 млн лет.

Трансгрессивные комплексы второй половины зоны *Neodenticula koizumii* отмечены на Чукотке [33]. На Аляске в отложениях слоев Туапактушак (мыс Барроу) и слоев Берингия-III (п-ов Сьюард) выделен комплекс диатомей зоны *Puxidicula zabelinae*, отражающий трансгрессию Берингия-III (Чукотское, Берингово моря) или трансгрессию Фишкрик (Арктическая Аляска) [62]. В южных морях, омывающих берега Китая, выделена аналогичная трансгрессия Бейджин между 2.4-2.0 млн лет [68, 72]. В скважине 580 (ODP, Leg. 86) юго-восточнее о. Кунашир зафиксировано потепление поверхностных вод на $3-4^{\circ}\text{C}$ с максимумом на рубеже 2.12 млн лет [43, 58].

В целом, интервал 2.2-1.9 млн лет характеризуется относительным потеплением климата и крупной трансгрессией на севере Пацифики с подъемом уров-

ня моря выше современного до +50 м [2]. Этот теплый климат и высокий уровень моря обеспечили свободный водообмен между Арктикой и Пацификой, в результате чего в арктический регион проникли тихоокеанские виды моллюсков и диатомей [3, 8, 33, 65]. Климатические условия этого времени не были постоянными. Они неоднократно изменялись, как и климат тегелена Европы [16], климат времени кутуях Восточной Сибири [21] и климат берингийского времени [46, 70].

Комплекс диатомей зоны *Thalassiosira antiqua* характеризуется значительным видовым разнообразием, но с довольно низким обилием (менее 0.2 млн ств.1 г осадка). В отличие от комплекса I комплекс II отражает начальную фазу потепления и новую трансгрессию, последовавшие после резкого похолодания на рубеже 1.9-2.0 млн лет [58]. В разрезе 4095 этому периоду соответствует стратиграфический перерыв. Трансгрессия времени *Thalassiosira antiqua* не является региональным событием, обусловленным тектоникой Курильских островов. Олдувейское время характеризуется, пожалуй, наиболее ярким и значительным потеплением на протяжении тегелена. По данным И. Коидзуми [59], по длине плиоценового ядра скважины 580, среднегодовые температуры поверхностных вод в умеренном северо-западном секторе Пацифики были выше современных на 3.2° С. Эти цифры близки к расчетам Дж. Бэррона [43]. Отмечается, что при продвижении к северным широтам эта разность увеличивается. Используя коэффициент Td ($Td = Xw / (Xw + Xc)$), где Xw и Xc - содержание теплопроводных и холоднопроводных диатомей [58], можно полагать, что Td даже на ранних олдувейских стадиях составляла у берегов о. Кунашир +2°С (Td олд.=19-20%, а Td совр.=17-18%).

Следы этой трансгрессии обнаружены на Камчатке в нижних пачках нижнеольховской подсветы, имеющих прямую намагниченность [47]. Комплексы диатомей этих отложений ранее были отнесены к интервалу 1.85-0.7 млн лет [12]. Позднее было показано, что эти пачки относятся к п-зоне Олдувей и соответствуют возрасту зоны *Neodenticula koizumii* sensu Koizumi [56]. А.Ю. Гладенков в ассоциации зоны *Neodenticula koizumii* отмечает отсутствие *Proboscia curvirostris*, хотя Л.М. Долматовой и Т.Л. Невретдиновой [12] створки этого вида были обнаружены в нижнеольховской подсвете. Традиционно считается, что появление *P. curvirostris* в средних широтах связано с рубежом 1.4-1.5 млн лет [57]. Нами же подтверждается мнение А.П.Жузе [15], что первое эволюционное появление этого вида в северо-западном секторе Тихого океана отмечается на уровне около 2 млн лет. Диахронность этого эволюционного события связана с прохорезом палеопопуляции, центром развития которой, как и многих других бореальных

диатомей, явился Курильский регион со своим активным тектоническим и вулканическим режимом. Именно здесь отмечаются высокие плотности палеопопуляций многих зональных видов-индексов. В этом же регионе установлено и их более позднее исчезновение, связанное с процессом деградации ареалов. Подтверждается и более позднее исчезновение вида-индекса *Thalassiosira antiqua*, переходящего верхнюю границу Олдувея, хотя его численность резко снижается [27].

Следы олдувейской (?) трансгрессии обнаружены на о. Карагинский, где они зафиксированы по комплексу морских диатомей в карагинских слоях вблизи устья р. Юноньваям [7]. По спорово-пыльцевым данным карагинские слои, возможно, сформированы в раннеолерское время (эоплейстоцен), которое характеризуется гипарктической растительностью на северо-востоке Азии. С другой стороны, эти же отложения с прямой намагниченностью отнесены к эпохе Брюнес [7], т.е. среднему плейстоцену по океанической шкале. Однако позднее было показано, что именно раннеолерское продвижение лесных формаций к северу и формирование там гипарктической растительности совпадает с олдувейским потеплением на границе кутуяхской и олерской стадий [21].

Корреляция палеогеографических событий с Чукоткой затруднена из-за неоднозначной трактовки палеомагнитного события в основании энмакайской и пинакульской свит. Это событие может трактоваться как Харамильо (или даже Олдувей), или как начало эпохи Брюнес [1, 40]. Энмакайская трансгрессия и, по-видимому, синхронная с ней пинакульская по комплексам диатомей с *Proboscia barboi* и *Rhizosolenia matuyamai* относятся к концу плиоцена - эоплейстоцену [26, 33], что совпадает с мнением В.Ф. Иванова [17]. Комплекс фораминифер, обнаруженный в энмакайских отложениях, тождественен анвильскому, что позволяло датировать его ранним плейстоценом (эоплейстоценом) [11]. Возраст анвильских отложений в настоящее время датируется чуть древнее 11-9 КИС [51]. Такая трактовка возраста энмакайской (пинакульской) трансгрессии близка точкам зрения С.А. Архипова [1], О.М. Петрова [30] и А.А. Свиточа [38]. На наш взгляд, обе трансгрессии синхронны ольховской, возраст которой совпадает с событиями Олдувей и Харамильо [47].

Осадки двух диатомовых зон в нижнеголовинской подсвете (табл. 4) коррелируются по палеогеографическим событиям и спорово-пыльцевым спектрам с *Taxodiaceae* с отложениями средней части формации Uranosawa и формации Ikeda о. Хоккайдо [48, 52]. Реперный слой пемзового потока Chiyoda, разделяющий формацию на нижнюю и верхнюю части, лежит чуть выше палеомагнитного события Реюньон. Возраст верхней части формации Uranosawa

Таблица 4. Корреляция отложений и палеогеографических событий плиоцена-плейстоцена Северной Пацифики

Дианомовые зоны [52, 53, 54, 64]		Залив Измены (о.Кунашир)		о. Хоккайдо [49, 50, 51]		о. Хонсю	Камчатка	Чукотка [7, 11, 15, 24, 28, 29, 30, 35, 37]	Аляска
				Токаги	Исикари	Ога [45, 55]	[2, 12, 25, 44]		[43, 48, 62]
Плейстоцен	верхний	Neodenticula seminae	Белозерские слои		Lower terrace	Копорого F.		Усть-лоринские слои	
		Proboscia curvirostris Th. gr. fos.			Kami-shihoro F.				
	средний	Th.n / A.och.f.			Kamiasa-higaoka F.	Momijidal F.	Katanishi F.	Япракитов	Anvilian
		Proboscia barbol	Brunhes	святая	Поздне-головинская трансгрессия	Takeyama F.	Shibikawa F.		
нижний	Nitzschia reinholdii	святая	верхняя	Shibusan F.	Otoebetsu-gawa F.	Wakimoto F.	Верхнеольховская п/святая	Эмкайская святая (трансгрессия)	Пипакульская святая (трансгрессия)
	Nitzschia fossilis	святая	средняя						
Плиоцен	верхний	Actinocyclus oculatus	Matuyama	нижняя	Ikeda F.	Uraposawa F.	Нижнеольховская п/святая	Эмкайская святая (трансгрессия)	Berigle-II (Fish Creekian)
		Thalassiosira antiqua		нижняя	Трансгрессия Кунашир I				
			нижняя	Metacoola	Upper		Ольховская трансгрессия	Эмкайская святая (трансгрессия)	Pipakul'skaya (transgression)
			нижняя	Thalassiosira antiqua Z.	Lower				
			нижняя	Metacoola	Lower		Тасгуальские слои (трансгрессия)	Эмкайская святая (трансгрессия)	Pipakul'skaya (transgression)
			нижняя	Pyxidicula zabelinae Z.					
			нижняя	Metacoola			Тасгуальские слои (трансгрессия)	Эмкайская святая (трансгрессия)	Pipakul'skaya (transgression)
			нижняя	Pyxidicula zabelinae Z.					
			нижняя	Metacoola			Тасгуальские слои (трансгрессия)	Эмкайская святая (трансгрессия)	Pipakul'skaya (transgression)
			нижняя	Pyxidicula zabelinae Z.					
			нижняя	Metacoola			Тасгуальские слои (трансгрессия)	Эмкайская святая (трансгрессия)	Pipakul'skaya (transgression)
			нижняя	Pyxidicula zabelinae Z.					

Th. gr. fos. — Thalassiosira gravida var. fossilis,

Th. n. — Thalassiosira nidulus var. nidulus,

A. och.f. — Actinocyclus ochotensis var. fossilis

датируется по трекам в 1.46 ± 0.23 млн лет. Позднее верхняя часть была выделена в самостоятельную формацию Osarushinai, при этом плиоцен-плейстоценовая граница помещается на уровень Chiyoda, поскольку фауна Ikeda с *Patinopecten (Fortipecten) takahashii* (Yokoyama) резко отлична от фауны "Setana" формации Osarushinai [53, 62]. Следовательно зона *Pyxidicula zabelinae* соответствует формации Ikeda s. str., а зона *Thalassiosira antiqua* - формации Osarushinai, т.е. двум трансгрессивным циклам, разделенным предолдвейской глубокой регрессией моря. Возможно, хорошо окатанная пемза пачки песков, перекрывающей слой Khl-5 в разрезе 4095 (рис. 3, 4), коррелируется с пемзовым потоком Chiyoda в средней части формации Ikeda в районе Токати, датируемым по трековому методу в 2.0 ± 0.1 млн лет [52]. Этот коррелятивный репер, вероятно, может быть использован в качестве маркера события Реюньон.

В стратотипе неогена на п-ве Ога о. Хонсю плиоцен-плейстоценовая граница помещена в нижнюю часть формации Kitaura, а граница с вышележащей формацией Wakimoto - на уровень эпизода Харамильо [48, 57, 63]. Зонам *Pyxidicula zabelinae* и *Thalassiosira antiqua* соответствуют морские трансгрессивные пачки нижней части формации Kitaura с весьма близким комплексом диатомей с *Neodenticula koizumii*. Аналогичные палеоклиматические события выделены в отложениях верхней части формации Sennan и нижней Kokubi в стратотипе группы Осака (о. Хонсю), представленной континентальными фациями [48, 49, 60].

В морях Китая олдувейская трансгрессия Бохай выражена так же ярко, как в северных регионах Пацифики [68, 72].

Эта трансгрессия вряд ли уступала по своей интенсивности и размаху трансгрессии 11 КИС. Вполне допустимо, что эвстатический уровень моря мог иметь ту же амплитуду +20-+25 м [36].

Позднеплиоценовая история юга Кунашира характеризовалась нестабильным климатическим режимом и эвстатическим положением уровня моря. Выделяемые трансгрессивные ритмы объединяются в Кунаширскую трансгрессию с двумя фазами: Кунашир-I (2.12-2.0 млн лет) и Кунашир-II (1.8-1.6 ? млн лет), разделенными регрессией.

Отложения зоны *Proboscia barboi* (разрезы 4595, 4695, 4795) содержат два трансгрессивных комплекса диатомей, отражающих потепление и фазы позднеголовнинской трансгрессии [66]. Комплексы разреза 4695 соответствуют 11 КИС, а разрезов 4595 и 4795 - 9 КИС, во время которых эвстатический подъем уровня моря составлял не менее +20 м и +5 м соответственно. На о. Хоккайдо трансгрессивным пачкам верхов головнинской свиты соответствуют морские слои формации Kamiasahigaoka (Otoebet-sugawa) с умеренно-тепловодной фауной моллюсков

[52, 53]. Выделенные две фазы позднеголовнинской трансгрессии соответствуют, очевидно, накоплению морских слоев верхней части формации Wakimoto и нижней части Shibikawa на п-ве Ога, из которых выделены близкие комплексы диатомей [57]. В Берингском секторе трансгрессия ярмутского (миндель-рисс) межледниковья имела яркое и обширное проявление и известна как анвильская (янракинотская) в Беринговом и Чукотском морях и вайнрихтская в Арктике [17, 32, 51, 65]. На п-ве Камчатка комплекс диатомей среднеплейстоценовой трансгрессии обнаружен в отложениях верхнеольховской подсвиты и лахтакской свиты [12, 47]. Не исключено, что прямо-намагнитные породы верхнеольховской подсвиты соответствуют эпизоду Харамильо [47].

Следы палеогеографических событий раннего плейстоцена в изученных разрезах зал. Измены не обнаружены.

Аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки содержат пресноводные бореальные ассоциации диатомей, отражающие время второго интергляциала позднего плейстоцена. В разрезах Головинского и Хлебниковского клифов эти фациально изменчивые континентальные отложения мы объединяем в белозерские слои. Очевидно, между отложениями и событиями среднего плейстоцена (миндель-рисс) и позднего плейстоцена (средний вюрм) существует стратиграфический и палеогеографический перерыв в 220 тыс. лет.

Разрез плиоцен-плейстоценовых отложений зал. Измены фиксирует 3 мощные фазы эруптивной активности влк. Головинина, представленные отложениями пемзовых пирокластических потоков "реюньонского" (Khl-6, 7), олдувейского (Khl-5) и среднеплейстоценового (Khl-II-4) возраста (рис. 2). Возрастными аналогами этих отложений является серия позднеплиоценовых и среднеплейстоценовых (Kbl-II-1) пирокластических потоков, слагающих южную часть Головинского клифа [23, 24, 36]. Материал отложился на расстоянии не менее 12-15 км от эруптивного центра. Направленные выбросы пирокластиков, по-видимому, происходили в южном и юго-восточном направлениях. Судя по мощности отложений, объем пирокластиков извержений превосходил объем позднеплейстоценового кальдерообразующего извержения влк. Головинина, оцененного в $7-8 \text{ км}^3$ [5]. Активная вулканическая деятельность на юге о. Кунашир происходила синхронно с активизацией вулканов о. Хоккайдо в плиоцене и среднем-позднем плейстоцене [64] и обусловила формирование на шельфе мощных толщ тефроидов и туффитов, состав которых во многом унаследован от переработанной тефры. В отличие от современных отложений прикурильского шельфа, основным источником которых служат продукты абразии [28], шельфовые отложения позднего плиоцена и среднего плейстоцена ха-

рактируются высоким содержанием алеврита, плохой сортировкой, меньшим выходом тяжелой фракции, а в ее составе – высоким содержанием рудных минералов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литологический анализ отложений, картируемых в объеме головнинской свиты, показывает их пестрый фациальный состав. Они представлены различными шельфовыми фациями, включающими отложения пирокластических потоков и многочисленные пепловые прослои, перекрытыми чехлом континентальных аллювиальных, озерно-аллювиальных и эоловых осадков. Анализ био- и тифростратиграфических данных дает основание для подразделения отложений головнинской свиты на три части, отражающие ряд палеогеографических событий в истории острова. Отложения нижней подсвиты образовались во время позднелистоценовой (2,12-1,6 млн лет) кунаширской трансгрессии. Им соответствуют две фазы интенсивного вулканизма, совпадавшие с двумя пиками трансгрессии. Климат этого времени был теплее современного, что отражено в составе диатомей и в спорово-пыльцевых спектрах, содержащих пыльцу Taxodiaceae. Данные магнитостратиграфии показывают, что основные трансгрессивные циклы и этапы активного вулканизма приблизительно соответствуют событиям Реюньон ? и Олдувей эпохи Матуяма. Выделены два тифростратиграфических маркера. Региональный пепел Khl-3, маркирующий событие Олдувей, скорее всего, отложился в результате извержения вулканов Центрального Хоккайдо. Хорошо окатанная пемза из пачки песков, залегающая ниже репера Khl-3, возможно, соответствует пемзовому потоку Chiyoda, маркирующему верхнюю границу Реюньона.

Морские отложения средней подсвиты раннелистоценового (эоплейстоценового) возраста, известные в стратотипе головнинской свиты, в разрезе Хлебниковского клифа отсутствуют. Верхняя подсвита соответствует отложениям позднеголовнинской трансгрессии, совпадающей по времени с 11 и 9 КИС (эпоха Брюнес). С ней совпадает предпоследний мощный эруптивный цикл вулканов о-вов Кунашир и Хоккайдо. Как и в стратотипе головнинской свиты, верхняя подсвита несогласно перекрывается континентальными разнофациальными отложениями белозерских слоев, сформировавшихся во втором межледниковье позднего плейстоцена. Их литологический состав и мощности обусловлены последней фазой мощной вулканической активности влк. Головнина, включающей и кальдерообразующее извержение.

Палеогеографические события, запечатленные в отложениях зал. Измены, имеют межрегиональный характер. Кунаширская трансгрессия позднего плиоцена коррелируется с позднеберингийской (ольховской, возможно пинакульской) трансгрессией севера

Тихого океана, а среднелистоценовая позднеголовнинская трансгрессия - с анвилской (яракинотской) трансгрессией Берингии, обусловленными глобальными климатическими изменениями этого времени.

Работа выполнена по грантам РФФИ 96-05-65369 и 95-05-15309.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов С.А. Корреляция четвертичных отложений Сибири и Северо-Востока // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 4-18.
2. Басилян А.Э., Баринов К.Б., Орешкина Т.В., Трубихин В.М. Плиоценовые трансгрессии Берингова моря // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 5-24.
3. Басилян А.Э., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Верхний кайнозой Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 5. С. 79-94.
4. Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 318 с.
5. Брайцева О.А., Мелексцев И.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. N4-5. С. 5-32.
6. Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Пушаровский М.Ю., Цуканов Н.В. Новые данные по геологии острова Итуруп (Курильская островная дуга) // Стратиграфия и геол. корреляция. 1996. Т. 4, N 6. С. 55-68.
7. Волобуева В.И., Белая Б.В., Долматова Л.М., Гревцев А.В., Минюк П.С., Нархинова В.Е., Половова Т.П., Щирая О.А. Опорный разрез неогена северо-востока Азии на острове Каракинском. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. Ч.1. 111 с.
8. Гладенков Ю. Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1988. 212 с.
9. Гладенков Ю.Б. Стратиграфическая шкала, событийная стратиграфия, дробные стратиграфические подразделения // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1990. N 1. С. 3-17.
10. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
11. Гудина В.И., Половова Т.П. Плиоценовые и плейстоценовые фораминиферы Северной Чукотки // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 148-158.
12. Долматова Л.М., Невретдинова Т.Л. Комплексы морских диатомей позднего плиоцена и раннего плейстоцена Камчатки и северо-востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1975. N22. С. 36-41.
13. Желубовский Ю.С., Прялухина А.Ф. Курильские острова. Стратиграфия // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31. С. 527-566.
14. Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И., Попова Л.А., Сальников Б.А., Сальникова Н.Б., Шереметьева Г.Н. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.

15. Жузе А.П. Диатомеи в осадках плейстоценового и позднеплиоценового возраста бореальной области Тихого океана// Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 5-27.
16. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 223 с.
17. Иванов В.Ф. Четвертичные отложения Восточной Чукотки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1986. 140 с.
18. Кисилев И.А. Состав фитопланктона морской вод Южного Сахалина и южных Курильских островов// Исслед. дальневост. морей СССР. 1959. N 6. С. 162-172.
19. Короткий А.М. Четвертичные отложения полуострова Муравьев-Амурский и его обрамления// Вест. ДВО. 1996. N 3.С. 33-46.
20. Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Недра, 1977. 126 с.
21. Лаухин С.А. Изменения климата в плиоцене-плейстоцене Северо-Восточной Азии// Стратиграфия и геол. корреляция. 1993. Т. 1, N 6. С. 59-65.
22. Малеев Е.Ф. Влияние вулканизма на развитие диатомовой флоры// Вулканогенно-осадочный литогенез: Тез. IV Всесоюз. семинара. Южно-Сахалинск, 1974. С. 52-55.
23. Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М.: Наука, 1975. 256 с.
24. Малеев Е.Ф. Вулканиты. М.: Недра, 1980. 240 с.
25. Мархинин Е.К. Вулканы острова Кунашир// Труды лаборатории вулканологии. 1957. Вып. 17. С. 64-155.
26. Невретдинова Т.Л., Кистерова И.Б., Терехова В.Е. и др. Новые данные по палеоботанической характеристике пинакульной и крустовской свит Чукотки// Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. Вып. 1. С. 16-18.
27. Орешкина Т.В. Диатомеи и неогеновые события в субарктической Пацифике// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 84-90.
28. Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Фации шельфа. М.: ИО РАН, 1995. 192 с.
29. Павлюткин Б.И. Новые данные о возрасте суйфунской свиты в стратотипическом районе (Южное Приморье) // Стратиграфия и геологическая корреляция (в печати).
30. Петров О.М. Антропоген северо-западного обрамления Тихого океана// Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1985. N 54. С. 11-21.
31. Пискунов Б.Н. О плиоценовых отложениях южной части о. Кунашир (Курильские о-ва)// Тр. СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1963. Вып. 15. С. 82-84.
32. Полякова Е.И. Диатомеи в осадках морей северо-востока СССР и их значение для изучения плейстоценовых отложений// Новые материалы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Уфа, 1986. С. 110-114.
33. Полякова Е.И. Диатомовый анализ в стратиграфических и палеогеографических исследованиях океанов и морей// Итоги науки и техники. Сер. палеогеогр. 1991. Т. 7. С. 127-154.
34. Прялухина А.Ф. Материалы по стратиграфии Южных Курильских островов //Тр. СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1961. Вып. 10. С. 3-13.
35. Пушкарь В.С. Диатомеи и возраст маруямской свиты (стратотип) о. Сахалин// Палеоботаника и фито-стратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 116-127.
36. Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Короткий А.М., Мохова Л.М. Отложения и возраст позднеголовнинской трансгрессии на о. Кунашир (средний плейстоцен)// Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).
37. Разжигаева Н.Г., Короткий А.М., Сулержицкий Л.Д., Гребеникова Т.А., Ганзей Л.А., Базарова В.Б. Позднеплейстоценовая тефра в районе вулкана Головинна, остров Кунашир// Вулканология и сейсмология. (в печати).
38. Свиточ А.А. Палеогеография плейстоцена. М: МГУ, 1987. 188 с.
39. Семина Г.И. Фитопланктоны зоны смешения вод Оясио и Куроисио весной 1955 г.// Тр. Ин-та океанологии. 1961. Т. 51. С. 3-15.
40. Сухорослов В.Л., Минюк П.С. Биостратиграфическое и палеомагнитные характеристики морских отложений энмакайской свиты// Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. Вып. 1. С. 27-29.
41. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Радионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенез. М.: Наука, 1989. 340 с.
42. Barron J.A. Neogene Diatom Datum levels in the Equatorial and North Pacific// Centenary of Japanese Micropaleontology. Japan, Tokyo, 1992a. P. 413-425.
43. Barron J.A. Pliocene paleoclimatic interpretation of DSDP Site 580 (NW Pacific) using diatoms// Mar. Microp. 1992b, N 20. P. 23-44.
44. Barron J.A., Gladenkov A.Yu. Early Miocene to Pleistocene Diatom Stratigraphy of Leg. 145// Proc. ODP, Sci. Res. 1995., Vol. 145. P. 3-19.
45. Berggren W.A., Kent D.V., Van Couvering J.A. The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy// The Chronology of the Geol. Record. Geol. Soc. London Mem. 1985. N 10. P. 211-260.
46. Brigham-Grette J., Carter L.D. Pliocene marine transgressions of Northern Alaska: Circum-Arctic Correlation and Paleoclimatic Interpretation. // Arctic. 1992. Vol. 45. N 1. P. 74-89.
47. Gladenkov A. Yu. Diatom assemblages from the Plio-Pleistocene Boundary beds in Kamchatka, Russia// Micropal. 1994. V. 40. N 1. P. 79-93.
48. Itihara M. and the Working Group on Subdivision of the Japanese Quaternary and its International Correlation. Subdivision and Correlation of the Quaternary in Japan// Recent Progress of Natural Science in Japan, 1986, N 11. P. 3-16.
49. Itihara M., Kamei T. The Pliocene-Pleistocene Boundary in the Osaka Group, Japan.// The Third Report on the Plio-Pleistocene Boundary in Japan. Kyoto, Japan, 1982. P. 42-50.
50. Katsui Y., Oba Y., Ando S., Nishimura S., Masuda Y., Kuraeawa H., Fujimaki H. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan// Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV. V. 18, N 3. P. 449-484.
51. Kaufman D.S., Brigham-Grette J. Aminostratigraphic correlation and paleotemperature implication, Pliocene-Pleistocene high sea-level deposits, Northwestern Alaska// Quat. Sci. Rev., 1993. V. 12. P. 21-33.

52. Kitagawa Y., Yoshida M., Fujiwara Y., Akamatsu M., Igarashi Y., Tonosaki T. The Plio-Pleistocene boundary in the Tokachi Tectonic Basin and the Ishikari Lowland, Hokkaido, Japan// The Third Report on the Plio-Pleistocene Boundary in Japan. Kyoto, Japan, 1982. P. 4-17.
53. Kitagawa Y., Igarashi Y., Akamatsu M., Yoshida M. A Review of Pleistocene Stratigraphy in the Ishikari Lowland, Hokkaido Island, Northern Japan// Proc. 1st Int. Coll. Quatern. Stratigr. of Asia and Pacific Area, Osaka, 1986. Osaka, 1987. P.9-17.
54. Kitagawa Y., Igarashi Y., Yoshida M., Koshimizu S. Pleistocene stratigraphy in the Ishikari Lowland, Hokkaido, Japan// The Memoirs of the Geological Society of Japan. 1988. N 30. P. 13-23.]
55. Koizumi I. Late Cenozoic diatom biostratigraphy in the Circum-North Pacific Region// Geol. Soc. Japan, 1975. Vol. 81. N 10. P. 611-627.
56. Koizumi I. The geological history of the Sea of Japan based upon sediments and microfossils// Nihinkai (Japan Sea), 1979, N 10. P. 69-90.
57. Koizumi I., Tanimura Y. Neogene diatom biostratigraphy of the Middle Latitude Western North Pacific, DSDP, Leg. 86. Inif. Reports. DSDP, 1985. V. 86. P. 269-300.
58. Koizumi I., Kanaya T. Correlation of Late Neogene sections on the Oga Peninsula and Akita City, Northeast Japan// Prof. Hushioka Mem. Vol., Japan, 1977. P. 401-412.
59. Kukla G.J. Pleistocene land-sea correlation: 1 Europe// Earth-Sci.Review. 1977. Vol 13. N 4. P. 307-374.
60. Kumai H. Quaternary stratigraphy// Quat. Res. 1991. V. 30. N 3. P. 131-140.
61. Ling Hsin Yi Distribution and biostratigraphic significance of Dictyocha subcerctios (Silicoflagellatae) in North Pacific// Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S., N 101, 1976. P. 264-270.
62. Matsui Masaru Stratigraphy and Chronology of the Tokachi Group, Hokkaido, Japan.// Mem. Geol Soc. Japan, 1988. N 30. P. 5-12.
63. Nakagawa H., Matoba Y., Kitazato H., Niitsuma N. Plio-Pleistocene Stratigraphy in Oga Peninsu, Northern Honshu, Japan.// The Third Report on the Plio-Pleistocene Boundary in Japan. Kyoto, Japan, 1982. P. 59-69.
64. Okumura K. Recurrence of large pyroclastic flows and innovation of volcanic activity in Eastern Hokkaido// Kagoshima International Conference on Volcanoes, 1988. P.398.
65. Pushkar V.S., Cherepanova M.V., Ivanov V.F., Hopkins D.M., Brigham-Grette J. Late Cenozoic paleoclimates and marine transgressions of East Chukotka and Northwestern Alaska// Abst. 45 th Arctic Sci. Conf., Vladivostok Dalnauka, 1994. B. 2. P. 65.
66. Pushkar V.S., Cherepanova M.V. Diatom species diversity as criterion for stability and development of coastal paleoecosystems (Earthern Sakhalin shelf)// Abstr. on the Int. Conf. on the Sustainability of Coastal Ecosystems in the Russian Far East. Vladivostok, Dalnauka, 1996. P. 61.
67. Pushkar V.S., Cherepanova M.V. Parastratigraphic zonal diatom Sscale for North Pacific Pleistocene. // Abst. 30 th IGC, Beijing, 1995. Beijing, China, 1996. V. 2-3. P. 581.
68. Qian Fang, Ma Xinghua, Wu Xihao Preliminary study of the Quaternary magnetic stratigraphy of China//Mar. Geol. and Quat. Geol. 1984. V.3. N 3. P. 17-30.
69. Sancetta C., Silvestri S.M. Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific Ocean-Atmosphere System, interpreted from fossil diatoms// Paleooceanography. 1986. Vol. 1. N 2. P. 163-180.
70. Sancetta C. Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas// Micropaleontology, 1982. V. 28. N3. P.221-251.
71. Shackleton, N.J., Berger, A. and Peltier, W.R., An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 1990, 81, 251-261.
72. Wu Xihgo, Pu Qigyu, Qian Fang Preliminary study of the Quaternary magnetostratigraphy of the Songliao Plain in North-East China// Marine Geol. and Quat. Geol. 1984. V. 4, N 2. P. 1-13.
73. Zijderveld J. D. A., Hilgen F.J., Laugereis C.G., Verhallen P. J., Zachariasse W.J. Intergrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Miocene-Lower Pliocene from the Monte Singa and Crotone areas in Calabria, Italy// Earth Planetary Sci. Letter, 1991. Vol. 107 (3/4). P. 697-714.

Поступила в редакцию 4 марта 1997 г.

Рекомендована к печати Кирилловой Г.Л.

V.S.Pushkar, N.G.Razjigaeva, A.M.Korotky, T.A.Grebennikova, V.V.Shapovalov, L.A.Ganzey, L.M.Mokhova

Pliocene-Pleistocene deposits and events the Izmena bay coast (South Kunashiri, Kurile Islands)

The paper deals with lithological features of the Plio-Pleistocene sedimentary and volcanoclastic shelf deposits embracing the Golovnin Formation, and Late Pleistocene terrestrial facies. The diatom, pollen and spores and palcomagnetic analysis were made. It is suggested to divide the Golovnin Formation into three subformations reflecting different transgressive-regressive cycles and volcanic activity (Lower Unit - the Late Pliocene, Middle one - the Early Pleistocene, and the Upper unit - the Middle Pleistocene). The terrestrial deposits are referred to as Belozersky Layers of Late Pleistocene second interstadial age. Two Late Pliocene transgressions were established: Kunashir I (2.12-2.0 Ma) and Kunashiri II (0.43-0.28 Ma). The Late Golovnin Transgression (0.43-0.28 Ma) with two phases is correlated to the Middle Pleistocene. The tephrochronologic markers were recognized for diatom zones and Reunion and Olduvai paleomagnetic events. Correlation of the paleogeographical events was made between South Kuril, Japan, Kamchatka, Chukotka and Alaska

МАГМАТИЗМ И РУДОГЕНЕЗ

УДК [552.33:551.21](571.651)

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ ВУЛКАНИЗМ БЕРИНГИЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ЧУКОТКА)

В. Ф. Белый

Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

Охарактеризованы Нунямувеемский и Энмеленский ареалы позднекайнозойского щелочно-ультраосновного вулканизма на юге Чукотского полуострова. В первом распространены оливиновые меланефелиниты, а во втором - лейцит-оливиновые меланефелиниты (соответственно «натриевая» и «калиевая» вулканические ассоциации); в обоих ареалах присутствуют тефриты (~3% объёма вулканитов). Лавы оливиновых меланефелинитов и тефритов однородные, преимущественно массивные, заполняют речные долины. В противоположность этому вулканы лейцит-оливиновых меланефелинитов располагались на горных отрогах и их склонах и извержения их были эксплозивно-эффузивными; разнообразны структурные и текстурные виды лав, много шлаков, встречаются пирокластические отложения. Только с этими вулканами ассоциируют разнообразные глубинные включения. «Натриевая» ассоциация развивалась под воздействием хлоридно-фторидного, а «калиевая» - фторидного флюида. Высокая активность фторидного флюида определила главную особенность химической эволюции «калиевой» серии: двукратное возрастание содержания K_2O при резком падении содержания SiO_2 и MgO . В эволюции химических свойств лав обнаруживается сочетание кристаллизационной дифференциации и ликвации, развивавшихся в промежуточных и периферических магматических очагах. Лавы и глубинные включения Энмеленского ареала рассматриваются в качестве единой комплементарной серии.

ВВЕДЕНИЕ

Позднекайнозойские проявления щелочно-ультраосновного вулканизма на юге Чукотского полуострова установлены в начале 50-х годов М.И. Рабкиным [15]. Позже, при выполнении среднемасштабной геологической съемки, они изучались С.Г. Романовой, Э.Г. Жуковой, Г.И. Богомоловым, В.В. Маркиным. По данным этих работ выделяется Чукотский район позднекайнозойского вулканизма площадью ~ 1000 км², в котором различаются Нунямувеемский и Энмеленский ареалы (рис.1). Первые палеовулканологические реконструкции для Энмеленского ареала были предложены Е.М. Беловым в 1984 г. [5]. Чукотский район входит в состав позднекайнозойской Берингийской провинции щелочно-базальтового вулканизма [6], но существенно отличается от других ее частей резким преобладанием щелочно-ультраосновных лав.

В середине 80-х годов при изучении мезозойских ультрамафитов Чукотского полуострова были проведены маршрутные исследования в Нунямувеемском (В.В. Акинин, В.Ф. Белый, А.П. Милов, 1985

г.) и в Энмеленском (В.В. Акинин, Ю.Е. Апт, В.Ф. Белый, Ю.А. Колясников, С.В. Щепетов, 1986 г.) ареалах. Петрография, химический состав лав, глубинных включений и минералов собранных коллекций подробно изучены В.В. Акининым и Ю.Е. Апт [1]. Ими предложена петрогенетическая модель, в основу которой положен постулат о происхождении «наиболее примитивного лейцитсодержащего нефелинита» путем плавления лерцолитовой мантии (ее представителями считаются многочисленные нодулы шпинелевых лерцолитов) под воздействием высокощелочного водосодержащего флюида. Разнообразные мегакристы в лавах рассматриваются в качестве продуктов взаимодействия «высокоминерализованных флюидов» с веществом мантии. Большинство нодул горных пород (кроме шпинелевых лерцолитов) принято считать продуктами флюидно-магматического преобразования мантийных перидотитов.

В этой, содержащей обширный фактический материал, работе, к сожалению, крайне ограничено использованы вулканологические данные и не обращено должное внимание на особенности химизма лав разных вулканических ареалов и отдель-

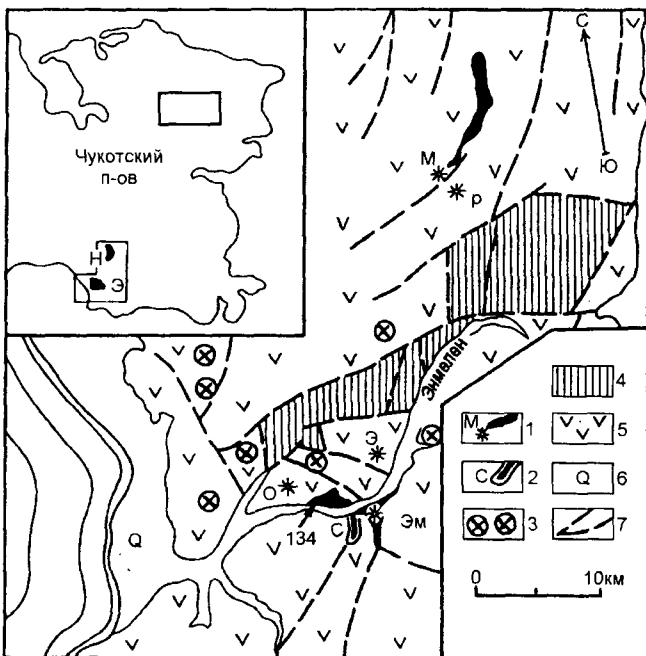


Рис.1. Позднекайнозойские вулканы Чукотского полуострова. На врезке: Н - Нунымувеемский, Э - Эмеленский ареалы вулканизма.

1-2 - изученные объекты: 1 - вулкан и его лавовые потоки (М - Мелитвеемский, Р - Размытый, Э - Эмеленский, Эм - Эмелювеемский, О - Орвын), 2 - лавовый поток Скрытый; 3 - другие проявления позднекайнозойского вулканизма, по данным С.Г.Романовой, Э.Г.Жуковой, В.В.Маркина; 4 - горстовое поднятие фундамента; 5 - среднемиоценовые вулканиды и интрузивы ОЧВП; 6 - рыхлые четвертичные отложения прибрежной равнины и речных долин; 7 - разломы. Показано местоположение анализированных образцов (134), приведённых в табл.1, NN 13, 14, но не вошедшее в рис.3.

ных вулканов, которые, как мне представляется, свидетельствуют в пользу петрогенетической концепции, предполагающей, что лавы и глубинные включения в них являются продуктами эволюции единой магмы.

ГЕОЛОГИЯ ВУЛКАНОВ, ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ЛАВ

Все известные позднекайнозойские вулканы Чукотского полуострова расположены среди меловых образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, непосредственно к северу, югу и западу от вытянутого в северо-восточном направлении горстового поднятия фундамента вулканогенного пояса (см. рис.1). Около 97% объема лав вулканов относятся к оливиновым и лейцит-оливиновым меланефелинитам и только 3% - к тефритам.

Нунымувеемский ареал. Здесь распространены оливиновые меланефелиниты, которые слагают вулкан Мелитвеемский и связанный с ним лавовый поток длиной около 11 км (рис.2). В 1,5 - 1,7 км юго-восточнее Мелитвеемского вулкана, в борту 2-х метровых речной террасы, на протяжении около 10 м

прослежен выход массивных и слабо пузыристых тефритов. Возможно, это некк; условно он назван вулканом Размытым.

Мелитвеемский вулкан представляет собой небольшой примерно овальный в плане (длинная ось ~ 200 м) усеченный конус высотой 60-70 м, приклоненный к северо-западному борту древней речной долины. В его строении преобладают темно-серые пористые, иногда сильно пористые лавы, содержащие обломки меловых риолитов и их туфов. На плоской вершине хорошо сохранились две жерловины поздней стадии развития: блюдцеобразные понижения 20×30 м в поперечнике. Поверхность одной из них, северо-восточной, покрыта обломками красной сильно вспененной лавы (поверхность кипения лавового озера). Вторая жерловина подверглась

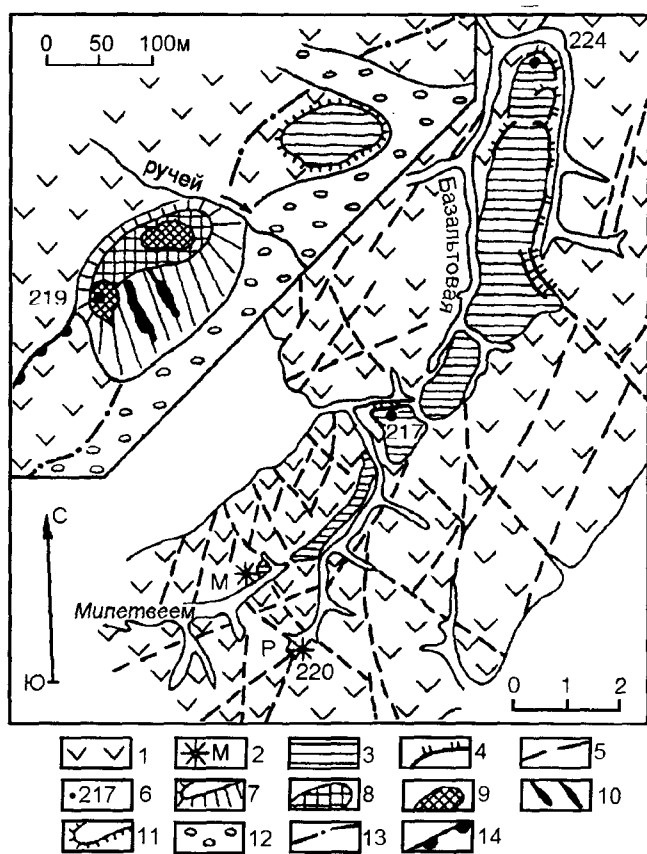


Рис.2. Нунымувеемский ареал. Вулканы Мелитвеемский и Размытый.

1 - среднемиоценовые вулканиды и интрузивы ОЧВП; 2 - вулканы (М - Мелитвеемский, Р - Размытый); 3 - лавовый поток вулкана Мелитвеемского; 4 - фрагменты уступов и окончаний лавовых потоков; 5 - разломы; 6 - место и номер пунктов наблюдения и образцов, приведённых в табл.1; 7-14 (только на врезке): 7 - склоны вулкана Мелитвеемского, в разной степени эродированные, 8 - плоская вершина вулкана, 9 - жерловины (застывшие лавовые озёра) заключительной стадии развития вулкана, 10 - дайки массивных базальтов на эродированном склоне вулкана, 11 - уступ эрозионного останца лавового потока, 12 - современные рыхлые отложения речных долин, 13 - граница днища древней речной долины, 14 - плечо древней речной долины.

слабому размыву. В промоине видно, что нагромождение глыб красной, сильно вспененной лавы сменяется вниз по склону серой и тёмно-серой сильно пузыристой лавой, которая быстро переходит в массивную лаву (рис.2, т.219). Такие же массивные лавы слагают дайки в теле вулкана.

Извержение Мелитвеевского вулкана началось, вероятно, изливанием очень жидкой лавы, которая текла по днищу древней сквозной долины. Главная перестройка гидросети предшествовала излиянию лав. Но северный уклон долины сохранился и определил направление течения лавы. В южной части потока, близ вулкана, мощность лавы составляет 5-10 м, а в северном направлении она достигает 25-30 м. Здесь лава заполняет всё днище древней долины, и по характерным уступам на её поверхности устанавливаются по меньшей мере три потока. Превышение подошвы вулкана над поверхностью лавы в терминальной северной части потока составляет 100-110 м (при мощности лавы 25-30 м). Современные водотоки, расчленяющие лавы меланефелинитов, врезаны в подстилающие меловые вулканиды на 5-10 м в 4-4,5 км от вулкана и на 20-25 м у терминальной части потока.

Оливиновые меланефелиниты лавового потока - однородные, массивные и слабо пузыристые, местами умеренно пузыристые горные породы серого и темно-серого цвета, содержащие мелкие фенокристаллы оливина (до 20%). Кроме того, в них отмечаются редкие овальной формы (до 1,5 см по длинной оси) однородные и зернистые выделения оливина. В подошвенной части потока относительно часто встречаются угловатые обломки меловых вулканидов (риолитов и их туфов).

Энмеленский ареал. Здесь распространены преимущественно лейцит-оливиновые меланефелиниты. Особенности размещения, строения и размера вулканов, текстурное и структурное разнообразие лав этого ареала резко отличают его от Нунямвеевского. Одним из важных признаков лав таких характерных вулканов как Энмеленский, Энмелювеевский и Орвинский является постоянное присутствие в них многочисленных глубинных включений, количественные соотношения и особенности распространения которых подробно описаны в работах [1, 2]. Поэтому ниже приводится лишь общий перечень этих образований. Около 87,7% всего количества включений приходится на горные породы (шпинелевые лерцолиты - 85%; остальные 2,7% шпинелевые гарцбургиты, дуниты, шпинелевые клинопироксениты, пегматоидные пироксениты, гигантозернистые ортопироксениты, бесшпинелевые лерцолиты, шпинелевые вебстериты, плагиоклазсодержащие ортопироксениты, оливин-пироксеновые кумулаты, глимериты, эссекситы, шпинелевые меланократовые габ-

бро, шпинелевые габбронориты, субщелочные габбронориты, лейкократовые габбронориты, лейкократовые габбро) и 12,3% - на мегакристы (3,8% - прозрачный клинопироксен, 3,3% - матовый клинопироксен, 3% - ильменит, 1,1% - ортопироксен, 0,7% - оливин, 0,4% - биотит).

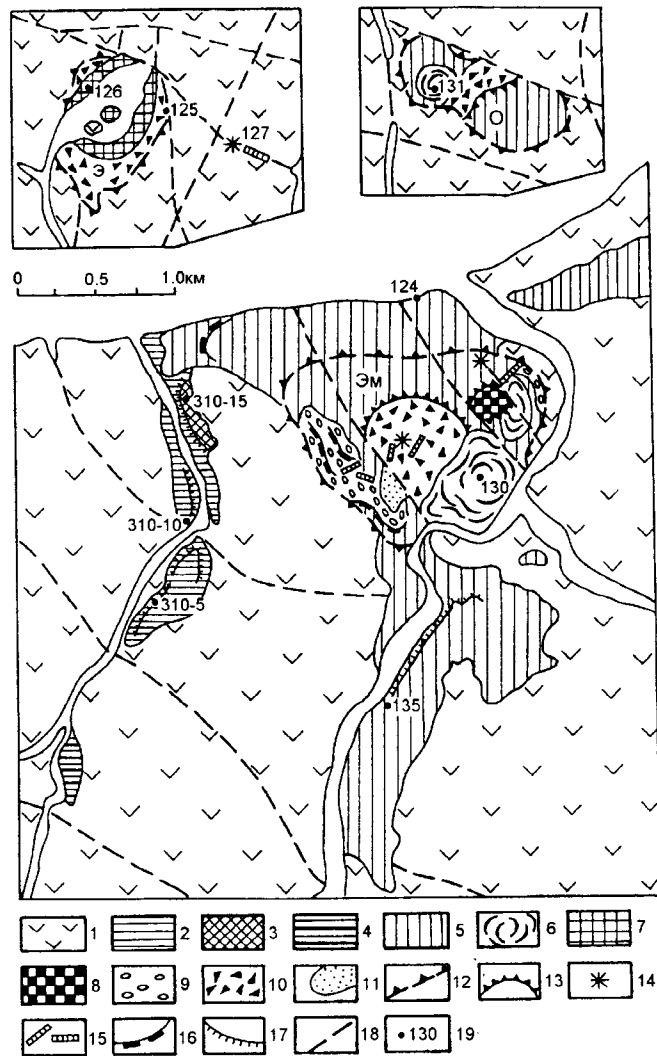


Рис.3. Энмеленский (Э), Энмелювеевский (Эм) и Орвинский (О) вулканы.

1 - средне-меловые вулканиды и интрузивы ОЧВП; 2, 3 - лавы ручья Скрытого: 2 - тейфриты, 3 - лейцит-оливиновые меланефелиниты; 4 - тейфовые отложения озера подпруживания; 5-11 - лейцит-оливиновые меланефелиниты Энмеленского, Энмелювеевского и Орвинского вулканов: 5 - потоки преимущественно массивной и слабопузыристой лавы, 6 - экстрезивные купола и бокки (массивные неокисленные лавы), 7 - преимущественно массивные лавы без разделения, 8 - сильно окисленные тонкопористые лавы, 9 - окисленные пузыристые лавы, 10 - шлаки, вулканические бомбы, окисленные сильно пузыристые лавы, 11 - слоистые пирокластические отложения; 12, 13 - границы: 12 - вулкана, 13 - жерловины, шлаковых конусов; 14 - некки; 15 - дайки; 16 - лавовые валы; 17 - фрагменты уступов лавовых потоков; 18 - разломы; 19 - место и номер пунктов наблюдения и образцов, приведенных в табл.1.

Таблица 1. Химический состав лав и глубинных включений Чукотских щелочно-ультраосновных вулканов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	M(4)	217-1	219-7п	225	P.220	Э(5)	127	126	125	Эм1(10)	Эм2(9)	135-1	134	134-1	130-1	124-1	124	C(4)
SiO ₂	42.43	41.95	42.28	42.86	44.39	42.27	41.45	43.03	41.89	42.36	40.40	41.90	42.58	43.04	42.80	40.18	40.55	44.19
TiO ₂	3.46	3.73	3.25	3.56	3.57	3.50	3.86	3.17	3.58	4.17	4.49	4.11	3.13	4.21	4.20	5.15	4.99	3.48
Al ₂ O ₃	10.26	9.58	10.54	9.88	10.98	11.80	12.40	11.57	10.96	11.66	12.35	11.89	11.59	11.85	10.95	12.05	11.72	12.70
FeO*	13.38	13.82	13.48	13.62	12.77	11.89	11.74	11.64	12.70	12.99	13.48	13.57	12.70	12.42	12.64	13.99	13.75	11.94
MnO	0.19	0.19	0.20	0.19	0.17	0.17	0.16	0.15	0.19	0.15	0.16	0.16	0.17	0.13	0.14	0.15	0.15	0.15
MgO	12.89	12.93	13.56	11.57	11.98	13.75	13.70	14.65	12.76	12.40	12.08	12.14	13.23	12.82	12.69	12.71	12.38	11.85
CaO	10.17	10.15	9.73	11.52	9.81	9.52	9.67	9.11	9.76	9.13	8.50	8.76	9.71	9.16	9.19	8.15	7.93	9.72
Na ₂ O	4.10	4.28	4.05	3.93	3.63	3.45	3.20	3.29	4.18	3.63	3.87	3.84	3.85	3.22	3.69	3.12	3.64	3.18
K ₂ O	2.11	2.24	2.02	2.02	1.76	2.80	3.00	2.64	3.00	2.78	3.80	3.12	2.11	2.36	3.01	3.69	4.13	2.05
P ₂ O ₅	0.94	1.04	0.84	0.97	0.85	0.74	0.68	0.64	0.90	0.67	0.82	0.43	0.80	0.70	0.64	0.73	0.72	0.65
Cr ₂ O ₃	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.03	0.07	0.04	10.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.04
NiO	0.03	0.04	-	0.02	0.03	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03
X _{MgO}	63.22	62.52	64.22	60.34	62.60	64.21	67.53	69.17	64.10	62.91	61.39	61.45	65.01	64.76	64.14	61.83	61.59	63.91
Na ₂ O/K ₂ O	1.94	1.91	2.00	1.95	2.06	1.23	1.07	1.25	1.39	1.31	1.02	1.23	1.82	1.36	1.19	0.85	0.88	1.55

Продолжение таблицы 1

	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
	310-10	310-5	310-15	Lh(5)	PPx: 131-4	Web:125-4	Cpx (21)	01:217-1	01:127	01:135-1	B1	B2	B3	П1(2)	B4	П2(3)	B5
SiO ₂	44.78	44.31	42.86	44.35	52.35	46.25	51.64	39.30	39.73	40.96	42.47	43.30	42.63	42.81	42.48	42.52	41.16
TiO ₂	3.98	3.65	4.24	0.12	0.36	0.44	1.37	0.04	0.01	0.01	3.45	2.70	3.42	3.67	3.84	4.01	4.53
Al ₂ O ₃	12.31	12.33	11.67	3.97	7.14	11.26	5.70	0.05	0.00	0.00	11.21	10.50	12.15	11.72	11.76	11.19	11.87
FeO*	11.86	12.07	12.64	8.41	5.40	13.26	6.83	14.72	11.00	13.24	13.40	10.50	12.07	12.56	12.68	12.66	13.39
MnO	0.15	0.13	0.14	0.19	0.16	0.20	0.14	0.19	0.21	0.09	0.20	0.20	0.15	0.15	0.16	0.16	0.15
MgO	11.74	12.27	12.69	38.49	19.63	21.00	14.47	45.32	48.54	45.16	11.53	18.30	13.25	13.02	12.50	12.71	12.11
CaO	9.72	9.35	8.98	3.37	12.80	6.60	18.68	0.23	0.16	0.19	10.32	8.30	9.19	9.48	9.67	9.31	8.35
Na ₂ O	3.04	3.09	3.62	0.33	1.12	0.50	1.43	0.04	0.00	0.01	4.31	2.90	3.53	3.54	3.72	3.83	4.31
K ₂ O	1.72	2.14	2.56	0.15	0.25	0.25	0.03	0.00	0.00	0.00	2.15	2.30	2.86	2.24	2.35	2.86	3.35
P ₂ O ₅	0.63	0.58	0.63	0.01	0.02	0.02	-	-	-	0.00	0.87	0.60	0.66	0.75	0.76	0.68	0.70
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.04	0.35	0.65	0.12	0.01	0.02	0.05	0.04	0.05	0.10	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
NiO	0.04	0.02	0.02	0.25	0.11	0.06	0.00	0.08	0.23	0.25	0.04	0.10	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
X _{MgO}	63.83	64.43	64.15	89.09	86.50	73.88	74.18	84.60	88.70	85.90	60.68	75.70	66.13	64.79	63.65	64.10	61.73
Na ₂ O/K ₂ O	1.76	1.44	1.41								2.00	1.26	1.23	1.58	1.58	1.34	1.29

Примечание. 1-4 - оливиновые меланефелиниты Мелитвеевского вулкана (1 - средний состав, 2, 4 - лавы потока, 3 - лава жерловины); 5 - тефрит вулкана Размытого; 6-21 - лавы Эмеленского арела: 6-9 - лейцит-оливиновые меланефелиниты Эмеленского вулкана (6 - средний состав, 7-9 - образцы лав), 10-17 - лейцит-оливиновые меланефелиниты Эмелювеевского вулкана (средний состав лав ранней - 10 и поздней - 11 стадии развития вулкана; образцы лав ранней - 12-15 и поздней - 16,17 стадии), 18-21 - лавы потока Скрытого (18 - средний состав тефритов, 19, 20 - образцы тефритов, 21 - лейцит-оливиновый меланефелинит); 22-25 - глубинные включения; 26-28 - фенокристаллы оливина меланефелинитов; 29-35 - вычисленные составы. Результаты анализов [1, табл.12] пересчитаны на безводный состав, приведены к 100%; FeO* = FeO + 0.9 Fe₂O₃.

Обозначения во второй строке таблицы: М - Мелитвеевский, Э - Эмеленский, Эм1, Эм2 - Эмелювеевский (ранняя и поздняя стадии соответственно) вулканы, С - тефриты Скрытого - средние составы лав (цифры в скобках - количество анализов); Lh(5) - шпинельные перцолиты, Cpx(21) - мегакристы клинопироксенов, средние составы (в скобках - количество анализов); PPx - пегматонидный пироксенит, Web - вебстерит, Ol - оливин (цифра после двоеточия - номер образца); П1 - средний состав предполагаемого исходного (обр.134 и 134-1), П2 - производного (обр.130-1, 310-15, 125) расплава лейцит-оливиновых меланефелинитов Эмелювеевского вулкана; B1-B5 - вычисленные составы: B1 (обр.219-7п 6% Ol:217-1), B2 (85% обр.126 + 15% Lh(5)), B3 (обр.126 -3% Ol:127 5%PPx), B4 (П1 - 2% Ol:135-1 - 20% C(4), B5 (П2 - 11% Cpx(21) - 4% Web); прочие цифры - номера образцов.

Тефриты в Энмеленском ареале играют резко подчинённую роль. Но строгой локализацией в долине руч. Скрытого, массивной текстурой и отсутствием глубинных включений они походят на лавовый поток Мелитвеевского вулкана.

Лавы ручья Скрытого (рис.3) прослежены на 2 км вверх по течению от выхода ручья в долину р.Энмелен. Подошва лавового потока в верхней по течению части находится на высоте ~ 130 м; здесь глубина вреза современного тадьвега ручья в подстилающие меловые вулканиты достигает 3-5 м. В приустьевой части подошва лав находится ниже уровня современного русла (~ 80 м). В 0,75 км выше начала лав, на высоте ~ 140 м, ручей вскрывает тонкослоистые тефры псефитовой и псаммитовой размерности, сложенные тонкопористыми лейцит-оливиновыми гиаломеланефелинитами, характерными для расположенного рядом Энмелювеевского вулкана. Тефры накапливались, по-видимому, в озере подпруживания, которое образовалось после излияния долинных лав. Из тефровых отложений получен палинологический комплекс позднемиоценового - раннеплиоценового возраста [3]. Источник лав руч. Скрытого не обнаружен, но очевидно, что он находится в долине ручья, в интервале 2 -2,7 км от его выхода в долину р.Энмелен.

Видимая мощность долинных лав составляет 20-25 м. Достаточно надёжно различаются два тефритовых потока, нижний из которых, заполняющий неровности днища долины, местами прерывается. На правом борту долины (в интервале 0,5-0,9 км от долины р.Энмелен) прослеживается третий (самый верхний) поток мощностью до 3-4 м. Внешне это такая же, как подстилающие тефриты, массивная лава, но имеющая состав лейцит-оливинового меланефелинита. Химически (обр.310-15; табл.1, N21) эта лава не отличается от лав Энмелювеевского вулкана, но совершенно лишена глубинных включений. Наконец, в самой нижней, приустьевой, части ручья Скрытого можно видеть, что тефриты перекрыты потоком лавы Энмелювеевского вулкана - лейцит-оливиновыми меланефелинитами, содержащими глубинные включения.

Таким образом в ручье Скрытом устанавливается не только более древний возраст тефритов, чем лейцит-оливиновых меланефелинитов Энмелювеевского вулкана, но и антидромная последовательность извержения долинных лав.

Энмелювеевский вулкан [см.рис.1,3], самый крупный из позднекайнозойских вулканов Чукотского района, расположен ~ в 1,5 км восточнее руч. Скрытого на водораздельном отроге, отделяющем долину р. Энмелен от её левого притока - р. Энмелювеев. Подошва центральной части вулкана находится на высоте 150-180 м над днищами речных долин.

Вулкан уже сильно разрушен, и в настоящее время сохранилась, по-видимому, только его нижняя треть. Поперечный размер вулкана достигает 1,5 км. Он приурочен к пересечению разломов северо-западного и северо-восточного простирания, что отразилось и на пространственном наложении даек, неков, побочных жерловин, наблюдаемых в теле вулканического сооружения.

Начало извержений было, по-видимому, взрывным, сопровождалось накоплением небольшого объёма обломков шлака и сильно окисленной вспененной лавы лейцит-оливиновых гиаломеланефелинитов. Затем последовали излияния жидкой, очень подвижной лавы, образовавшей три крупных потока массивных и слабопузыристых лейцит-оливиновых меланефелинитов: запад-северо-западный (хорошо сохранился на правом берегу р.Энмелен на протяжении ~ 5 км), восток-северо-восточный (прослеживается вверх по долине этой же реки на 2,5 км) и южный (распространился на 2,5 км вверх по течению р.Энмелювеев). Массивные, очень близкие по составу лавы образуют экструзивные купола, сохранились в застывших бокках вулкана. Эти лавы характеризуются относительно повышенной магнезиальностью и присутствием самого магнезиально-го в породах Энмелювеевского вулкана оливина.

Эрозионный врез водотоков после излияния лав был незначителен: подошва лавовых потоков обычно находится на современном уровне русел рек и только в районе восток-северо-восточного потока врез в меловые вулканиты, подстилающие лавы, достигает местами 3-5 м.

В центральной части вулкана преобладающим распространением пользуются сильно пузыристые, в разной степени окисленные лавы, шлаки, среди которых встречаются вулканические бомбы. Они слагают жерловины, остатки шлаковых конусов, а также короткие лавовые потоки, хорошо сохранившиеся в западной части вулкана. Фрагменты склоновых пирокластических отложений встречены в его юго-восточном секторе. Всё это образования преимущественно терминальной (поздней) стадии развития вулкана. Среди них обычны лейцит-оливиновые гиаломеланефелиниты. В целом лавы вулканического сооружения, в отличие от лав потоков, характеризуются несколько повышенным содержанием железа и щелочей (главным образом калия).

Энмеленский вулкан находится на правом берегу р.Энмелен, в 5 км к север-северо-востоку от Энмелювеевского. В веерообразном истоке безымянного ручья, впадающего в р.Энмелен, на плоском водораздельном участке отрога на высоте 340-380 м (превышение над долиной реки ~ 250 м) находятся фрагменты вулканического сооружения овальной в плане формы, вытянутой в север-северо-восточном

направлении ($\sim 1000-600$ м). На местности хорошо прослеживаются два дугообразных в плане поднятия высотой до 10 м (юго-восточное, протяженностью ~ 180 дуговых градуса и северо-западное $\sim 75^\circ$), которые на северо-северо-востоке примыкают к разлому, простирающемуся по азимуту $\sim 300^\circ$, а на западе прерываются долиной ручья. Внутри поднятия находится плоское задернованное понижение, где наблюдались два участка элювиальных высыпок: в одном - лейцит-оливиновые меланефелиниты с многочисленными глубинными включениями (преимущественно лерцолитами), а в другом - меловые вулканиты кислого состава.

Валообразное поднятие, ширина которого меняется от 100 до 250 м, построено зонально. Внутренняя зона сложена массивными и кавернозными лейцит-оливиновыми меланефелинитами с большим количеством глубинных включений, а внешняя - преимущественно пузыристыми, сильно окисленными лавами и шлаками. Восточнее вулкана, на продолжении разлома, ограничивающего его с северо-северо-востока, закартированы нект и дайкообразное тело массивных лейцит-оливиновых меланефелинитов, среди меловых вулканитов.

Массивные лавы внутренней части Энмеленского вулкана являются самыми магнезиальными; в пузыристых лавах внешней зоны увеличивается содержание железа и щелочных металлов.

Орвынский вулкан расположен на левобережном водораздельном отроге р. Орвын, в 7 км северо-западнее Энмелювеевского вулкана, на высоте 200-260 м (на 140-180 м выше дна крупных речных долин). Вулкан почти полностью размыт: устанавливаются лишь жерловина и два фрагмента лавовых потоков (см. рис.3). На площади предполагаемой жерловины преобладают красные сильно пузыристые лавы, шлаки, встречаются крупные обломки канатной лавы, вулканические бомбы. К юго-востоку и к северо-западу от жерловины сохранились фрагменты потоков тёмно-серой и коричневатой массивной лавы. У северо-западной стороны жерловины в массивной лаве выделяется изометричный в плане участок около 200 м в поперечнике, переполненный глубинными включениями, среди которых резко преобладают шпинелевые лерцолиты, составляющие до 40% общего объёма породы. Включения лерцолитов достигают 30 см в поперечнике, имеют изометричную валунообразную форму.

В Нунямүвеевском ареале прорывы магмы на поверхность, расположены в речных долинах. Излияние оливиновых меланефелинитов было спокойным и в них нет глубинных включений.

В Энмеленском ареале спокойное, приуроченное к речной долине излияние лав (вначале тефритов, а затем и лейцит-оливиновых меланефели-

нитов), лишённых глубинных включений, было только на ручье Скрытом. Оно произошло, вероятно, на ранней стадии развития Энмелювеевского вулкана. Все три вулкана лейцит-оливиновых меланефелинитов: Энмеленский, Энмелювеевский и Орвынский, возникли на склонах водоразделов и на их отрогах. Начало извержений, как можно судить по характеру вулканических накоплений, имело взрывной характер, затем наступила стадия излияния лавы, которая, как видно на примере вулкана Энмелювеевского, сменялась эксплозивно-эффузивной деятельностью (поздняя или терминальная стадия). На поздней стадии формировались главные объёмы сильно пузыристой и окисленной лавы, шлаковые конусы, пирокластические образования. На всех стадиях развития вулканов и во всех петрографических разностях лейцит-оливиновых меланефелинитовых лав содержатся разнообразные глубинные включения. Каждый из вулканических аппаратов лейцит-оливиновых меланефелинитов по своим размерам значительно превосходит Мелитвеевский вулкан. Но общие объёмы извергнутого материала в Нунямүвеевском и Энмеленском ареалах соизмеримы между собой.

ПЕТРОХИМИЯ ЛАВ

Между меланефелинитами, почти полностью бесплагиоклазовыми ультраосновными щелочными лавами, и тефритами, содержащими 15-25% плагиоклаза [4], отчётливо выражен разрыв содержаний SiO_2 в интервале 43,04-43,70 (0,66) вес.% при общем диапазоне колебания SiO_2 в вулканитах 4,87 (39,91-44,78) вес.% (рис.4). В меланефелинитах содержание SiO_2 меняется в пределах 39,91-43,04 (3,13) вес.%, что ниже, чем колебания содержаний MgO - 3,85, CaO - 3,59 и Al_2O_3 - 4,30, и больше и соизмеримо с колебаниями FeO^* - 2,35, TiO_2 - 1,98, K_2O - 2,11 вес.%. Больше всего меняется содержание Na_2O - 1,31 вес.%.

Распределение и колебания содержаний CaO и Al_2O_3 будут несколько иными (2,04 и 2,93 вес.% соответственно), если исключить данные по лавам Мелитвеевского вулкана - самым известковистым и низкоглинозёмистым. Лавы этого вулкана, охарактеризованные четырьмя анализами (интервал содержаний SiO_2 41,95-42,86 вес.%), отличаются от лав энмеленских вулканов с таким же количеством SiO_2 более высоким содержанием FeO^* и Na_2O и более низким - K_2O . Эти же тенденции отличия, хотя и не столь резко, обнаруживаются и в тефритах.

В лавах Нунямүвеевского (обр.217-1, оливиновый меланефелинит; обр.220, тефрит) и Энмеленского (обр.134-1, лейцит-оливиновый меланефелинит; обр.310-10, тефрит) ареалов определялось содержание Cl и F в апатитах. Анализы велись на микронзонде «Сameбах» Д.Н.Михайловым под руководством

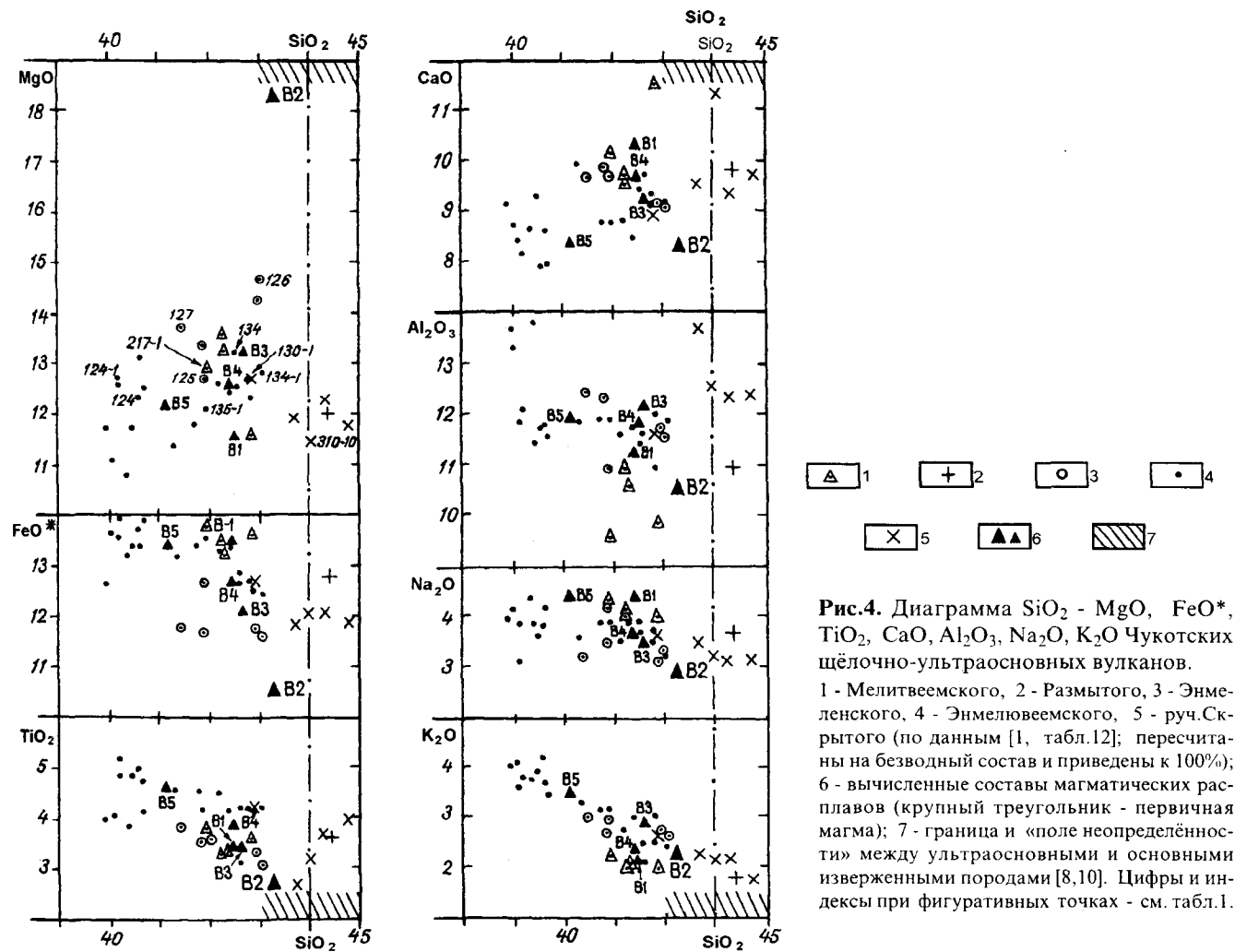


Рис.4. Диаграмма SiO_2 - MgO , FeO^* , TiO_2 , CaO , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O Чукотских щелочно-ультраосновных вулканов.

1 - Мелитвеевского, 2 - Размытого, 3 - Энмеленского, 4 - Энмелювеевского, 5 - руч.Скрытого (по данным [1, табл.12]; пересчитаны на безводный состав и приведены к 100%); 6 - вычисленные составы магматических расплавов (крупный треугольник - первичная магма); 7 - граница и «поле неопределённости» между ультраосновными и основными изверженными породами [8,10]. Цифры и индексы при фигуративных точках - см. табл.1.

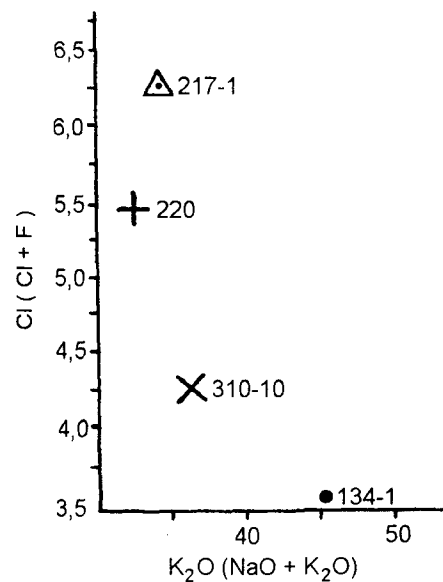


Рис.5. Диаграмма $\text{Cl} : (\text{Cl} + \text{F}) - \text{K}_2\text{O} : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ в меланеферитах и теффритах Нунымувеевского и Энмеленского ареалов. Условные обозначения: см. рис.4.

В.Я.Борходоева. Полученные средние значения отношения $\text{Cl} : (\text{Cl} + \text{F})$, показанные на рис.5, свидетельствуют о тесной связи этой характеристики с отношением $\text{K} : (\text{Na} + \text{K})$ в лавах и о том, что роль Cl во флюидном режиме магматических очагов Энмеленского ареала была значительно ниже, чем Нунымувеевского. В дополнение к ранее изложенным вулканологическим и общим петрохимическим различиям между Нунымувеевским и Энмеленским вулканическими ареалами эти данные подтверждают вероятность того, что очаги магмообразования названных ареалов формировались и эволюционировали независимо друг от друга.

Дальнейший анализ диаграммы (рис.4) показывает, что лейцит-оливиновые меланефериниты Энмеленского и ранней стадии развития Энмелювеевского вулканов отделены от лейцит-оливиновых меланеферинитов поздней стадии развития Энмелювеевского вулкана перерывом содержаний SiO_2 , равным 0,67(41,33-40,66) вес.%, таким же, какой уже отмечен между меланеферинитами и теффритами.

Таблица 2. Магнезиальность лав и фенокристаллов оливина

Горные породы и вулканы	Магнезиальность	
	лавы	оливины
Оливиновые меланефелиниты, вулкан Мелитвеевский	60.34-64.22	81.1-84.6
Тефриты, вулкан Размытый	62.60	85.0
Лейцит-оливиновые меланефелиниты (все)	59.27-69.17	72.1-88.7
Вулканы:		
Энмеленский	64.10-69.17	84.6-88.7
Энмелювеевский*	59.27-65.01	72.1-85.9
Тефриты, поток Скрытый	62.97-64.43	73.2-77.8

*В данных о магнезиальности оливинов вулкана Энмелювеевского [7, табл.2, рис.2] была допущена ошибка.

Важнейшие общие особенности химизма энмеленских меланефелинитов состоят в следующем:

а) понижение содержания SiO_2 сопровождается столь же значительным (в вес.%) падением MgO и менее значительным - CaO ;

б) содержания Al_2O_3 остаются практически на одном уровне, кроме трёх образцов поздней стадии развития Энмелювеевского вулкана (эти лавы характеризуются минимальными содержаниями MgO , пониженными - TiO_2 и несколько повышенными - CaO);

в) содержания FeO^* , TiO_2 , Na_2O и K_2O возрастают с понижением SiO_2 . При этом наибольший разброс содержаний относительно общего тренда даёт FeO^* , а наименьший - K_2O . Самым слабым повышением содержания характеризуется Na_2O .

В общей совокупности энмеленских меланефелинитов лавы Энмеленского вулкана выделяются более высоким содержанием MgO и более низким FeO^* ; в них также несколько больше CaO и Al_2O_3 и меньше - TiO_2 и Na_2O . Распределение Mg-Fe в фенокристаллах оливина и в лавах позволяет оценить степень соответствия состава горной породы исходному расплаву [14]. В табл.2 приведены данные о магнезиальности лав и вкрапленников оливина в лавах вулканов Нуямувеевского и Энмеленского ареалов, а на рис.6 показана расчётная магнезиальность вероятных исходных расплавов и содержания MgO и FeO в лавах различных вулканов.

Из диаграммы (рис.6) следует, что большая часть лав Мелитвеевского вулкана более магнезиальна, чем расчётный исходный расплав, что позволяет предполагать некоторое обогащение расплава кумулятивным оливином. Только лава терминального потока (обр.224, табл.1, N4; см.также рис.2) характеризуется пониженной магнезиальностью в сравнении с возможным исходным расплавом. Очень велика вероятность того, что тефриты вулкана Размытого отвечают составу исходного расплава.

Более сложные Mg-Fe -распределения обнаруживаются в лавах Энмеленского ареала. Практи-

чески все лавы лейцит-оливиновых меланефелинитов характеризуются более низкой магнезиальностью, чем рассчитанные по магнезиальности оливинов расплавы. В отличие от этого расчётная магнезиальность исходного расплава тефритов руч.Скрытого получается намного ниже магнезиальности горных пород. Это может означать, что тефриты резко обогащены кумулятивным оливином. Но петрографически такое предположение не подтверждается. В то же время, тефриты руч.Скрытого по всем признакам, в том числе и магнезиальности сходны с тефритами вулкана Размытого имеющими магнезиальность близкую с магнезиальностью рассчитанного для него исходного расплава. Поэтому не исключено, что в ходе аналитических работ в лавах руч.Скрытого просто не был обнаружен оливин соответствующей магнезиальности. Вопрос этот остаётся пока открытым. Условно принимается предположение, что состав тефритов руч.Скрытого также близок к исходному расплаву.

Из диаграммы (рис.6) следует:

а) исходные расплавы магматических очагов Энмеленского и Энмелювеевского вулканов характеризовались различным Mg-Fe распределением. По составу лав этих вулканов можно полагать, что Mg-Fe -распределение в магматических расплавах менялось закономерно и однонаправленно;

б) в ходе эволюции магматических очагов определились три уровня Mg-Fe распределения в лейцит-оливиновых меланефелинитах. Первый из них представляют наиболее магнезиальные лавы Энмеленского вулкана. Второй - «магнезиальные» лавы ранней стадии Энмелювеевского вулкана, самая железистая лава Энмеленского вулкана (обр.125) и верхний лавовый поток ручья Скрытого (обр.310-15). Третий - «железистые» лавы Энмелювеевского вулкана: все лавы поздней и частично ранней стадии развития. Каждая совокупность отделена от соседней ~ 0,5% перерывом по оси ΣFe . Характерно, что содержание MgO изменяется постепенно;

в) в эволюции очага Энмеленского вулкана можно предполагать стадию, когда расплав терял

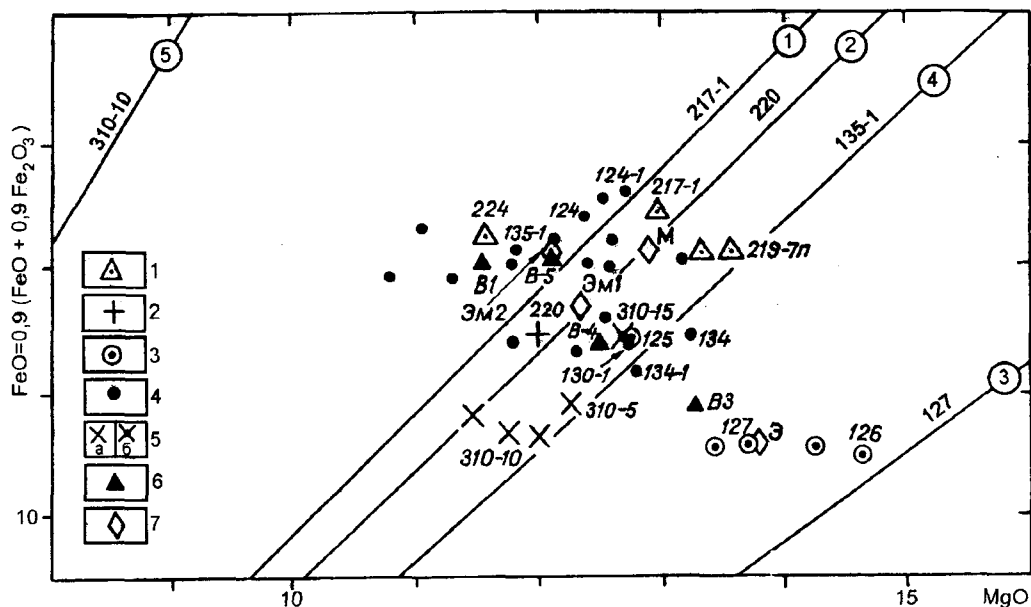


Рис.6. Соотношение $MgO - \Sigma FeO = 0.9(FeO + 0.9Fe_2O_3)$ в лавах вулканов.

1 - Мелитвеевского, 2 - Размытого, 3 - Энмеленского, 4 - Энмеловеевского, 5 - руч.Скрытого (5а - тефриты, 5б - лейцит-оливиновые меланефелиниты); 6 - вычисленные (В1-В5), 7 - средние составы. Цифры у фигуративных точек: 217-1; 220; 127; 135-1; 310-10 - номера образцов с самыми магниезальными оливинами, по которым строились линии расчётной магниезальности (номера в кружках) исходных расплавов; остальные цифры и индексы - см. табл.1 и текст. Линии расчётной магниезальности расплавов построены по составу наиболее магниезальных фенокристаллов оливина при условии $K_D Ol-L=0.33$: 1 - Fo 84.6 ($X_{Mg}^L 0.644$), обр.217-1; 2 - Fo 85.0 ($X_{Mg}^L 0.652$), обр.220; 3 - Fo 88.7 ($X_{Mg}^L 0.717$), обр.127-1; 4 - Fo 85.9 ($X_{Mg}^L 0.668$), обр.135-1; 5 - Fo 77.8 ($X_{Mg}^L 0.538$), обр.310-10.

магний при постоянном содержании железа, и стадию, когда падение содержания MgO сопровождалось повышением FeO^* . В очаге Энмеловеевского вулкана падение содержаний MgO было соизмеримо с возрастанием FeO^* и такой характер $Mg-Fe$ распределения сохранялся на всём протяжении деятельности вулкана.

В лейцит-оливиновых меланефелинитах энмеленских вулканов запечатлены разные стадии и разная продвинутость эволюции щелочно-ультраосновной магмы. Важнейшие особенности химической эволюции магмы определяются прежде всего взаимосвязанным падением содержания SiO_2 , MgO и CaO , которое компенсируется увеличением содержания FeO^* , TiO_2 , Na_2O и K_2O при почти постоянном содержании Al_2O_3 . Наименьшее увеличение содержания испытывает Na_2O , тогда как содержание K_2O увеличивается более чем в 2 раза. Самое равномерное увеличение количества в расплаве, теряющем SiO_2 , MgO , устанавливается для K_2O а затем для TiO_2 . Такой ход эволюции химизма магмы хорошо согласуется с известными представлениями о влиянии фторидного флюида на изменение состава силикатного расплава [11, стр.213-215] и с выводом о фракционировании оливина и клинопироксена из «первичного» расплава, отвечающего составу лейцит-оливинового меланефелинита обр.126 [1, стр.47].

О ПЕРВИЧНОЙ МАГМЕ И ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Изложенное в предыдущих главах позволяет полагать, что первичные магмы Нунямувеевского и Энмеленского вулканических ареалов были различны и развивались при участии глубинных флюидов разного состава. Однако эти магмы принадлежат к одному семейству оливиновых меланефелинитов и им были свойственны определённые общие черты эволюции, что следует из присутствия в том и другом ареале тефритов. Мне представляется, что тефритовый расплав явился следствием развития жидкостной несмесимости (ликвации) в промежуточных (и или периферических) магматических очагах под вулканами. Альтернативное объяснение образования тефритов путём «прогрессивного парциального плавления относительно поднявшегося мантийного диапира» [1, стр.57] плохо согласуется с вулканологическими и петрохимическими данными. Наглядным подтверждением этому служит диаграмма $Mg-(Si+Al)-(Fe+Ti+Ni+Ca^{*})$ (рис.7), способ построения которой заимствован из работы А.А.Маракушева и Н.И.Безмена [12]: а) средний состав Мелитвеевских оливиновых меланефелинитов находится за пределами поля составов лейцит-оливиновых меланефелинитов Энмеленского ареала; б) тефриты

вулкана Размытого относительно меланефелинитов Мелитвеевского вулкана занимают такое же положение, как и тефриты потока Скрытого относительно меланефелинитов ранней стадии развития Энмелювеевского вулкана.

Мелитвеевские оливиновые меланефелиниты слабо дифференцированы, а наблюдаемая тенденция изменения их состава отлична от эволюции химизма магмы Энмеленского ареала. Отличия реальных составов лав Мелитвеевского вулкана от теоретического исходного расплава (см.рис.6) удовлетворительно объясняются накоплением и фракционированием оливина. В частности, фракционирование 6% оливина Fo 84,6 (обр.217-1) из расплава, имеющего состав обр.219-7п, позволяет получить состав (B1), близкий обр.224 терминальной части Мелитвеевского лавового потока (см. табл.1, рис.4, 6).

Хорошая согласованность между рассчитанной по оливину магнезиальностью исходных расплавов и максимальной магнезиальностью реальных лав Энмеленского и Энмелювеевского вулканов (см. рис.6) позволяет считать, что образование каждого из этих вулканов связано с развитием промежуточных или периферических магматических очагов с несколько различным исходным составом расплава.

Как отмечалось ранее, в химической эволюции лав Энмеленского ареала обнаруживаются несомненные признаки фракционирования оливина и кли-

нопироксена и развития жидкостной несмесимости (ликвации). Следствием последнего процесса может быть не только образование некоторой доли тефритового расплава, но и прерывистый характер изменения содержаний SiO_2 между лавами ранней и поздней стадий развития Энмелювеевского вулкана. Поэтому в обсуждении вопросов о первичной магме Энмеленского вулканического ареала и об исходных расплавах магматических очагов под вулканами предполагается возможность каждого из этих процессов дифференциации применительно к той или иной стадии эволюции магмы.

В качестве постулата принято предположение, что лавы и содержащиеся в них глубинные включения (минералы и горные породы) представляют собой единую сложную комплементарную серию. В дальнейших операциях использовано минимальное количество данных о глубинных включениях, позволяющее в наибольшей мере приблизить получаемые путём простейших вычислений составы к составам реальных лав.

1. Лейцит-оливиновый меланефелинит с самым высоким содержанием SiO_2 и MgO (обр.126) не может рассматриваться в качестве первичной магмы, поскольку содержит многочисленные включения перцолита. Предполагается, что меланефелинит (обр. 126) и шпинелевый перцолит (табл.1, N22) образовались вследствие развития жидкостной несмесимости в

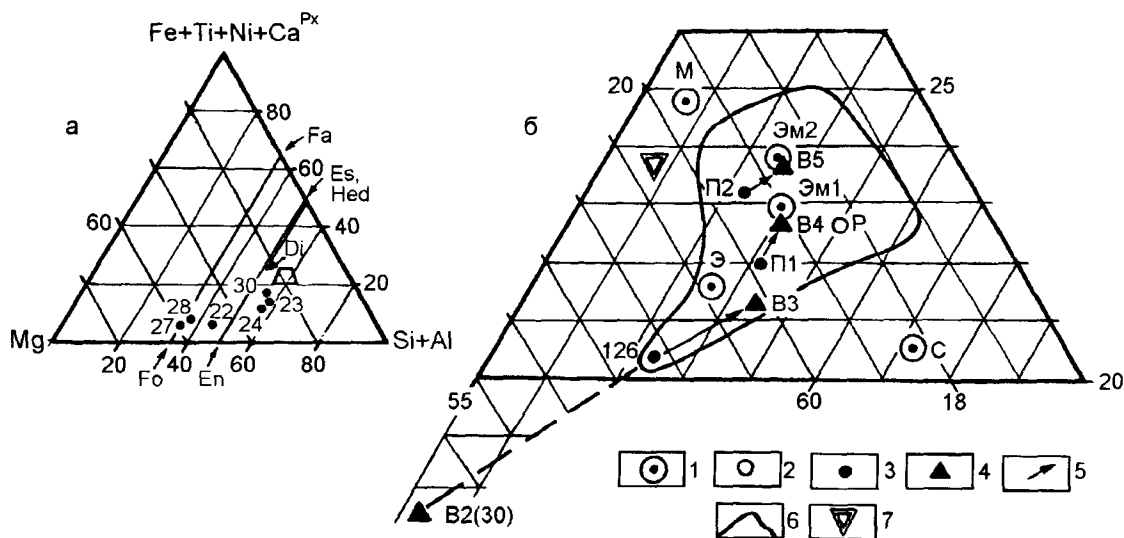


Рис.7. Меланефелиниты и тефриты на диаграмме $\text{Mg}-(\text{Si}+\text{Al})-(\text{Fe}+\text{Ti}+\text{Ni}+\text{Ca } 5P_x)$.

А. Общий вид диаграммы. Показана область составов меланефелинитов и тефритов и составы фенокристаллов оливина (27, 28), глубинных включений перцолитов (22), пегматоидного пироксенита (23), вебстеритов (24), а также вычисленный состав предполагаемой первичной магмы. (30) Энмеленских вулканов. Цифры соответствуют NN п/п в табл.1.

Б. Фрагмент диаграммы. 1 - средние составы лав: М - Мелитвеевского, Э - Энмеленского, Эм1 - ранней, Эм2 - поздней стадии развития Энмелювеевского вулканов, С - тефритов потока Скрытого; 2 - тефрит вулкана Размытого (Р); 3 - принятые при расчетах за исходные реальные составы лав (126 - Энмеленского, П1, П2 - ранней стадии развития Энмелювеевского вулканов); 4 - вычисленные составы (предполагаемой первичной магмы Энмеленского вулкана - B2(30), производных магматических расплавов B3, B4, B5); 5 - стрелками показана связь предполагаемых исходных и производных магматических расплавов Энмеленского и Энмелювеевского вулканов; 6 - поле составов лейцит-оливиновых меланефелинитов Энмеленского и Энмелювеевского вулканов; 7 - средний состав мегакристов клинопироксенов.

некоторой первичной магме. В этой магме Mg-Fe распределение было таким, что позволяло кристаллизоваться оливину Fo 90,6-91,2, установленному в лерцолитах [1, табл.15] и в мегакристаллах [1, табл.14]. Искомый состав получается при сложении 85% лейцит-оливинового меланефелинита (обр.126) и 15% шпинелевого лерцолита (табл.1, N22) и соответствует предельномагнезиальному низкоизвестковистому меланефелиниту B2 (табл.1, N30). Он хорошо коррелируется с трендами общего изменения химизма лейцит-оливиновых меланефелинитов (рис.4, 7).

2. Изменение состава лав Энмеленского вулкана отражает фракционирование из расплава оливина и клинопироксена. За исходный расплав принимается лейцит-оливиновый меланефелинит обр.126. При фракционировании из него 3% оливина Fo 88,7 (оливин из обр.127; табл.1, N27) и 5% состава пегматоидного пироксенита (табл.1, N23: гигантозернистые агрегаты высокотемпературного протопироксена [1, с.30, 31]) получаем расплав B3 (табл.1, N31; рис.6, 7), промежуточный между лавами (обр.126 и 125) Энмеленского вулкана и очень близкий наиболее магнезиальным (исходным) лавам ранней стадии развития Энмелювеевского вулкана (обр.134 и 134-1; табл.1, NN13, 14).

3. Средний состав лав обр.134 и 134-1 (П1, табл.1, N32; рис.7) рассматривается в качестве исходного в магматическом очаге Энмелювеевского вулкана. В непосредственной близости от этого вулкана находятся тефритовые лавы руч.Скрытого, которые можно считать производными единого с лейцит-оливиновыми меланефелинитами магматического очага. Фракционирование из расплава П1 2% оливина Fo 85,90 (оливин из обр.135-1; табл.1, N28) и отделение вследствие развития жидкостной несмешиваемости 20% расплава, соответствующего среднему составу тефритов руч.Скрытого (табл.1, N18), приводит к формированию расплава B4 (табл.1, N33; рис.7), который предельно близок среднему составу лейцит-оливиновых меланефелинитов ранней стадии развития Энмелювеевского вулкана (табл.1, N10; рис.7). Примечательно, что вычисленный состав B4 очень близок также составу лейцит-оливинового меланефелинита, завершающего разрез лав руч.Скрытого (обр.310-15).

4. Общая тенденция изменения химизма магматического расплава при переходе к поздней стадии развития Энмелювеевского вулкана отвечает в целом фракционированию клинопироксеновой компоненты. Ранее было показано, что вычисленный состав расплава B4, полученный после отделения тефрита, близок составу лав в образцах 130-1, 310-15, 125 (на диаграмме рис.6 они ложатся в одну точку). Среднее по этим образцам П2 (табл.1, N34; рис.7) берётся для последующей операции, предпола-

гающей фракционирование из расплава данного состава 11% клинопироксеновых мегакристов (табл.1, N25) и 4% вебстерита (табл.1, N24) (см. также рис.7). В результате получен состав B5 (табл.1, N35; рис.4, 6, 7), который аналогичен среднему составу лав поздней стадии Энмелювеевского вулкана (Эм2; табл.1, N11). Главное отличие B5 от лав поздней стадии состоит в более высоком содержании кремнезёма (B5, SiO₂=41,16 вес.%; в лавах поздней стадии SiO₂ - 40,66 вес.%). Более полное соответствие вычисленного состава реальному среднему составу лав поздней стадии требует удаления менее 1% SiO₂ и соизмеримого увеличения Al₂O₃ и K₂O, что может быть связано с ликвацией или кристаллизацией расплава близкого по составу низкоглинозёмистому натриевому габбро. В пользу ликвации свидетельствует перерыв в содержаниях SiO₂ между составами ранней и поздней стадии (см. рис.4). Характер же взаимосвязанных изменений содержаний Al₂O₃, MgO и CaO в некоторых лавах поздней стадии (см. рис.4) позволяет предполагать развитие и других локальных направлений эволюции состава расплава, например, фракционирование ортопироксена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Широкие пределы Na₂O/K₂O отношений, принятых для калиево-натриевой серии изверженных горных пород [10], и значительные вариации щёлочности внутри этой серии требуют различать, например, более калиевые или более натриевые вулканические ассоциации, особенно среди продуктов щелочного вулканизма. В Чукотском районе позднекайнозойского вулканизма очевидна необходимость разделения более натриевых лав Нунымувеевского и более калиевых - Энмеленского ареалов. В дальнейшем для удобства первые условно будут именоваться «натриевыми», а вторые «калиевыми».

Пространственное разобщение близких по возрасту «натриевых» и «калиевых» щелочных вулканических ассоциаций - явление распространённое, а масштабы его проявления различны. К примеру, в Монголии кайнозойские «натриевые» щелочные базальтоиды плато Дариганга (площадь ~ 10000 км²) и Хангайского ареала (площадь ~ 1000 км²) находятся на расстоянии около 1000 км друг от друга [9]. И хотя лавы Монголии в отличие от Чукотки - базальтоиды, важнейшие отличительные черты химизма «натриевой» и «калиевой» ассоциации аналогичны: для первой характерно более высокое содержание железа, магния и кальция, а для второй - глинозёма и калия. Отмеченная особенность может служить дополнительным аргументом в пользу заключения, что Нунымувеевский и Энмеленский вулканические ареалы формировались в результате развития различных очагов магнообразования.

Судя по величине эрозионного вреза гидросети, «натриевая» ассоциация Нунымувеевского ареала древнее «калиевой» Энмеленского ареала. Формирование её происходило под воздействием хлоридно-фторидного флюида (см. рис.5). Именно значимое участие хлора могло повлиять на устойчиво пониженное содержание K_2O и повышенное Na_2O в лавах этого ареала. Можно полагать, что средний состав оливиновых меланефелинитов близок составу первичного магматического расплава Нунымувеевского вулканического ареала. Проявление вулканической деятельности здесь свелось, по существу, к одному крупному излиянию лавы. Возможно, повышение роли фтора на определённом этапе эволюции магматического очага способствовало отделению незначительного количества тефритового расплава вулкана Размытого.

Более молодая «калиевая» вулканическая ассоциация Энмеленского ареала представляет собой продукт более длительной и несравненно более сложной эволюции магматических расплавов, происходившей при решающей роли фторидных флюидов. Предполагаемый первичный магматический расплав Энмеленского вулканического ареала - предельномагнезиальный низкокальциевый меланефелинит - изначально был более калиевым, чем меланефелиниты Нунымувеевского ареала. Возможно, под воздействием фторидного флюида этот первичный расплав разделился на перидотитовую (лерцолитовую) и лейцит-оливин-меланефелинитовую (обр.126) части. Бедная флюидом тугоплавкая ультраосновная часть расплава кристаллизовалась первой и, по-видимому, достаточно быстро. Дальнейшая эволюция принимаемого в качестве исходного лейцит-оливинового меланефелинита (обр.126) запечатлена в лавах Энмеленского и Энмелювеевского вулканов.

Особенности состава лав этих вулканов позволяют предполагать, что под каждым из них развивался периферический магматический очаг, питавшийся из более глубинного промежуточного очага. Различия средних химических составов лав вулканов отражают разную степень продвинутой эволюции расплава в промежуточном магматическом очаге.

Уникальность эволюции химизма лейцит-оливиновых меланефелинитов Энмеленского ареала состоит прежде всего в чёткой связи роста содержаний K_2O с падением содержаний SiO_2 и MgO , что является прямым следствием высокой активности фторидного флюида [11, стр.215]. Результатом воздействия фторидного флюида явилось закономерное сочетание кристаллизационной дифференциации и развития жидкостной несмесимости (ликвации) в расплаве периферического магматического очага под Энмелювеевским вулканом. Образование мегакристовой ассоциации обычно связывается с условиями высоких

давлений, а следовательно и с большими (мантийными) глубинами. Однако установление сверхвысокого флюидного давления, развивавшегося в периферическом магматическом очаге при кристаллизации андезитового расплава [13], снимает жёсткие ограничения формирования мегакристовой ассоциации по глубине. В частности, устраняется необходимость искать специальное объяснение устойчивому сонахождению мегакристов биотита с сильно окисленными вспененными лавами, образование которых, по вулканологическим данным, происходило в апикальных частях периферических очагов или в жерлах вулканов.

Выполненные сугубо ориентировочные подсчёты показали, какие виды и какие формы фракционирования вещества могли играть решающую роль в химической эволюции магматического расплава, обнаруженной по закономерным изменениям состава лав. Более того, представляется возможным наметить и последовательность фракционирования вещества, составляющего глубинные включения.

Пользуюсь случаем выразить признательность С.А.Щеке за методические советы и обсуждение затронутых в статье вопросов петрогенезиса; Д.Н.Михайлову и В.Я.Борходоеву - за определения флюидных компонентов апатита; М.Л.Гельману - за консультации; В.В.Акинину и Ю.Е.Апт - за хорошо систематизированные и изданные петрохимические данные [1]; В.В.Немцовой и Л.И.Шматовой - за помощь при подготовке материала к публикации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акинин В.В., Апт Ю.Е. Энмеленские вулканы (Чукотский полуостров): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 98 с.
2. Акинин В.В., Апт Ю.Е. Прозрачные и матовые мегакристы клинопироксенов в лейцитсодержащих оливиновых меланефелинитах на Чукотском полуострове//Зап. ВМО. 1994. N3. С.88-106.
3. Акинин В.В., Апт Ю.Е., Белая Б.В., Белый В.Ф., Люскин А.Д. Возраст щелочно-базитового вулканизма Чукотского полуострова по палинологическим и К-Аг данным// Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. Вып.1. С.13-23.
4. Апт Ю.Е. Петрографо-минералогические особенности ультраосновных фондитов и щелочных базальтоидов Чукотского полуострова// Палеовулканология в связи с геологическим картированием на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С.129-145.
5. Белов Б.М., Смыслов С.А., Талова Г.Н. Антропогенные вулканы Восточной Чукотки// Тихоокеан. геология. 1984. N3. С.82-86.
6. Белый В.Ф. Берингийская вулканическая провинция// Тихоокеан. геология. 1995. N4. С.50-59.

7. Белый В.Ф. Позднекайнозойский щелочно-ультраосновной вулканизм Чукотского полуострова// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. N5. С.68-73.
8. Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 1987. 153 с.
9. Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
10. Классификация и номенклатура магматических горных пород / (Ред. О.А. Богатиков, Н.П. Михайлов, В.И. Гоньшакова). М.: Недра, 1981. 160 с.
11. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
12. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983. 185 с.
13. Наумов В.Б., Толстых М.Л., Коваленкер В.А., Кононова Н.Н. Сверхдавление флюидов при образовании андезитов Центральной Словакии по данным изучения включений в минералах// Петрология. 1996. Т.4, N3. С.283-294.
14. Переславцев А.В., Слюняев А.А. К проблеме идентификации коматиитов// Отч. геология. 1994. N3. С.58-70.
15. Рабкин М.И. Щелочные и ультраосновные эффузивы южной части Чукотского полуострова// Сб. статей по геологии Арктики. Л.: Водтрансиздат, 1954. Т.4. С.210-224 (Тр. НИИГА; Вып.3).

Поступила в редакцию 29 февраля 1997 г.

Рекомендована к печати Суховым В.И.

V.F. Belyi

Chukotsk alkaline-ultrabasic volcanoes of the Bering volcanic province

The Nunyamuveem and Enmelen areas of Late Cenozoic alkaline-ultrabasic volcanism in the south of the Chukotsk Peninsula are characterized. In the first areal olivine melanephelites are spread, and in the second - leicite-olivine melanephelites are distributed (relatively «natrium» and «potassium» volcanic associations). In both areas, tephrites (3% of the volcanite volume) are present. Lavas of olivine melanephelites and tephrites are homogeneous, predominantly massive, and they fill river valleys. In contrast, volcanoes of leicite-olivine melanephelites occurred in the mountain throughs and their slopes; their eruptions were explosive-effusive in nature. Structural and textural lava types are various; there are slaggy lavas; and pyroclastic deposits are also found. Various deep inclusions are associated only with these volcanoes. «Natrium» association developed under the influence of chloride-fluoride fluid, and «potassium» association was influenced by fluoride fluid. The high activity of fluoride fluid has determined a major peculiarity of chemical evolution of «potassium» series: double increase of K_2O contents with the sharp decrease in SiO_2 and MgO contents. The combination of crystallized differentiation and liquation that developed in the intermediate and peripheral magmatic chambers is observed in the evolution of lava chemical features. Lavas and deep inclusions of the Enmelen areal are considered to be the unified complementary series.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВЯННО- ВОЛЬФРАМОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИГРИНОЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

А.К.Руб, М.Г.Руб, Н.И.Чистякова, Н.Н.Кривошеков, И.А.Руб

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

В статье приводятся новые данные о минеральном составе и геохимических особенностях Тигриного месторождения. Являясь представителем месторождений касситерит-кварцевой формации, оно отличается от подобных месторождений других регионов рядом существенных минералогических и геохимических признаков. К ним относятся широкое развитие станнина, являющегося наряду с касситеритом главным минералом олова, наличие в зоне окисления значительного количества варламовита, заместившего станнин, и незначительного количества сульфидов при широком развитии (особенно в грейзенах) топаза и литиево-железистых слюд. Впервые выявлены скандий-вольфраминиобиевые минералы - собственно минералы скандия - скандиевый иксиолит и скандиевый вольфрамиксиолит, находящиеся в виде включений в касситерите и вольфрамите. К числу отличительных геохимических особенностей относятся присутствие, наряду с оловом и вольфрамом, как типично литофильных редких элементов (литий, рубидий, скандий, тантал, ниобий), так и халькофильных (цинк, серебро, висмут, индий, кадмий) элементов. Высказаны соображения о генезисе Тигриного месторождения.

Рассматриваемое месторождение находится в западной части главного синклиория Сихотэ-Алиня в зоне влияния Центрального и, несколько южнее - Тунанцинского разломов. В районе широко развиты нижнемеловые осадочные отложения, представленные алевролитами с подчиненными прослоями глинистых сланцев и песчаников. Осадочные породы прорваны штоками и дайками редкометалльных литий-фтористых гранитов, гранит-порфиров, фельзитов, а также дайками габбро-монцитов и оливниновых базальтов. На контакте с гранитами песчаники и сланцы ороговикованы, а в некоторых участках альбитизированы и грейзенизированы (рис.1). Радиологический возраст, определенный Rb-Sr-методом по валовым пробам и плагиоклазом, выделенным из этих проб, равен 67-73 млн лет, что соответствует верхнему мелу [1]. Более древний, но тоже верхнемеловой возраст рассматриваемых гранитов (определенный K-Ar методом), равный 83-86 млн лет, был получен ранее нами и другими исследователями.

ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ГЛАВНЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Вольфрам-оловянная минерализация локализуется в эндо- и экзоконтакте гранитного штока. Максимальные концентрации полезных компонентов приурочены к массивным рудным грейzenам, образовавшимся по гранитам. Во вмещающих роговиках и частично в гранитах проявлены штокверковые зоны.

Наиболее крупный рудный штокверк имеет северо-западное простирание и расположен в центральной части купольной структуры над погруженной восточной частью штока.

Штокверк характеризуется сложным строением. Это мощные зоны сближенных серий прожилков и единичных жил северо-западного простирания и крутого падения (70°-85°), переходящих из роговиков в грейзенизированные граниты. Прожилки обычно маломощные (от 1 до 5, редко до 10 см), субпараллельные, кулисообразные. Частота их варьирует, достигая 20-25, а обычно 5-8 на один погонный метр. Состав прожилков, в основном, кварцевый, в грейзенизированных гранитах существенную роль приобретают полевой шпат и топаз. Рудные минералы представлены касситеритом, станнином, вольфрамитом, сфалеритом и другими сульфидами. В эндоконтактной части верхнего ("малого") штока располагается залежь массивных топаз-слюдисто-кварцевых рудных грейzenов. Форма залежи в плане изометрична, в поперечных разрезах линообразная. В эндоконтактах верхнего ("малого") и нижнего штоков развиты специфические кварц-полевошпатовые породы (штокшейдеры), имеющие иногда пегматоидную структуру и несущие вкрапленность молибденита. В центре штокверка с поверхности до глубины более 200 м и прослежено крутопадающее тело рудных брекчий с кварцевым или кварц-полевошпатовым цементом, включающим об-

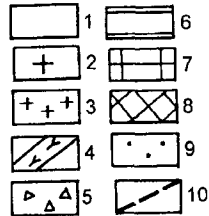
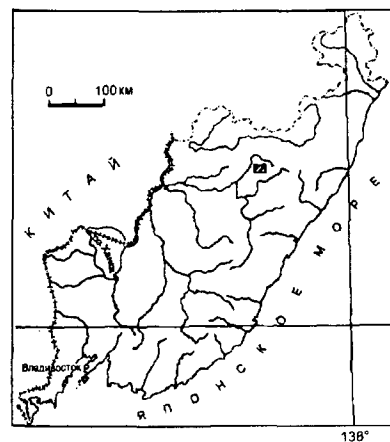
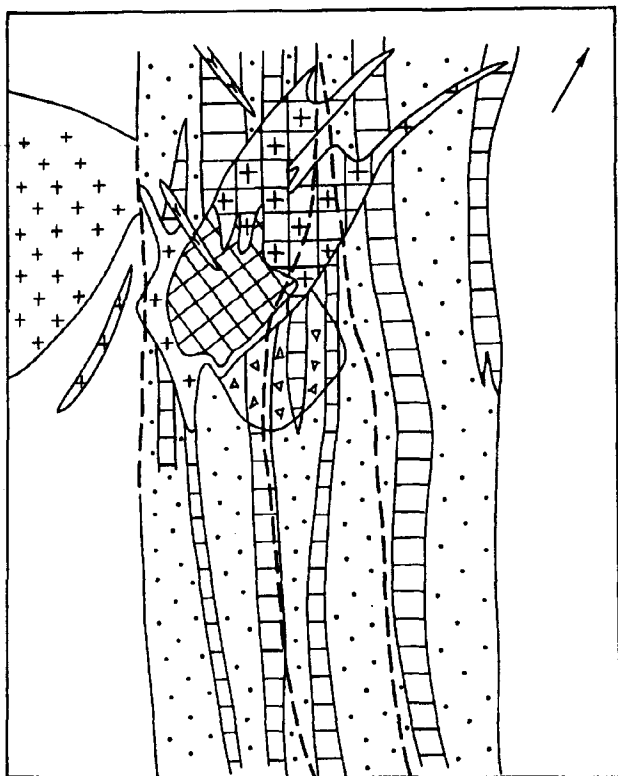


Рис.1. Геологический план горизонта 2 (+850 м).

1 - алевролиты; 2 - гранит-порфиры; 3 - порфировые граниты; 4 - дайки базальтоидов; 5 - брекчии; 6-7 - зоны прожилкового оруденения (6 - в роговиках, 7 - в гранит-порфирах); 8 - грейзены; 9 - роговики; 10 - тектонические нарушения.

На врезке - обзорная карта Приморья (заштрихованный квадрат - район исследований).

ломки роговиков, грейзенизированных гранитов и грейзенов.

Изучением вещественного состава руд Тигриного месторождения занимались многие исследователи [2, 6, 7, 9, 11, 12].

Рудные тела, во времени и пространстве ассоциирующие с редкометалльными гранитами, характеризуются необычными минералого-геохимическими особенностями, отличающими их от руд ряда типич-

ных грейзеновых месторождений. Это, прежде всего, широкое развитие наряду с кварцем, топазом, циннвальдитом, литийсодержащим мусковит-фенгитом, касситеритом и вольфрамитом значительного количества станнина и сфалерита (табл.1). При этом станнин ранней генерации образовался близко одновременно с касситеритом. Менее распространены другие сульфиды - арсенопирит, халькопирит, пирротин и др. Установлены самородный висмут, и серебро. В зоне окисления широко развит адамовит - продукт гипергенного изменения станнина. В рудах Тигриного месторождения в повышенных концентрациях присутствуют как литофильные, так и халькофильные редкие элементы. Наряду с литием, рубидием, скандием, танталом, ниобием, таллием и иттрием присутствуют цинк, серебро, индий, кадмий и висмут.

Наблюдается значительная эволюция состава станнина, вольфрамит, сфалерита, слюд и др. П.Г.Коростелев и др. [2] выделяют на Тигрином месторождении шесть последовательных стадий минерализации. Наиболее ранняя - кварц-молибденитовая или кварц-полевошпат-молибденитовая стадия с висмутом и самородным висмутом, теллуридами висмута и золотом. За ней следует грейзеновая ассоциация, (кварц-топаз-циннвальдитовые и топаз-циннвальдитовые грейзены). Далее идут кварц-полевошпатовая стадия с вольфрамитом и касситеритом, вольфрамит-кварцевая и касситерит-кварцевая ассоциации, кварц-сульфидная минеральная ассоциация и, наконец, кварц-карбонат-сульфидная с флюоритом и фосфатами. Наша схема последовательности стадий минерализации близка к приведенной выше. Мы выделяем два этапа: грейзеновый и гидротермальный. К первому относятся слюдисто-топаз-кварцевая стадия с касситеритом и вольфрамитом, топаз-полевошпат-кварцевая с касситеритом, вольфрамитом и станнином и слюдисто-флюорит-кварцевая. В гидротермальном этапе выделяются кварц-арсенопиритовая стадия с касситеритом, вольфрамитом и станнином, сульфидная с касситеритом, станнином и другими сульфидами и карбонатная (рис.2).

В рудах месторождения установлено более 60 минералов (см.табл.1). Ниже дается краткая характеристика главных жильных и главных оловянных и вольфрамовых минералов.

Кварц. Различные по морфологии и характеру выделения агрегаты кварца входят в состав всех типов руд, а также гранитов и метасоматитов. По данным анализа монофракций кварца из технологических проб различных типов руд они содержат Sn, W, Nb, Ta, Sc, Ge, Ag и In (табл.2). При этом более высокие содержания олова, вольфрама, тантала, ниобия, скандия и германия характерны для кварца массивных грейзенов.

Таблица I. Минеральный состав руд Тигриного месторождения

Распространенность	Рудные минералы		Жильные минералы
	гипогенные	гипергенные	
Главные	Касситерит, станнин, вольфрамит, сфалерит		Кварц, топаз, калиевый полево шпат, альбит-олигоклаз, циннвальдит, литиевый биотит
Широко распространенные	Арсенопирит, халькопирит, пирит, марказит, пирротин, леллингит	Варламовит, скородит, гидроокислы железа, гидроокислы марганца	Протолитионит, литиевый мусковит-фенгит, родохрозит, флюорит, апатит, каолинит
Редкие	Галенит, магнетит, молибденит, висмут самородный, висмутин, галенобисмутит, минералы Bi, Ag и Sb, жозеит, икунолит, самородное серебро*, козалит*, шеслит*, гафниевый циркон*, торит*, ферритогит*, ксенотим*, рутил, ниобиевый рутил*, колумбит*, вольфрамо-иксиолит*, тапиолит	Куприт, хризоколла, малахит, повеллит, вульфенит, ковеллин	Сидерит, кальцит, турмалин, андалузит, хлорит, серицит, триптит, кольбекит

* минералы, состав которых впервые изучен А.К.Рубом и Н.И.Чистяковой

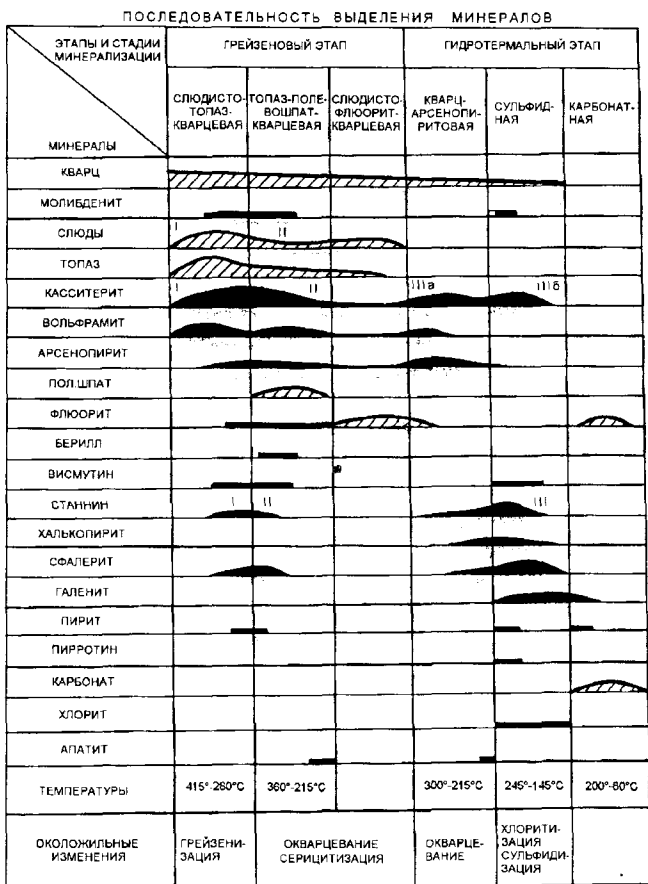


Рис.2. Последовательность выделения минералов на месторождении Тигриное. Золото - рудные минералы, штриховка - породообразующие минералы.

Слюды представлены разновидностями ряда протолитионит-циннвальдит и циннвальдит-литиевый мусковит-фенгит. При этом в грейзенах широко развит циннвальдит, а в рудных прожилках и околожильных грейзенах наряду с циннвальдитом присутствует литиевый мусковит-фенгит. Последний более широко развит в рудах на глубоких горизонтах в гранитах нижнего штока.

Циннвальдит в грейзенах встречается в ассоциации с кварцем, топазом, касситеритом, вольфрамитом и другими рудными минералами. Он образует пластинчатые кристаллы размером от десятых долей мм до 3-4 мм. В шлифах буровато-коричневый. В пегматоидных участках и кварц-полевошпатовых жилах, а также в зальбандах рудных прожилков в гранитах и грейзенах наблюдаются скопления крупнопластинчатого циннвальдита. Литиевый мусковит-фенгит характерен для кварцевых прожилков в роговиках. Он образует пластинчатые кристаллы и листочки размером от долей мм до 0,5-0,8 мм. В шлифе бесцветный. Все слюды из гранитов, грейзенов и рудных прожилков обогащены литием, рубидием и фтором (табл.3). Специфической особенностью слюд Тигриного месторождения является высокое содержание марганца (до 2,2%), скандия (до 577 г/т, табл.3) и таллия (до 30 г/т).

Литиевые мусковит-фенгиты по составу близки циннвальдитом, отличаясь пониженным содержанием железа, почти полным отсутствием магния и титана и пониженным количеством глинозема.

Топаз широко распространен в рудных прожилках и особенно в грейзенах, где его содержание достигает 10-12%. Выделяются три генерации топаза. То-

Таблица 2. Содержание элементов-примесей в кварце Тигриного месторождения

Типы руд	Элементы и окислы, в г/т							
	Sn	WO ₃	Nb	Ta	Sc	Ge	Ag	In
Прожилковый в роговиках	36	27	18.7	7.7	2.5	3.0	1.2	0.9
Прожилково-вкрапленный в гранитах	40	44	23	8.8	3.0	2.9	0.9	0.8
Грейзены	260	65	26	20.1	6.4	7.0	0.24	1.2

Примечание. Тантал и скандий анализировались нейтронно-активационным методом, остальные элементы - количественно-спектральным.

Таблица 3. Содержание редких щелочей, скандия, олова, ниобия, тантала в слюдах Тигриного месторождения

Условия ахождения	Название слюды	Количество анализов	масса %			г/т			
			Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Sc	Sn	Nb	Ta
Прожилковые руды в роговиках									
Из жильного выполнения	Циннвальдит	12	<u>2,65-3,81</u> 3,12	<u>0,55-0,85</u> 0,63	<u>0,24-0,40</u> 0,032	<u>55-155</u> 94	<u>49-1670</u> 432	<u>7,2-59</u> 24	<u>5,1-22</u> 10
	Литиевый мусковит-фенгит	7	<u>1,90-3,28</u> 2,46	<u>0,43-0,60</u> 0,53	<u>0,02-0,04</u> 0,031	<u>37-130</u> 98	<u>190-290</u> 250	<u>9,3-24</u> 16	<u>6,2-17</u> 12
Прожилково-вкрапленные руды в гранитах и грейзенах									
Из гранитов	Протолитионит	3	<u>1,71-1,86</u> 1,78	<u>0,54-0,64</u> 0,58	<u>0,034-0,036</u> 0,035	<u>256-577</u> 363	<u>250-830</u> 443	<u>250-700</u> 413	не опр.
Из массивных грейзенов	Циннвальдит	10	<u>2,29-4,73</u> 3,72	<u>0,45-0,88</u> 0,73	<u>0,014-0,031</u> 0,024	<u>110-221</u> 159	<u>120-900</u> 359	<u>67-74</u> 71	не опр.
Из жил в грейзенах	Циннвальдит	1	3,30	0,88	0,028	351	не опр.	45	не опр.

Примечание: в числителе - пределы колебаний; в знаменателе - средние содержания

паз I является типоморфным аксессуарным минералом гранитов. Содержание его достигает 0,2-0,3%. Образует характерные зерна ячеистой или лапчатой формы размером до 1,5 мм. Топаз II является одним из главных породообразующих минералов грейзенов и тесно ассоциирует с касситеритом, вольфрамитом, реже - станнином и сфалеритом. В некоторых участках грейзенов встречаются линейные зоны и гнезда размером до 60-70 см, сложенные почти нацело рыхлым агрегатом зернистого короткопризматического топаза. Иногда в этих породах отмечаются аномально высокие содержания рудных минералов. Химический со-

став топаза из грейзенов (мас.%): SiO₂ - 32,40; Al₂O₃ - 55,10; CaO - 0,07; H₂O⁺ - 0,37; F - 20,0. Сумма 99,54 с поправкой на фтор.

Топаз III развит в рудных прожилках обычно в виде оторочек в приальбандовых частях, реже встречается в мелких полостях в ассоциации с циннвальдитом и кварцем, где кристаллы его обычно изометричные, реже удлиненные, размером от 0,5 до 3 мм. Среди силикатов топаз является главным концентратором германия [+ +8]. Топаз II из грейзенов содержит германий в количестве 248 г/т, а топаз III из прожилков штокверка 86-94 г/т.

Касситерит широко развит в массивных грейзенах и различных по составу прожилках. Существуют три разновидности (генерации) касситерита. Касситерит I широко развит в грейзенах. Он образует короткопризматические кристаллы размером от 0,3 до 8 мм различной окраски от темно-коричневой, почти черной, до светло-бурой. Часто отмечается пятнистое распределение окраски, широко развиты двойниковые сростки. Этот касситерит ассоциирует с топазом, циннвальдитом, кварцем и вольфрамитом. Касситерит II является основным рудным минералом жил и прожилков штокверка в роговиках и грейзенизированных гранитах. Отличается от касситерита I более светлой окраской, ассоциирует с теми же минералами, что и касситерит I. Он выделился немного позднее вольфрамита I, но до образования основной массы сульфидов и замещается станнином и сфалеритом. Касситерит III характерен для парагенезиса с сульфидными минералами. Представлен мелкими зернами неправильной формы, выполняя тонкие трещинки в станнине II и сфалерите. Состав касситерита и формы распределения элементо-примесей в нем, так же как и вольфрамите, станнина и варламовита изучены Н.И. Чистяковой на рентгеновских микроанализаторах "Сamebax" и "Superprobe 773". Все критерии Тигриного месторождения отличаются весьма высоким содержанием Sc (от 360 до 2800 г/т) и NbS (до 2000 г/т) и низким содержанием In. Касситерит из грейзенов отличается от касситерита из прожилковых руд в гранитах и роговиках более высоким содержанием скандия, ниобия и тантала (табл.4). Скандий в касситеритах наблюдается как в виде изоморфной примеси, так и в виде микровключений Nb-W-Sc минералов. По содержанию скандия касситериты Тигриного месторождения резко выделяются среди касситеритов грейзеновых месторождений и близки касситеритам аналогичных месторождений Рудных Гор.

Высокая положительная корреляционная связь между скандием, ниобием и вольфрамом (r 0,64-0,91) типична для касситерита всех типов руд, что косвенно подтверждает нахождение в них этих элементов в виде собственной минеральной фазы.

Суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в касситеритах колеблется от 41 до 152 г/т. Содержание РЗЭ в касситеритах из прожилков, секущих роговики, ниже, чем их содержание в касситеритах из прожилков, секущих граниты, и, особенно, в касситеритах из грейзенов. Для касситеритов всех типов руд характерно более высокое содержание нормированных легких РЗЭ по сравнению с тяжелыми и резко выраженный европиевый минимум.

Станнин - второй по распространенности минерал олова - встречается во всех типах руд. Существуют три разновидности (генерации) станнина. Станнин

Таблица 4. Химический состав Sc-Nb минералов, находящихся в виде включений в касситеритах и вольфрамитов месторождения Тигриное, мас. %

Минерал № обр.	№ ан.	Nb ₂ O ₅	Ti ₂ O ₅	TiO ₂	SnO ₂	FeO	MnO	Sc ₂ O ₃	WO ₃	Сумма	Пересчет анализов на формулу									
											Fe	Mn	Sc	Σ(A)	Nb	Ta	Ti	Sn	W	Σ(B)
Вольфрамит ТKB-32-45	1	28,2*	1,2	2,4	1,0	5,5	12,8	6,0	43,2	100,3	0,29	0,69	0,33	1,31	0,81	0,02	0,11	0,03	0,71	1,68
		64,6	2,7	5,5	2,3	5,6	5,9	13,7	-		0,25	0,26	0,63	1,14	1,55	0,04	0,22	0,05	-	1,86
Касситерит ТKB-32-1	4	43,6	6,3	4,1	н.о.	6,2	11,0	3,7	23,3	98,9	0,35	0,57	0,20	1,12	1,21	0,1	0,19	-	0,37	1,87
		62,9	9,1	5,9		7,6	8,1	5,3	-		0,36	0,39	0,26	1,01	1,43	0,14	0,25	-	-	1,99
Касситерит ТKB-32-1	11	54,8	10,8	6,5	0,6	9,0	8,4	3,0	7,1	100,2	0,44	0,41	0,15	1,00	1,43	0,17	0,28	0,01	0,11	2,00
		60,3	11,9	7,2	0,7	8,8	8,0	3,3	-		0,42	0,38	0,16	0,96	1,54	0,18	0,30	0,02	-	2,04
Касситерит ТKB-32-33	16	66,9	7,0	3,4	н.о.	1,6	16,1	1,9	4,1	101,0	0,08	0,28	0,10	0,96	1,73	0,11	0,15	-	0,06	2,05
		70,6	7,4	3,6		1,0	16,4	2,0	-		0,05	0,79	0,10	0,94	1,80	0,11	0,15	-	-	2,06
Касситерит ТГ-20-1	20	56,7	2,9	8,7	0,7	4,2	12,4	5,2	6,8	96,7	0,20	0,59	0,25	1,04	1,44	0,04	0,37	0,02	0,10	1,97
		62,4	3,2	9,6	0,8	3,5	12,5	5,7	-		0,16	0,58	0,26	1,00	1,54	0,05	0,39	0,02	-	2,00

* В числителе - исходный химический состав, в знаменателе - с исключением W из состава минерала

I является характерным минералом массивных грейзенов, где наблюдается в виде мелкой рассеянной вкрапленности изометричных зерен размером 0,11-0,5 мм. Станнин II резко преобладает. Он широко развит в штокверковых рудах в роговиках и гранитах. Встречается как в виде единичных зерен размером от 1 до 8 мм, так и в виде агрегатов размером 5-6 см. Станнин III образует в сульфидах (сфалерите, халькопирите) эмульсионные включения. Особенностью станнина Тигриного месторождения является его повышенная магнитная восприимчивость ($\lambda_{\text{сп}} = 13,4 \cdot 10^{-9} \text{ м}^3/\text{кг}$). Плотность минерала 4,6-5,5 г/см³.

Для уточнения структурных особенностей станнинов в кристаллохимической лаборатории ВИМСа И.А.Руб были сняты дифрактограммы станнинов различного состава с широкими вариациями Fe/Zn от 5,36 до 0,4. Полученные результаты позволяют сделать вывод, что образцы с соотношением Fe/Zn 5,36 и 1,2 соответствуют тетрагональным станнинам, при этом оба образца имеют практически одинаковые параметры элементарной ячейки (Å): $a = 5,45$; $c = 10,8^\circ$. Образец ТГ 68-8 с резким преобладанием цинка над железом (Fe/Zn = 0,4) соответствует кестериту и имеет параметры элементарной ячейки, полностью совпадающие с кестеритом из картотеки ASTM (Å): $a = 5,44$, $c = 10,88$.

Таким образом, исследованные образцы относятся к группе тетрагонального станнина, что подтверждает выводы В.А.Попова, проанализировавшего 80 образцов станнинов Тигриного месторождения. Все они оказались тетрагональными [5,6]. Хотя он же на основании кристалломорфологических наблюдений не исключает присутствие в рудах разновидностей, соответствующих кубическому изостаннину.

Станнины всех генераций отличаются достаточно выдержанным составом, при этом существенно колеблется в них лишь соотношение железа и цинка (от 1,2 до 12,0 %) и содержание серебра (от 0,2 до 3,6%). Распределение серебра весьма неравномерно, иногда даже в пределах отдельных зерен. Серебро присутствует в станнине как в виде изоморфной примеси, так и в виде микровключений сложных сульфосолей Pb-Bi-Ag. (рис.3).

Варламовит - гипергенный минерал, третий по значимости оловянный минерал в рудах. Образует землистые рыхлые скопления характерного желто-зеленого с табачным оттенком цвета, размером от 1-2 мм до 1,5-2 см, выполняющие полоски в кварце. Полностью замещает станнин в окисленных рудах. Состав наиболее чистого варламовита (мас.%): SnO₂ - 51,41-55,62; Fe₂O₃ - 13,14-15,52; AgO - 0,09-2,53; CuO - 1,03-1,42; As₂O₃ - 3,16-5,19.

Мессбауэровская спектроскопия, рентгеноэлектроскопия и ИК-спектроскопия, анализ раствори-

мости в кислотах позволили сделать вывод о том, что изученный варламовит является самостоятельным минеральным видом с присущими ему физико-химическими свойствами. Характерными признаками варламовита из полностью окисленных руд Тигриного месторождения является наличие типичных колломорфных структур агрегатов, высокое содержание мышьяка и отсутствие реликтов станнина. Реликты станнина характерны лишь для нижней части зоны полуокисленных руд, вскрытых на горизонте штольни N 6.

Вольфрамит пользуется широким распространением в кварцевых и полевошпат-кварцевых жилах и прожилках штокверка, а также в массивных грейзенах. Выделяются три разновидности (генерации) вольфрамита. Вольфрамит I является характерным минералом грейзенов. Он образует призматические кристаллы размером 0,2-5 мм, тесно ассоциирует с зернистым топазом и кварцем. Вольфрамит II является одним из наиболее ранних минералов прожилковых руд, ассоциирует с ранним кварцем, циннвальдитом, касситеритом II, арсенопиритом и сфалеритом. Вольфрамит III встречается редко, характерен для друзовых полостей крупных жил и зон брекчий. Состав вольфрамитов варьирует в широких пределах. По данным А.А.Шнайдера, В.С. и В.И.Поповых наблюдаются железистые, промежуточные и марганцевые разновидности (16-84% гюбнерита). Полученные нами с помощью рентгеновского микроанализатора данные свидетельствуют о принадлежности вольфрамитов преимущественно к промежуточным разновидностям ряда ферберит-гюбнерит. Как и касситерит, вольфрамит характеризуется высоким содержанием элементов-примесей - скандия (241-10000 г/т), тантала (30-6000 г/т), ниобия (970-10000 г/т), а также повышенными содержаниями некоторых редкоземельных элементов - La, Ce, Nd, Sm. Содержание суммы восьми (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb, Lu), проанализированных нейтронно-активационным методом в 9 образцах, колеблется от 39,5 до 370 г/т. Как и касситериты, вольфрамиты уникальны по высокому содержанию скандия, причем максимальное количество его (1,0%), так же, как и ниобия, установлено в вольфрамитах из грейзенов и руд в гранитах. Скандий (при содержании менее 0,4%) и ниобий (при содержании менее 1%) входят в вольфрамит в виде изоморфной примеси по схеме (Fe²⁺, Mn²⁺) → Sc³ при одновременном замещении [WO₄]²⁻ → [NbO₄]³⁻ (по В.М.Гольдшмидту). При более высоких содержаниях эти элементы образуют в вольфрамите микровключения Sc-W-Nb минералов.

Минералы скандия (рис.3) обнаружены в виде микровключений размером от 5 до 15 мкм в касситеритах и вольфрамитах из грейзенов и прожилкововкрапленных руд в гранитах. Электронно-зондовый микроанализ, проведенный Н.И.Чистяковой, позволил определить их химический состав и уточнить но-

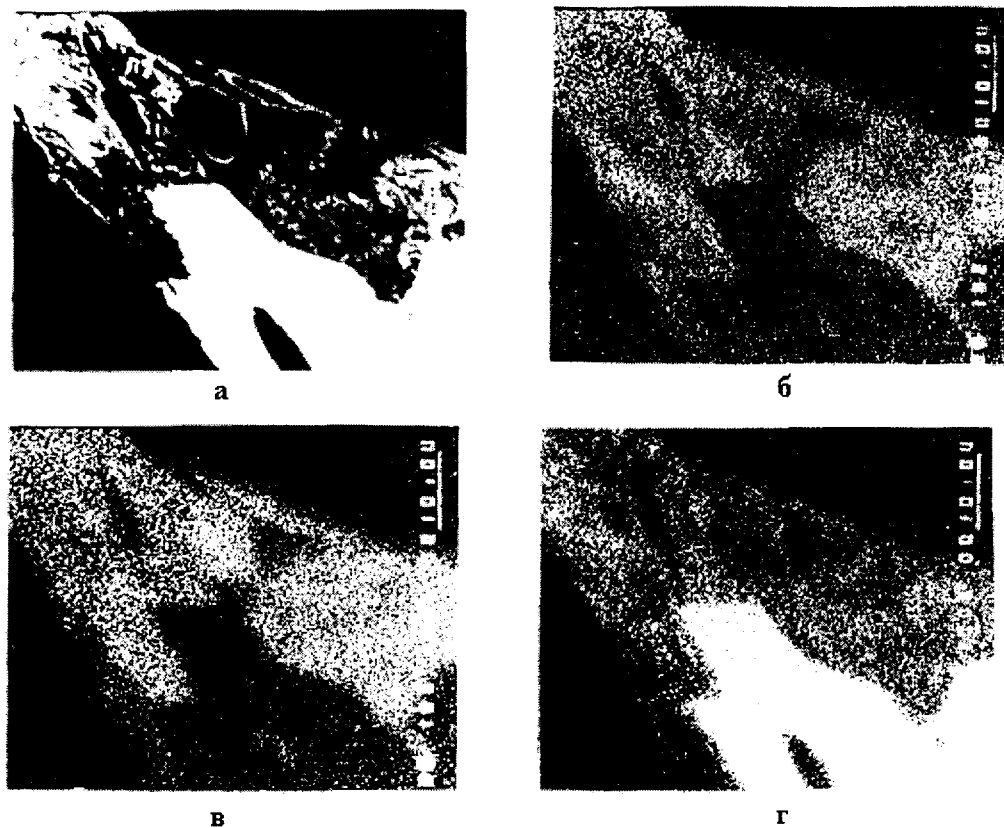


Рис.3. Вольфрамит из грейзенов по периферии замещается Nb-W-Sc минералом (обр. ТКВ-32-45). Изображение: а - в обратно-рассеянных электронах, увел. X780; б-г - в характеристическом рентгеновском излучении Sc, Nb, W соответственно.

менклатуру. Всего выполнен 21 анализ, из них 4, характеризующие всю гамму составов этих минералов, приведены в табл.4. Из этой таблицы и дополнительных анализов видно, что содержание основных компонентов варьирует в широких пределах (мас.%): Nb_2O_5 - 28,2-66,9; Ta_2O_5 - 1,2-13,9; Sc_2O_3 - 1,6-8,5; TiO_2 - 2,4-9,6; SnO_2 - н.о. - 2,6; FeO - 1,6-12,8; MnO - 5-16,1; WO_3 - 4,1-43,2.

Из результатов анализов (табл.4) и сканирования под электронным зондом видно, что содержания отдельных элементов значительно варьируют иногда даже в пределах одного образца. В то же время по результатам анализов и их пересчетам на кристаллохимические формулы достаточно четко выделяются два вида скандий-вольфрам-ниобиевых минералов: (рис.3) скандиевый иксиолит (табл.4, анализы 11, 20) и, предположительно, скандиевый вольфрамиксиолит (табл.4, анализ 4). Поскольку между Nb и Ta с одной стороны и Ti и Sn с другой наблюдается обратная корреляционная зависимость, то можно предположить наличие гетеровалентного изоморфизма по схеме $(Nb, Ta)^{5+} + (Fe, Mn)^{2+} \rightarrow (Ti, Sn)^{4+} + (Sc)^{3+}$. С учетом аномально высоких содержаний вольфрама в ряде анализов нами был проведен их пересчет на формулу иксиолита $(Fe, Mn, Sc)_{1,00} (Nb, Ta, Ti, Sn, W)_{2,00}$ в двух вариантах (табл.4). Первый - с вольфрамитом, входящим в группу В, второй - с исключением вольфрама из состава

минерала. Результаты пересчетов оказываются удовлетворительными в обоих случаях. Полученные данные свидетельствуют о том, что суммы А и В наиболее близки к расчетным при содержании WO_3 до 7-8 мас.%. Учитывая высокое содержание Sc, W и Sn описываемый минерал может быть отнесен к скандиевому иксиолиту, аналогичному скандиевому иксиолиту из пегматитов, описанных [14, 15]. В ВИМСе методами просвечивающей и растровой электронной микроскопии Е.Р.Викулиной проведено исследование вольфрамитов из грейзенов с высоким содержанием скандия. На поверхности сколов вольфрамита обнаружены выделения, которые по морфологии и микродифракционным картинам отвечают структуре скандиевого иксиолита, изученного в [3]. Пересчет анализов показал, что даже при высоких содержаниях вольфрама (до 25-26 мас.%) получается удовлетворительный результат, что дает возможность предположить существование собственной минеральной фазы - скандиевого вольфрам-иксиолита. Что подтверждается также отрицательной корреляционной связью суммы тантала и ниобия с одной стороны и вольфрама - с другой ($x = 0,95$).

Сфалерит наряду со станнином является основным сульфидным минералом всех разновидностей руд. Химический состав сфалерита варьирует в следующих пределах (мас.%): цинк - 54,9-65,1; железо - 1,2-10,1; сера - 32,2-34,8; кадмий - н.о.-0,9; марганец - н.о.-0,5; индий - 0,007-0,139; серебро - 0,02-0,28.

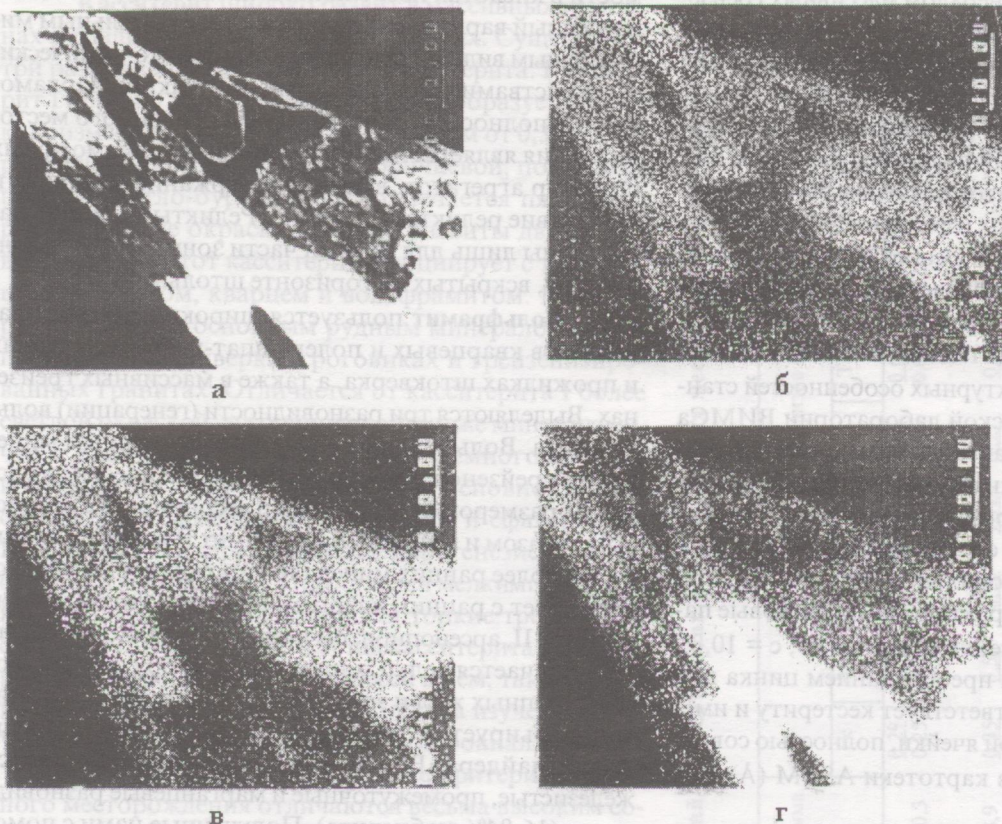


Рис.3. Вольфрамит из грейзенов по периферии замещается Nb-W-Sc минералом (обр. ТКВ-32-45). Изображение: а - в обратно-рассеянных электронах, увел. X780; б-г - в характеристическом рентгеновском излучении Sc, Nb, W соответственно.

менклатуру. Всего выполнен 21 анализ, из них 4, характеризующие всю гамму составов этих минералов, приведены в табл.4. Из этой таблицы и дополнительных анализов видно, что содержание основных компонентов варьирует в широких пределах (мас.%): Nb_2O_5 - 28,2-66,9; Ta_2O_5 - 1,2-13,9; Sc_2O_3 - 1,6-8,5; TiO_2 - 2,4-9,6; SnO_2 - н.о. - 2,6; FeO - 1,6-12,8; MnO - 5-16,1; WO_3 - 4,1-43,2.

Из результатов анализов (табл.4) и сканирования под электронным зондом видно, что содержания отдельных элементов значительно варьируют иногда даже в пределах одного образца. В то же время по результатам анализов и их пересчетам на кристаллохимические формулы достаточно четко выделяются два вида скандий-вольфрам-ниобиевых минералов: (рис.3) скандиевый иксиолит (табл.4, анализы 11, 20) и, предположительно, скандиевый вольфрамиксиолит (табл.4, анализ 4). Поскольку между Nb и Ta с одной стороны и Ti и Sn с другой наблюдается обратная корреляционная зависимость, то можно предположить наличие гетеровалентного изоморфизма по схеме $(Nb, Ta)^{5+} + (Fe, Mn)^{2+} \rightarrow (Ti, Sn)^{4+} + (Sc)^{3+}$. С учетом аномально высоких содержаний вольфрама в ряде анализов нами был проведен их пересчет на формулу иксиолита $(Fe, Mn, Sc)_{1,00} (Nb, Ta, Ti, Sn, W)_{2,00}$ в двух вариантах (табл.4). Первый - с вольфрамитом, входящим в группу В, второй - с исключением вольфрама из состава

минерала. Результаты пересчетов оказываются удовлетворительными в обоих случаях. Полученные данные свидетельствуют о том, что суммы А и В наиболее близки к расчетным при содержании WO_3 до 7-8 мас.%. Учитывая высокое содержание Sc, W и Sn описываемый минерал может быть отнесен к скандиевому иксиолиту, аналогичному скандиевому иксиолиту из пегматитов, описанных [14, 15]. В ВИМСе методами просвечивающей и растровой электронной микроскопии Е.Р.Викулиной проведено исследование вольфрамитов из грейзенов с высоким содержанием скандия. На поверхности сколов вольфрамита обнаружены выделения, которые по морфологии и микродифракционным картинам отвечают структуре скандиевого иксиолита, изученного в [3]. Пересчет анализов показал, что даже при высоких содержаниях вольфрама (до 25-26 мас.%) получается удовлетворительный результат, что дает возможность предположить существование собственной минеральной фазы - скандиевого вольфрам-иксиолита. Что подтверждается также отрицательной корреляционной связью суммы тантала и ниобия с одной стороны и вольфрама - с другой ($x = 0,95$).

Сфалерит наряду со станнином является основным сульфидным минералом всех разновидностей руд. Химический состав сфалерита варьирует в следующих пределах (мас.%): цинк - 54,9-65,1; железо - 1,2-10,1; сера - 32,2-34,8; кадмий - н.о.-0,9; марганец - н.о.-0,5; индий - 0,007-0,139; серебро - 0,02-0,28.

Сфалериты всех разновидностей руд характеризуются неравномерным, иногда высоким содержанием серебра (до 0,28%), кадмия (до 0,4%) и индия (до 0,21%).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ТИГРИНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Характерной и необычной особенностью рассматриваемого месторождения по сравнению с типовыми оловорудными месторождениями касситерит-кварцевой и грейзеновой формаций является совместное присутствие в рудах наряду с оловом и вольфрамом ряда редких и рассеянных элементов, относящихся к различным геохимическим группам: литофильной (Ta, Nb, Sc, Ce, Ga, Y, Yb, Li, Rb, Cs) и халькофильной (In, Cd, Ag, Bi, отчасти Mo), тяготеющей к сульфидным минеральным ассоциациям.

Часть литофильных редких элементов - ниобий, скандий, германий, иттрий, иттербий, так же, как олово и вольфрам, заметно накапливаются в грейзенах по сравнению с прожилково-вкрапленными рудами в гранитах и еще более явно по сравнению с прожилковыми рудами в роговиках. Наиболее высокие содержания тантала, галлия, рубидия, лантана характерны для руд в гранитах. Литий и цезий распределены по типам руд равномерно. Для халькофильных редких элементов тенденции более стабильны. Содержания индия, кадмия, серебра возрастают в грейзенах одновременно с резким возрастанием содержания цинка. В отличие от этих элементов только молибден более характерен для руд в роговиках.

В общем следует отметить большую равномерность распределения литофильных элементов (ниобия, скандия, германия, галлия) по сравнению с халькофильными (индием, серебром, свинцом и др.). Ниже из-за недостатка объема более подробно рассмотрим лишь особенности распределения скандия.

В общем следует отметить большую равномерность распределения литофильных элементов (ниобия, скандия, германия, галлия) по сравнению с халькофильными (индием, серебром, свинцом и др.). Ниже из-за недостатка объема подробно рассмотрены лишь особенности распределения скандия.

Скандий концентрируется в касситерите (80-2990 г/т), вольфрамите (141-10000 г/т), а также в литиевых слюдах (54-577 г/т). Весьма высокие содержания скандия в касситеритах и вольфрамитах выделяют Тигриное месторождение на фоне других оловорудных месторождений России. Перспективность попутного извлечения скандия из вольфрамитов и касситеритов при значительно более низких содержаниях показана ранее [13]. Нами впервые установлено, что наряду с изоморфной формой вхождения скандия часть его связана в касситеритах и вольфрамитах с собственными скандий-вольфрам-ниобиевыми мине-

ралами - скандиевыми иксиолитом и вольфрамиксиолитом, содержащими 2,4-6,0% скандия (рис.4).

Весьма интересны повышенные концентрации скандия в литиевых слюдах (110-577 г/т), которые могут рассматриваться в качестве потенциального источника скандия. Скандий в слюдах, по-видимому, находится в изоморфной форме, замещая окисное железо.

ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Сложность и своеобразие руд Тигриного месторождения в определенной степени связано со спецификой рудно-магматической системы. Для месторождения характерно широкое развитие наряду с касситеритом станнина, совместное присутствие в рудах как литофильных (литий, рубидий, скандий, тантал, ниобий, талий, иттрий, иттербий), так и халькофильных (цинк, серебро, индий, кадмий, висмут) элементов. Значительная эволюция состава ряда минералов переменного состава - станнина, вольфрамита, сфалерита, слюд и др. Большой вертикальный размах оруденения и локализация его в виде двух различных геолого-структурных типов - прожилково-вкрапленного и залежи массивных грейзенов.

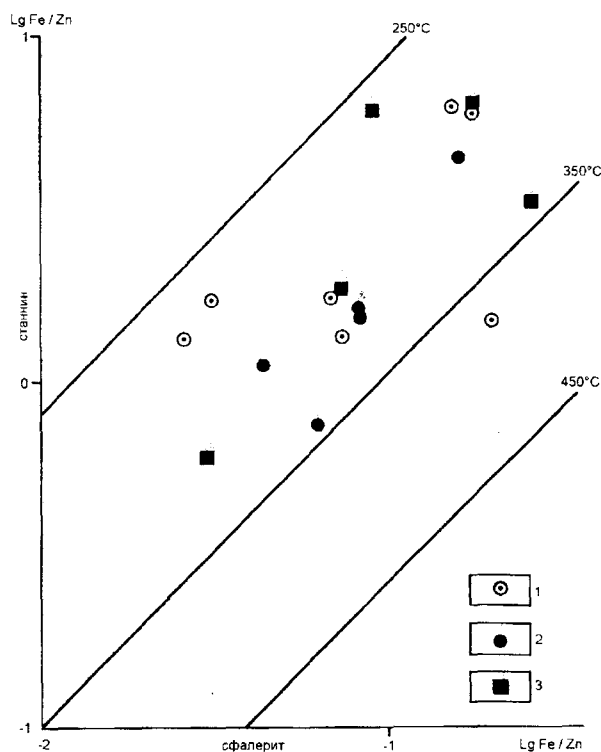


Рис. 4. Распределение Fe и Zn в сосуществующих станнинах и сфалеритах месторождения Тигриное (станнин-сфалеритовый геотермометр по [3,16]).

Типы руд: 1 - прожилковые в роговиках; 2 - прожилково-вкрапленные в гранитах; 3 - массивные в грейзенах.

Формирование протяженных жильно-прожилковых зон в роговиках и гранитах началось, очевидно, сразу же вслед за становлением протолитотионитовых гранитов, продолжалось в течение значительного периода и закончилось после кристаллизации циннвальдит-альбитовых гранитов. Есть основания полагать, что формирование богатой залежи массивных циннвальдит-топаз-кварцевых грейзеронов с наиболее высоким содержанием редких элементов и присутствием специфических редких минералов тантала, ниобия, скандия связано с циннвальдит-альбитовыми гранитами.

Указанные выше особенности рудно-магматической системы Тигриного месторождения определяют сложные, часто неоднозначные временные взаимоотношения между минералами. На основе наших наблюдений в штуфах, шлифах и аншлифах, а также с использованием результатов детальных исследований газово-жидких включений [1] последовательность минералообразования в рудах Тигриного месторождения имеет следующий вид (см. рис.2). При этом касситерит и вольфрамит имеют значительный непрерывный интервал отложения. Для станнина и сфалерита четко устанавливается две разобщенных во времени разновидности (генерации?) - ранняя, равномерного рассеяния в грейзенах, и более поздняя, резко преобладающая, отлагавшаяся в течение гидротермального этапа в жилах и прожилках штокверка. Ранние станнин и сфалерит отлагались позже касситерита и вольфрамита и часто корродируют их.

По данным А.М.Кокорина [1], грейзеновая минерализация, сопровождаемая олово-вольфрамово-сульфидным оруденением, рассеянным в массе грейзенов или локализующимся в кварцевых жилах и прожилках, формировалась из пневматолитово-гидротермальных углекислотно-водных растворов в диапазоне температур от 410-430 до 80-100°C. При этом вскипание растворов, способствующее рудоотложению, происходило при относительно высоких значениях (до 330-350°C) температур. Кристаллизация жильных и рудных минералов совершалась последовательно в условиях понижения температур, что затрудняет возможность выделения стадий рудного процесса и заставляет ограничиться рассмотрением только последовательных минеральных ассоциаций.

Руды жильного типа среди роговиков с симметрично расположенными минералами (от периферии к центру в кварцевых прожилках располагаются: слюда-топаз-касситерит-вольфрамит-арсенопирит-флюорит) формировались, по данным изучения включений [1], при температурах от 380 до 120°C (включения в топазе гомогенизировались при 380 -295°C, в кварце - при 370-120°C). Грейзеновая минерализация рудного штокверка формировалась из обогащенных фтором и углекислотой (до 15-17% массы) растворов, находя-

щихся в период максимального отложения минералов в гетерогенном состоянии. Максимальные значения температур достигали на отдельных, наиболее проработанных участках 430°C, а наиболее оптимальные для рудоотложения условия достигались при 380-410°C.

Таким образом, комплексная минерализация месторождения формировалась из обогащенных фтором и углекислотой растворов, находящихся в начальный период максимальной последовательной кристаллизации минералов в гетерогенном состоянии. Завершался процесс при циркуляции гидротермальных растворов пониженной концентрации. Отложение руд происходило в условиях понижения температур от 410-430 до 80-100°. Указанные температурные интервалы подтверждаются и результатами использования станнин-сфалеритового геотермометра [3,16]. Данный геотермометр основан на распределении железа и цинка в сосуществующих станнине и сфалерите. Полученные нами данные (рис.4) свидетельствуют не только о наличии высокотемпературного станнина, но и о значительном интервале температур отложения станнина в рудах (от 350 до 220°C). Не установлено зависимости между приуроченностью станнина к определенной ассоциации и температурой образования. Важно отметить, что даже в пределах одного образца часто фиксируются значимые температурные различия. Так, станнин из эмульсионной вкрапленности в сфалерите по положению на диаграмме значительно отличается от зернистого станнина, ассоциирующего с этим сфалеритом. Эмульсионная вкрапленность станнина образовалась при более низкой температуре (на 50°C), что может быть связано с отжигом.

Поле сосуществующих станнинов и сфалеритов Тигриного месторождения значительно сдвинуто в сторону обогащенных цинком разностей по сравнению с однотипными минералами не только скарновых, но и типичных жильных оловянно-вольфрамовых месторождений (Корнуолл, Англия; Киноба и Такатори, Япония и др.). Известно, что для месторождений жильной формации характерна более высокая фугитивность серы по сравнению со скарнами [16]. Для руд месторождения Тигриное можно предположить еще более высокую фугитивность серы, т.к. большая часть рудного штокверка находится за пределами гранитов в обогащенных серой роговиках.

Как было показано выше, третий по значимости минерал олова - варламит, является типичным низкотемпературным гипергенным минералом зоны окисления - продуктом преобразования широко развитого в рудах станнина.

Таким образом, может быть намечена следующая последовательность образования руд месторождения. Внедрение и кристаллизация расплава редкометалльных гранитов, обогащенных щелочами, лету-

чими и рудными компонентами. Широкое проявление автометасоматических процессов в гранитах (окварцевание, площадная грейзенизация). Близко одновременное заложение рудного штокверка и начало рудоотложения. Далее, формирование в благоприятной структуре (апикальная часть малого штока) богатой залежи массивных циннвальдит-топаз-кварцевых грейзенов с наиболее высоким содержанием редких элементов в рудах, касситеритах и вольфрамитах и присутствием специфических редких минералов скандия, ниобия, тантала и вольфрама. Параллельное продолжение формирования рудного штокверка. Массовое отложение сульфидной минерализации. В заключение процесса образование карбонатно-сульфидной минеральной ассоциации. Образование гипергенных минералов зоны окисления с широким замещением станнина варламовитом.

Полученные результаты имеют не только теоретическое, но и практическое значение, т.к. при обнаружении в Центральном Сихотэ-Алине новых массивов редкометалльных гранитов, сопровождающихся оловянно-вольфрамовой минерализацией грейзеновой формации на глубоких горизонтах, могут быть вскрыты протяженные жильно-прожилковые зоны с касситеритом, вольфрамитом, станнином и другими сульфидами.

ВЫВОДЫ

1. Тигриное месторождение, являясь представителем месторождений касситерит-кварцевой формации, отличается от подобных месторождений других районов рядом существенных минералогических особенностей. К ним относятся: широкое развитие станнина, являющегося наряду с касситеритом главным минералом олова; наличие в зоне окисления значительного количества варламовита, заместившего станнин, и незначительное количество сульфидов при широком развитии (особенно в грейзенах) топаза и литиево-железистых слюд.

2. Впервые выявлены скандий-вольфрам-ниобиевые минералы - собственные минералы скандия - скандиевый иксиолит и скандиевый вольфрамиксиолит, находящиеся в виде включений в касситерите и вольфрамите.

3. К числу отличительных геохимических особенностей Тигриного месторождения относится присутствие в рудах как типичных литофильных редких элементов (литий, скандий, тантал, ниобий), так и типично халькофильных (цинк, серебро, индий, кадмий, висмут).

4. Большинство попутных компонентов при общем невысоком содержании в рудах образуют высокие концентрации в отдельных минералах, что является предпосылкой для комплексного использования руд. Касситерит, вольфрамит и литиевые слюды отли-

чаются высоким содержанием скандия, станнина, сфалерит и другие сульфиды - повышенным содержанием серебра, индия и кадмия. Серебро в рудах находится в виде собственных минералов (серебросодержащие сульфосоли висмута и свинца), а также в виде микровключений и изоморфной примеси в станнине, сфалерите и других сульфидах.

5. В пределах Тигриного рудного узла с редкометалльными гранитами генетически связана оловянная минерализация грейзеновой формации. Формирование же протяженных жильно-прожилковых рудных зон в роговиках и гранитах связано, вероятно, с более глубинным источником.

6. Особенности состава руд, состава и физических свойств главных рудных минералов, соотношения минеральных форм нахождения основных и попутных компонентов позволяют прогнозировать способы их извлечения и являются важными факторами для разработки рациональной технологической схемы, обеспечивающей комплексное использование руд Тигриного месторождения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 96-05-65753 и 96-05-65785).

ЛИТЕРАТУРА

1. Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М. и др. Минеральные ассоциации грейзенового W-Sn месторождения Приморья // Минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке. Владивосток, 1990. С.17-61.
2. Некрасов И.Я. Фазовые соотношения в оловосодержащих системах. М.: Наука, 1976. 362 с.
3. Некрасов И.Я., Чистякова Н.И., Евстигнеева Т.Л. Необычная ассоциация ниобиевого рутила и скандиевого иксиолита из пегматитов хребта Шубар-Байтал (Восточный Казахстан) // Минерал. журн. 1986. Т.8, № 4. С.47-57.
4. Пахомова В.А., Руб А.К., Хетчиков Л.Н. и др. Особенности флюидной фазы расплавов редкометалльных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 2. С. 64-73.
5. Попов В.А., Попова В.И., Долгопят Л.Г. Методика и результаты изучения состава и распределения вольфрама на Тигрином месторождении в Приморье // Минералогия месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1988. С.40-50.
6. Попов В.А., Попова В.И. Методика и результаты минералогического картирования месторождения Тигриное (Приморье). Екатеринбург: Наука, 1992. 92с.
7. Родионов С.М., Шапенко В.В., Родионова Л.Н. Структуры локализации и генезис олово-вольфрамовых месторождений Центрального Сихотэ-Алиня // Геология руд. месторождений. 1984. № 1. С. 22-30.
8. Руб А.К. Типоморфные особенности минералов-спутников танталового и оловянного оруденения. М.: Недра, 1980. 151 с.

9. Руб М.Г., Руб А.К., Акимов В.М. Редкометалльные граниты Центрального Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 7. С. 33-46.
10. Руб А.К., Руб М.Г. Редкоземельные элементы магматических пород некоторых районов Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 62-72.
11. Руб А.К., Руб М.Г., Сандимирова Г.П. Результаты Rb-Sr датирования и особенности состава редкометалльных гранитов месторождения Тигриное (Центральный Сихотэ-Алинь) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 4. С. 952-956.
12. Ручкин Г.В., Шнейдер М.С., Шнайдер А.А. и др. Модель формирования оловянно-вольфрамового месторождения // Геология руд. месторождений. 1987. № 2. С. 85-88.
13. Четырборцкая И.И. Вольфрамит - как индикатор и новый источник танталового сырья. М.: Недра, 1972. 131 с.
14. Berstol S., Juke G. Scandian ixiolite pyrochlore and bazzite in granite pegmatite in Tordal, Telemark Norway. A Contribution of the Mineralogy and Petrology of Scandian and Tin // Mineralogy and Petrology. 1988. V. 38, N 4. P. 229-243.
15. Knorring Oleg V., Th.Q.Sahama and Martti Lehtinen. Scandian ixiolite from Mozambique and Madagascar // Bull. Geol. Soc., Finland. 1969. V. 41.
16. Shimizu M. and Shikazono. Iron and zinc partitioning between coexisting stannite and sphalerite: a possible indicator of temperature and sulfur fugacity // Mineral deposita. 1985. V. 20, N 4. P.

Поступила в редакцию 17 июня 1996 г.

Рекомендована к печати Бакулиным Ю.И.

A.K.Rub, M.G.Rub, N.I.Chistyakova, N.N.Krivoshchekov

Mineralogical and geochemical peculiarities of tin-tungsten ores of the Tigrinoye deposit, central Sikhote-Alin (Primorye)

The tin-tungsten ores of the Tigrinoye deposit are classified as those of the cassiterite-quartz formation. But they differ much from similar deposits of other regions by the extensive development of stannite, oxidation zone and a small amount of sulfides in the course of the extensive development of topaz and lithium-iron micas. Sc-W-Nb minerals were first found in these ores. Scandian ixiolite and scandian-tungsten ixiolite occur in the form of wolframite and cassiterite inclusions. Tin mineralization of the greisen association in the Tigrinoye deposit is genetically related with rare-metal granites. Extensive veinlet ore zones in metasedimentary rocks and granites are related paragenetically with them.

ВОЗРАСТ РУД КУБАКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ)

В.А. Степанов*, **Ю.П. Шергина****, **Г.С. Шкорбатова****, **Л.Н. Шишаква****,
А.Г. Рублев**

**Амурский комплексный научно-исследовательский институт Амурского научного центра ДВО РАН, г. Благовещенск*

***Всероссийский геологический институт, г. Санкт-Петербург*

****Центральный геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва*

Приводятся результаты изотопно-геохронологического исследования Rb-Sr изохронным методом минералов руд и околорудных метасоматитов Кубакинского золотосеребряного месторождения. Для интерпретации результатов привлекаются геологические материалы строения Кубакинского месторождения, Омолонской провинции и сопредельных территорий. Сделан вывод о раннекаменноугольном (335-330 млн лет) формировании руд месторождения и их частичной регенерации и переотложения в мезозое (160 и 128 млн лет).

ВВЕДЕНИЕ

Продолжающуюся на протяжении многих лет дискуссию об альтернативе палеозойского или мезозойского возраста руд Кубакинского золотосеребряного месторождения Омолонской провинции поддерживают появившиеся в последнее время данные абсолютного возраста жильных минералов, определенные рубидий-стронциевым методом в широком интервале от 335 до 128 млн лет [4,5,10]. Но для определения возраста оруденения одних данных абсолютного возраста явно недостаточно. Ведь, как бы ни были точны анализы, они указывают лишь на время формирования конкретных жильных минералов (адуляра, гидрослюд, карбонатов и др.) того или иного минерального парагенезиса, но не на возраст месторождения в целом. Под последним понимается отрезок времени, в течение которого произошло формирование основной части руд, исключая как предшествующие дорудные преобразования, так и пострудные процессы метаморфизма, регенерации, окисления и дезинтеграции руд [3,9]. Очевидно, что для интерпретации изотопно-геохимических данных с целью определения возраста оруденения необходимо отчетливо представлять не только индивидуальное развитие или онтогенез месторождения, но и его место в истории формирования провинции (филогенез).

ОМОЛОНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Омолонской металлогенической провинции отвечает одноименный срединный массив (рис. 1). В пределах провинции развито разновозрастное и разноформационное золотое и золотосеребряное оруденение, россыпи золота, россыпные проявления самородного серебра [7]. Выделяются четыре этапа формирования золотого оруденения: докембрийский (протерозойс-

кий), раннепалеозойский, среднепалеозойский (позднедевонский-раннекаменноугольный) и мезозойский.

В протерозое протозвгеосинклиальный режим сменяется инверсией прогиба, сопровождаемой интенсивной гранитизацией. С этим этапом связаны проявления золота в протерозойских гранитоидах, а также золотая минерализация в железистых кварцитах.

В рифее и раннем палеозое реконструируется геоантиклинальный режим развития, характеризующийся сравнительно низкой скоростью накопления терригенно-карбонатных толщ в прибрежно-морских условиях. В рифейских конгломератах отмечаются небольшие концентрации золота. С раннепалеозойской гранитизацией связано формирование мелких месторождений и рудопроявлений золото-сульфидно-кварцевого типа (Пробный, Гриша и др.). Рудные тела этих месторождений представлены кварцевыми и флюорит-кварцевыми жилами с сульфидами полиметаллов и золотом. Меньшую роль играют рудопроявления золотокварцевого типа, размещающиеся среди терригенных толщ позднего протерозоя. Они представлены малосульфидными кварцевыми жилами и зонами окварцевания (рудопроявление Олень и др.). Россыпные проявления серебра нередко с крупными его самородками тяготеют к полям развития базальтов и глинистых сланцев рифея.

На средний палеозой приходится интенсивная вулканическая деятельность в субэкринных условиях, которая привела к образованию Омолонского окраинно-континентального вулканического пояса. К завершающей стадии становления пояса приурочено формирование оруденения золотосеребряного типа (месторождения Кубака, Ольча, Инняга, Туманное, Елочка, рудопроявления Дубль, Биркачан, Юное, Зет и многие другие), определяющего золотосеребряный потенциал провинции. Месторождения представлены адуляр-

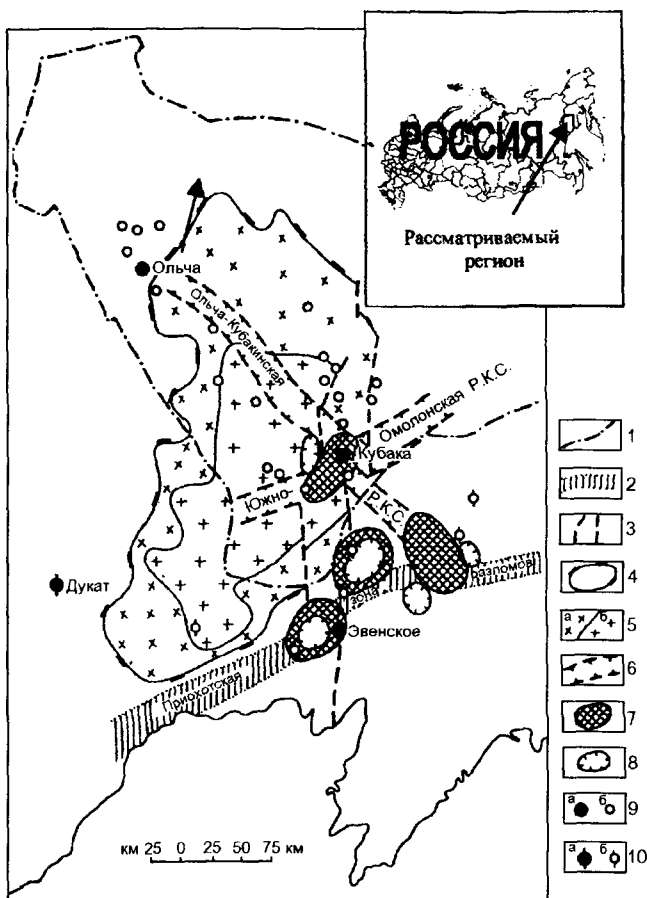


Рис. 1. Омолонская металлогеническая провинция

1 - вулканогенно-осадочные образования мелового возраста; 2 - молассовые осадки поздней юры; 3 - терригенно-карбонатный комплекс среднекарбонатового-среднеюрского возраста; 4 - вулканогенно-осадочные образования кедонской серии позднедевонского-раннекаменноугольного возраста; 5 - комплекс основания Омолонского срединного массива: метаморфиды архея и перекрывающие их терригенно-карбонатные осадки рифея; 6 - сиениты, граносиениты среднего палеозоя; 7 - граниты, гранодиориты раннего мела; 8 - разломы, ограничивающие срединный массив: крутонаклонные (а), с указанием наклона сместителя (б); 9 - межблоковые разломы; 10 - золотосеребряные месторождения (а) и рудопроявления (б) палеозойского возраста: 1 - Кубака, 2 - Олья.

кварцевыми жилами и жильно-прожилковыми зонами с убогосульфидным золотосеребряным оруденением. Предположительно к этому же этапу нами отнесено формирование золотого оруденения карлинского типа (рудопроявления Риф, Ущельнинское, Тригопункт). Они представлены зонами минерализованных джаспероидов среди карбонатных толщ ордовика.

В мезозойский этап в пределах массива, испытывавшего в это время слабое дифференцированное погружение, формировались впадины, выполненные терригенными, а затем молассоидными и вулканогенными формациями позднеюрского-мелового возраста.

В позднем мезозое краевые части массива были разрушены и переработаны, вследствие чего он приобрел современную треугольную форму. В краевых его частях проявлен мезозойский магматизм, с которым связано оруденение золото-кварцевого и золото-скарнового типов. Золото-кварцевые рудопроявления (Эге, Мастах, Извилистой и др.) тяготеют к интрузиям гранитоидов раннемелового возраста и представлены кварцевыми жилами и зонами окварцевания. На контакте массивов гранодиоритов с терригенно-карбонатными толщами располагаются рудопроявления золото-скарнового типа (Кент). Золотосеребряное оруденение редуцировано. Редкие золотосеребряные проявления (Бодрое, Горное и др.) пространственно связаны с полями вулканитов позднего мела. Золотосеребряная минерализация наложена на зоны окварцевания или сульфидной вкрапленности.

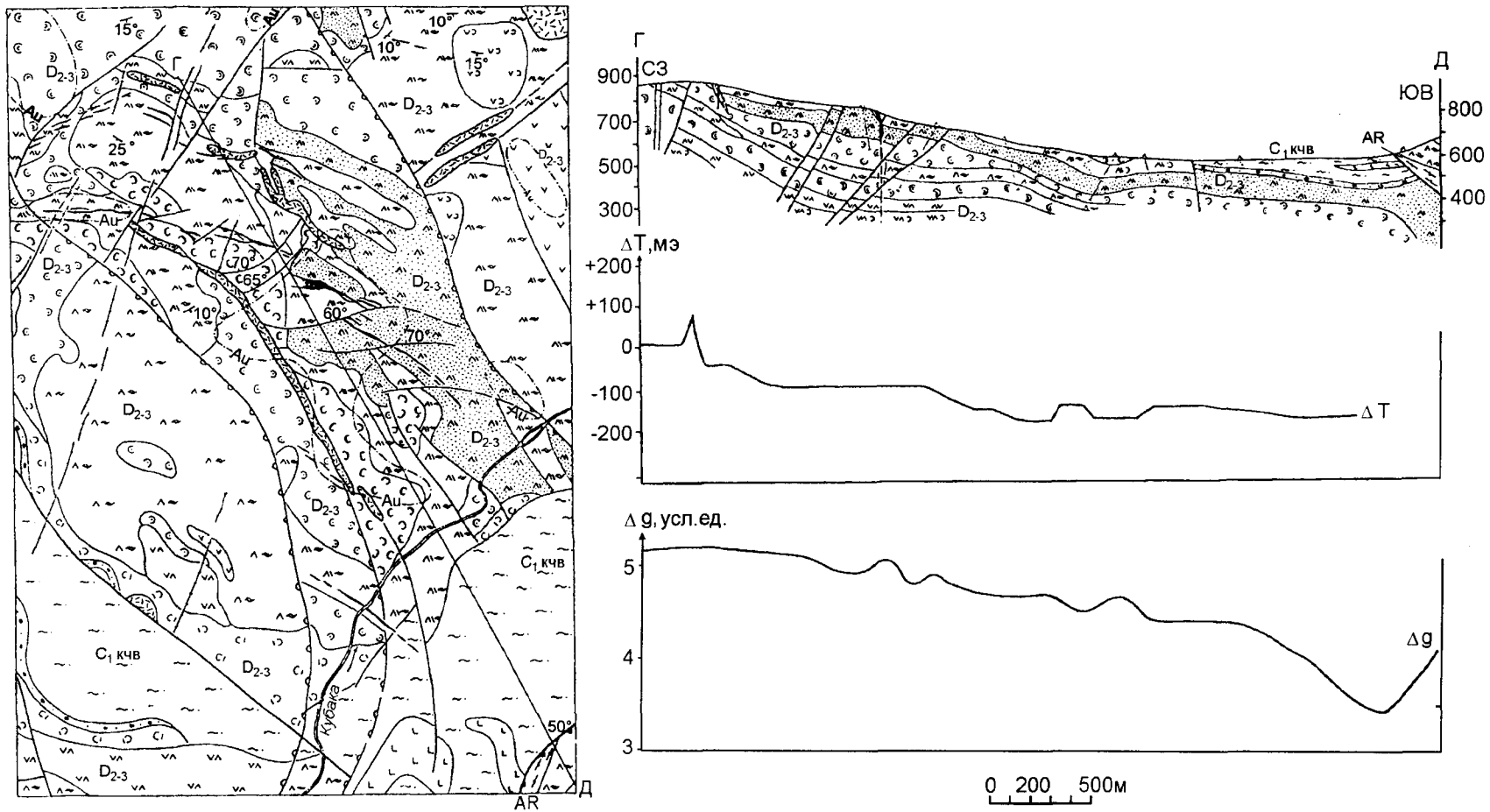
КУБАКИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождению посвящена монография [7]. Оно располагается в юго-западной части Авландинской вулканоструктуры палеозойского возраста, осложненной Кубакинским взбросом. Рудные тела сосредоточены в пределах блока площадью около 8 км², вытянутого в северо-западном направлении. Он ограничен кольцевыми и радиальными разломами Авландинского палеовулкана, а также Кубакинским взбросом. В пределах рудоносного блока развиты отчетливо стратифицированные вулканиты кедонской серии, слагающие моноклираль, полого наклоненную на юго-запад под углом 10-15°, согласно общему плану периклинального залегания вулканитов вокруг вулканоструктуры (рис. 2).

Общая мощность вулканитов составляет около 1000 м. В их составе преобладают красноцветные эффузивы и вулканогенно-осадочные породы, представленные разнообразными туфами среднего и кислого состава, игнимбритами, туфопесчаниками и туфоалевролитами с редкими покровами андезито-базальтов, андезитов и дацитов, а также прослоями туфоконгломератов, туфогравелитов и туффитов. Одной из особенностей рудовмещающих вулканитов служит их ритмичность. Ритмы гомодромные, они представлены чередованием снизу вверх по разрезу эффузивов среднего и кислого состава. В основании ритмов нередко фиксируются слои туфоконгломератов.

На южном фланге месторождения вулканиты перекрыты несогласно залегающими терригенными осадками корбинской свиты раннекаменноугольного возраста. Из отложений свиты в бассейне рр. Мал. Авландия и Закоронная собраны остатки флоры, свидетельствующие о визе-намюрском возрасте осадков [9].

В основании отложений отмечается базальный горизонт, сложенный конгломератами, гравелитами и осадочными брекчиями. Среди литокластического материала базального горизонта преобладают метасо-



Возраст руд Кубакинского

Рис.2. Геологическое строение Кубакинского месторождения

1 - углеродистые алевролиты и аргиллиты; 2 - базальный горизонт конгломератов, гравелитов, осадочных брекчий; 3 - агломератовые туфы; 4 - игнимбриты риодацитов; 5 - туфы риолитов; 6 - туфы риодацитов; 7 - туфопесчаники; 8 - игнимбриты дацитов; 9 - туфоалевролиты, кремнистые туфы; 10 - туфы андезитодацитов; 11 - туфы андезитов; 12 - андезиты; 13 - гнейсы, гранито-гнейсы и мигматиты; 14 - силлы и дайки долеритов; 15 - дайки риолитов; 16 - силлы риодацитов; 17 - силлы андезитодацитов; 18 - взброс с указанием угла наклона; 19 - концентрические разломы Авландинской вулканоструктуры; 20 - разрывные нарушения; 21 - рудные тела; 22 - наклон слоистости; 23 - ореолы шлихового золота; 24 - скважины колонкового бурения.

матически измененные вулканиты и кварц. По характеру метасоматических изменений вулканиты в обломках и гальке принадлежат разным зонам околорудных метасоматитов месторождения. Кварцевые обломки представлены в основном ранними генерациями метасоматического разномасштабного кварца, характерного для зальбандов адуляр-кварцевых рудных тел месторождения. Реже встречаются обломки, сложенные кварцем с реликтами ритмически-полосчатой и каркаснопластинчатой текстур. Последние являются рудокластами с содержанием золота до 23,9 г/т, по данным нейтронно-активационного анализа [6].

Вулканиты прорваны дорудными силлами риодацитов и андезитодацитов, а также дайками трахириолитов позднедевонского возраста. Более поздние отчетливо пострудные дайки долеритов образуют пучок северо-восточного простирания. Большинство исследователей относит их к малоауланджинскому комплексу позднеюрского возраста.

Рудоносные жильно-прожилковые зоны в целом равномерно выполняют рудовмещающий блок, образуя лестничную систему с шагом 400-600 м. Они состоят из одного, двух или нескольких рудных тел. Существуют и редуцированные рудные зоны. С юга на север морфология зон усложняется, они становятся кулисообразными с большим количеством апофиз. Наклон их при этом меняется от преобладающего субвертикального до северного под углом 40-60°. Кулисы нередко разделены поперечными разломами дорудного заложения. В поперечном срезе рудные тела представляют собой веерный пучок, расширяющийся по восставанию. Вертикальный размах оруденения не превышает 200-250 м.

Субвулканические интрузии и дайки кислого состава совместно с рудными телами образуют единую сложной формы рудно-магматическую систему. Внедрение интрузий и даек предопределило формирование рудоконтролирующих каналов и рудовмещающих структур во фронтальной части рудно-магматической системы.

Рудные тела месторождения представлены адуляр-кварцевыми жилами и жильно-прожилковыми зонами. Текстуры руд - брекчиевые, каркасно-пластинчатые, ритмично-, колломорфно- и фестончато-полосчатые, а также реже наблюдаемые кокардовые, гребенчатые и друзовидные (рис.3) - в целом весьма характерны для руд близповерхностных золотосеребряных месторождений. По данным А.Н.Некрасовой, Н.Е.Саввы, М.С.Сахаровой и Л.Н.Шишаковой, основными жильными минералами рудных тел являются кварц, халцедон, адуляр, карбонаты и гидрослюда. Второстепенное значение имеют хлорит, серицит, флюорит и барит. В виде редких минералов присутствуют альбит, апатит, мусковит, биотит, пиррофиллит, актинолит, турмалин, циркон и гипс. Количество рудных минералов не превышает 0,5% рудной массы.

Они встречаются крайне неравномерно в виде вкрапленных выделений, гнездообразных скоплений и прожилков. Основные рудные минералы - это минералы ряда золото-серебро и пирит. Второстепенные - халькопирит, арсенопирит, галенит, марказит и акантит, изредка в рудах фиксируются сфалерит, фрейбергит, пираргирит, науманнит, гессит, полибазит, пирротин, магнетит, иоцит, самородное железо и графит. Выделяется ряд стадий минерализации, из которых основное значение имеет первая продуктивная (рис.4). Как показало проведенное Л.Н.Шишаковой объемное минералогическое картирование, золотоносные гидрослюдисто-карбонат-адуляр-кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны этой стадии слагают 85-90% руд месторождения. Более молодые хлорит-карбонат-кварцевые и карбонат-адуляр-кварцевые прожилки и жилы II и III продуктивных стадий минерализации развиты ограниченно.

Основную ценность руд представляют золото и серебро. Руды богатые. Содержат золота от 2-5 до сотен грамм на тонну, в среднем по месторождению более 15 г/т. Золотосеребряное отношение высокое, оно колеблется в нешироких пределах от 1:0,5 до 1:2, в среднем 1:1. Остальные рудные компоненты содержатся в

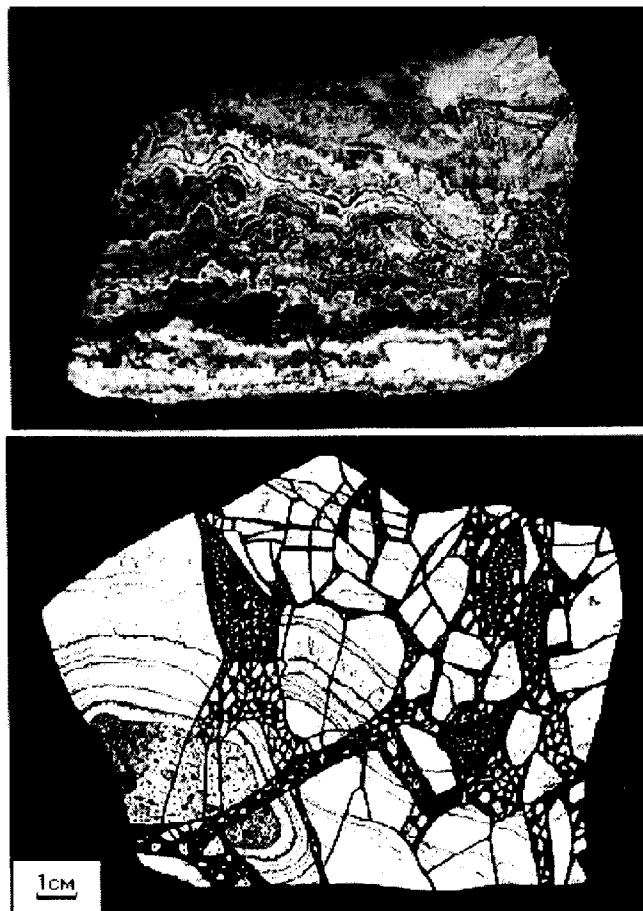


Рис. 3. Образец и зарисовка руд месторождения Кубака

матически измененные вулканиты и кварц. По характеру метасоматических изменений вулканиты в обломках и гальке принадлежат разным зонам околорудных метасоматитов месторождения. Кварцевые обломки представлены в основном ранними генерациями метасоматического разнотекстурного кварца, характерного для зальбандов адуляр-кварцевых рудных тел месторождения. Реже встречаются обломки, сложенные кварцем с реликтами ритмически-полосчатой и каркаснопластинчатой текстур. Последние являются рудокластами с содержанием золота до 23.9 г/т, по данным нейтронно-активационного анализа [6].

Вулканиты прорваны дорудными силами риодацитов и андезитодацитов, а также дайками трахириолитов позднедевонского возраста. Более поздние отчетливо пострудные дайки долеритов образуют пучок северо-восточного простирания. Большинство исследователей относит их к малоауланджинскому комплексу позднеюрского возраста.

Рудоносные жильно-прожилковые зоны в целом равномерно выполняют рудовмещающий блок, образуя лестничную систему с шагом 400-600 м. Они состоят из одного, двух или нескольких рудных тел. Существуют и редуцированные рудные зоны. С юга на север морфология зон усложняется, они становятся кулисообразными с большим количеством апофиз. Наклон их при этом меняется от преобладающего субвертикального до северного под углом 40-60°. Кулисы нередко разделены поперечными разломами дорудного заложения. В поперечном срезе рудные тела представляют собой веерный пучок, расширяющийся по восстанию. Вертикальный размах оруденения не превышает 200-250 м.

Субвулканические интрузии и дайки кислого состава совместно с рудными телами образуют единую сложной формы рудно-магматическую систему. Внедрение интрузий и даек предопределило формирование рудоконтролирующих каналов и рудовмещающих структур во фронтальной части рудно-магматической системы.

Рудные тела месторождения представлены адуляр-кварцевыми жилами и жильно-прожилковыми зонами. Текстуры руд - брекчиевые, каркасно-пластинчатые, ритмично-, колломорфно- и фестончато-полосчатые, а также реже наблюдаемые кокардовые, гребенчатые и друзовидные (рис.3) - в целом весьма характерны для руд близповерхностных золотосеребряных месторождений. По данным А.Н.Некрасовой, Н.Е.Саввы, М.С.Сахаровой и Л.Н.Шишаковой, основными жильными минералами рудных тел являются кварц, халцедон, адуляр, карбонаты и гидрослюда. Второстепенное значение имеют хлорит, серицит, флюорит и барит. В виде редких минералов присутствуют альбит, апатит, мусковит, биотит, пиррофилит, актинолит, турмалин, циркон и гипс. Количество рудных минералов не превышает 0.5% рудной массы.

Они встречаются крайне неравномерно в виде вкрапленных выделений, гнездообразных скоплений и прожилков. Основные рудные минералы - это минералы ряда золото-серебро и пирит. Второстепенные - халькопирит, арсенопирит, галенит, марказит и акантит, изредка в рудах фиксируются сфалерит, фрейбергит, пираргирит, науманнит, гессит, полибазит, пирротин, магнетит, иоцит, самородное железо и графит. Выделяется ряд стадий минерализации, из которых основное значение имеет первая продуктивная (рис.4). Как показало проведенное Л.Н.Шишаковой объемное минералогическое картирование, золотосеребряные гидрослюдисто-карбонат-адуляр-кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны этой стадии слагают 85-90% руд месторождения. Более молодые хлорит-карбонат-кварцевые и карбонат-адуляр-кварцевые прожилки и жилы II и III продуктивных стадий минерализации развиты ограниченно.

Основную ценность руд представляют золото и серебро. Руды богатые. Содержат золота от 2-5 до сотен грамм на тонну, в среднем по месторождению более 15 г/т. Золотосеребряное отношение высокое, оно колеблется в нешироких пределах от 1:0.5 до 1:2, в среднем 1:1. Остальные рудные компоненты содержатся в

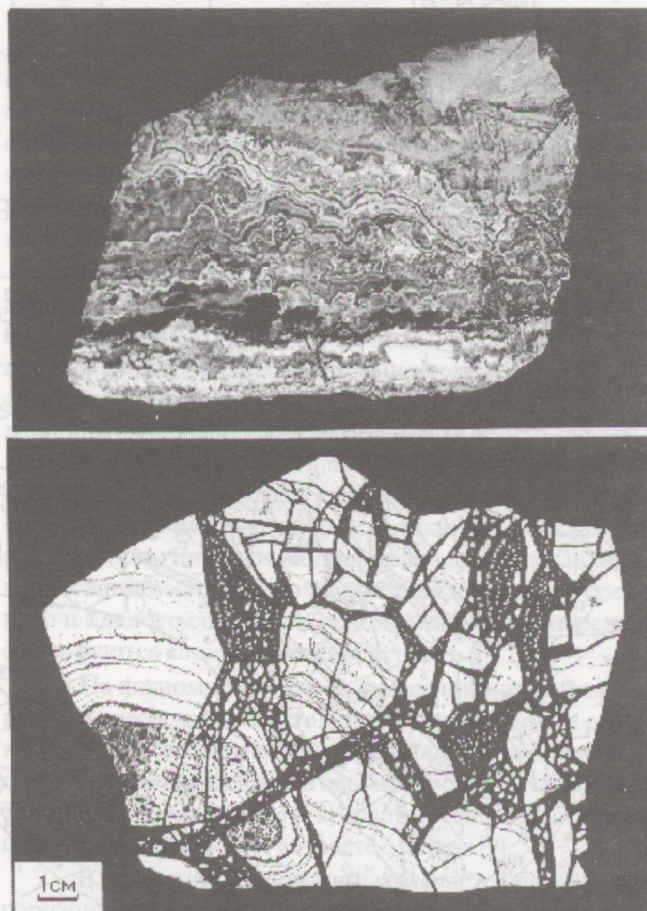


Рис. 3. Образец и зарисовка руд месторождения Кубака

незначительных концентрациях: медь, свинец и цинк - в сотых и тысячных долях процента, никель, кобальт, вольфрам, молибден, мышьяк и сурьма - в тысячных и десятитысячных долях, содержание ртути составляет $1-2 \cdot 10^{-5}\%$. Такие же содержания основных и попутных компонентов находятся в рудокластах.

Из минералов золотосеребряного ряда наиболее распространены, по данным Л.Н.Шишаковой, низкопробное золото (проба 610-675) и электрум (470-570). Их характерные примеси - ртуть, сурьма, селен и теллур. Выделения золота и электрума преимущественно мелкие, хотя часто видимые, размеры их обычно не превышают 0.01 мм. Чаще встречаются изометричные, округлые или каплевидные формы, реже - дендритовид-

ные кристаллы и их сростки (рис.5). Скопления мелких индивидов нередко образуют тонкие сложной формы прожилки, приуроченные к полоскам темно-серого или черного морионоподобного кварца или к контакту агрегатов адуляра и кварца.

Околорудные изменения вмещающих вулканитов отнесены Х.Х.Лайпановым к формации калиевых метасоматитов. В них выделяются следующие фации (от внешних к внутренним частям метасоматической колонки): хлорит-гидрослюдисто-альбитовая, кварцсерицитовая, адуляр-кварцевая и кварцевая. Главная особенность химизма метасоматических преобразований - это интенсивный привнос кремнезема в центральные зоны колонки. Он сопровождается увеличе-

Минералы	Ранний рудный этап	Главный рудный этап							Последнейковая карбонатная
		Стадии							
		I продуктивная золото-гидрослюдисто-карбонат-адуляр-кварцевая	I внутрирудная брекчия	II продуктивная золото-хлорит-карбонат-кварцевая	II внутрирудная брекчия	III продуктивная золото-серебро-карбонат-адуляр-кварцевая	III внутрирудная брекчия	Послепродуктивная карбонат-кварцевая	
Кварц		█	█	█	█	█	█		
Халцедон	---								
Адуляр	---	█				█			
Кальцит	---	█		█		█		█	█
Гидрослюда	---	█							
Хлорит	---			█					---
Флюорит	---	█							
Барит	---							---	---
Гипс	---								
Сам. золото		█							
Электрум		█							
Кюстелит					---				
Сам. серебро						█			
Пирит	---	---		█		---		---	
Арсенопирит			---						
Марказит			---						
Халькопирит		---		---		---		---	
Сфалерит				---		---		---	
Галенит				---		---		---	
Акантит		---		---		---		---	
Фрейбергит		---		---		---		---	
Гессит				---		---		---	
Полибазит						---		---	
Стефанит						---		---	
Магнетит				---			---		
Иоцит				---				---	
Ульвошпинель				---				---	
Сам. железо				---				---	
Графит				---				---	
Сам. олово						---			---
Стистаит						---			---

Рис. 4. Схема последовательности рудообразования (по Л.Н.Шишаковой, 1994).

нием и перераспределением в их пределах калия, натрия, углекислоты, воды, серы, фтора и фосфора с образованием апатита и флюорита. Из околорудно измененных пород выносятся большая часть петрогенных компонентов: железо, марганец, магний, кальций и натрий. Характерно постепенное изменение соотношения калия и натрия с увеличением относительной роли калия по направлению к центральным зонам метасоматической колонки. Но максимальная сумма щелочей отмечается в промежуточных зонах и достигает 6-8%. Привнос серы с образованием пирита и изменением соотношений закисных и окисных форм железа также характерен для средних зон. Во внешней хлорит-гидрослюдисто-альбитовой зоне отмечается относительное увеличение концентрации магния. Высокие содержания воды связаны с хлоритовыми и гидрослюдистыми подзонами, а уменьшение ее концентрации во внутренних зонах колонки коррелирует с нарастанием процессов окварцевания и калишпатизации. Продуктивный уровень золотого оруденения характеризуется наиболее полно проявленной метасоматической колонкой. По падению рудных тел наблюдается упрощение метасоматической зональности с выпадением отдельных зон и ослаблением метасоматических процессов. Перечисленные факторы указывают на одновременное формирование руд и околорудных метасоматитов.

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА СОПРОВОЖДАЮЩИХ РУДЫ МИНЕРАЛОВ

Абсолютный возраст оруденения был определен Rb-Sr и K-Ar методами по адулярам продуктив-

ных рудных стадий и гидрослюдам синрудных метасоматитов. Карбонаты, барит, флюорит были использованы для оценки первичного изотопного состава стронция (Sr), но с большой осторожностью из-за широко и повсеместно проявленных процессов перекристаллизации этих минералов. Коллекции проб адуляров, гидрослюдов и карбонатов были предоставлены А.Н.Рябовым, В.А.Степановым и Л.Н.Шишковой, а также Е.М.Беловым. В K-Ar-методе была использована стандартная процедура [2]. Rb-Sr анализ предусматривал двойное изотопное разбавление со смешанным трассером. После разложения проб смесью кислот ($HF+HNO_3$) Rb и Sr были выделены на колонках с ионообменной смолой. Измерения изотопного состава Rb и Sr были выполнены на масс-спектрометре МИ-1201Т с ошибкой $\pm 0.05\%$ и меньше. В качестве эталона был использован стандарт Sr SRM 987. Содержание Rb и Sr в холостом опыте, как правило, составляли 4-5 нг Sr и 1-2 нг Rb. Расчет изохрон был выполнен по программе ISOPLOT. Аналитические ошибки и погрешности в определении возраста и Sr , за исключением специально оговоренных случаев, приведены с доверительным интервалом 0.95 (2 σ). Для оценки соотношения кварц/адуляр в пробах и контроля за чистотой кварца был применен рентгено-спектральный анализ. Для удаления карбонатов пробы адуляров и гидрослюдов, в которых они были обнаружены, обрабатывались слабой соляной кислотой.

Результаты изотопно-радиологического датирования отражены в таблице и на рис.6. Всего было проанализировано 24 пробы, состоящих из мономинеральных фракций слюдов, адуляра, в меньшей степени карбоната и флюорита, отобранных из руд и около-

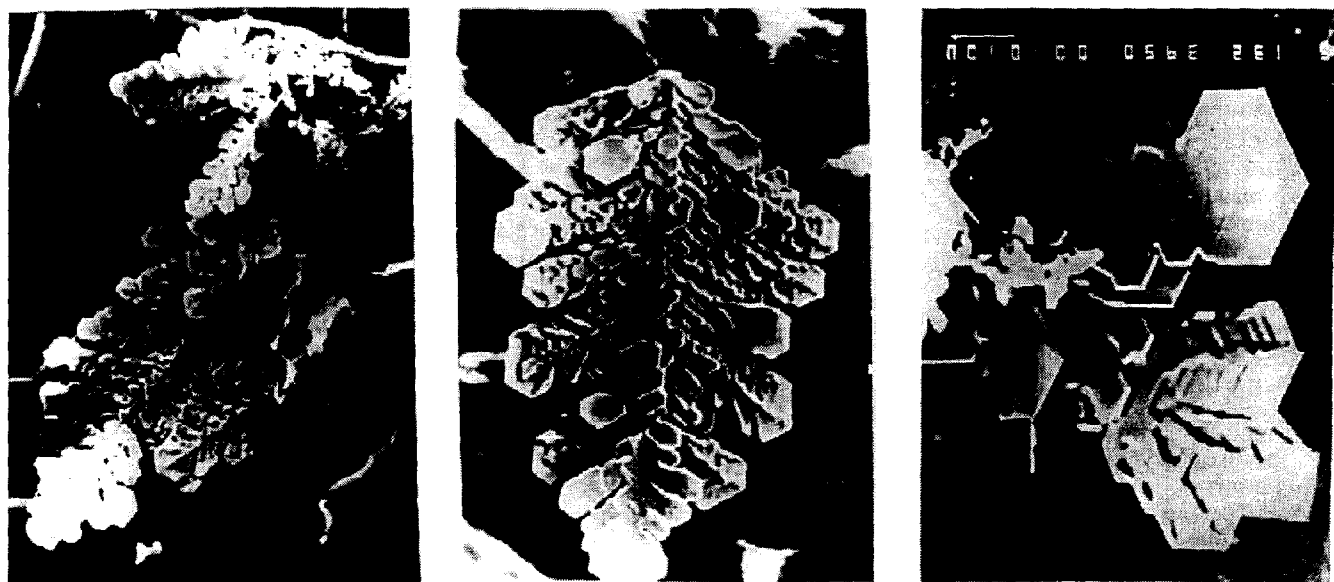


Рис. 5. Дендритовые кристаллы самородного золота. Ув. 2000. (рудное тело № 5).

нием и перераспределением в их пределах калия, натрия, углекислоты, воды, серы, фтора и фосфора с образованием апатита и флюорита. Из околорудно измененных пород выносятся большая часть петрогенных компонентов: железо, марганец, магний, кальций и натрий. Характерно постепенное изменение соотношения калия и натрия с увеличением относительной роли калия по направлению к центральным зонам метасоматической колонки. Но максимальная сумма щелочей отмечается в промежуточных зонах и достигает 6-8%. Привнос серы с образованием пирита и изменением соотношений закисных и окисных форм железа также характерен для средних зон. Во внешней хлорит-гидрослюдисто-альбитовой зоне отмечается относительное увеличение концентрации магния. Высокие содержания воды связаны с хлоритовыми и гидрослюдистыми подзонами, а уменьшение ее концентрации во внутренних зонах колонки коррелирует с нарастанием процессов окварцевания и калишпатизации. Продуктивный уровень золотого оруденения характеризуется наиболее полно проявленной метасоматической колонкой. По падению рудных тел наблюдается упрощение метасоматической зональности с выпадением отдельных зон и ослаблением метасоматических процессов. Перечисленные факторы указывают на одновременное формирование руд и околорудных метасоматитов.

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА СОПРОВОЖДАЮЩИХ РУДЫ МИНЕРАЛОВ

Абсолютный возраст оруденения был определен Rb-Sr и K-Ar методами по адулярам продуктив-

ных рудных стадий и гидрослюдам синрудных метасоматитов. Карбонаты, барит, флюорит были использованы для оценки первичного изотопного состава стронция (Sr_0), но с большой осторожностью из-за широко и повсеместно проявленных процессов перекристаллизации этих минералов. Коллекции проб адуляров, гидрослюдов и карбонатов были предоставлены А.Н.Рябовым, В.А.Степановым и Л.Н.Шишаковой, а также Е.М.Беловым. В K-Ar-методе была использована стандартная процедура [2]. Rb-Sr анализ предусматривал двойное изотопное разбавление со смешанным трассером. После разложения проб смесью кислот ($HF+HNO_3$) Rb и Sr были выделены на колонках с ионообменной смолой. Измерения изотопного состава Rb и Sr были выполнены на масс-спектрометре МИ-1201Т с ошибкой $\pm 0.05\%$ и меньше. В качестве эталона был использован стандарт Sr SRM 987. Содержание Rb и Sr в холостом опыте, как правило, составляли 4-5 нг Sr и 1-2 нг Rb. Расчет изохрон был выполнен по программе ISOPLOT. Аналитические ошибки и погрешности в определении возраста и Sr_0 , за исключением специально оговоренных случаев, приведены с доверительным интервалом 0.95 (26). Для оценки соотношения кварц/адуляр в пробах и контроля за чистотой кварца был применен рентгено-спектральный анализ. Для удаления карбонатов пробы адуляров и гидрослюдов, в которых они были обнаружены, обрабатывались слабой соляной кислотой.

Результаты изотопно-радиологического датирования отражены в таблице и на рис.6. Всего было проанализировано 24 пробы, состоящих из мономинеральных фракций слюдов, адуляра, в меньшей степени карбоната и флюорита, отобранных из руд и около-

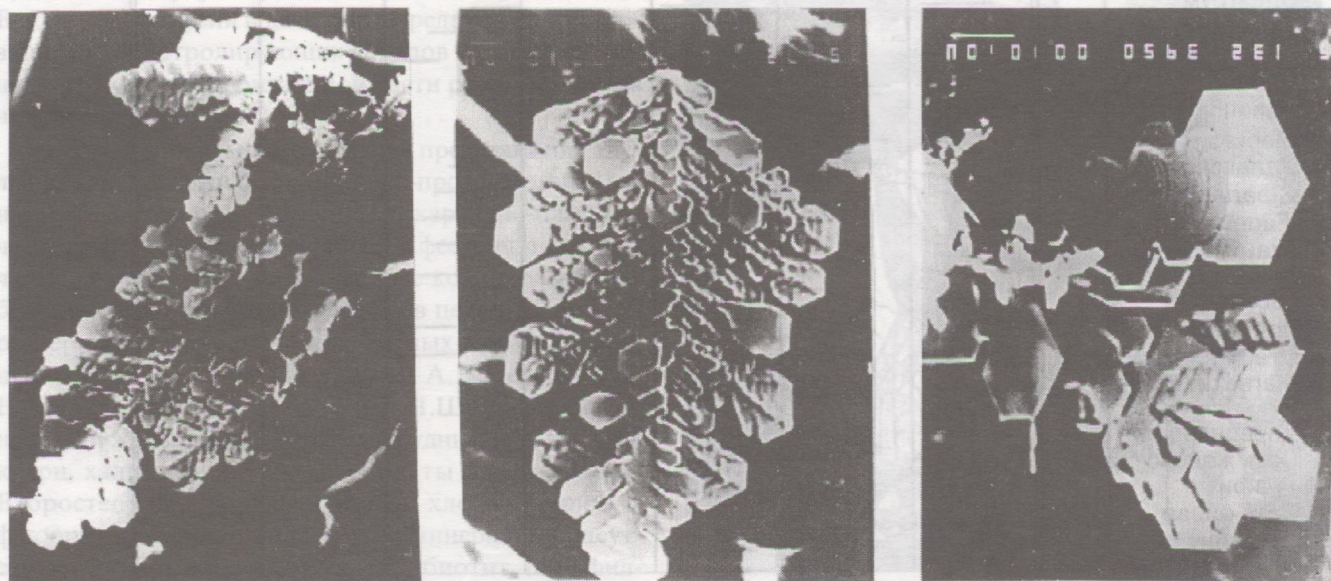


Рис. 5. Дендритовые кристаллы самородного золота. Ув. 2000. (рудное тело № 5).

рудных метасоматитов. При этом получены изохроны широкого возрастного диапазона: от раннего карбона (335-330 млн лет) до раннего мела (128 млн лет), свидетельствуя о существовании двух, значительно разделенных во времени этапов золотого оруденения - палеозойского и мезозойского.

Две наиболее древние изохроны (335±5 и 330±9 млн лет) близки между собою. Первая из них указывает на возраст формирования слюдястых минералов околорудных метасоматитов (серицит, гидрослюда, иллит, хлорит), вторая - на образование сопровождающих руды жильных минералов первой продуктивной стадии (адуляр, карбонат, флюорит). Разница между изохронами небольшая и может объясняться погрешностью метода. Но, несмотря на низкие Rb/Sr отношения в пробах, сомневаться в объективности палеозойских датировок не приходится. Полученные даты однозначно связывают возраст формирования минеральных ассоциаций первой рудной стадии и околорудных метасоматитов с вулканитами кедонской серии.

Следующие две изохроны указывают на мезозойский возраст адуляров поздних стадий оруденения: позднеюрский (160±12 млн лет) и раннемеловой (128±5 млн лет). Проведенный одновременно К-Аг метод, подтвердил возраст этих адуляров близкими датами, в среднем для первой группы - 167.6 млн лет и второй - 122.4 млн лет. Резкая изменчивость величины Sr₀ указывает на ограниченный объем гидротермальных растворов, участвующих в рудоотложении.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Попытаемся проинтерпретировать полученные результаты, выветив синхронные им этапы становления Омолонской провинции и ее ближайшего окружения. В раннем карбоне, в интервале времени от 335 до 330 млн лет на рассматриваемом месторождении произошло образование как околорудных метасоматитов, так и основной массы руд. Это событие совпадает со временем формирования в Омолонской провинции широко проявленного этапа близповерхностного

золотосеребряного оруденения, однотипного Кубакинскому. Подобное совпадение вряд ли случайное. Оно, наряду с размещением месторождения Кубака в вулканитах кедонской серии вблизи Авланджинской вулканоструктуры палеозойского возраста однозначно указывает на палеозойский (раннекаменноугольный) возраст золотосеребряного оруденения. Верхняя возрастная граница оруденения четко фиксируется на ходах рудокласт в базальном горизонте терригенных пород позднего палеозоя, несогласно перекрывающих вулканиты кедонского комплекса.

В мезозое, в позднеюрское (160 млн лет) и раннемеловое время (128 млн лет), очевидно, происходила регенерация и переотложение руд под действием процессов активизации Омолонского массива. Действительно, на границе средне- и позднеюрского отделов началось формирование молассовых отложений, сопровождаемое внедрением малых интрузий и даек. Серия долеритовых даек позднеюрского возраста известна в районе Кубакинского месторождения. Раннемеловой этап характеризуется, как отмечалось выше, существенной перестройкой краевых частей массива с интенсивным проявлением мезозойского магматизма. Вдоль юго-восточной окраины массива в это время началось заложение Гижигинской ветви Охотско-Чукотского пояса [1]. Следует отметить, что проявлений вулканизма мелового возраста в районе месторождения не фиксируется, ближайшие их выходы закартированы в 100-150 км южнее.

Нередкие высказывания в пользу мезозойского (мелового) возраста Кубакинского месторождения (А.И.Калинин, И.С.Розенблюм, М.В.Болдырев, М.С.Сахарова, А.Н.Рябов и др.) основываются обычно на пространственной близости Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, известного своим золотосеребряным потенциалом (Карамкен, Дукат, Хаканджа и др.). Чтобы внести ясность в этот вопрос сошлемся на работу С.В.Стружкова с соавторами [8], установившими, что золотосеребряные месторождения Гижигинской ветви ОЧВП (Ирбычан, Эвенское и др.)

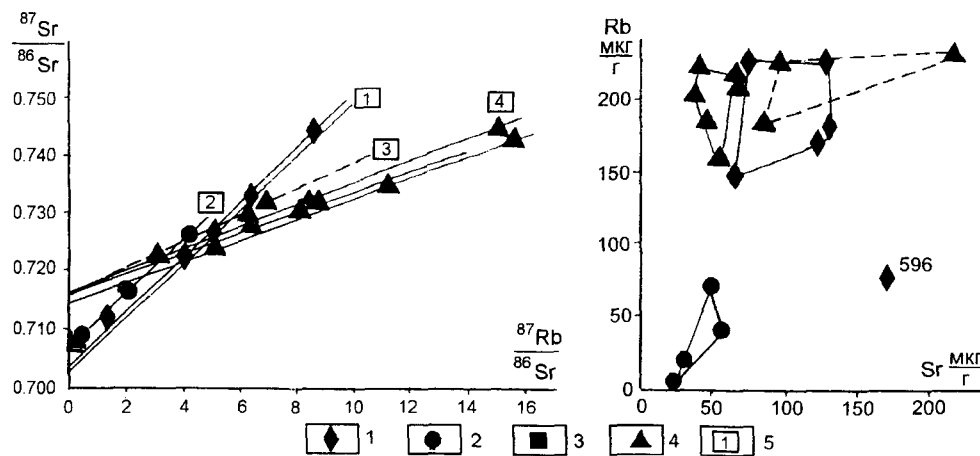


Рис.6. Рубидий-стронциевая диаграмма

1 - гидрослюда, 2 - кварц с примесью адуляра, 3 - кальцит и флюорит, 4 - адуляр, 5 - изохроны (млн лет) 1 - 335±5; 2 - 330±9; 3 - 160±12; 4 - 128±5.

Таблица. Рубидий-стронциевые и калий-аргоновые данные для рудосопровождающих жильных минералов и околорудных метасоматитов золотосеребряного месторождения Кубака

№№ п/п	Номер пробы	Характеристика пробы	Rb мкг/г	Sr мкг/г	$\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}$	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$	T мл.л. I _{Sr}	K %	Ar ⁴⁰ нг/г	T мл. л.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	546/53P	иллит, примесь хлорита из метасоматита хлорит-гидрослюдисто-альбитового состава (р.т. N 7)	222.5	76.2	8.6	0.7445±3	332±10			
2	558/7P	то же (р.т. N 7)	181.8	132	3.99	0.7225±3	0.7038±8			
3	213/6P	гидрослюда из метасоматита в зальбанде стержневой жилы	170.5	125	3.97	0.7228±1	СКВО=0.47			
4	549/5P	серицит, примесь хлорита из метасоматита кварц-серицитового состава (р.т. N 5)	226.5	131	5.03	0.72658±10	334±8			
5	549/12P	то же р.т. N 5)	148.9	67	6.33	0.73277±13	0.7028±3			
6	596P	кварц и гидрослюда из прожилка кварц-гидрослюдистой породы в полифировом риолите (р.т. N 5)	78.4	172	1.32	0.71246±13	335 0.7062			
7	510/16C	кварц, следы адуляра из гидрослюдисто-карбонат-адуляр-кварцевой жилы (р.т. N 5)	21.1	30.3	2.02	0.7167±2		0.6		
8	510/1C	то же (р.т. N 5)	3.7	22.5	0.47	0.70908±11		0.06		
9	506/26C	кварц, примесь адуляра из гидрослюдисто-карбонат-адуляр-кварцевой жилы (р.т. N 5)	72.5	50.7	4.15	0.7262±2	330±9	3.2		
10	562/2P	кварц, следы адуляра из метасоматита (р.т. N 5)	40.8	56.8	2.08	0.71647±11	0.7068±2	0.8		
11	558/17AC	карбонат из гнезда карбоната в кварц-адуляр-карбонатной жиле (р.т. N 5)	n/o	628	0.29	0.70817±7	СКВО=1.1			
12	1023/5C	флюорит из кварц-адуляр-флюоритовая жилы I стадии (р.т. N 1)	n/o	137	0.1	0.70728±8				
13	213/6P	адуляр (примесь барита) из метасоматита в зальбанде стержневой жилы (р.т. N 5)	234.3	219	3.1	0.7229±2	160±12	10.2	126	171±8
14	548/2P	адуляр из кварц-адулярной жилы (р.т. N 5A)	185	85.9	6.25	0.72949±14	0.7155±10	10.2	133	178±7
15	582/7P	адуляр из карбонат-адуляр-кварцевых прожилков (р.т. N 5)	225.9	95.8	6.87	0.7317±5	СКВО=2.04	12.7	141	154±6
16	580/6P	адуляр из карбонат-адуляр-кварцевых прожилков (р.т. N 5)	204.4	39.5	15	0.7448±3	132±10	12	94	110±4
17	577/1P	адуляр из кварц-адулярной жилы (р.т. N 5)	160.1	55.4	8.38	0.73230±18	0.7166±5	10.8	99	127±7
18	569P	адуляр из карбонат-адуляр-кварцевых прожилков (р.т. N 5)	207.4	69.5	8.65	0.7321±3	125±12	12	113	131±13
19	5133-9Б	адуляр и кварц из кварц-адулярного агрегата (р.т. N 3)	44.2	20.1	6.39	0.72800±10	0.7166±12			
20	5145Б	адуляр и кварц из кварц-адулярного цемента брекчии (р.т. N 5)	120.2	43.2	8.07	0.73073±13	СКВО=0.65			
21	568P	адуляр из карбонат-адуляр-кварцевых прожилков (р.т. N 5)	225	41.9	15.6	0.7428±3	127±4	11.7	101	120±4
22	555/5P	то же из адуляр-кварцевых прожилков (р.т. N 5)	185.9	48	11.2	0.73475±13	0.7146±5	11.5	102	124±4
23	518/7P	адуляр из адуляр-кварцевых прожилков (р.т. N 5)	31.1 30.5	18 17.01	5.01 5.20	0.72360±17 0.7240±2	СКВО=0.12			
24	П21/10C	адуляр из карбонат-адуляр-кварцевых прожилков (р.т. N 5)	218.9 218.6	67.6 68.7	9.38 9.22	0.7283±2 0.7280±3	127 0.7114			

Примечание. Индексами P, C и Б обозначены пробы А.Н.Рябова, В.А.Степанова и Л.Н.Шишаковой, Е.М.Белова. Аналитические ошибки и погрешности в определении возраста и I_{Sr} приведены с доверительным интервалом 0.95(26) СКВО - средний квадрат временных отклонений экспериментальных точек от линии наилучшего соответствия изохроны.

имеют возраст в 80-82 млн лет. Это значительно моложе самых молодых датировок возраста рудоспро-вождающих минералов Кубакинского месторожде-ния. Следует учитывать и обстановку рудоотложения в районе Кубакинского месторождения в меловое вре-мя. На эффузивах кедонской серии в это время распо-лагалась многокилометровая толща позднепалеозойс-ких-мезозойских осадков, делающая невозможным формирование в первых из них золотосеребряного оруденения близповерхностного типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование возраста формиро-вания руд Кубакинского золотосеребряного место-рождения позволяет утверждать следующее:

- формирование руд произошло в раннекамен-ноугольное время (335-330 млн лет) в завершающую стадию становления Омолонского вулканогенного пояса. С этим периодом связано формирование серии однотипных Кубаке золотосеребряных месторожде-ний близповерхностного типа; - в мезозое (160 и 128 млн лет) имели место регенерация и частичное переот-ложение руд, вызванное этапами позднеюрской и ран-немеловой активизации Омолонского массива. Отмет-им, что в указанные отрезки времени ни на Омолонс-ком массиве, ни в пределах Гижигинской ветви ОЧВП не происходило формирования золотосеребряных мес-торождений близповерхностного типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Металлогеническая карта Магаданской области и со-предельных территорий. 1:1500000. Объясн. зап. Мага-дан: Севвостгеология, 1986. Ч. 1. 80 с.
2. Методические рекомендации по определению возраста

горных пород радиологическими методами. Л.: ВСЕ-ГЕИ, 1983. 104 с.

3. Рундквист Д.В. Вопросы изучения филогенеза место-рождений полезных ископаемых //Зап. Всесоюз. мине-рал. о-ва. 1968. Сер.2, ч. 97, вып.2 С.191-209.
4. Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Ряховская С.Н., Рябов А.Н. Минералогия и факторы концентрирования руд-ного вещества в крупномасштабных золотосеребря-ных месторождениях Северо-Востока России //Тез докл. междунар. симпоз. "Крупные и уникальные мес-торождения редких и благородных металлов". СПб., 1996. С.152-153.
5. Степанов В.А., Шергина Ю.П., Шишакова Л.Н. Реюве-нация Кубакинского золотосеребряного месторожде-ния //Тез. докл. междунар.симпоз. "Крупные и уни-кальные месторождения редких и благородных метал-лов". СПб., 1996. С.159-160.
6. Степанов В.А., Лайпанов Х.Х. О рудокластах близпо-верхностного золотосеребряного месторождения Омо-лонского массива //Докл.АН. 1991. Т.316, N 2. С.444-447.
7. Степанов В.А., Шишакова Л.Н. Кубакинское золотосе-ребряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994. 198 с.
8. Стружков С.Ф., Константинов М.М., Аристов В.В., Ры-жов Ю.Б., Шергина Ю.П. Новые данные по геологии и абсолютному возрасту месторождений золота и серебра Омсукчанского отрезка Охотско-Чукотского пояса //Колыма. 1994. N 9-10. С.2-16.
9. Терехов М.И., Дорогой В.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Сер.Омолонская, лист Р-57- V: (Объясн. записка). М.:ВСЕГЕИ, 1984. 82 с.
10. Щерба Г.Н. Возраст оруденения и регенерации //Гео-логия руд. месторождений. 1996. Т.38, N 2. С.198-201.
11. Ryabov A.N. Polichronic gold-silver deposit in perivol- canic zone of the Okhotsk-Chukotsky volcanic belt //Int. Volcanol. and Chem. Earth's Inter. Ankara. 1994. P.22

Поступила в редакцию 10 апреля 1997 г.

Рекомендована к печати Бакулиным Ю.И.

V.A.Stepanov, Yu.P. Shergina, G.S.Shcorbatova, L.N. Shishakova, A.G.Rublev

Age of the Kubaka gold deposit (Omolon massif)

Results of isotopic-geochronological studies of ore minerals and near-ore metasomatites of the Kubaka gold-silver deposit by Rb-Sr isochronous method are given. To interpretate the results, geological materials on structure of the Kubaka deposit, Omolon province and contiguous territories are taken. Conclusion on the Early Carboniferous (335-330 Ma) formation of ores of the deposit, their partial regeneration and redeposition in the Mesozoic (160-128 Ma) has been made.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ УЧУРО-УЯНСКОГО РАЙОНА (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В.А.Гурьянов*, **Л.П.Карсаков****, **М.В.Горошко***, **А.Л.Осипов*****

*Хабаровское государственное горно-геологическое предприятие МПР, г. Хабаровск

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

***Предприятие Таежгеология МПР, г. Хабаровск

Охарактеризована золотоносность докембрийских комплексов Учуро-Уянского района на юго-востоке Сибирской платформы и рассмотрены его перспективы на рудное золото. Золоторудная минерализация в этом районе, перспективы которого до последнего времени связывались только с мезозойским этапом развития, установлена в кристаллических породах Алдано-Станового щита, в нижнепротерозойском осадочно-вулканогенном комплексе Улканского прогиба, нижнепротерозойских отложениях платформенного чехла. В кристаллических породах Тырканского поднятия выделена рудоносная Уянская зона. Гальки кварца с золотом из этой зоны присутствуют в рифейских конгломератах. Золоторудная минерализация в конгломератах приурочена к базальным слоям биридинской, конкулинской и отчасти гонамской свит нижнего рифея. Параметры минерализации крупные, содержание золота до 1.7 г/т, реже до 5.6 г/т. Эти россыпи древние, комплексные, и как в других регионах мира с ними совмещены урановые проявления. В нижнерифейских образованиях установлены также золоторудные минерализованные зоны, приуроченные к пологим срывам, по-видимому, рифейского возраста. В целом Учуро-Уянский район имеет большое сходство с районами золоторудных месторождений в конгломератах Тарквы и Витватерсранд.

Юго-восток Сибирской платформы принадлежит к районам, где много лет ведется золотодобыча из россыпных месторождений. Тем не менее коренная его золотоносность изучена слабо. Перспективы золотоносности этого региона по аналогии с Центральным-Алданским районом традиционно связываются с мезозойским этапом развития. Поэтому все поисково-разведочные работы на золото в этом районе до сих пор были ориентированы на поиски месторождений в геологических ситуациях, связанных с мезозойским магматизмом. Более древние комплексы считались бесперспективными.

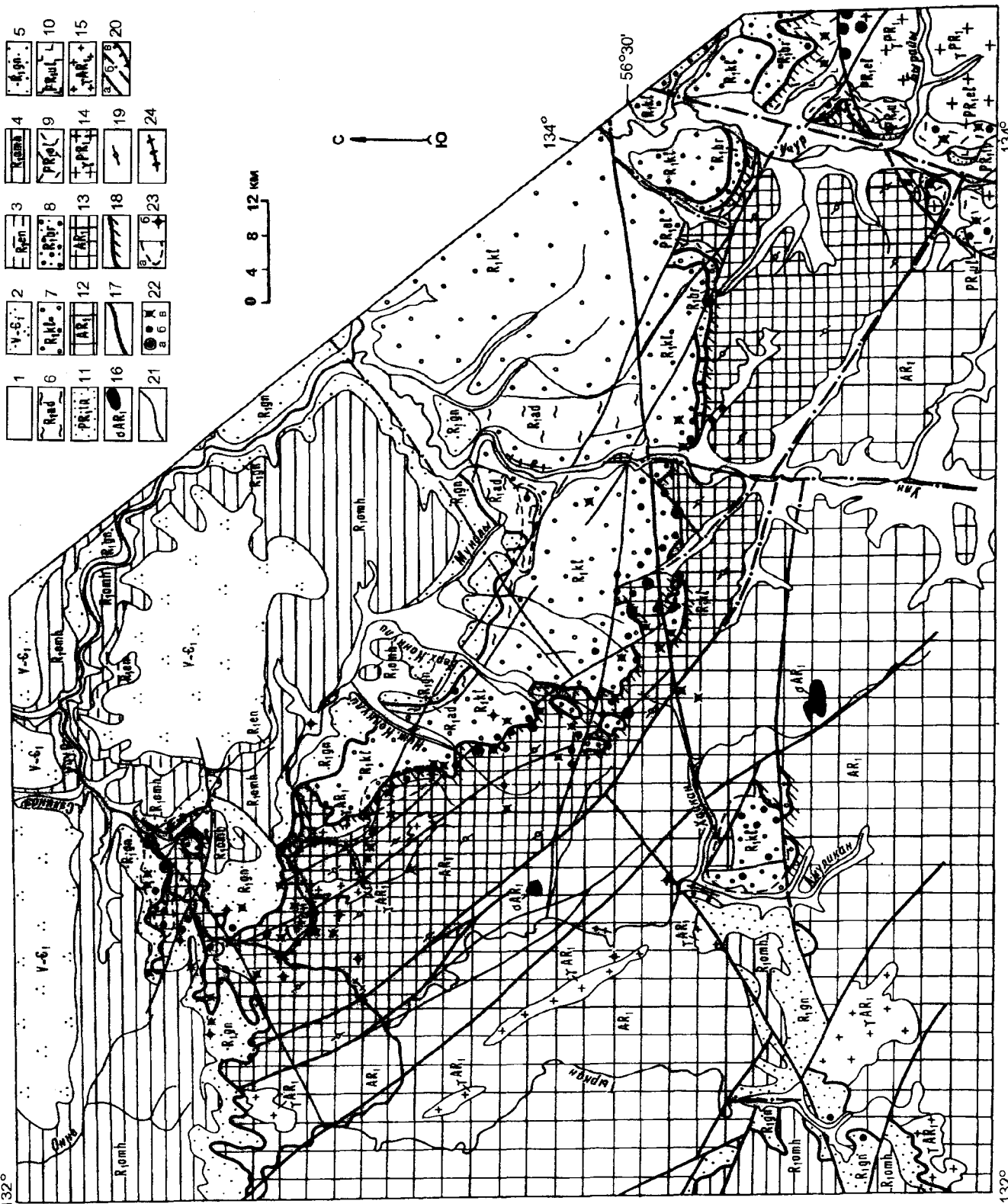
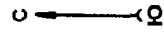
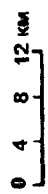
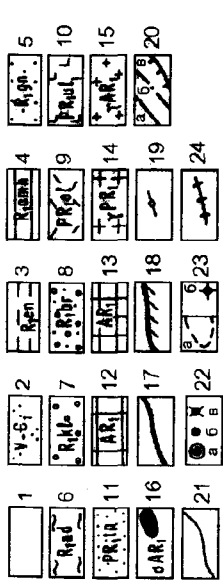
Однако в результате проведенных в последние 10-15 лет систематических геолого-съёмочных и поисково-оценочных работ силами, главным образом, Хабаровского ГГП Дальгеолкома и Таёжной экспедиции получены новые данные о том, что перспективы золотоносности этого региона в значительной мере связаны с формированием докембрийских комплексов [5,6]. Здесь выявлены также многочисленные проявления урана, редких металлов, редких земель, ванадия, никеля, кобальта, меди, бария, фосфора и других металлов [4]. Некоторые из них по прогнозным ресурсам представляют промышленный интерес.

На основе полученных новых данных авторами проведен анализ и переоценка всех имеющихся материалов (Я.Д. Шенкман, Г.Ю.Гаген-Торн, Ю.Н.Гамалея, Н.С. Шпак, В.А.Благоднаров, В.И.Агентов, А.С.Филиппов, А.Г.Лосев, А.В.Бойко, В.М.Шмигирилов др.), в результате чего установлена высокая заражен-

ность золотом нескольких участков в пределах развития кристаллических пород Алдано-Станового щита, нижнепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса Улканского прогиба, нижнерифейских отложений платформенного чехла. Так, например, в раннепротерозойском Улканском прогибе выявлено Топорикано-Биридинское золоторудное поле с промышленными параметрами, где в настоящее время ведутся поисково-разведочные работы на коренное и россыпное золото [5]. В предлагаемой статье охарактеризована золотоносность древних комплексов и обсуждаются перспективы золотоносности Учуро-Уянского района - одного из многочисленных в юго-восточной части Сибирской платформы.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Рассматриваемый район охватывает левобережную часть бассейна верхнего течения р. Учур от устья р. Тыркан и выше (рис.). Он располагается в юго-восточной части Сибирской платформы и охватывает как выходы кристаллических пород Алданской гранулит-гнейсовой области (Тырканское поднятие), так и пород платформенного чехла Учуро-Майской плиты (Учурская впадина). На юго-восточной окраине исследуемой территории располагается западное окончание Улканского прогиба, выполненного позднекарельскими осадочно-вулканогенными образованиями, занимающими промежуточное положение между кристаллическим фундаментом и платформенным чехлом.



В строении Тырканского поднятия принимают участие высокоглиноземистые, глиноземистые и дупироксеновые, гиперстеновые, реже роговообманковые разности гнейсов и кристаллических сланцев, имеющие на рассматриваемой площади преимущественно северо-западное простирание. Они насыщены синметаморфическими гранитоидами. В пределах рассматриваемой площади Тырканское поднятие осложнено Амуликанским грабенем, выполненным нижнерифейскими осадками. Северо-восточная часть выхода метаморфитов Тырканского поднятия в аэрогеофизических полях характеризуется знакопеременным дифференцированным магнитным полем, осложненным интенсивными изометрично-округлыми в плане магнитными аномалиями. Им соответствуют слабомагнитные гранитизированные амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые, биотит-диопсидовые, диопсидовые, часто графитсодержащие плагиогнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы, реже мраморы, кальцифиры, претерпевшие метаморфизм в амфиболитовой фации [8]. В юго-западной части Тырканского поднятия развиты метаморфические породы гранулитовой фации. Северо-восточная часть Тырканского поднятия, как особая структурная зона (Уянская), насыщена мелкими телами основных и ультраосновных пород, как выходящих на поверхность, так и фиксируемых по данным АГСМ - съемки на глубине. В этой зоне развиты разрывные нарушения северо-западного направления, которые сопровождаются низко- и среднетемпературными диафторитами, метасоматически измененными породами. К ним часто приурочены дайки диабазов и габбро-диабазов. Эта зона прослеживается в виде полосы шириной 20-30 км в северо-западном направлении на 100-120 км. С юго-запада она имеет разломное ограничение, на северо-востоке перекрыта рифейскими отложениями. Весьма вероятно, что эта зона прилегает к погребенному под рифейскими толщами Улканскому разлому северо-западного направления, по которому, как показывают геофизические материалы, Алданская гранулит-гнейсовая область сочленяется с Батомгской гранит-зеленокаменной. Возможно, что образование Уянской зоны связано с развитием гранит-зеленокаменных поясов. Уянская зона насыщена жилами и телами ураноносных кремнещелочных метасоматитов с возрастом 1800-2200 млн лет, в ней широко развиты средне- и низкотемпературные метасоматиты с уран-ванадиевым,

уран-фосфорным, золото-сульфидным и золото-кварцевым оруденением. Здесь встречены тела габбро-дунит-пироксенитов (возможно расслоенных), содержащих сульфиды меди и никеля, платину (0.01-0.7 г/т), палладий (до 0,01-0,3 г/т), золото (до 0.1 г/т), хромит (до 1-3%), а на северо-западе зоны имеются кимберлитоподобные образования. Все это свидетельствует о важном металлогеническом значении этой зоны.

Нижнепротерозойские терригенно-вулканогенные отложения улканской серии Улканского прогиба с глубоким размывом залегают на раннепротерозойских корях выветривания по метаморфическим породам Тырканского поднятия. Низы серии представлены кварцевыми и аркозовыми песчаниками топориканской свиты, а выше залегают трахибазальты улканской и трахириолиты, трахидациты элгэтэйской свиты [7]. Эти толщи вмещают интрузии субщелочных и щелочных гранитов с возрастом 1721-1703 млн лет [14].

Образования кристаллического фундамента и Улканского прогиба с несогласием перекрыты красноватыми толщами уянской и учурской серий нижнего рифея платформенного чехла. Уянская серия состоит из бириндинской, конкулинской и адаргайской свит, учурская - из гонамской, омахтинской и эннинской. Толщи этих серий выполняют Учурскую впадину. Особенности разреза этих серий заключаются в наличии на нескольких стратиграфических уровнях перерывов и базальных конгломератов, залегающих на корях выветривания. Бириндинская свита представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками и субщелочными базальтами мощностью до 80-120 м [7]. Свита налегает на неровную поверхность литифицированной коры выветривания по метаморфитам архея и кислым эффузивам нижнепротерозойской элгэтэйской свиты. Конкулинская свита залегают на коре выветривания по метаморфитам кристаллического фундамента и на породах бириндинской свиты. Базальные слои свиты представлены мелко-среднегалечными, реже валунными конгломератами, гравелитами и песчаниками, верхняя часть ее - пудинговыми песчаниками. Мощность свиты не менее 950 м. Конкулинская свита вверх по разрезу сменяется залегающими согласно серыми и светло-серыми песчаниками адаргайской свиты с многочисленными слоями и прослоями строматолитовых доломитов, алевролитов и алевропесчаников. Мощность адаргайской свиты около 110 м.

Рис. Схематическая геологическая карта Учуро-Уянского района с данными по золотонности.

1 - четвертичные отложения; 2 - венд - нижний кембрий нерасчлененные; 3-8 - нижний рифей: 3-5 - учурская серия; свиты: 3 - эннинская, 4 - омахтинская, 5 - гонамская; 6-8 - уянская серия; свиты: 6 - адаргайская, 7 - конкулинская, 8 - бириндинская; 9-11 - нижний протерозой: улканская серия; свиты: 9 - элгэтэйская, 10 - улканская, 11 - топориканская; 12-13 - архейские образования: 12 - Тырканское поднятие; 13 - Уянской зоны; 14 - раннепротерозойские гранитоиды улканского комплекса; 15 - архейские гранитоиды; 16 - архейские ультрабазиты; 17 - базальные конгломераты свит; 18 - коры выветривания; 19 - графитсодержащие и графитизированные разности гнейсов и кристаллических сланцев; 20 - разрывные нарушения: установленные (а), скрытые под четвертичными отложениями (б) и надвиги (в); 21 - геологические границы; 22 - проявления и пункты золотой минерализации: а - свыше 1 г/т, б - 0.1-0.9 г/т, в - менее 0.1 г/т; 23 - литохимические ореолы золота (а) и шлиховые пробы золота (б); 24 - шлиховые потоки золота.

Гонамская свита учурской серии начинает новый цикл осадконакопления, поэтому она со стратиграфическим несогласием налегает на разные части разреза уянской серии и породы кристаллического фундамента. Характерной особенностью этой свиты является интенсивная красная окраска и примерно равный объем в ее составе песчаников и алевролитов при резко подчиненном количестве доломитов. Базальный слой конгломератов свиты содержит гальки подстилающих пород, включая гальки строматолитовых доломитов нижележащей адаргайской свиты. Мощность гонамской свиты варьирует от 150 до 360 м. Вышележащие нижнерифейские отложения представлены доломитами омахтинской и алевролитами эннинской свит.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ УЧУРО-УЯНСКОГО РАЙОНА

Первые сведения о присутствии золота в докембрийских комплексах этого района получены в 1961-63 гг. при среднемасштабном геологическом картировании [2,3], но перспективы района на золото в целом не получили определенную оценку. Полученные в последние годы материалы по золотоносности существенно изменили ранее сложившиеся представления о его перспективах на рудное золото. Золоторудная минерализация в этом районе установлена в различных геологических ситуациях: в породах архейского кристаллического фундамента, в древних корах выветривания и в базальных конгломератах рифейских толщ и, наконец, в зонах пологих нарушений среди осадочных толщ нижнего рифея.

Золоторудная минерализация в Уянской зоне в породах кристаллического фундамента проявлена в зонах интенсивного окварцевания, сульфидизации, аргиллизации, березитизации, гидрослюдазации, кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах, приуроченных к разломам северо-западного, реже субширотного и северо-восточного простирания. Вдоль разломов локализованы ореолы и пункты минерализации золота с содержаниями до 1 г/т. Рудные минералы представлены пиритом, пирротином, халькопиритом, халькозином, молибденитом, арсенопиритом, галенитом, церуситом, самородным свинцом, золотом (от 0,003 до 1 г/т), серебром (до 5,7 г/т), пироморфитом и ванадитом. Наиболее высокие концентрации золота, меди, молибдена, серебра отмечаются в пиритизированных и окварцованных брекчированных графитсодержащих гнейсах, кристаллических сланцах и кварц-полевошпатовых жилах с сульфидами. Возраст минерализации дорифейский, так как гальки пиритизированного серого жильного кварца с золотом (до 0,3 г/т) установлены в базальных конгломератах бириндинской и конкулинской свит уянской серии нижнего рифея. Этот тип золоторудной минерализации изучен пока очень слабо.

Несмотря на невысокие содержания золота в древних породах фундамента, они могут служить ис-

точником образования россыпей, в т.ч. погребенных. Так, на формирование россыпей за счет бедных коренных проявлений и даже рассеянной минерализации указывал С.Д.Шер [12] и Н.М.Риндзюнская [11]. Наиболее благоприятными для концентрации золота при разрушении рассеянной минерализации явились базальные горизонты нижнерифейской терригенной толщи, налегающие непосредственно на коры выветривания. Дезинтеграция, химическое выветривание и последующее переотложение в водной среде привели к удалению продуктов химического выветривания и обогащению обломочного материала рудными минералами [1], в том числе и золотом.

Золоторудная минерализация в конгломератах изучена на юго-западе Учурской впадины и прослежена отсюда на юго-восток на 100-120 км (см.рис.). Многочисленные проявления золоторудной минерализации стратиформного типа установлены в базальных конгломератах, гравелитах и олигомиктовых песчаниках бириндинской, конкулинской и гонамской свит, залегающих на корах выветривания. Так, в центральной части Уянской зоны в бассейне руч.Саргатта в разрезе конгломератов конкулинской свиты установлены золотоносные интервалы мощностью от 1 до 4 м. Содержания золота по данным пробирного анализа составляют от 0,1 до 0,3 г/т. В бассейне р.Беглянки, среднее течение р.Учур, мощность золотоносных горизонтов колеблется от 1 до 7 м. Содержание золота в отдельной пробе достигает 5,6 г/т. Восточнее, на правом берегу р.Уян, в основании бириндинской свиты выявлен горизонт песчаников с содержанием золота от 0,2 до 1,5 г/т. В песчаниках присутствуют также халькопирит, молибденит, пироморфит и ванадит. Далее, к востоку, в бассейне р.Гарында, интервал золотоносных базальных конгломератов в бириндинской свите составляет от 2 до 8 м. В сульфидизированных песчаниках, гравелитах и конгломератах конкулинской, реже гонамской свит в центральной и северо-западной частях Уянской зоны содержания золота варьирует от 0,01 до 1,7 г/т, достигая в некоторых случаях 5,6 г/т.

Золотоносные конгломераты и гравелиты бириндинской свиты внешне коричневатокрасные, розовые, в составе гальки которых преобладают белый и серый кварц, архейские гнейсы и гранитоиды, иногда отмечаются кислые эффузивы элгэтэйской свиты. На юго-востоке зоны в бассейне р.Гарында последние преобладают среди других пород. Доля некварцевой гальки составляет не более 40% от общего их количества. Среди более мелкой фракции часты крупные обломки полевых шпатов и пород коры выветривания. Конгломераты часто пудинговые, связующая масса - мелко- или среднезернистый песчаник, составляет от 50 до 80%. По составу песчаники олигомиктовые кварцевые с железисто-глинистым или железисто-гидрослюдистым, реже кварцевым и полевошпатовым регенерационным цементом. Количество кварца в их составе обычно составляет не менее 70%,

полевых шпатов - 10-17%, обломков пород - 4-5%. Акцессорные и рудные минералы представлены гематитом, пиритом, цирконом, рутилом, монацитом, циртолитом, гранатом, апатитом, ильменитом, халькопиритом, анатазом.

Золотоносные конгломераты, гравелиты и песчаники конкулинской свиты имеют мощность до 20-25 м. Сортированность обломочного материала в конгломератах и гравелитах обычно низкая или совершенно отсутствует, окатанность хорошая. В составе окатышей доминируют жильный белый и сиреневато-серый кварц. Кварцевая галька и валуны обычно составляют 40-50%, иногда до 80%. Количество серого кварца колеблется от 5 до 20% всего количества окатышей. Галька кварца и архейских пород хорошо окатана, иногда отмечается плохо окатанная галька пород коры выветривания (до 10%). Среди других пород встречаются кварциты, кварцевые песчаники. Также характерны гальки архейских гнейсов, гранито-гнейсов, светло-серых и красных гранитов. Цементирующее вещество - плохо сортированные грубо- или крупнозернистые до среднезернистых песчаники. В составе зерен песчаников преобладает кварц (60-80%) и пелитизированный полевой шпат. Цемент кварцевый, железисто-кремнистый или железисто-гидрослюдистый, преимущественно регенерационный. Акцессорные и рудные минералы представлены гематитом,

цирконом, монацитом, рутилом, пиритом, анатазом, циртолитом, лейкоксеном, апатитом, баритом. Гравелиты отличаются от конгломератов только меньшей величиной обломков.

Золотоносные песчаники бириндинской, конкулинской и гонамской свит характеризуются железисто-кремнистым, реже железисто-глинистым с гидрослюдами цементом базального типа, часто с новообразованиями кварца, адуляра, эпидота, гематита, кальцита, графита, пирита, халькопирита и фуксита. В них установлены также иллит, монтмориллонит и каолинит, в тяжелой фракции - монацит, циркон, циртолит, малакон, оранжит, халькозин, ковеллин, молибденит, арсенопирит, пирролизит, флюорит, турмалин, шпинель, гранат. Базальные золотоносные слои бириндинской, конкулинской и гонамской свит, залегающие на корях выветривания, как правило, характеризуются повышенными значениями гамма-активности по сравнению с вмещающими их породами.

Для терригенных пород этих трех свит, залегающих выше базальных слоев, характерны более низкие содержания золота, в редких случаях достигающие 0,1 г/т (10% всех проб).

Содержание золота в штурфных и бороздовых пробах из базальных горизонтов нижнего рифея приведены в таблице. Из анализа табл. и имеющегося материала намечаются следующие закономерности:

Таблица. Содержание золота в коре выветривания и базальных горизонтах нижнего рифея Учуро - Уянского района (г/т)

Стратиграфические подразделения, золотоносные породы	Кол-во проб с золотом	Содержание золота в пробах		Частота встречаемости проб с золотом	
		от - до	среднее	при содержании	кол-во проб (в%)
Гонамская свита	248	0,003-1,0	0,11		
Конгломераты и гравелиты	30	0,003-1,0	0,13	0,1	63,3
				0,2	26,6
Песчаники	18	0,003-0,7	0,07	0,1	44,4
				0,2	5,5
Конкулинская свита	139	0,001-5,6	0,19		
Конгломераты и гравелиты	81	0,002-1,4	0,22	0,1	74
				0,2	52
				0,4	13,6
Песчаники	58	0,001-5,6	0,17	0,1	63,8
				0,2	36,3
				0,4	12,0
Галька кварца	12	0,001-0,3	0,13	0,1	58,3
Цемент конгломератов	4	0,003-1,7	0,28		
Бириндинская свита	46	0,001-1,5	0,15		
Конгломераты и гравелиты	44	0,001-1,5	0,15	0,1	67,5
				0,2	30,1
				1,0	4,8
Галька кварца	2	0,01-0,1	0,05		
Кора выветривания	66	0,001-0,4			
По зонам разломов	40	0,003-0,4	0,1	0,1	40
				0,2	7,5
Вне зон разломов	26	0,001-0,2		до 0,09	57,9
				более 0,1	26,9
Всего отобрано проб	515				
из них с золотом	299			0,1	57,7

1. Максимальные и относительно устойчивые содержания золота в пределах исследованной площади приурочены к базальным горизонтам конкулинской (0,19 г/т) и бириндинской (0,15 г/т) свит, в их пределах - к грубообломочным отложениям - конгломератам и гравелитам (0,22 и 0,15 г/т соответственно). Отсутствие видимого золота в пробах-протоколках при относительной устойчивости его содержаний свидетельствует о тонкодисперсном характере золота, концентрирующегося главным образом в цементе (0,28 г/т). Это вообще характерно для формации золотоносных конгломератов [9].

2. Содержание золота в разрезах этих свит снижается снизу вверх. Такое распределение золота по разрезам свит, а также наличие золота в гальке кварца (0,001-0,3 г/т) свидетельствует о кластической природе некоторой части золота.

3. Наиболее высокие содержания золота (до 5,6 г/т) отмечены вблизи разрывных нарушений.

К базальным слоям рифея в районе приурочены проявления минерализации урана (0,012%), молибдена, золота, никеля, кобальта, ванадия, титана, хрома, циркония, меди, свинца, цинка, бария и галлия [4]. Местами намечается пространственное совмещение урановой и золотой минерализации, что, возможно, указывает на их генетическую близость, как на некоторых месторождениях золота в конгломератах на других докембрийских платформах [9].

Выветриванием захвачены подстилающие осадочные толщи архейские гнейсы, кристаллические сланцы [13], граниты и кислые эффузивы элгэтэйской свиты раннепротерозойского Улканского прогиба. Коры выветривания носят площадной характер. На отдельных участках (бассейн р.Медвежьей) отмечается тесная пространственная связь кор выветривания с некоторыми разрывными нарушениями, что свидетельствует, по-видимому, о наличии и кор линейного типа. В основании разреза коры выветривания развиты дезинтегрированные пористые и трещиноватые материнские породы, пронизанные по трещинкам гидроокислами железа. Визуально хорошо различимы реликты гнейсовой текстуры. Мощность пород, сохранивших первоначальную структуру, - 1,0-2,5 м. Выше они сменяются более интенсивно выветрелыми алевролитоподобными породами кирпично-красного, красно-бурого цветов, состоящих из железисто-кремнистой или гидрослюдисто-железистой массы с почти неизменными зернами кварца и зернами пелитизированного калишпата. По химизму они близки к сильно ожелезненным каолиновым глинам. Сохранившаяся мощность коры выветривания - от 1-2 до 7-14 м. Местами наблюдаются слоистые продукты переотложенной коры выветривания, представленные алевролитами, реже песчаниками с железистым цементом. На них с размывом ложатся базальные слои бириндинской и

конкулинской свит. Радиологический возраст продуктов выветривания в бассейне р.Сынняр, определенный Ю.П.Шергиной Rb-Sr-методом, - 1670 ± 40 млн лет. Пробирным и атомно-абсорбционным анализами проб из разных горизонтов кор выветривания установлены содержания золота от 0,001 до 0,4 г/т (см. табл.), серебра - до 5,8 г/т. Вблизи влияния зон разрывных нарушений концентрации золота несколько выше (среднее - 0,1 г/т), чем вне зон. По-видимому, коры выветривания благоприятны для отложения золота в процессе тектонической активизации докембрийских структур этого района. Коры выветривания золотоносны только там, где они развиваются по более древним золотосодержащим породам.

Золоторудная минерализация третьего типа тяготеет к пологим зонам разрывных нарушений среди нижнерифейских образований уянской серии. Одно из таких нарушений изучено горными и буровыми работами на левобережье р.Уяя на водоразделе ручьев Муналы и Адаргай [4]. Здесь в адаргайской свите уянской серии наблюдается полого падающая на север зона дресвяно-щебнистого материала, сцементированного пластичной глиной мощностью 20-50 м. В этой зоне установлены повышенные содержания свинца, меди, цинка, серебра, никеля, кобальта, молибдена, мышьяка, превышающие кларковые концентрации в десятки и сотни раз. В лежачем боку нарушения проявлена баритизация, благодаря чему образовалась субпластовая баритовая залежь мощностью 17 м. Гидротермально-метасоматические изменения в зоне разлома представлены (от более ранних к более поздним): альбитизацией, калишпатизацией, окварцеванием, гидрослюдизацией, хлоритизацией, карбонатизацией и баритизацией. Минералогическими исследованиями в этих метасоматитах установлены: пирит, марказит, халькопирит, малахит, атакамит, халькозин, псиломелан, вернадит, галенит, никель - и кобальтсодержащий лейкофорит, золото. Геохимическими исследованиями установлено, что при ярко выраженных калишпатизации и окварцевании возрастают на порядок концентрации свинца, цинка, меди и серебра. С ореолами гидрослюдизации, хлоритизации и карбонатизации песчаников совпадают геохимические ореолы серебра, золота, молибдена, свинца, марганца, кобальта и никеля. Баритизация разобщена с предшествующими процессами, вероятно, не только пространственно, но и во времени. На это указывает отсутствие корреляционной связи бария с подавляющим большинством элементов. Видимое золото в зоне этого разлома обнаружено в кернах двух скважин. Размер золотин от 0,2x0,15x0,05 мм до 0,3x0,25x0,15 мм, цвет красновато-желтый, золотисто-желтый. Форма золотин пластинчатая, прямоугольная с ровными, сглаженными краями. Канавами вскрыты золотоносные кварцевые брекчии с содержанием золота 0,2 г/т.

Аномальные геохимические ореолы золота в зоне этого нарушения имеют размеры в плане 1,7х4,3 км² и 3,3х2,1 км². Кроме того, на его северо-западном продолжении в зоне сочленения с разломами другого простирания установлены аномальные геохимические ореолы золота, серебра и бария площадью до 1,3х0,3 км², пространственно приуроченные к аргиллизированным, гематитизированным алевропесчаникам с содержанием золота 0,04 г/т на 11 м мощности.

В заключение следует отметить, что Учуро-Уянский район по своему структурному положению, особенностям геологического строения и металлогении обнаруживает сходство с районами месторождений Тарквы (Гана) и Витватерсранд, обломочные породы которых отнесены к формации золотоносных конгломератов [9]. По составу конгломератов, набору рудных и аксессуарных минералов Учуро-Уянский район наиболее близок к месторождению Тарква. Необходимо отметить, что на многих зарубежных месторождениях в раннепротерозойских металлоносных конгломератах, кроме золота и урана, часто отмечается присутствие элементов платиновой группы, иногда и алмазов. Некоторые предпосылки для их обнаружения имеются и в этом районе. На это указывают, в частности, находки тел расслоенных габброидов и ультрабазитов с повышенными содержаниями сульфидов меди, никеля, металлов платиновой группы и кимберлитоподобных образований, которые могли служить источниками этих элементов для древних россыпей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Золотая минерализация в Учуро-Уянском районе установлена в различных геологических ситуациях, перспективы золотоносности которых разные.

1. Золотая минерализация в конгломератах приурочена к базальным слоям бириндинской и конкулинской свит. Базальные слои гонамской свиты также золотоносны, но только в тех случаях, когда свита залегает на кристаллических породах фундамента Учуро-Майской плиты. Перечисленные конгломераты формировались в мелководном бассейне в прибрежных условиях, залегают на коре выветривания подстилающих пород. Все это способствует освобождению золота из материнских пород и накоплению его вместе с сопровождающими минералами редких и редкоземельных элементов, титана, элементов платиновой группы в комплексных россыпях. Золотоносные конгломераты в данном районе несут также урановую минерализацию. По Ф.П.Кренделеву [10] "на Земле ... нет ураноносных конгломератов без золота. Только экономические и социальные факторы делают руду золотой, урановой или комплексной". Этот вывод маститого исследователя вполне справедлив и для рассматриваемого района, где уже выявлены проявления урана с промышленными параметрами.

2. Самостоятельное значение в изученном районе имеют рудоносные зоны с видимым золотом, приуроченные к полого залегающим тектоническим срывам (надвигам), в которых без видимой связи с каким-либо магматизмом проявлены метасоматические преобразования. В этих зонах наблюдается высокая концентрация бария, серебра, меди, свинца, цинка, ванадия, никеля, кобальта, хрома, золота, урана и молибдена. Золотоносные структуры подобного типа локализованы не только в терригенных толщах рифея, но и в осадочно-вулканогенном комплексе позднего карелия Улканского прогиба [6].

3. Наиболее благоприятная обстановка для локализации золоторудной минерализации в рассматриваемом районе создается тогда, когда имеет место сочетание двух вышеописанных факторов, т.е. наложение надвигов на базальные толщи конгломератов. В этой связи концентрация золота и урана в конгломератах и в продуктах коры выветривания субстрата резко повышается. Зоны структурно-стратиграфических несогласий в этом случае выступают рудоконцентрирующей и рудо локализирующей средой, приобретают значение рудоконтролирующего фактора.

4. Золоторудная минерализация в кристаллических породах Уянской зоны характеризуется низкими содержаниями золота и значительными параметрами. Несомненно, что они являются источниками золота в древних россыпях. Изучены они слабо. Для определения их перспектив на рудное золото необходимо проведение дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.Р., Гаврилова З.С., Калимулин, С.М. Моралев В.М., Нужнов С.В., Шпак Н.С. К вопросу о древних редкометалльных россыпях восточной части Алданского щита // Докл. АН СССР. 1962. Т.144, № 2. С.403-411.
2. Ворона И.Д., Гунин В.В., Ивенсен Ю.П., Кострыкина А.Н., Нестеров В.Н., Нужнов С.В., Сорокин В.Г., Фрумкин И.М. Золотоносность древних конгломератов Алданского щита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1968. Вып.18. С.191-200.
3. Гаген-Торн Г.Ю., Шенкман Я.Д. Перспективы золотоносности докембрийских образований на юго-востоке Алданского щита // Разведка и охрана недр. 1969. № 6. С. 8 - 11.
4. Горошко М.В., Осипов А.Л., Кириллов В.Е., Соломатин Г.Б. Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, № 2. С.111-118.
5. Гурьянов В.А., Карсаков Л.П. Докембрийская золотоносность юго-восточной окраины Сибирской платформы // Докембрий Северной Евразии: Тез. докл. Междунар. Совещ. СПб.: ИГГД РАН, 1997. С.28.
6. Гурьянов В.А., Карсаков Л.П. Особенности докембрийской металлогении Улканского рудного района

- (юго-восток Сибирской платформы) // Докембрий Северной Евразии: Тез. докл. Междунар. Совещ. СПб.: ИГГД РАН, 1997. С. 28-29.
7. Гурьянов В.А., Карсаков Л.П. Стратиграфия нижнего докембрия юго-востока Сибирской платформы // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 18-30.
 8. Копылов П.А. О положении в стратиграфическом разрезе архея кристаллических пород юго-восточной области Алданского щита // Геология и золотоносность докембрия Якутии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1971. Вып. 19. С. 70-84.
 9. Кренделев Ф.П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск: Наука, 1974. 238 с.
 10. Кренделев Ф.П., Гик Д.Х. Металлоносные конгломераты: Библиография. Новосибирск, 1977. 200 с.
 11. Риндзюнская Н.М., Полякова Т.П., Берзон Р.О. Месторождения золота в корях выветривания // Руды и металлы. 1992. С. 62-68.
 12. Шер С.Д. О соотношении масштабов коренной и россыпной золотоносности в различных золотоносных провинциях земного шара // Сов. геология. 1965. № 3. С. 3-9.
 13. Шпак Н.С., Сурикова А.С. Докембрийская кора выветривания на Алданском щите // Геология и геофизика. 1967. № 6. С. 130-132.
 14. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1.73-1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian Platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // An. Acad. Bras. Si. 1997. V. 9 (3). P. 295-312.

Поступила в редакцию 10 марта 1998 г.

Рекомендована к печати Бакулиным Ю.И.

V.A.Guriyanov, M.V.Goroshko, L.P.Karsakov, A.L.Osipov

Gold mineralization of the Precambrian complexes of the Uchur-Uyansky region and its prospects (southeastern part of the Siberian Platform)

Gold mineralization of Precambrian complexes of the Uchur-Uyansky region, southeastern part of the Siberian Platform, is characterized, and gold potential is considered. Gold mineralization in the region, whose prospects until recently were related to the Mesozoic stage of development, was identified in the crystalline rocks of the Aldan-Stanovoi shield, in the Lower Proterozoic sedimentary-volcanogenic complex of the Ulkansky trough, in the Lower Proterozoic deposits of the platform mantle. The ore-bearing Uyanskaya zone was distinguished in the crystalline rocks of the Tyrkansky uplift. Quartz gravel with gold from this zone is present in Riphean conglomerates. Gold mineralization in the conglomerates is confined to basal strata of the Birindinskaya, Konkulinskaya, and partly, of the Gonamskaya suite of the Lower Riphean. They are characterized by large parameters with gold content up to 1.7 g/ton; more rare, up to 5.6 g/ton. These ancient placers are of complex nature, and like elsewhere in the world, they include uranium shows. The Lower Riphean assemblages also reveal gold mineralized zones confined to thrusts, probably, of Riphean age. On the whole, the Uchur-Uyansky region is very similar to the areas of gold deposits in Tarkva and Witwatersrand conglomerates.

ГЕОЛОГИЯ, ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД И ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КУПОЛА КРАСИВЫЙ (УЛЬИНСКИЙ ПРОГИБ)

*Л. Ф. Мишин**, *Ю. П. Потоцкий***, *В. Г. Невструев***

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

***Хабаровское государственное горно-геофизическое предприятие, г. Хабаровск*

Приведены результаты детального структурного картирования и объемного изучения гидротермалитов и золото-серебряной минерализации рудопоявления руч. Красивого, которое по многим параметрам может рассматриваться в качестве эталона штокверкового Au-Ag-месторождения кварц-адулярового типа. Месторождение приурочено к тектоно-субинтрузивному куполу. Структурой купола с его осевой симметрией определяются форма и размеры субинтрузий трахидацитов, а также распределение и залегание фаций метасоматитов и Au-Ag-минерализация. Показана зональность гидротермально измененных пород. Особенно детально рассмотрены надрудные фации гидротермалитов, имеющие важное значение для поисков и оценки слабо эродированных месторождений.

ВВЕДЕНИЕ

Многочисленные малосульфидные золотосеребряные месторождения и рудопоявления Охотско-Чукотского вулканического пояса тесно связаны с субинтрузивами кислого состава. Чаще всего рудные тела располагаются в самих субинтрузивах. Эти субинтрузивы имеют форму блоков или представлены дайкообразными телами клиновидной формы. Они сложены афировыми и редковкрапленниковыми породами со слабо раскристаллизованной основной массой. Субинтрузивы обычно пространственно совмещены с купольно-кольцевыми и горстообразными структурами. Степень выраженности куполов, т.е. крутизна их крыльев, различны, но размеры их сопоставимы (8 - 15 км). Куполообразованию нередко предшествует формирование вулкана центрального типа. В фундаменте таких построек часто отмечаются сходные по размерам структуры антиклинального типа [10].

Выделены два морфологических типа куполов: скомпенсированные - в которых блоковые просядки в центре купола компенсационно выполняются субвулканическими интрузиями, и нескомпенсированные - с центральной просядкой кальдерного типа [4].

Рудопоявление руч. Красивого и одноименный купол расположены в центральной части Ульинского прогиба (Охотско - Чукотский вулканогенный пояс). Детальное структурное картирование и площадное изучение гидротермалитов показало, что в структурном отношении этот район является своеобразным эталоном тектоно-субинтрузивного купола скомпенсированного типа и прекрасным полигоном для изучения субинтрузивов ксеноморфного типа.

Интерес к этому объекту вызван еще тем, что это слабо эродированное месторождение с хорошо проявленной метасоматической зональностью. Осо-

бенно полно представлены метасоматиты надрудной зоны, имеющие важное значение при прогнозной оценке слабо эродированных золотосеребряных месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУПОЛА КРАСИВЫЙ

Купол ручья Красивого диаметром 8 км сложен мощной (>800 м) толщей афировых субщелочных базальтов, контрастно переслаивающихся с туфами и реже с лавами трахидацитового состава, а также с отдельными потоками плагитоафировых андезибазальтов и редкими горизонтами туфогенно-осадочных пород. В.В. Громовым и др. (1980 г.) эти отложения выделены в составе амкинской свиты (сенон) ульинской серии. Нами эти породы условно разделены на четыре толщи, различающиеся соотношением пород основного и кислого составов (рис.1). Вверх по разрезу от первой толщи к четвертой возрастает относительное количество пород кислого состава и уменьшается объем базальтов. Кислые породы представлены преимущественно коигнимбритовыми туфами трахидацитов, образующими выдержанные по простираанию плащевые горизонты мощностью 10 - 50 м. Для них характерно отсутствие слоистости, сортировки материала и существенно пепловый витрокластический состав с примесью (1-5 %) кристаллокластов олигоклаза, биотита и редких литокластов. Базальты также слагают выдержанные по мощности плащевые потоки и покровы, простирающиеся вместе с коигнимбритовыми туфами далеко за пределы купола. Судя по ориентировке миндалин, истечение базальтов в пределах купола происходило на север и юг из субширотных трещин, протягивающихся через центральную его часть [5].

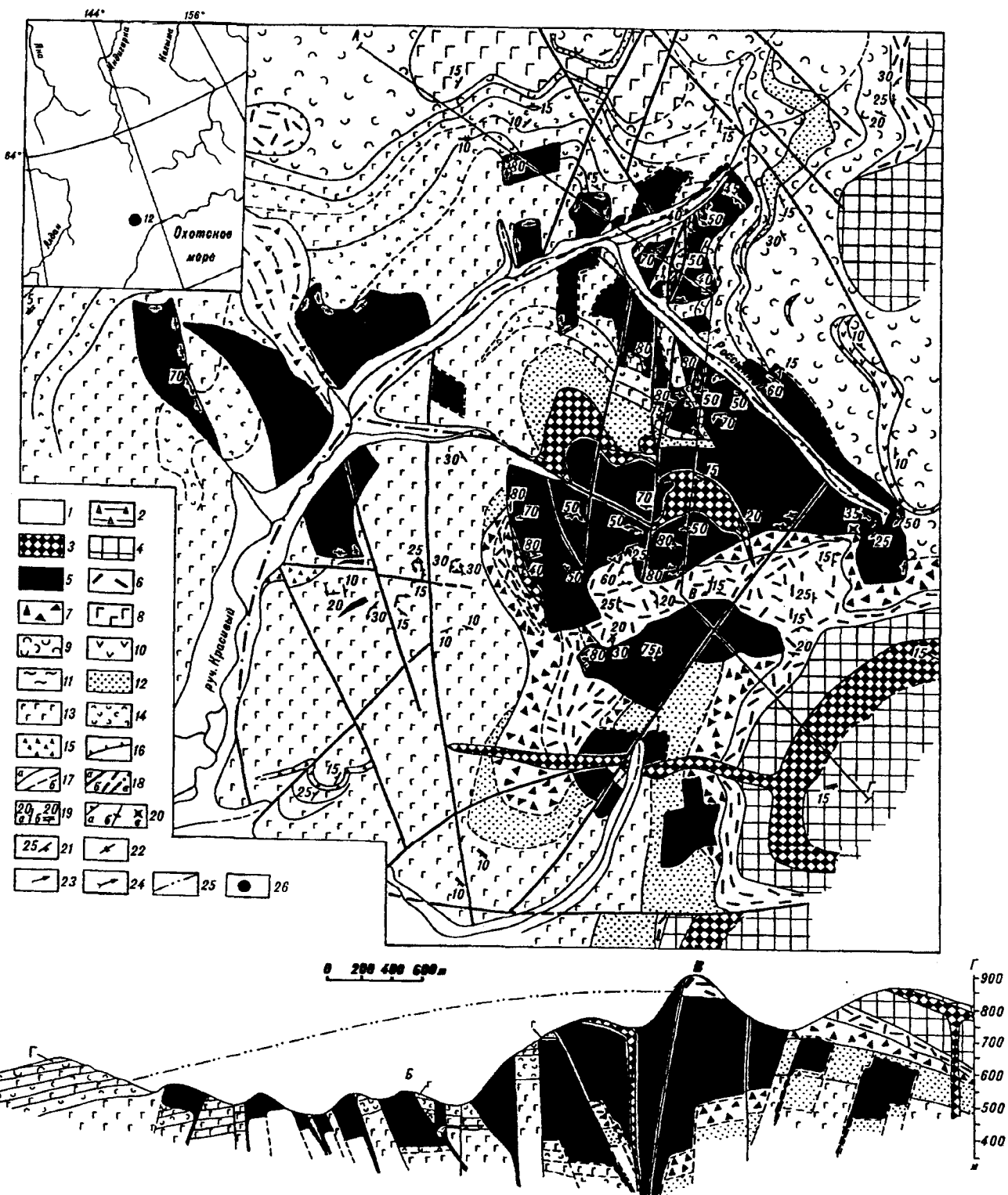


Рис. 1. Геологическая карта купола Красивый

1 - 2 - современные аллювиальные (1) и оползневые (2) отложения; 3 - дайки и силлы трахибазальтов (хакаринский комплекс - Ф), 4 - 15 - амкинская серия (K₂): 4 - толща IV - коигнибритовые туфы трахидацитов с прослоями литокластических туфов смешанного состава, 5 - субвулканические трахидациты, 6-7 -толща III : трахидациты пористые и пемзовидные (6), разнозернистые туфы трахидацитов (7); 8 - 12 толща II: афировые базальты (8), коигнибритовые туфы трахидацитов (9), плагиофировые андезито-базальты (10), пепловые слоистые туфы (11), слоистые туфы трахидацитов с горизонтами туфогенно-осадочных пород (12); 13-15 толща I: афировые базальты (13), коигнибритовые туфы трахидацитов (14), разнозернистые туфы кислого состава (15); 16 - экструзивные фации; 17 - геологические границы, установленные (а) и предполагаемые (б); 18 - разломы установленные (а), предполагаемые (б) и предполагаемые под рыхлыми отложениями (в); 19-24 - элементы залегания: 19 - слоистости замеренные (а) и отдешифрированные (б), 20 - флюиальности (а - наклонные, б - вертикальные, в - горизонтальные), 21 - наклонное залегание плитчатости перпендикулярной столбчатой отдельности, 22 - простираение контактов отпрепарированных на местности, 23 - линейность, 24 - направление течения магмы, 25 - предполагаемое положение регионального уровня кровли субинтрузивов трахидацитов, 26 - рудопроявление руч. Красивого.

Несколько аномально на общем фоне выделяется третья толща. Выходы ее распространены локально в центре купола (мощность до 250 м) и представлены исключительно лавами и туфами трахидацитов. Последние от петрохимически сходных когнимбритовых туфов отличает фациальная пестрота, разноразностность, наличие сортировки материала и преобладание лапиллиевых пемзовых разностей.

Купол имеет асимметричное строение. Стратифицированные породы в северо-западном сегменте наклонены от центра под углом 5-10°, а в юго-восточном фланге породы залегают периклинально под углами 15-40°. Периклинальность залегания и общая асимметрия подчеркивается также кольцевым расположением выходов толщ с омоложением их от центра к периферии.

Субвулканические породы занимают значительную часть купола Красивый и представлены многочисленными субинтрузивами трахидацитов, а также отдельными силлами трахибазальтов хакаринской серии.

Субинтрузивы трахидацитов сосредоточены в центральной части купола, образуя ареал диаметром 6 км. В центре ареала концентрируются наиболее объемные тела. Они разъединяются узкими вертикальными перегородками вмещающих пород. К периферии купола размеры субинтрузивов уменьшаются, а межинтрузивные пространства увеличиваются.

Контакты субинтрузивов на местности отпрепарированы резкими уступами и рвами и поэтому легко картируются. Это в совокупности с большим количеством замеров плоскостных и линейных структур течения и данными бурения позволяет уверенно реконструировать их морфологию на глубину.

Субинтрузивы имеют блоковую форму с крутопадающими боковыми контактами и субгоризонтальными кровлей и подошвой. Отдельные тела имеют форму круто наклоненных уплощенных блоков. Флюидальность и их контакты параллельны и выдержаны по падению и простиранию. В наклоненных телах пластово-блоковой формы линейность ориентирована обычно в направлении их падения. Близ торцовых вертикальных ограничений таких наклоненных блоков она сохраняет угол наклона и поэтому резко отклоняется от линии падения плоскостей ограничений, что свидетельствует о линейном характере подводящих каналов и параллельности их расположения относительно удлинения тел.

Гипсометрическое положение кровли находящихся рядом субинтрузивов обычно разное, но, несмотря на перепад высот, достаточно отчетливо просматривается некоторый региональный уровень кровли субинтрузивов, который в значительной мере совпадает с общим периклинальным залегани-

ем вмещающих пород. От центра к периферии отмечается понижение гипсометрии кровли субинтрузивов. На северном фланге купола такой наклон составляет примерно 10°. Судя по геофизическим данным (метод ВЭЗ) и результатам бурения, подошва субинтрузивов и, в целом, мощность субинтрузивной зоны имеют противоположную центриклинальную тенденцию. Размер по вертикали крупных субинтрузивов достигает 600 м.

Химический состав субвулканических пород является промежуточным между трахидацитами и трахириолитами (табл. 1). По этому признаку, а также по составу вкрапленников и основной массы они не отличаются от покровных трахидацитов третьей толщи. Это редковкрапленниковые (олигоклаз, биотит) тонкофлюидальные породы с трахитоидной или микролитовой основной массой. В эндоконтактной зоне в них отмечается повышенная пористость и переход к стеклам.

Хакаринские трахибазальты слагают несколько мощных силлов и дайкообразных тел. Они относятся к шошонитовой серии и, в отличие от вмещающих их базальтов амкинской серии, имеют высокую общую щелочность с преобладанием K_2O . Особенно контрастно они выделяются за счет низких содержания Zr (см. табл. 1). Это массивные афировые и редковкрапленниковые породы с долеритовой структурой, не затронутые вторичными изменениями. В порфирированных разностях вкрапленники (до 15%) представлены оливином и моноклинным пироксеном в равных пропорциях. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, пироксена, рудного минерала и калишпата. Последний (3-5%) образует каемки вокруг лейст плагиоклаза, а также слагает интерстиции.

Породы, особенно в центральной части купола, сильно изменены гидротермальными процессами. Выделяются регионально проявленные площадные и околорудные локальные гидротермалиты.

ПЛОЩАДНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛИТЫ

Распределение площадных метасоматитов связано со стратиграфическим положением пород. Породы нижней толщи, обнажающиеся, главным образом, в западной части купола, подвержены низкотемпературной пропилитизации с хлорит-карбонатным парагенезисом, иногда с примесью гидрослюд и цеолитов. Последние встречаются преимущественно в миндалинах и представлены сколецитом, десмином и гейландитом. К центру купола интенсивность пропилитизации заметно возрастает. В верхних же толщах по базальтам, а чаще по их шлаковидным брекчиям развивается ярко-зеленый хлорит, иногда совместно с халцедоном и монтмориллонитом, а трахидацитовые когнимбритовые туфы интенсивно цеолитизированы. Редкие кристаллокласты олигокла-

Таблица 1 Химический состав пород

	416	427-1	469	324	331	406-2	332	430	344-1	сред.(4)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	73,14	72,13	74,04	70,22	50,87	52,01	54,75	49,9	48,9	50,26
TiO ₂	0,24	0,25	0,2	0,21	1,07	1,33	0,93	0,94	0,73	0,93
Al ₂ O ₃	13,84	14,64	13,34	14,36	17,09	17,26	17,1	19,3	18,65	17,5
Fe ₂ O ₃	1,05	1,98	1,17	1,54	5,35	5,43	3,56	4,12	4,53	6,87
FeO	0,43	0,19	0,63	0,4	4,68	5,01	3,89	5,49	3,98	3,23
MnO	0,02	0,03	0,04	0,04	0,23	0,13	0,11	0,12	0,11	0,14
MgO	0,48	0,4	0,4	0,52	3,34	2,67	3,58	3,85	6,22	4,32
CaO	1,03	0,62	0,96	1,02	8,76	8,44	6,3	8,57	8,22	8,06
Na ₂ O	3,58	3,23	3,33	4,12	3,35	2,94	3,68	3,17	2,52	2,9
K ₂ O	5,06	5	4,77	5,06	1,72	2	2,56	2,82	2,9	2,54
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,03	0,04	0,56	0,43	0,5	0,54	0,54	0,55
H ₂ O	0,62	1,32	0,81	1,12	1,18	1,88	1,67	1,18	3,21	1,95
ppp	0,54	1,1	0,83	1,14	0,95	1,87	1,26	0,67	2,9	0,33
Σ	99,53	99,81	99,72	98,65	98,2	99,53	98,63	100	100,51	99,25
U	3	3	3	3	3	3	3	4	3	4
Th	5	14	5	10	3	5	4	3	3	4
Zr	213	210	185	216	206	213	178	96	94	92
Nb	3	9	4	5	7	3	6	2	3	3
Y	29	21	13	14	27	29	24	22	16	12
Sr	172	120	174	245	805	540	907	1117	1112	898
Rb	109	102	105	113	23	25	60	58	93	57

Примечания: 1-3 - субвулканические трахипариты; 4 - трахидацит из покрова; 5-6 - афировые базальты (толща-1); 7 - андезитовая базальт (толща-2); 8-9 - субвулканические трахибазальты; 10 - средний состав трахибазальтов хакаринской свиты.

за и биотита в туфах остаются совершенно свежими, а основная витрокластическая масса нацело замещается скрытокристаллическим или тонкоаблитчатый клиноптилолитом, при этом первично пепловая структура пород хорошо сохраняется. Содержание цеолитов визуально может быть оценено в 30 - 90 %. Цеолитизированные туфы простираются далеко (>25км) за пределы купола. Пока отсутствуют надежные данные о содержаниях цеолитов в породах, но уже сейчас можно предполагать, что в этой части Ульяновского прогиба мы имеем уникальную по запасам цеолитоносную провинцию.

ЛОКАЛЬНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛИТЫ

На фоне площадных изменений околорудные и рудоносные гидротермалиты резко выделяются по минералогическому составу и высокой степени преобразований пород (рис. 2). Промышленные содержания Au и Ag отмечаются в Правобережной и Центральной зонах. Правобережная зона, расположенная на западном крыле купола, сложена адуляр-гидрослюдисто-кварцевыми метасоматитами, приуроченными к субвулканическим трахидацитам.

Зона Центральная расположена на севере купола в осевой части поля метасоматитов площадью 3,5 км². Здесь было проведено наиболее детальное картирование метасоматитов с поверхности, а также

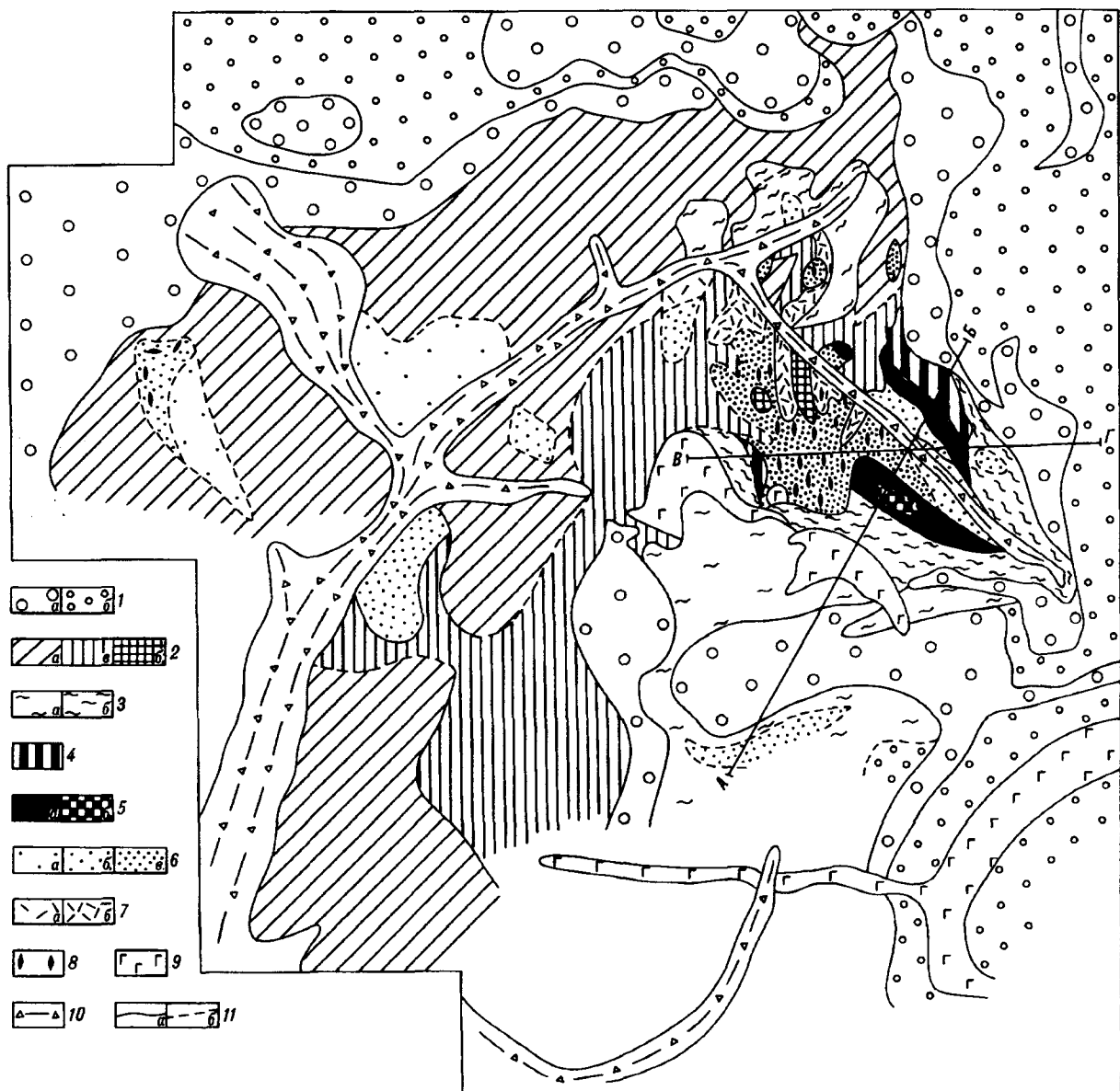
изучено распределение на глубину парагенезисов минералов по керну скважин.

Естественными врезами метасоматиты здесь вскрыты по вертикали почти на 350 м, а скважинами еще на 200 м. Мощность покрывки незатронутых гидротермальными изменениями пород составляет 150 м. Ее образует покров трахидацитов, занимающий водораздельные пространства в центре купола. Интенсивным изменениям подвержены главным образом субвулканические трахидациты, поэтому в плане поля метасоматитов имеют лоскутный характер, во многом повторяющий распределение субинтрузивных пород.

Наиболее интенсивные преобразования пород проявлены в центральной части поля гидротермалитов в виде близмеридиональной полосы протяженностью 1,6 км. Именно с этой частью поля метасоматитов связана основная рудоносность.

Максимальная ширина (до 600 м) зоны Центральной наблюдается на южном фланге. К северу зона сужается до первых десятков метров, но полного выклинивания ее здесь не происходит. Метасоматиты здесь на отметках 500 м экранируются базальтами второй толщи.

Возрастание ширины рудоносной зоны в южном направлении происходит сопряженно с возрастанием абсолютных отметок кровли метасоматичес-



0 200 400 600 м

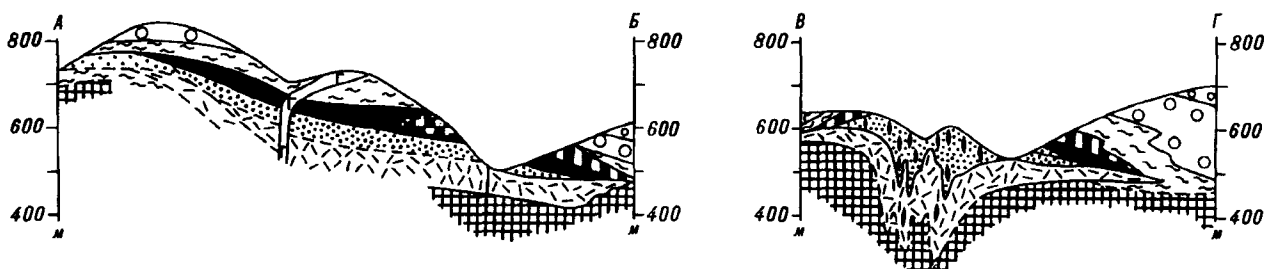


Рис. 2. Схематическая карта гидротермально измененных пород купола Красивый

Площадные гидротермальные изменения: 1 - цеолитовая фация: слабые цеолитизация, хлоритизация и монтмориллонитизация (а), интенсивно цеолитизированные витротуфы (б); 2 - низкотемпературная пропилизация с различным содержанием вторичных минералов: а) до 50 %, б) 50 - 90 %, в) более 90%. Локальные (околорудные) гидротермальные изменения: 3 - 5 - фации надрудных метасоматитов: 3 - монтмориллонит-цеолитовая, с содержанием вторичных минералов 10 - 50 % (а), 50 - 90 % (б); 4 - кремнисто-каолининовая; 5 - вторичных кварцитов диккитовых (а) и алунитовых (б). 6 - 7 - рудовмещающие калиевые метасоматиты: 6 - гидрослюдисто - адуляр - кварцевые с содержанием вторичных минералов до 50 % (а), 50 - 90 % (б) и более 90% (в); 7 - кварц-гидрослюдистые с содержанием вторичных минералов 50 - 90 % (а) и более 90%(б). 8 - рудоносные адуляр-кварцевые прожилки и метабрекчии. 9 - Силлы хакаринских трахибазальтов, 10 - современные отложения, 11 - границы фаций установленные (а) и предполагаемые (б).

разуют пластообразную залежь с отдельными быстро выклинивающимися на глубине, крутопадающими зонами. Мощность пластовой части залежи колеблется от 20-30 м (северное выклинивание) до 100 и более метров (юг зоны Центральной). Вниз адуляр-кварцевые метасоматиты постепенно сменяются адуляр-гидрослюдисто-кварцевыми, а затем кварц-гидрослюдистыми. В целом с глубиной уменьшается содержание кварца и адуляра, а роль гидрослюды и пирита возрастает. На глубоких уровнях к этим минералам иногда добавляется карбонат. В западной части зоны Центральной на глубине 126 м к парагенезису карбонат-кварц-гидрослюда-пирит добавляется ломонтит. В тех скважинах, которые пересекли трахидациты и вошли во вмещающие их базальты и туфы, кварц-гидрослюдистые и кварц-гидрослюдисто-адулярные породы резко сменяются низкотемпературными пропилитами с хлоритом, карбонатом, гидрослюдой и пиритом. При этом на всю изученную мощность (до 200 м) породы почти полностью замещены вторичными минералами. Эти породы с определенной условностью могут быть выделены как околорудные пропилиты. В зоне интенсивных адуляр-кварцевых и адуляр-гидрослюдисто-кварцевых изменений базальты из межинтрузивных перегородок также подвержены на незначительную глубину адуляризации и нередко содержат высокие содержания Au и Ag. Однако с глубиной адуляриты быстро сменяются метасоматитами с пропилитовым парагенезисом минералов.

Зональность надрудных метасоматитов наиболее четко проявлена в восточной части зоны Центральной. Ее структуру здесь определяет выдержанная залежь диккитовых вторичных кварцитов с центральной алунитовой фацией. Вторичные кварциты представляют собой полого наклоненный ($5-10^\circ$) на север и восток пласт мощностью до 120 м, который в северо-восточном направлении выклинивается. В южном направлении кварциты погружаются в склон и поэтому протяженность их в этом направлении неизвестна. Наклон на север пластовой залежи вторичных кварцитов примерно совпадает с наклоном северного крыла купола. Максимальная мощность вторичных кварцитов наблюдается в приосевой части зоны Центральной. Граница их здесь с адуляр-кварцевыми породами довольно резкая и имеет строго меридиональное направление. Вторичные кварциты здесь как бы вложены в адуляриты. Возможно этот контакт тектонический. В других случаях соотношение адуляритов с вторичными кварцитами более определенное - по данным бурения и картирования первые подстилают вторичные кварциты, постепенно выклиниваясь на восток одновременно с выклиниванием кварцитовой залежи (см. рис. 2). Между вторичными кварцитами и

адуляритами здесь повсеместно отмечаются глины, обогащенные гидроокислами железа.

Типоморфными минералами вторичных кварцитов являются диккит и алуниит. Алуниит мелкочешуйчатый (содержание до 70 %) калиевый (K_2O - 10,8 %; Na_2O - 1,14%) находится в парагенезисе с кварцем и диккитом. Содержание диккита варьирует от 5 - 10 % (центральная часть залежи) до 50 и более процентов (в краевых частях). Параллельно с возрастанием процентного содержания диккита меняется морфология его зерен от крупнотаблитчатых иногда розетковидных форм к тонкочешуйчатым, а затем к тонкодисперсному агрегату каолинита. Эти данные позволяют предполагать, что супергенная каолинизация в основании кварцитовой залежи развивалась по первично каолинистым породам.

Диккитовые кварциты на правом берегу ручья Россыпного перекрываются плотными прокремненными породами каолинит-кварцевого состава. Мощность их составляет 20-30 м. От вторичных кварцитов они отличаются более тонкозернистым (криптокристаллическим) кварцем (80 - 90 %) и наличием по вкрапленникам и обломкам стекла гомоосевых псевдоморфоз каолинита (возможно, диккита) со своеобразной перистой внутренней структурой. Эти породы иногда обогащены гематитом, гидроокислами железа и приобретают яшмовидный облик.

Кремнисто-каолинистая зона перекрывается, а при выклинивании частично замещается монтмориллонит-цеолитовой фацией. Мощность последней не превышает 50-70 м. В осевой части зоны Центральной надрудные метасоматиты представлены лишь монтмориллонит-цеолитовой фацией. Степень изменения пород в пределах монтмориллонит-цеолитовой зоны невысокая (не более 30 %). Цеолиты развиваются преимущественно по основной массе пород и в отличие от площадной цеолитизации имеют пятнисто-гнездовое распределение. Представлены они шабазитом и игольчатым цеолитом типа натролита. Монтмориллонит мелкочешуйчатый, иногда розетчато-перистый, образует преимущественно агрегатные псевдоморфозы по плагиоклазам.

В обобщенном виде скоррелированные вертикальные зональности площадных и околорудных метасоматитов рудопроявления Красивый приведены на рис.3. Положение верхней границы эпидотовой фации площадных пропилитов дано по аналогии с другими, более эродированными золотосеребряными месторождениями [3,6,7].

СТАДИЙНОСТЬ РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ

По минералогическому и химическому составу рудоносные гидротермалиты относятся к щелочному калиевому типу. Образование их происходило в три сближенные по времени стадии с однонаправ-

ленным изменением минералогического состава. Трехстадийность проявилась во всех фациях локальных гидротермалитов.

В верхней "адулярной" зоне гидротермальной колонны в раннюю стадию образовались кварцадулярные метасоматиты. Это белые фарфоровидного облика породы, в которых полностью сохранились первичная флюидальная текстура и порфиоровая структура трахидацитов с псевдоморфозами адуляра, иногда совместно с гидрослюдами, по олигоклазу. Основная масса в них сложена кварцем и ромбовидными зернами адуляра, размер которых достигает десятых долей мм. Эти породы характеризуются равномерностью распределения зерен адуляра, кварца и относительной выдержанностью их соотношения и размера. Химический состав пород свидетельствует о значительном привносе калия, кремнезема, почти полном выносе натрия и незначительном выносе глинозема и трехвалентного железа (рис.4, табл. 2).

Метасоматиты с видимым адуляром перемежаются с трахидацитами, в которых при аномальных концентрациях калия отсутствуют видимые под микроскопом вторичные калиевые минералы. В таких породах полностью сохраняется первичная структура пород, и внешне, и под микроскопом они производят впечатление свежих, не затронутых гидротермальными процессами образований. Изменения в химическом составе в них сводятся лишь к выносу натрия с компенсационным привносом калия и незначительному выносу магния и кальция (см. рис.4, табл. 2).

Нередко в таких метасоматитах проявляется собирательная перекристаллизация, приводящая к обособлению кварца в виде равномерно рассеянных, слабо индивидуализированных пятнистых выделе-

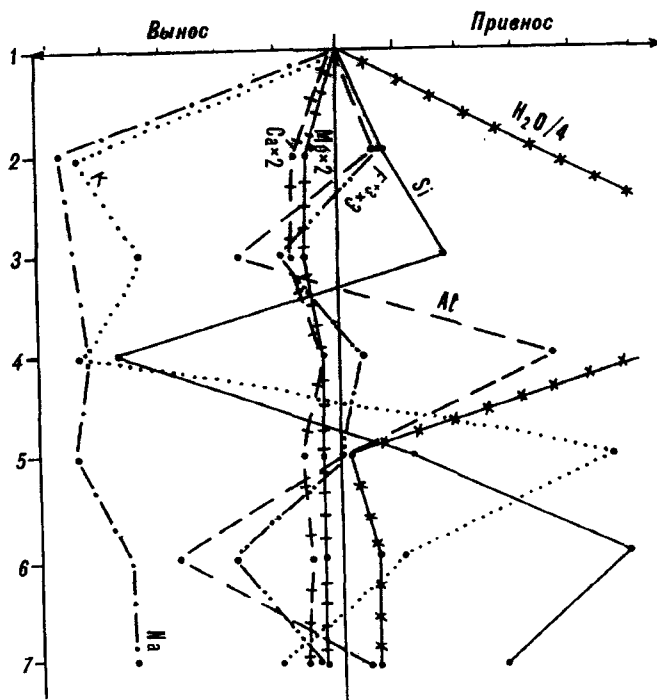


Рис. 4. Диаграмма привноса - выноса вещества при формировании метасоматической зональности по трахидацитам (по Барту).

1 - исходный трахидацит; 2 - кремнисто-каолиновые породы; 3 - диккитовые кварциты; 4 - кварц-каолиновые породы; 5 - 6 - калиевые метасоматиты; 5 - "ультра-калиевые трахидациты", 6 - адуляр-кварцевые породы; 7 - кварц-гидрослюдистые породы.

ний с расплывчатыми границами и слабо индивидуализированного скрытокристаллического калишпатового агрегата, резко выделяющегося низким показателем преломления. Дальнейший процесс собирательной перекристаллизации вещества сопровождается

Таблица 2. Химический состав трахидацитов неизмененных и подверженных калиевому метасоматозу

	сред.(4)	216	28	344	351	346-1	347	355-2	356-2	360	377	0,43	153	195	198
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	72,27	70,55	71,92	69,17	70,61							74,71	83,05	75,76	76,3
TiO ₂	0,23	0,31	0,21	0,23	0,25							0,21	0,123	0,21	0,36
Al ₂ O ₃	14,08	14,28	13,26	14,3	13							11,87	7,86	12,25	12,04
Fe ₂ O ₃	1,53	1,61	0,85	1,52	1,52							0,98	0,38	0,51	0,14
FeO	0,38	0,32	0,26	0,52	0,46							0,23	0,26	0,23	0,24
MnO	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02							0,01	0,1	0,03	0,02
MgO	0,55	0,42	0,31	0,21	0,31							0,16	0,23	0,57	0,49
CaO	0,69	0,29	0,29	0,87	0,29							0,15	0,25	0,51	0,44
Na ₂ O	3,52	2,09	0,29	2,18	1,01	1,49	1,16	1,22	0,46	0,99	0,69	0,45	0,22	0,28	0,39
K ₂ O	4,94	8,23	10,12	8,03	10,1	6,81	7,21	8,62	7,3	7,48	9,49	10,11	5,41	6,84	5,66
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,06	0,02	0,03							0,02	0,01	0,03	0,06
H ₂ O	1,05	1,06	1,59	1,33	1,19							1,27	0,93	1,8	2,3
ppp	0,97	1,75	2,37	1,3	1,02							1,69	1,02	2,05	2,68
S	99,31	100,1	99,72	98,69	99,39							101,5	98,72	99,13	98,71

Примечания: 1 - трахидациты неизмененные, средний состав; 2-11 - «ультракалиевые трахидациты», внешне свежие породы, без видимой адуляризации; 12-15 - кварц-адулярные метасоматиты по трахидацитам.

ется индивидуализацией зерен адуляра и кварца и образованием кварц-адуляровых метасоматитов. Выборочные определения щелочей показывают, что такие породы распространены значительно шире метасоматитов с видимым адуляром.

В практике поисковых работ подобные метасоматиты недооценивались, им ошибочно приписывалось первично-магматическое происхождение, и в литературе они получили название ультракалиевых риолитов [1, 2, 9]. Вместе с тем, метасоматическая природа этих образований доказывается достаточно уверенно. Во-первых, это невыдержанность калинатрового отношения при сохранении суммы щелочей, характерной для свежих трахидацитов (см. табл. 2). Во-вторых, вариации пород от ультракалиевых до нормальных обычно наблюдаются в пределах одной структурной единицы (поток, покров, субинтрузив и т.д.). В-третьих, как отмечает большинство исследователей, подобные породы встречаются преимущественно в рудных районах в ассоциации с гидротермально измененными породами и, как было выше показано, имеют переходы к кварц-адуляровым метасоматитам. Судя по публикуемым химическим анализам, такие ультракалиевые породы присутствуют на всех слабо эродированных золотосеребряных месторождениях. И, наконец, заметим, что ультракалиевые образования встречаются среди пород разного состава. Такие калиевые метасоматиты были описаны в Карпатской рудоносной области среди андезитов и условно выделены как калиевые пропилиты и калиевые трахиты [87]. Причем В.Секи-Фукс [87] считает, что распространение их прямо пропорционально интенсивности оруденения и обратно пропорционально степени эрозионного среза.

На основе приведенных материалов можно сделать вывод, что ультракалиевые породы - метасоматические образования. Образование их происходит за счет ионного обмена в первичных минералах натрия на калий. В первую очередь, происходит псевдоморфное замещение натрия на калий в полевошпатовой части крипстокристаллической стекловатой основной массе пород. Затем образуются псевдоморфозы адуляра по вкрапленникам плагиоклаза и калинатрового полевого шпата. Образование адуляровых псевдоморфоз по вкрапленникам обычно совмещено с началом образования индивидуализированных зерен адуляра в основной массе пород.

Состав гидротермалитов второй стадии существенно кварцевый. Кварц тонкозернистый насыщенный пелитоморфными включениями, реликтовыми фрагментами адуляризованных пород и адуляризованных фрагментов зерен олигоклаза. Гидротермалиты второй стадии развиваются по ранним метасоматитам, обычно, вдоль трещин в виде ветвящихся зон и гнездообразных выделений. Там, где

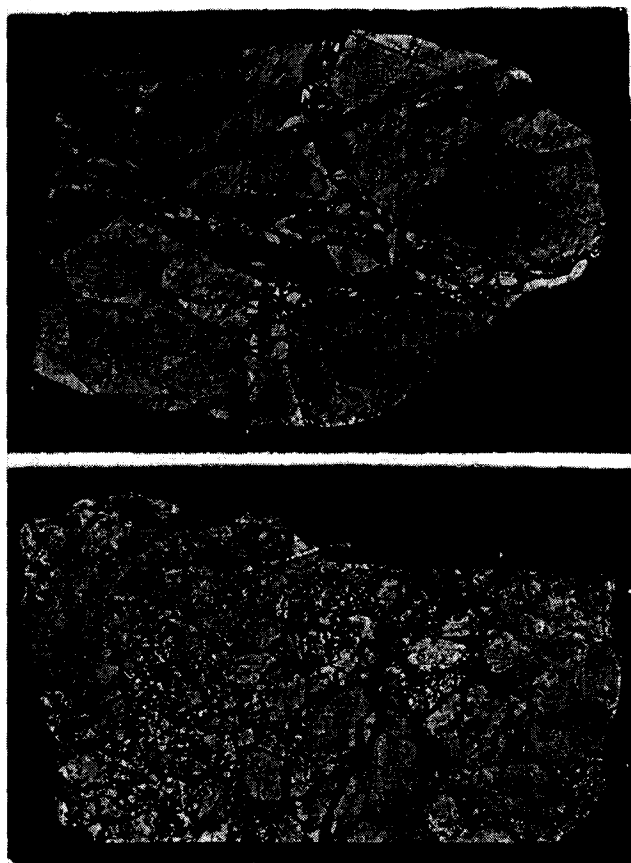


Рис. 5. Метабрекчии по трахидацитам (I - III - гидротермальные стадии).

они начинают преобладать, порода приобретает брекчиевый облик. Среди последних можно выделить: а) не перемещенные брекчии, обломки в них не испытали вращения (рис. 5^а); б) перемещенные метабрекчии (обломки потеряли первичную ориентировку, рис. 5^б); в) ксенометабрекчии. В последних среди обломков материнских пород присутствует ксеноматериал, чаще всего - обломки базальтов из ближайшего обрамления. Два последних типа метабрекчий имеют явно взрывной характер. Между перечисленными типами метабрекчий обычно наблюдаются постепенные переходы.

В третью стадию образовались адуляр-кварцевые прожилки, реже - гнезда с резкими границами. В местах их скопления иногда образуются брекчиевые текстуры, однако перемещенные брекчии и ксенометабрекчии, связанные с этой стадией, не установлены. Кварц и адуляр микропрожилков более крупнозернистый, чем в предрудных гидротермалитах, зерна их хорошо индивидуализированы и лишены пелитоморфных включений. Преобладает кварц; адуляр имеет подчиненное значение. Более мощные прожилки (1см и более) часто сложены колломорфно-полосчатым

ется индивидуализацией зерен адуляра и кварца и образованием кварц-адуляровых метасоматитов. Выборочные определения щелочей показывают, что такие породы распространены значительно шире метасоматитов с видимым адуляром.

В практике поисковых работ подобные метасоматиты недооценивались, им ошибочно приписывалось первично-магматическое происхождение, и в литературе они получили название ультракалиевых риолитов [1, 2, 9]. Вместе с тем, метасоматическая природа этих образований доказывается достаточно уверенно. Во-первых, это невыдержанность калинатрового отношения при сохранении суммы щелочей, характерной для свежих трахидацитов (см. табл. 2). Во-вторых, вариации пород от ультракалиевых до нормальных обычно наблюдаются в пределах одной структурной единицы (поток, покров, субинтрузив и т.д.). В-третьих, как отмечает большинство исследователей, подобные породы встречаются преимущественно в рудных районах в ассоциации с гидротермально измененными породами и, как было выше показано, имеют переходы к кварц-адуляровым метасоматитам. Судя по публикуемым химическим анализам, такие ультракалиевые породы присутствуют на всех слабо эродированных золотосеребряных месторождениях. И, наконец, заметим, что ультракалиевые образования встречаются среди пород разного состава. Такие калиевые метасоматиты были описаны в Карпатской рудоносной области среди андезитов и условно выделены как калиевые пропилиты и калиевые трахиты [87]. Причем В. Секи-Фукс [87] считает, что распространение их прямо пропорционально интенсивности оруденения и обратно пропорционально степени эрозионного среза.

На основе приведенных материалов можно сделать вывод, что ультракалиевые породы - метасоматические образования. Образование их происходит за счет ионного обмена в первичных минералах натрия на калий. В первую очередь, происходит псевдоморфное замещение натрия на калий в полевошпатовой части крипстокристаллической стекловатой основной массе пород. Затем образуются псевдоморфозы адуляра по вкрапленникам плагиоклаза и калинатрового полевого шпата. Образование адуляровых псевдоморфоз по вкрапленникам обычно совмещено с началом образования индивидуализированных зерен адуляра в основной массе пород.

Состав гидротермалитов второй стадии существенно кварцевый. Кварц тонкозернистый насыщенный пелитоморфными включениями, реликтовыми фрагментами адуляризованных пород и адуляризованных фрагментов зерен олигоклаза. Гидротермалиты второй стадии развиваются по ранним метасоматитам, обычно, вдоль трещин в виде ветвящихся зон и гнездообразных выделений. Там, где

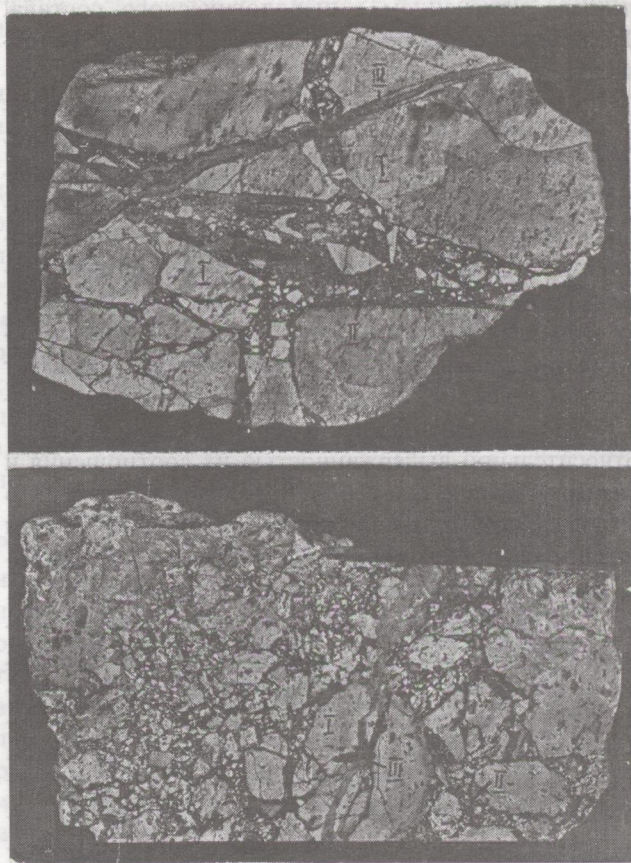


Рис. 5. Метабрекчии по трахидацитам (I - III - гидротермальные стадии).

они начинают преобладать, порода приобретает брекчиевый облик. Среди последних можно выделить: а) не перемещенные брекчии, обломки в них не испытали вращения (рис. 5^а); б) перемещенные метабрекчии (обломки потеряли первичную ориентировку, рис. 5^б); в) ксенометабрекчии. В последних среди обломков материнских пород присутствует ксеноматериал, чаще всего - обломки базальтов из ближайшего обрамления. Два последних типа метабрекчий имеют явно взрывной характер. Между перечисленными типами метабрекчий обычно наблюдаются постепенные переходы.

В третью стадию образовались адуляр-кварцевые прожилки, реже - гнезда с резкими границами. В местах их скопления иногда образуются брекчиевые текстуры, однако перемещенные брекчии и ксенометабрекчии, связанные с этой стадией, не установлены. Кварц и адуляр микропрожилков более крупнозернистый, чем в предрудных гидротермалитах, зерна их хорошо индивидуализированы и лишены пелитоморфных включений. Преобладает кварц; адуляр имеет подчиненное значение. Более мощные прожилки (1 см и более) часто сложены коллоидно-полосчатым

кварцем, иногда с полосами адуляра или с каймой из разрозненных, хорошо ограненных зерен адуляра.

В целом можно отметить, что от ранней фазы к поздней в гидротермалитах увеличивается содержание кварца, а также размер и степень индивидуализации зерен кварца и адуляра и одновременно происходит сокращение площадей и объемов гидротермалитов.

В кварц-гидрослюдистых породах и в околорудных пропилитах вышеописанные морфоструктурные особенности гидротермалитов и последовательность их образования такие же, как и в "адуляровой" зоне; меняется лишь минеральный состав. В кварц-гидрослюдистой зоне место адуляра занимает гидрослюда типа иллита. Околорудная пропилитизация характеризуется следующей стадийностью образования: объемная пропилитизация (хлорит, карбонат, пирит, реже гидрослюда и цеолиты, возможно альбит), наложенная пропилитизация с образованием метабрекчий (кварц, карбонат, гидрослюда и пирит), кварц-карбонатные прожилки и жилы.

В зоне Центральной на всю изученную глубину распространена зона окисления. Породы, особенно с низким содержанием кварца и обильным пиритом, разложены до состояния глин с образованием гидроокислов железа, ярозита и других сульфатов.

РУДОНОСНОСТЬ

Золотосеребряная минерализация связана, главным образом, со второй и третьей стадиями гидротермальных процессов, сформировавших сложный ветвящийся штокверк, который является оруденным лишь в интервале развития адуляр-кварцевой, адуляр-гидрослюдисто-кварцевой и, возможно, верхней части кварц-гидрослюдистой фации. Поэтому в целом зону с повышенными содержаниями Au и Ag можно аппроксимировать в виде пласта мощностью до 200 м, наклоненного полого ($5-10^\circ$) на север под экранирующие породы.

В пределах рудоносного горизонта оруденение распределено крайне неравномерно, содержания золота варьируют от 0,1 до 743 г/т. По данным бороздового опробования поверхностных выработок и керн скважин в пределах пологой залежи выделяется несколько круто залегающих зон мощностью до 10 и более метров с содержанием Au от 3 до 50 г/т. Пока рудопоявление изучено недостаточно.

Минералогический состав руд зоны Центральной бедный. Из рудных минералов отмечаются пирит до 2%, единичные зерна халькопирита, сфалерита и блеклых руд. Золото наблюдается в виде комковатых зерен и октаэдрических кристаллов величиной 0,001 - 0,01 мм. Повышенные концентрации мышьяка и сурьмы в рудах, вероятно, связаны с блеклыми рудами. В рудах Правобережного участка дополни-

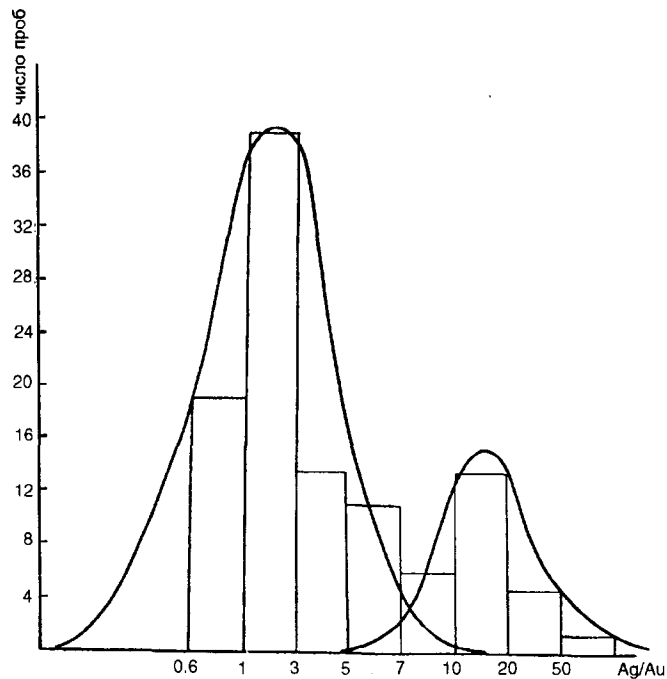


Рис. 6. Распределение проб с разным серебро-золотым отношением.

тельно появляются арсенопирит, ярозит, скородит, иногда аргентит.

Проба золота колеблется от 630 до 770. По характеру распределения значений пробности выделяются следующие интервалы: 680 - 770 (комковатое золото) и 630 - 660 (кристаллическое золото).

Величина Ag/Au характеризуется отчетливо бимодальным распределением (рис. 6). Первый тип руд составляет около 15% (от количества анализируемых проб, содержание Au в этих рудах менее 2%). Второй тип руд (85%) можно подразделить на два подтипа.

Первый подтип характеризуется наиболее высокими концентрациями золота (до 743 г/т) при слабо повышенных содержаниях As, Sb, Pb и минимальном количестве сульфидов. Второй подтип содержит золото в меньших концентрациях (первые граммы на тонну). Для него характерны высокие содержания Mo и As, Cu.

Отчетливого пространственного обособления руд различного типа не установлено (наиболее отчетливо локализован тип I, сложенный прожилками адуляр - кварцевого состава). Однако в целом стадийность гидротермальных процессов хорошо согласуется с бимодальным распределением Ag/Au отношения и пробности Au, которые в свою очередь находят соответствие в морфологии золотин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные по вертикальной зональности гидротермалитов рудопроявления Красивый в значительной мере дополняют (особенно в ее надрудной части) известные схемы вертикальной зональности Au-Ag месторождений (см.рис.3) и могут иметь важное практическое значение. Выявленная вертикальная зональность надрудных метасоматитов позволяет прогнозировать слабо эродированные и не вскрытые месторождения. При этом роль индикатора может играть любая из выделенных фаций, однако наибольшую ценность в этом отношении имеют вторичные кварциты и кремнисто-каолинитовые породы, поскольку эти метасоматиты хорошо диагностируются и легко картируются.

Метасоматическая природа так называемых "ультракалиевых риолитов" повышает их роль как поискового признака Au-Ag месторождений. Не исключено, что часть калиевых аномалий, выявляемых в процессе аэрогамма съемок и относимых к породным, на самом деле связана с такого типа гидротермалитами, имеющими максимальное распространение на слабо эродированных месторождениях.

Материалы по куполу Красивому свидетельствуют о том, что при куполообразовании тектоническое коробление, вулканизм, инъективное внедрение субинтрузивов и гидротермальные процессы - это звенья единой, непрерывно эволюционирующей системы длительного развития. Предполагается что центральные просадки и компенсационные инъекции магмы, формирующие субинтрузивы блоковой формы, связаны с растяжением в своде купола на кульминационной стадии его развития. Структуре купола, с его осевой симметрией и периклинальным

залеганием покровных образований, подчинено в значительной мере распределение субинтрузивов, положение их кровли и подошвы, а также распределение и ориентация в пространстве метасоматических залежей и рудных зон.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдониин В.В. О рудогенерирующей роли процессов ликвации // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, № 4. С.909-911.
2. Баскина В.А. Магматические аномалии и проявление первичных очаговых структур в Сихотэ-Алине. // Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974. С. 195-206.
3. Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры // Новосибирск: Наука, 1974. 126 с.
4. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.
5. Мишин Л.Ф. Форма и выполнение газовых пузырей в лавах и их интерпретация при структурных исследованиях // Вулканология и сейсмология. 1997. № 3. С.18 - 26.
6. Пляшкевич Л. Н. Некоторые критерии поисков и оценки близповерхностных золото серебряных месторождений // Геология месторождений полезных ископаемых. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-востока СССР. Магадан, 1963. Вып. 16. С. 63-71.
7. Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканогенных толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
8. Секи-Фукс В. Калиевый метасоматоз и гидротермальное оруденение Карпатской рудоносной области // Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1979. С. 156-160.
9. Фромберг Э.Д. О природе ультракалиевых липаритов. // Докл. АН СССР. 1980. № 3. С.684-687.
10. Хомич В.Г. Металлогения вулканоплутонических поясов Северного звена Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия. Владивосток: Дальнаука, 1995. 342 с.

Поступила в редакцию 8 мая 1997 г.

Рекомендована к печати Ханчуком А.И.

L.F. Mishin, Yu.P.Pototsky, V.G. Nevstruyev

Zonation of hydrothermally altered rocks and gold-silver mineralization in the Krasivy dome (Ul'insky depression)

Presented are the results of detailed structural mapping and bulk studying of hydrothermalites and gold-silver mineralization of the Krasivy creek ore showing which can be regarded as a standard stockwork Au-Ag deposit of quartz-adularia type. The deposit is confined to tectono-subintrusive dome. The dome structure with its axial symmetry determines the shape and sizes of trachydacitic subintrusions and distribution and occurrence of facies of metasomatites and Au-Ag mineralization. Zonation of hydrothermally altered rocks has been shown. Above-ore facies of hydrothermalites significant for exploration and assessment of weakly eroded deposits have been studied in detail.

ХРОНИКА

ЗАСЕДАНИЕ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ПРОБЛЕМАМ РУДООБРАЗОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ СОВМЕСТНО С РОССИЙСКОЙ ГРУППОЙ МАГРМ

В 1995 году Совет (а ранее Комиссия по закономерностям размещения полезных ископаемых) отметил свое 40-летие. Краткая информация об этой дате была опубликована в журналах «Геология рудных месторождений» и «Тихоокеанская геология», а на Бюро отделения была заслушана информация Председателя Совета за этот период.

За последнее время мы убедились, что несмотря на многие трудности, переживаемые нами, все же возможно проведение совещаний, а также семинаров и тематических экскурсий для обмена мнениями, подведение итогов исследований по различным проблемам рудообразования.

Об этом свидетельствуют целый ряд уже проведенных и намечаемых совещаний и семинаров. Возобновились металлогенические совещания. Первое Всероссийское совещание состоялось в 1994 году в Екатеринбурге и было посвящено проблеме «Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит». В настоящее время в стадии подготовки Второе Всероссийское совещание «Металлогения и геодинамика Азиатского кратона и разновозрастных поясов его обрамления» (20-28 августа) с полевыми экскурсиями на золоторудное месторождение Зун-Холба (Восточный Саян) и на оз. Байкал. Организатор совещания - Институт геохимии СО РАН, Иркутск и Региональная секция по Сибири нашего Совета.

Активно себя проявили две тематические секции Совета - по россыпям и корам выветривания, организовав два Международных совещания. Одно проводилось в Москве в 1994 г. «Россыпи и коры выветривания - объект инвестиций на современном этапе». Другое совещание - в сентябре 1997 г. в Дубне (XI совещание).

Главное тематикой второго совещания была информация о главнейших новых и уже известных промышленных и потенциально-промышленных типах россыпей и месторождений кор выветривания, технология их оценки и освоения. В основном это относилось к золоторудным корам выветривания и месторождениям с тонким и мелким золотом. Извлечение тонкого золота - одна из важнейших проблем современной золотодобычи.

Очень обогатила совещание выставка «Современные технологии, оценка и разработка россыпей и месторождений кор выветривания». В выставке участвовало 25 организаций. Совещание сопровождалось двумя экскурсиями - золотоплатиновые россыпи Среднего Урала (Невьянского и Висимского рудных узлов); на аллювиальную вновь открытую россыпь в бассейне р. Ветлуги. По инициативе секции россыпей к совещанию выпущена книга «Россыпные месторождения России и других стран СНГ (книга продается).

В 1994 г. при Совете организовались еще две секции - тематическая - по вулканогенно-осадочному рудообразованию (руководитель В.Е. Попов, ВСЕГЕИ) и по Северо-Западному региону России (председатель чл.-корр. РАН Г.И. Горбунов). Уже в 1995 г. эти секции проводят региональный симпозиум «Благородные металлы и алмазы Севера Европейской части России» (информация об этом совещании помещена в ГРМ). В 1996 г. с участием зарубежных ученых и при поддержке РФФИ проводится совещание «Метаморфизм вулкано-осадочных месторождений». Совещание «Палеографические и геодинамические условия образования вулкано-осадочных месторождений» было проведено 11-16 сентября 1997 г. в Миассе с геологическими экскурсиями в Учалинский и Верхне-Уральский районы (руководитель - начальник секции Совета В.Е. Попов). Причем, никакой материальной поддержки в проведении совещания ни со стороны Министерств, ни РФФИ получено не было.

Теперь кратко о МАГРМ.

С момента создания МАГРМ в 1964 г. советские геологи были представлены в этой ассоциации Советом по рудообразованию в качестве коллективного члена. Но, поскольку Совет, в основном, занимался и занимается внутрисоюзными (внутрироссийскими) металлогеническими проблемами, по инициативе Председателя Совета академика Н.А. Шило, в 1989 г. при Совете была создана Российская группа и Совет МАГРМ во главе с Д.В. Рундквистом, тогда вице-президентом МАГРМ. С тех пор, по существу, принята

процедура, согласно которой руководителем Российской группы МАГРМ становится тот из российских геологов, кто избирается в состав бюро МАГРМ от России (обычно, в качестве президента или вице-президента). Д.В.Рундквиста на этом посту сменил в 1992 г. академик И.Д.Рябчиков, а последнего в 1996 г. - член-корреспондент РАН Н.И.Еремин. Перевыборы бюро МАГРМ производятся на общих собраниях членов МАГРМ во время Международных Геологических Конгрессов.

Во время последнего, 9^{го} Симпозиума МАГРМ в Пекине в 1994 г., бюро МАГРМ, по инициативе секретаря МАГРМ по членству доктора Р.Зелтмана, приняло решение оставить коллективный членский взнос от Российской группы МАГРМ постоянным, в размере 500 \$ США в год, независимо от числа его членов. В настоящее время в Российской группе МАГРМ числится 124 члена. Значительная часть членов Российской группы МАГРМ принимала участие в различных совещаниях, симпозиумах и других мероприятиях, что отражено в ее годовом отчете.

На этом совещании вопросы и выступления были самой различной формы. Они касались деятельности МАГРМ и Совета. В частности, чл.-корр. РАН М.И.Кузьмин проинформировал заседание о готовящемся II Всероссийском металлогеническом совещании, которое пройдет в Иркутске в августе с.г. Теперь надо подумать относительно издания материалов совещания. Чл.-корр. РАН А.И.Ханчук уведомил присутствующих о предстоящей (лето, 1998 г.) Международной экспедиции совместно с МАГРМ по оловорудным и полиметаллическим месторождениям Приморья (Кавалеровский и Дальнегорский районы).

Чл.-корр. Г.И.Горбунов обратил внимание на технологические аспекты извлечения тонкого и мелкого золота как одной из актуальных проблем современности.

Чл.-корр. РАН А.А.Сидоров предложил издать по линии Совета книгу фундаментальных работ Института при поддержке РФФИ РАН. Этот вопрос необходимо доработать, т.к. еще не известно издание материалов II Всероссийского металлогенического совещания.

На прошлом совещании Совета и МАГРМ (1994 г.) Ю.Г.Сафоновым подмечено, что проводится множество совещаний, симпозиумов геологического профиля никак не координируемых. Возможно, сейчас Совет и МАГРМ могли бы заняться этими вопросами - в результате должен быть получен план координационного типа.

И, наконец, впереди - 10 сессия МАГРМ в Лондоне в августе 1999 г., и наш Российский коллектив МАГРМ должен начать интенсивную подготовку.

Академик Н.А.Шило, гл.научн. сотрудник И.Н.Кизгай, Е.М.Камишина

Поступила в редакцию 27 апреля 1998 г.

ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Юго-Восточная Азия все громче заявляет о себе как о могучем, богатом, быстро развивающемся регионе. Стремительный экономический рост, индустриализация и урбанизация, интенсивная разработка минеральных ресурсов привели к изменению окружающей среды со всеми плачевными последствиями. И несмотря на нынешний экономический кризис, как правительствам стран Юго-Восточной Азии, так и общественности стала очевидной насущная потребность квалифицированной научной экспертизы новых научных проектов экономического развития, а также создание специальных фондов на развитие научных исследований с целью предсказания и предотвращения негативных последствий экономической деятельности.

Поэтому не случайно 9-й региональный конгресс по геологии, минеральным и энергетическим ресурсам Юго-Восточной Азии, состоявшийся в столице Малайзии Куала-Лумпуре 17-19 августа, проходил под девизом "Науки о Земле - в поддержку роста экономики Юго-Восточной Азии". На этом конгрессе, кроме участников из стран Юго-Восточной Азии, присутствовали ученые Северной Америки, Европы, Австралии, Индии, Пакистана, Китая, Японии, Кореи, Папуа-Новой Гвинеи, Ирана и России, всего более 300 участников. Была организована выставка геолого-геофизического оборудования и новейших технологических разработок 16 крупнейших мировых фирм и компаний, работающих в Юго-Восточной Азии. Кроме специальных геологических проблем, на конгрессе широко обсуждались проблемы экологической, инженерной геологии, проблемы и задачи геологического образования в грядущем столетии.

В рамках конгресса работало 7 секций: минеральные ресурсы, энергетические ресурсы, экологическая геология, инженерная геология, региональная тектоника, состояние и развитие геологического образования, общая геология. Кроме того проводилось два симпозиума: МПГК 383 и МПГК 350.

Участники проекта 350 "Изменение окружающей среды и биоты в Южной и Восточной Азии в течение мелового периода" проводили свое последнее заключительное совещание, поскольку проект заканчивается. Было заслушано 5 докладов и заключительное слово руководителя проекта проф. Х.Окады, суммировавшего основные достижения. В конце заседания выступил проф. Хирано, огласивший название нового проекта "Углеродный цикл в области взаимодействия континента и океана и изменение биоразнообразия в течение мелового периода в Азии", который он собирается предложить на предстоящей в феврале 1999 г. сессии ЮНЕСКО.

После заседания состоялись две полевые экспедиции. Первая (2 дня) была организована доктором Р.М.Банда из Геологической службы Малайзии и проходила на о.Борнео в районе г.Кучинг, где по краю кратона Сунда обнажаются мезозойские и кайнозойские субдукционные комплексы. Вторая (5 дней) была подготовлена доктором А.Мезок из Геологической службы Тайланда и проходила в северо-восточном Тайланде, где в пределах бассейна Кхорат обнажаются позднеюрско-меловые красноцветные формации. Были показаны меловые обнажения 7 терригенных формаций общей мощностью около 4 км, представленных фациями меандрирующей реки, озер, болот, формировавшихся в условиях семиаридного климата. До недавнего времени возраст этих



Рис. Отпрепарированные ископаемые остатки динозавров из бассейна Кхорат (северо-восточный Тайланд)
а - кости; б - зубы

ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Юго-Восточная Азия все громче заявляет о себе как о могучем, богатом, быстро развивающемся регионе. Стремительный экономический рост, индустриализация и урбанизация, интенсивная разработка минеральных ресурсов привели к изменению окружающей среды со всеми плачевными последствиями. И несмотря на нынешний экономический кризис, как правительствам стран Юго-Восточной Азии, так и общественности стала очевидной насущная потребность квалифицированной научной экспертизы новых научных проектов экономического развития, а также создание специальных фондов на развитие научных исследований с целью предсказания и предотвращения негативных последствий экономической деятельности.

Поэтому не случайно 9-й региональный конгресс по геологии, минеральным и энергетическим ресурсам Юго-Восточной Азии, состоявшийся в столице Малайзии Куала-Лумпуре 17-19 августа, проходил под девизом "Науки о Земле - в поддержку роста экономики Юго-Восточной Азии". На этом конгрессе, кроме участников из стран Юго-Восточной Азии, присутствовали ученые Северной Америки, Европы, Австралии, Индии, Пакистана, Китая, Японии, Кореи, Папуа-Новой Гвинеи, Ирана и России, всего более 300 участников. Была организована выставка геолого-геофизического оборудования и новейших технологических разработок 16 крупнейших мировых фирм и компаний, работающих в Юго-Восточной Азии. Кроме специальных геологических проблем, на конгрессе широко обсуждались проблемы экологической, инженерной геологии, проблемы и задачи геологического образования в грядущем столетии.

В рамках конгресса работало 7 секций: минеральные ресурсы, энергетические ресурсы, экологическая геология, инженерная геология, региональная тектоника, состояние и развитие геологического образования, общая геология. Кроме того проводилось два симпозиума: МПГК 383 и МПГК 350.

Участники проекта 350 "Изменение окружающей среды и биоты в Южной и Восточной Азии в течение мелового периода" проводили свое последнее заключительное совещание, поскольку проект заканчивается. Было заслушано 5 докладов и заключительное слово руководителя проекта проф. Х.Окады, суммировавшего основные достижения. В конце заседания выступил проф. Хирано, огласивший название нового проекта "Углеродный цикл в области взаимодействия континента и океана и изменение биоразнообразия в течение мелового периода в Азии", который он собирается предложить на предстоящей в феврале 1999 г. сессии ЮНЕСКО.

После заседания состоялись две полевые экскурсии. Первая (2 дня) была организована доктором Р.М.Банда из Геологической службы Малайзии и проходила на о.Борнео в районе г.Кучинг, где по краю кратона Сунда обнажаются мезозойские и кайнозойские субдукционные комплексы. Вторая (5 дней) была подготовлена доктором А.Мезок из Геологической службы Таиланда и проходила в северо-восточном Таиланде, где в пределах бассейна Кхорат обнажаются позднеюрско-меловые красноцветные формации. Были показаны меловые обнажения 7 терригенных формаций общей мощностью около 4 км, представленных фациями меандрирующей реки, озер, болот, формировавшихся в условиях семиаридного климата. До недавнего времени возраст этих



Рис. Отпрепарированные ископаемые остатки динозавров из бассейна Кхорат (северо-восточный Таиланд)
а - кости; б - зубы

формаций определялся как средне-позднеюрский. В последнее десятилетие на основании новых находок двусторок, рыб, крокодилов, спор, пыльцы и особенно остатков костей, зубов динозавров (рис.), а также отпечатков их ног, изучавшихся известными специалистами Е.Буффето и В.Сьюиторном, внесены существенные коррективы в определение возраста. Буквально в последние два года найдены отпечатки ног крупных теропод раннего мела, ранних примитивных тиранозавров (*Siamotyrannus isanensis*) раннего мела, зубы игуанодонтид (апт-альб). После этих исследований только самая нижняя из обследованных формаций группы Кхорат относится к поздней юре, 4 формации - к раннему мелу. Две верхние формации, перекрывающие раннемеловые и содержащие слои соли, гипса и ангидрита, имеют позднемеловой возраст.

К обеим экскурсиям были подготовлены прекрасные путеводители, содержавшие исчерпывающие сведения по геологии обследованных объектов. На обнажениях завязывались оживленные дискуссии с участием специалистов различного профиля геологических знаний.

В заключение выражаю искреннюю благодарность Комитету природных ресурсов по Хабаровскому краю в лице В.Б.Трояна и руководителю проекта 350 проф.Х.Окада, без спонсорской поддержки которых участие в этих мероприятиях было бы невозможным.

*д.г.-м.н. Г.Л.Кириллова,
Институт тектоники и геофизики ДВО РАН*

Поступила в редакцию 8 сентября 1998 г.

НЕКРОЛОГ

БОРУКАЕВ ЧЕРМЕН БЕЙБУЛАТОВИЧ

(1936-1998 гг.)

Российская наука понесла невосполнимую утрату. 7 сентября 1998 г. на 63-м году жизни после тяжелой продолжительной болезни скончался главный научный сотрудник, заведующий отделом Института геологии ОИГГМ СО РАН, доктор геолого-минералогических наук, профессор, член-корреспондент РАН Чермен Бейбулатович Борукаев. Он был талантливым ученым, разносторонним и высокопрофессиональным специалистом. Но особо заметный научный вклад Чермен Бейбулатович внес в разработку проблем геологии докембрия.

Родился Чермен Бейбулатович Борукаев 2 августа 1936 г. в г. Владикавказе, в Северной Осетии, в семье творческой интеллигенции. Его отец, Бейбулат Тохович, был режиссером театра, заслуженным деятелем искусств Северо-Осетинской АССР. Мать, Татьяна Гавриловна, работала балетмейстером в этом же театре. Нет сомнения, что творческая семейная атмосфера ближайшего окружения сыграла большую роль в воспитании и образовании Чермена Бейбулатовича. Все, кто с ним общался достаточно близко, обращали внимание на его интеллигентность, глубокую литературную эрудицию, знание театрального искусства, понимание музыки. Он безукоризненно знал русский язык, блестяще применял его в творческой работе и, что очень важно, охотно делился этими знаниями с коллегами. Чермен Бейбулатович был тонким и блистательным собеседником. Важно отметить, что во всем облике Чермена Бейбулатовича, в его внутреннем настрое, в его выразительности и импульсивной эмоциональности, в его блестящем искрометном остроумии генетически чувствовалась гуманитарий, интеллигент, творческий человек. Он, несомненно, мог бы быть и был бы крупным деятелем культуры. Но судьба Чермена Бейбулатовича сложилась иначе. Он выбрал путь естествоиспытателя, путь научного творчества в науках о Земле.

Большое внимание на выбор профессии Чермена Бейбулатович оказали его родственники, не менее творческие личности, чем его родители, но посвятившие это творчество науке. Дядя Чермена Бейбулатовича, Борукаев Рамазан Асламбекович, был крупным ученым-геологом, действительным членом Академии наук Казахстана. Он внес значительный вклад в изучение палеозойских и докембрийских комплексов этого региона. Геологии посвятила себя и тетя Чермена Бейбулатовича - доктор геолого-минералогических наук Наталья Гавриловна Маркова - известный специалист по тектонике и стратиграфии палеозоя Казахстана и Монголии. Будучи еще школьником, Чермен Бейбулатович участвовал в геологических экспедициях, воспоминания о которых он хранил всю жизнь. И не случайно после окончания школы он выбрал профессию геолога и в 1953 г. поступил на геолого-геофизический факультет госуниверситета в Ростове-на-Дону. В следующем году он перевелся в Московский государственный университет на геологический факультет, который с отличием закончил в 1958 г.

В 1964 г., после окончания аспирантуры на кафедре динамической геологии, Чермен Бейбулатович защитил кандидатскую диссертацию, которая была посвящена покровной структуре Северо-Западного Кавказа и закономерностям развития флишевых прогибов. Уже в годы своего профессионального обучения он на основании собственных геологических наблюдений на Кавказе был подготовлен к пересмотру устоявшихся концепций в геологии, к восприятию и развитию новых идей. Им, одним из первых в отечественной и мировой геологической практике, был применен палинспастический метод тектонического анализа, широко используемый сейчас в рамках теории тектоники литосферных плит.



НЕКРОЛОГ

БОРУКАЕВ ЧЕРМЕН БЕЙБУЛАТОВИЧ

(1936-1998 гг.)

Российская наука понесла невосполнимую утрату. 7 сентября 1998 г. на 63-м году жизни после тяжелой продолжительной болезни скончался главный научный сотрудник, заведующий отделом Института геологии ОИГГМ СО РАН, доктор геолого-минералогических наук, профессор, член-корреспондент РАН Чермен Бейбулатович Борукаев. Он был талантливым ученым, разносторонним и высокопрофессиональным специалистом. Но особо заметный научный вклад Чермен Бейбулатович внес в разработку проблем геологии докембрия.

Родился Чермен Бейбулатович Борукаев 2 августа 1936 г. в г. Владикавказе, в Северной Осетии, в семье творческой интеллигенции. Его отец, Бейбулат Тохович, был режиссером театра, заслуженным деятелем искусств Северо-Осетинской АССР. Мать, Татьяна Гавриловна, работала балетмейстером в этом же театре. Нет сомнения, что творческая семейная атмосфера ближайшего окружения сыграла большую роль в воспитании и образовании Чермена Бейбулатовича. Все, кто с ним общался достаточно близко, обращали внимание на его интеллигентность, глубокую литературную эрудицию, знание театрального искусства, понимание музыки. Он безукоризненно знал русский язык, блестяще применял его в творческой работе и, что очень важно, охотно делился этими знаниями с коллегами. Чермен Бейбулатович был тонким и блистательным собеседником. Важно отметить, что во всем облике Чермена Бейбулатовича, в его внутреннем настрое, в его выразительности и импульсивной эмоциональности, в его блестящем искрометном остроумии генетически чувствовался гуманитарий, интеллигент, творческий человек. Он, несомненно, мог бы быть и был бы крупным деятелем культуры. Но судьба Чермена Бейбулатовича сложилась иначе. Он выбрал путь естествоиспытателя, путь научного творчества в науках о Земле.

Большое внимание на выбор профессии Чермена Бейбулатович оказали его родственники, не менее творческие личности, чем его родители, но посвятившие это творчество науке. Дядя Чермена Бейбулатовича, Борукаев Рамазан Асламбекович, был крупным ученым-геологом, действительным членом Академии наук Казахстана. Он внес значительный вклад в изучение палеозойских и докембрийских комплексов этого региона. Геологии посвятила себя и тетя Чермена Бейбулатовича - доктор геолого-минералогических наук Наталья Гавриловна Маркова - известный специалист по тектонике и стратиграфии палеозоя Казахстана и Монголии. Будучи еще школьником, Чермен Бейбулатович участвовал в геологических экспедициях, воспоминания о которых он хранил всю жизнь. И не случайно после окончания школы он выбрал профессию геолога и в 1953 г. поступил на геолого-геофизический факультет госуниверситета в Ростове-на-Дону. В следующем году он перевелся в Московский государственный университет на геологический факультет, который с отличием закончил в 1958 г.

В 1964 г., после окончания аспирантуры на кафедре динамической геологии, Чермен Бейбулатович защитил кандидатскую диссертацию, которая была посвящена покровной структуре Северо-Западного Кавказа и закономерностям развития флишевых прогибов. Уже в годы своего профессионального обучения он на основании собственных геологических наблюдений на Кавказе был подготовлен к пересмотру устоявшихся концепций в геологии, к восприятию и развитию новых идей. Им, одним из первых в отечественной и мировой геологической практике, был применен палинспастический метод тектонического анализа, широко используемый сейчас в рамках теории тектоники литосферных плит.



По окончании аспирантуры, в 1964 г., Ч.Б.Борукаев был направлен в Новосибирск, в Сибирское отделение АН СССР, где стал сотрудником лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики.

Главное направление научной деятельности Ч.Б.Борукаева в этот период - тектоника докембрийских образований. Он активно участвовал в составлении первой в мире "Карты тектоники докембрия континентов" и многотомной серии "Докембрий континентов". Им разрабатывались принципы расчленения докембрийских толщ и типизации докембрийских структур, решались проблемы общей геохронологической шкалы докембрия и вопросы тектонической терминологии. Развитием этих работ стали докторская диссертация "Типы и эволюция докембрийских структур" (защищена в 1983 г.) и монография "Структура докембрия и тектоника плит" (1985 г.). В них впервые в мировой литературе дана интерпретация раннедокембрийских комплексов с позиций мобилизма. Ч.Б.Борукаев впервые в мировой науке показал, что механизм движения плит проявился с архея.

Чермен Бейбулатович был активным борцом за чистоту научного языка, за грамотность и профессионализм в геологии. Эта черта оставила глубокий след в его деятельности. Он внес большой вклад в создание "Справочника по тектонической терминологии" и продолжал заниматься этой проблемой до последних дней жизни. Последней его работой был подготовленный для студентов Новосибирского государственного университета "Справочник по современной тектонической терминологии".

В 1987 г. Ч.Б.Борукаев был избран членом-корреспондентом АН СССР по специальности "Тектоника" и с 1988 г. по 1992 г. работал директором Института тектоники и геофизики ДВО АН СССР. В этот период Ч.Б.Борукаев наряду с административными и научно-организационными обязанностями, среди которых одной из главных было руководство объединенным научным советом по геолого-геофизическим наукам, продолжал уделять большое внимание проблемам геологии переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану, мезозойской тектоники Дальнего Востока. Результатом этих исследований стали статьи, в которых изложены возможные решения кардинальных геологических проблем Тихоокеанского и Монголо-Охотского поясов, Сихотэ-Алиньской складчатой системы. В период руководства институтом ему досталось трудное время перестройки, которое требовало большого напряжения, выдержки, стойкости. Чермен Бейбулатович был принципиальным и эмоциональным человеком, принимавшим близко к сердцу все сложности и неурядицы того времени.

Состояние здоровья не позволило Чермену Бейбулатовичу продолжить работу в должности директора Института тектоники и геофизики. В 1992 г. он возвращается в Новосибирск и продолжает научные исследования в должности главного научного сотрудника лаборатории корреляции геологических процессов, а в последние годы - заведующего отделом Института геологии. Несмотря на перенесенные тяжелые операции, Чермен Бейбулатович за последние годы опубликовал несколько работ, в том числе в 1996 г. - монографию "Тектоника литосферных плит в архее". Всего Ч.Б.Борукаевым опубликовано более 200 научных трудов.

На протяжении всей научной деятельности Чермен Бейбулатович занимался педагогической работой. Он начал ее еще в годы аспирантуры в Московском госуниверситете, затем продолжил на кафедре общей и региональной геологии Новосибирского государственного университета, которую возглавлял в течение ряда лет. Он очень много сделал для совершенствования, приближения к самым новейшим достижениям геологии общегеологического образования в Новосибирском университете.

Большое внимание Ч.Б.Борукаев уделял научно-организационной работе. Он являлся заместителем председателя научного совета по проблеме "Тектоника Сибири и Дальнего Востока", председателем секции научного совета по проблемам геологии докембрия Сибири и Дальнего Востока, членом редколлегии журналов "Геотектоника", "Геология и геофизика", "Тихоокеанская геология", членом бюро межведомственного тектонического комитета.

Ч.Б.Борукаев был верным другом, человеком высокой порядочности и абсолютной честности, настоящим Рыцарем Науки. Он был семьянином в самом высоком смысле этого слова, у него была прекрасная геологическая семья, по пути отца и матери пошел в геологию и сын Гоги. Вся жизнь Чермена Бейбулатовича была посвящена геологии. Геология была его призванием, его хобби, его страстью. Ей, во всех ее проявлениях, науке и истине, он был беззаветно предан.

Чермен Бейбулатович был настоящим патриотом России, он глубоко переживал распад нашего великого государства, развал экономики, культуры, науки, мечтал о возрождении великой России.

Все, кто работал вместе с Черменом Бейбулатовичем, учился у него или общался с ним при полевых исследованиях, на научных совещаниях и симпозиумах, навсегда сохраняют в своих сердцах память об этом ярком, талантливым, добром, высокопорядочном человеке, истинном интеллигенте, патриоте, эрудите и ученом.

Научные редакторы: Войнова И.П., Бердников Н.В., Быков В.Г.
Корректор Афанасьева И.А.

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Института тектоники и геофизики ДВО РАН, 680000, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.96г. Подписано к печати 29.09.98 г.
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л.15. Усл.-изд.л.14,8
Тираж 200 экз. Заказ 17.

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

(Адрес подписчика)