

Том 15, номер 3
ISSN 0207-4028

Май-Июнь 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



Российская академия наук
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 15 № 3 1996 Май-Июнь

Основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

0207-4028

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

Редакционная коллегия

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

Редакционный совет

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

Зав. редакцией С.М.Ставицкая

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59

FAX 74212 332-840, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1996 г.

©

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

Vol.15 № 3 1996 May - June

Established in 1982

Periodicity 6 issues in a year

ISSN 0207-4028

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

Editorial Board

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

Editorial Council

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

Head of Editorship S.Stavitskaya

Editorial office address: 65, Kim Yu Chen Str., 680063, Khabarovsk, tel.: 21-08-59

Fax: 74212 332-840, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch RAS, 1996

©

СОДЕРЖАНИЕ

Тектоника и геодинамика	
<i>П.И. Федоров, Н.И. Филатова, А.И. Дворянkin.</i> Кайнозойский вулканизм востока Корякского нагорья и геодинамические обстановки его проявления (Северо-Восток России)	3
<i>В.П. Нечаев, П.В. Маркевич, А.И. Малиновский, А.Н. Филитов, С.В. Высоцкий.</i> Геодинамические обстановки накопления меловых отложений Нижнего Приамурья по ассоциациям тяжелых минералов	14
Стратиграфическая корреляция	
<i>В. Симаков, В.П. Похиалайнен.</i> Размышления на тему о принципах стратиграфической классификации	25
<i>Г.Л. Кириллова, В.С. Маркевич, Е.В. Бугдаева.</i> Корреляция геологических и биологических событий в меловых бассейнах юго-восточной России	38
<i>Г.В. Беляева, С.М. Тащи.</i> Органогенные постройки верхней перми Приморья	50
Геофизика	
<i>Л.В. Горкуша.</i> Факторный анализ сейсмичности Приамурья	68
<i>В.С. Селиванова, Н.Г. Шкабарня.</i> Геоэлектрические модели гидрогеологических объектов Приморского края	71
Рудоносность	
<i>Л.Л. Школьник, Тан Тяньфу, Сюэ Яосун, Юй Цунлю, Е.А. Жегалло.</i> Природа фосфоритов бассейна Джорджина, Северная Австралия	78
<i>З.Е. Кириллов, М.В. Горошко.</i> Металлогения урана Ульинской и Куйдусунской вулканогенных впадин (Западное Прихотье)	88
<i>В.К. Попов, А.В. Гребенников.</i> Геолого-геохимическая корреляция риолитов Якутской и Августовской вулканооструктур (Приморье)	98
<i>П.Г. Недашковский, М.Н. Назаров, В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак.</i> Рудоносные щелочногранитные дайки Северо-Учурского плутона (Хабаровский край)	108
<i>Л.Б. Сушкин.</i> К характеристике рудоносности центральной части хребта Кет-Кап (Хабаровский край)	115
<i>З.Я. Боднар.</i> О прогнозировании погребенных россыпей золота в Амуро-Зейской впадине (Приамурье)	122
Краткие сообщения	
<i>А.А. Андреев, А.С. Сваричевский.</i> Намагниченность подводных гор вала Хоккайдо (Тихий океан)	125
<i>А.В. Кудымов.</i> Складчатые дислокации северной части Восточно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны	130
<i>В.В. Стогний, Г.А. Стогний.</i> Тектоническая расслоенность Алдано-станового геоблока	135
<i>В.С. Приходько, К.Е. Чеснер, Е.Д. Этлинггер, А. Дейно, М. Кифи.</i> Лейцитовые базальты Болонского вулкана (Приамурье)	140
Дискуссии	
<i>М.Д. Герасименко.</i> Проблемы расширения Земли в свете данных космической геодезии	143
Рецензии	
Новая сводка по рудоносности подводных гор Западной Пацифики	147

CONTENTS

Tectonics, geodynamics

- P.I.Fyodorov, N.I.Filatova, A.I.Dvoryankin.* Cenozoic volcanism of the Koryak Upland East (Russia's North East), and geodynamic environments of its manifestation 3
- V.P.Nechaev, P.V.Markevich, A.I.Malinovsky, A.N.Philippov, S.V.Vysotskiy.* Tectonic settings of deposition of the Cretaceous sediments from the Lower Amur region, Russian Far East 14

Stratigraphic correlation

- K.V.Simakov, V.P.Pokhialainen.* Thinking about the principles of the stratigraphic correlation 25
- G.L.Kirillova, V.S.Markevich, E.V.Bugdaeva.* Correlation of geologic and biologic events in the Cretaceous basins of south-eastern Russia 38
- G.V.Belyaeva, S.M.Tashchi.* Late Permian organogenic buildups in Primorye 50

Geophysics

- S.V.Gorkusha.* Factor analysis as applied in zoning of Priamurie 68
- T.V.Selivanova, N.G.Shkabarnya.* Geoelectrical models of hydrogeological target, the Primorie Territory 71

Presence of ore

- E.L.Shkolnik, Tang Tiafu, Sue Yaosong, You Qonglin, E.A.Zhegalo.* The nature of phosphorites from the Georgian basin, North Australia 77
- V.E.Kirillov, M.V.Goroshko.* Uranium metallogeny of the Ulyinsky and Kuidusunsky volcanogenic troughs (Western Priokhotie) 88
- V.K.Popov, A.V.Grebennikov.* Geological and geochemical correlation of rhyolites from the Yakutsk and Avgustovsky volcanostructures (Primorie) 98
- P.G.Nedashkovsky, M.N.Nazarov, V.A.Pakhomov, B.L.Zalishchak.* Ore-bearing alkali-granite dykes of the North-Uchur pluton (the Khabarovsk Territory) 108
- L.B.Sushkin.* To characteristics of presence of ore in the central Ket-Kap range (the Khabarovsk Territory) 115
- Z.Ya.Bodnar.* Forecasting buried placer gold deposits in the Amur-Zeya basin (Priamurie) 122

Brief communications

- A.A.Andreev, A.S.Svarichevsky.* Magnetization of seamounts of the Hokkaido swell (the Pacific Ocean) 125
- A.V.Kudymov.* Plicative dislocations of the northern East Sikhote-Alin structural-formational zone 130
- V.V.Stogny, G.A.Stogny.* Tectonic stratification of the Aldan-Stanovoy range 135
- V.S.Prikhod'ko, C.A.Chesner, A.D.Ettlenger, A.Deino, M.O'Keefe.* Leucite basalts of the Bolon volcano 140

Discussions

- M.D.Gerasimenko.* The problem of the extension of the Earth in the light of space geodesy data 143

Reviews

- New summary on the ore-bearing seamounts, Western Pacific 147

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.21: 550.422

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОКА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ
(СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

П.И.Федоров*, Н.И.Филатова**, А.И.Дворянкин***

* Геологический институт РАН, г.Москва

**Институт литосферы РАН, г.Москва

"Аэрогеология", г.Москва

Среди раннекайнозойских вулканогенных образований на востоке Корякского нагорья выделены два комплекса. В Рарыткинском ареале нижний, палеоцен-среднеэоценовый комплекс формировался в обстановке растяжения и образован слабо дифференцированной базальт - андезибазальтовой ассоциацией, характеризующейся толеитовым трендом фракционирования, низкими содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE), слабо деплетированным спектром легких редкоземельных элементов (LREE) и обогащением Ti, Y, Hf и Zr. Верхний, позднеэоцен-олигоценый комплекс, располагающийся в Рарыткинском и Элекайском ареалах, принадлежит Западнокамчатско-Корякскому окраинно-континентальному вулканическому поясу и образован вулканитами дифференцированной известково-щелочной серии. Образование толеитовых базальтов палеоцен-среднеэоценового комплекса связано с плавлением химически гетерогенного источника, сформированного за счет взаимодействия трех мантийных компонент - внутриплитной мантии, реститового гарцбургита и деплетированного (MORB-подобного) мантийного вещества. Образование расплавов позднеэоцен-олигоценовой известково-щелочной серии связано с плавлением деплетированного вещества надсубдукционного литосферного клина, в Элекайском ареале - контаминированного продуктами дегазации субдуцируемой океанической плиты, Рарыткинском ареале - с вторичным плавлением источника, унаследованного от предыдущего палеоцен-раннеэоценового этапа вулканизма.

ВСТУПЛЕНИЕ

В последние годы среди континентальных кайнозойских вулканогенных пород Пенжинско-Анадырско-Корякского региона выявлены два принципиально различающихся комплекса, один из которых, более ранний, формировался в обстановке растяжения, а второй принадлежит Западнокамчатско-Корякскому вулканическому поясу [6-8]. Однако особенности распространения этих пород, их наложенный характер на гетерогенных образованиях различных структурно-формационных комплексов мезозоя, приуроченность к небольшим обособленным ареалам (рис. 1) сделали необходимым в каждом конкретном случае проводить идентификацию вулканических пород. С этой точки зрения особый интерес представляют кайнозойские вулканиты восточной части Корякского нагорья, поскольку они здесь (особенно в хр. Рарыткин) характеризуются большой мощностью и разнообразием состава. Полученные новые данные по химизму вулканогенных пород Элекайского и Рарыткинского ареалов позволили провести их геохимическую типизацию, а также предложить петрологические и геодинамические модели их формирования.

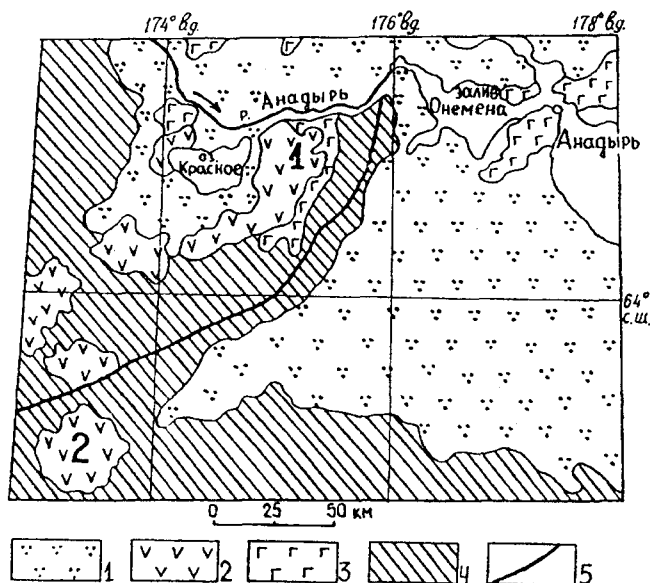


Рис. 1. Геологическая схема размещения ареалов кайнозойских вулканогенных пород в восточной части Корякского нагорья, по [4, с изменениями].

1. Четвертичные терригенные отложения; 2. Верхнеэоцен-олигоценовые породы Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса; 3. Палеоцен-среднеэоценовые базальты; 4. Мезозойские породы; 5. Березовский сдвиг. Цифрами обозначены ареалы вулканогенных пород (1 - Рарыткинский, 2 - Элекайский).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Среди кайнозойских вулканогенных образований востока Корякского нагорья выделены два комплекса, различающихся возрастом, составом и структурным положением. Нижний из них, выделенный в хр. Рарыткин как правоталийская свита [2], слагает северо-западный склон этого хребта (рис.1), и протягивается на север, в пределы Анадырской впадины [1]. В наиболее полных разрезах Рарыткинского ареала нижний вулканогенный комплекс имеет двучленное строение. Он начинается с мощной (до 70-100 м) терригенной базальной пачки, несогласно перекрывающей складчато-надвиговые структуры в позднемезозойских образованиях. Эта пачка состоит из чередующихся мелко- и среднегалечных конгломератов, гравелитов, реже грубозернистых песчаников, обломочный материал которых представлен разнообразными по составу породами палеозойского, триасового, юрского и мелового возраста, слагающими докайнозойский фундамент [12]. Верхняя часть рассматриваемого комплекса сложена слабо дифференцированными вулканогенными породами - базальтами и андезибазальтами. Мощность верхней, вулканической части разреза нижнего комплекса около 350-400 м, а суммарная его мощность в наиболее полных разрезах достигает 500 м. Однако на отдельных участках мощность конгломератовой части разреза уменьшается до нескольких метров или она вообще отсутствует, а мощность вулканогенной части сокращается до 50-100 м. Структурной особенностью пород нижнего комплекса является их приуроченность к грабенам северо-восточной и субмеридиональной ориентировки, ширина которых в Рарыткинском ареале составляет около 20 км. В песчаниках нижней конгломератовой пачки в правобережье р.Талияин и в верховьях р.Тополевой В.Л.Самсоненко были собраны коллекции ископаемых растений, которые, согласно определениям М.А.Ахметьева, свидетельствуют о позднепалеоценовом-среднеэоценовом возрасте вмещающих пород [2]. Верхний вулканогенный комплекс в Рарыткинском ареале представлен краснореченской свитой [2], состоящей из дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации пород, дополняющихся терригенными и туфогенно-терригенными образованиями. Породы комплекса со структурным несогласием перекрывают образования нижнего базальтового комплекса и слагают кольцевые тектоно-магматические структуры (преимущественно кальдеры) диаметром до 10-15 км.

Верхний комплекс в наиболее полных разрезах приводораздельной части северо-западного склона хр. Рарыткин начинается с пачки переслаивающихся валунных конгломератов (с дацитами в

обломочном материале) и среднеобломочных туфов дацитового состава мощностью до 50 м, которая перекрывается чередующимися базальтами и андезитами с редкими потоками дацитов. Мощность этих вулканитов, среди которых преобладают андезибазальты и андезиты, достигает 250 м. Верхний вулканогенный комплекс в Рарыткинском ареале венчается вулканитами кислого состава мощностью до 270 м, которые обычно начинаются дацитами и их туфами, а вверх по разрезу сменяются мощными потоками игнимбригов дацитового и риолитового состава. Завершается разрез вулканитов кислого состава потоками дацитов, либо туфами. На отдельных участках Рарыткинского ареала породы среднего-основного состава исчезают из разреза верхнего комплекса и вулканиты кислого состава с базальными конгломератами непосредственно перекрывают палеоцен-среднеэоценовые базальты или мезозойские образования.

Указанный гомодромный характер разреза верхнего комплекса в Рарыткинском ареале не всегда выдерживается по площади. В отдельных ареалах последовательность вулканитов бывает антидромной, а в ряде случаев породы среднего-основного и кислого состава разобщены в пространстве, слагая самостоятельные изолированные тектоно-магматические структуры центрального типа. Имеет свою специфику и Элекайский ареал, представляющий собой обширную кальдеру, сложенную породами верхнего вулканогенного комплекса. Разрез начинается пакетом потоков андезибазальтов суммарной мощностью 260 м. Средняя часть разреза мощностью около 120 м сложена андезибазальтами и андезитами с преобладанием последних. Венчается разрез верхнего комплекса Элекайского ареала переслаивающимися потоками андезитов, андезитдацитов с подчиненным объемом дацитов общей мощностью около 150 м. Суммарная мощность пород верхнего комплекса здесь, как и в хр. Рарыткин, составляет около 550 м.

Возраст верхнего вулканогенного комплекса принят позднеэоцен-олигоценовым на том основании, что в песчаниках и туффитах его нижней части В.И. Волобуевой, Г.П.Тереховой [3] и В.Л. Самсоненко в правобережье р.Талияин и на южном склоне г.Цирк (хр. Рарыткин) обнаружена флора второй половины эоцена, а в туфах средней части разреза - олигоцена (определения М.А.Ахметьева [2]). Конечно, нельзя исключить, что последние проявления кислого вулканизма в пределах Западнокамчатско -Корякского окраинно-континентального пояса происходили до раннего миоцена включительно, однако палеоботанически они не документированы, а имеющиеся валовые (по породе) К-Аг датировки обнаруживают большой разброс значений [6].

Химический состав вулканических пород хр. Рарыткин и Элекайских гор (петрогенные элементы - мас.%, редкие -г/т)

	114211	114221	617-6	127010	127012	115314	С20-7	С12-2	Л22-4	Л22-7	Д56	Л22-10	С20-15	112218	112219	1123
SiO ₂	49.09	48.54	50.49	46.52	47.13	47.81	51.30	56.82	57.34	58.02	57.62	57.20	73.34	52.79	52.34	52.59
TiO ₂	2.28	2.33	1.78	1.73	1.78	1.81	1.12	1.36	1.08	0.96	1.14	1.12	0.27	1.15	1.17	1.20
Al ₂ O ₃	17.71	17.27	16.59	17.79	16.74	17.32	18.15	17.17	18.24	18.15	17.36	17.85	13.52	17.27	17.31	17.21
Fe ₂ O ₃	10.36	10.54	9.12	9.19	9.95	9.29	7.51	8.74	6.51	7.35	7.60	7.17	1.95	8.61	8.51	8.68
MnO	0.09	0.08	0.18	0.21	0.15	0.15	0.13	0.34	0.10	0.13	0.12	0.12	0.03	0.14	0.15	0.15
MgO	4.90	5.59	5.45	7.11	7.60	7.69	5.87	2.84	2.84	0.92	2.67	3.73	0.87	6.65	6.50	7.16
CaO	4.94	5.07	9.15	9.04	8.15	9.44	10.41	7.09	7.19	6.10	7.69	7.19	1.70	8.07	8.18	7.94
Na ₂ O	4.24	4.01	3.79	3.20	2.53	2.88	3.40	4.16	4.16	4.75	3.70	4.25	4.05	3.36	3.24	3.31
K ₂ O	0.48	0.26	0.64	0.19	0.24	0.20	0.36	1.02	0.90	1.06	1.10	0.79	3.33	0.64	0.75	0.70
P ₂ O ₅	0.31	0.23	0.28	0.21	0.19	0.22	0.08	0.20	0.10	0.28	0.12	0.15	0.03	0.19	0.19	0.18
ППП	5.00	5.60	2.10	4.50	5.21	3.25	1.29	-	0.47	0.30	0.09	0.25	0.23	1.00	1.10	0.80
Сумма	99.77	99.52	99.57	99.59	99.80	100.06	100.22	100.30	100.04	99.25	100.05	100.34	100.26	99.87	99.44	99.92
Cr	90	50	70	65	60	55	100	5	5	5	7	20	-	200	87	100
Ni	65	50	49	93	85	85	72	9	18	8	15	16	-	95	75	110
Co	25	27	30	30	20	30	28	16	20	12	20	20	-	20	19	24
V	220	200	210	185	150	175	210	240	190	90	210	180	-	185	160	160
Rb	10	6	16	10	10	2	10	20	14	31	29	18	-	11	12	24
Sr	217	193	230	210	220	270	240	250	290	220	220	300	-	283	310	180
Ba	120	109	130	125	132	190	97	200	190	230	210	210	-	150	164	150
Hf	5.3	3.9	3.5	3.3	3.7	4.2	2.7	5.6	5.4	6.1	7.1	4.2	-	3.5	3.5	4.1
Zr	210	210	130	120	145	140	120	220	160	220	150	170	-	120	110	120
Y	44	51	34	47	42	39	22	58	47	65	37	23	-	24	24	27
Ta	0.35	0.18	0.28	0.19	0.18	0.16	0.30	0.57	0.58	0.42	0.53	0.55	-	0.22	0.32	0.33
Nb	4	5	8	10	3	3	10	10	10	8	10	10	-	6	8	15
Th	3.0	1.6	1.1	1.4	2.0	1.35	1.0	3.2	3.2	-	2.7	3.2	-	1.1	1.6	0.7
La	11.0	9.2	10.0	5.7	7.7	6.4	8.4	16.0	15.0	18.0	8.7	15.0	-	11.0	11.0	10.0
Ce	31.0	27.0	27.0	18.0	21.0	19.0	20.0	38.0	34.0	28.0	20.0	32.0	-	24.0	23.0	25.0
Nd	21.0	20.0	18.0	13.0	15.0	14.0	13.0	23.0	18.0	27.0	13.0	18.0	-	16.0	14.0	14.0
Sm	5.7	5.9	5.1	4.1	4.2	4.3	3.6	6.2	4.9	6.8	3.3	4.7	-	3.7	3.5	3.5
Eu	1.8	2.0	1.4	1.5	1.4	1.5	1.2	1.9	1.6	2.2	1.1	1.4	-	1.1	1.1	1.1
Tb	1.2	1.3	1.2	1.0	0.96	0.98	0.83	1.4	1.1	1.4	0.64	1.0	-	0.77	0.77	0.8
Yb	3.5	3.7	3.0	2.8	2.8	2.9	2.4	4.0	2.9	4.2	2.1	2.7	-	2.4	2.3	2.4
Lu	0.54	0.56	0.44	0.42	0.42	0.43	0.36	0.6	0.44	0.65	0.32	0.42	-	0.39	0.35	0.36

Примечание. Хр.Рарыткин: нижний комплекс - 114211, 114221, 617-6, 127010, 127012, 115314; верхний комплекс - С20-7, С12-2, Л22-7, Д56, Л22-10, С20-15; Элекайские горы, верхний комплекс - 112218, 112219, 1123.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Характеристика вулканических комплексов основана на изучении 150 образцов пород. Петрогенные элементы определены методом классического химического анализа в лаборатории ИМГРЭ. Sr, Ni, Co и V были определены количественным спектральным методом (аналитик И.Ю.Лубченко); Rb, Ba, Sr, Zr, Y и Nb - рентгенно-флюоресцентным методом; Hf, Ta, Sc и PЗЭ- методами инструментального нейтронно-активационного анализа (руководитель С.М.Ляпунов) в Геологическом институте РАН. Содержания U и Th определялись гамма-спектрометрическим методом в ГЕОХИ РАН (аналитик Т.М.Золотухина).

Состав минеральных фаз был исследован на микроанализаторе "Сатеса" в Геологическом институте РАН (аналитик Г.В.Карпова).

Представительные анализы пород вулканических комплексов приведены в таблице.

Палеоцен-среднеэоценовый вулканогенный комплекс

В базальтах и андезибазальтах нижнего комплекса хр. Рарыткин, наряду с афировыми породами, широко развиты порфировые и субпорфировые разновидности. Среди вкрапленников (10-15 об. %) распространены плагиоклаз, оливин, клинопироксен и магнетит; изредка встречается ортопироксен. Основная масса пород сильно варьирует по содержанию темноцветных и содержит плагиоклаз, пироксены, рудные минералы и вулканическое стекло, часто девитрифицированное. Структура основной массы изменяется от гиалопилитовой до интерсертальной, реже микроделеритовой. Плагиоклаз обычно образует несколько генераций вкрапленников. В высокотитанистых базальтах развиты крупные (до 1.2-1.5 мм) фенокристы состава An_{79-77} I-й генерации, однако более обычны кристаллы состава An_{73-61} с прямой, реже обратной зональностью в зернах II-й генерации. Оливины широко распространены в базальтах, реже встречаясь в андезибазальтах. Они образуют крупные (0.6-0.8 мм) резорбированные, нередко трещиноватые кристаллы. Оливины по составу являются умеренно магнезиальными и изменяются от Fo_{83} до Fo_{77} и часто содержат мелкие включения рудных. Клинопироксены реже распространены в базальтах и андезибазальтах; среди них различаются авгиты состава $En_{49-31}Wo_{31-42}Fs_{14-23}$ и более редкие титан-авгиты ($En_{39-41}Wo_{40-43}Fs_{17-20}$; TiO_2 2.4-3.5%). Ортопироксены (бронзиты Fs_{25-30}) редки и образуют гломеропорфировые сростки с клинопироксенами.

Вулканические породы нижнего комплекса характеризуются существенно базальтовым уровнем содержания кремнезема при незначительном

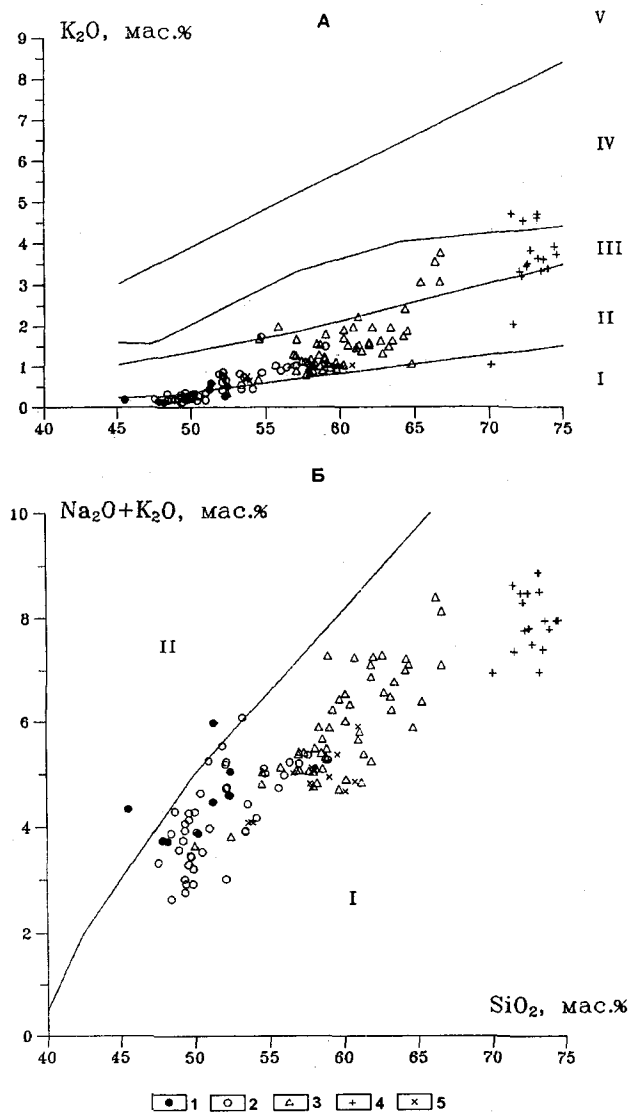


Рис.2. Систематика вулканических пород по содержанию щелочей.

1-4 - хр. Рарыткин; 1-2 - нижний комплекс, толеитовая серия: 1 - высокотитанистая, 2 - умереннотитанистая группа; 3-4 - верхний комплекс: 3 - базальт-андезит-дацитовая известково-щелочная серия, 4 - риолиты; 5 - Элекайские горы, базальт-андезит-дацитовая известково-щелочная серия.

А. Поля серий пород по [23]: I - низко-К; II - умеренно-К известково-щелочная; III - высоко-К известково-щелочная; IV - шошонитовая; V - щелочная.

Б. Поля серий пород по [14]: I - субщелочной, II - щелочной.

развитии более кремнекислых членов серии, умеренными и высокими (1.4-2.3% TiO_2) концентрациями титана (таблица). Соотношение калия, суммарной щелочности и кремнезема идентифицирует (рис. 2) эти эффузивы как умереннокалиевую базальт-андезибазальтовую ассоциацию. На диаграмме $SiO_2-FeO_{\text{общ}}/MgO$ (рис. 3А) фигуративные точки пород располагаются в поле толеитовой серии. Толеитовая тенденция также подчеркивается зависимостью концентрации TiO_2 от железо-маг-

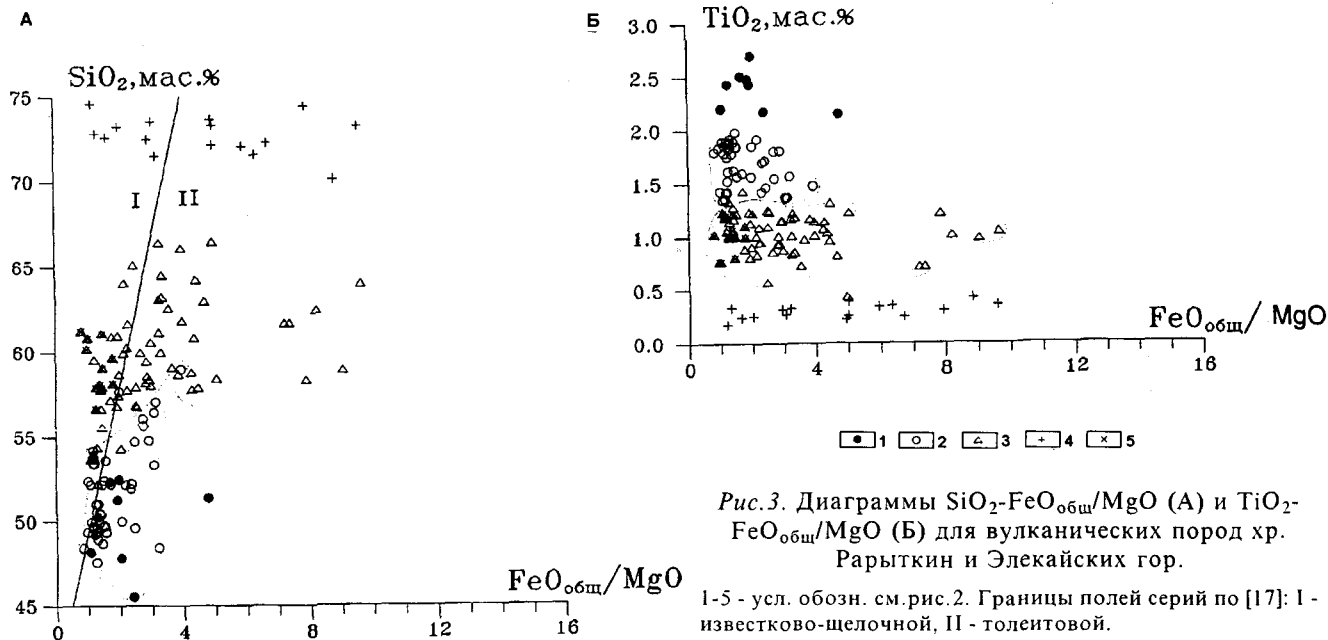
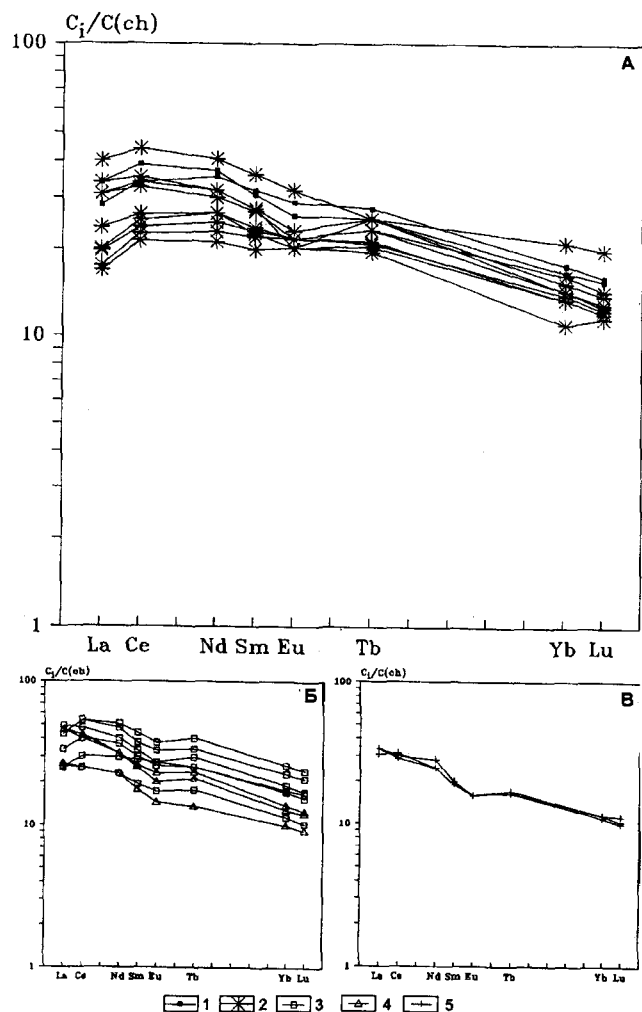


Рис. 3. Диаграммы SiO_2 - $FeO_{\text{общ}}/MgO$ (А) и TiO_2 - $FeO_{\text{общ}}/MgO$ (Б) для вулканических пород хр. Рарыткин и Элекайских гор.

1-5 - усл. обозн. см.рис.2. Границы полей серий по [17]: I - известково-щелочной, II - толеитовой.



ниевое отношения (рис. 3Б). Эти параметры проявляют положительную корреляцию, характерную для толеитовой серии, в отличие от отрицательной, типичной для окраинно-континентальных известково-щелочных серий. По соотношению Cr и Ti [21] данные базальты близки толеитам спрединговых зон. Примечательной особенностью пород комплекса является чередование в одном разрезе умеренно- и высокотитанистых групп базальтов (1.4-1.6 и 1.8->2% TiO_2 , соответственно).

Распределение редких и редкоземельных элементов в базальтах обеих групп выявляет смешанность их геохимических характеристик. Низкие содержания LIL -элементов (Rb, Ba, Sr), повышенные концентрации Cr, Ni сближают эти породы с толеитами зон спрединга. Этому выводу также не противоречит характер распределения редкоземельных элементов, носящий в базальтах обеих групп слабо дифференцированный характер (табл.; рис. 4). В отношении цериевых лантаноидов базальты либо умеренно деплетированы ($La_n/Sm_n=0.8-0.9$), либо слабо обогащены ($La_n/Sm_n=1.1-1.2$). La_n/Yb_n отношение также низкое (1.3-2.2). Необходимо отметить, что при сопоставлении

Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в вулканиках хр.Рарыткин и Элекайских гор.

хр.Рарыткин: А - нижний комплекс: 1 - высокотитанистые, 2 - умереннотитанистые базальты; Б - верхний комплекс: 3 - базальты, 4 - андезиты и андезидациты.

В - Элекайские горы: 5- андезибазальты. Концентрации редкоземельных элементов нормализованы по хондриту [20].

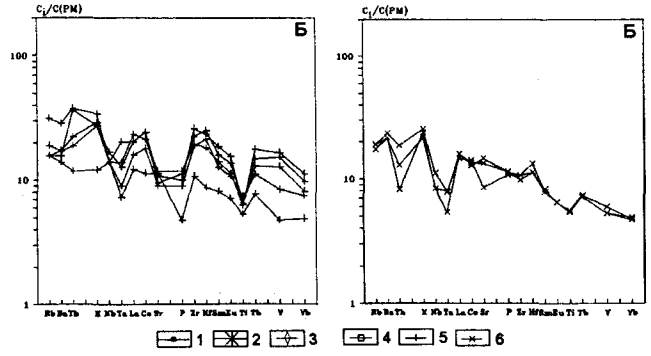
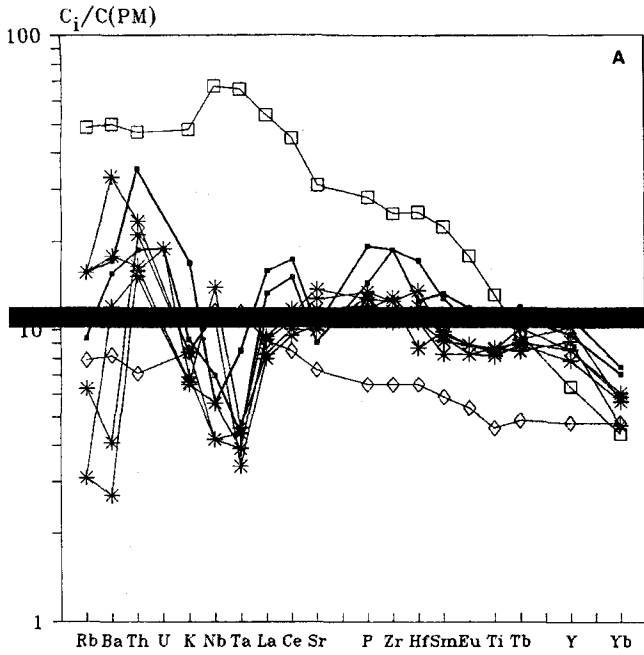


Рис. 5. Распределение некогерентных элементов в базальтах хр.Рарыткин и Элекайских гор. А, Б - хр.Рарыткин, В - Элекайские горы.

1 - высокотитанистые, 2 - умереннотитанистые базальты, 3 - E-MORB [25], 4 - OIB [25], 5, 6 - низкотитанистые базальты.

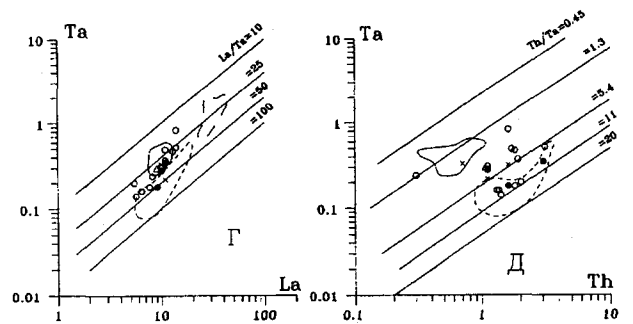
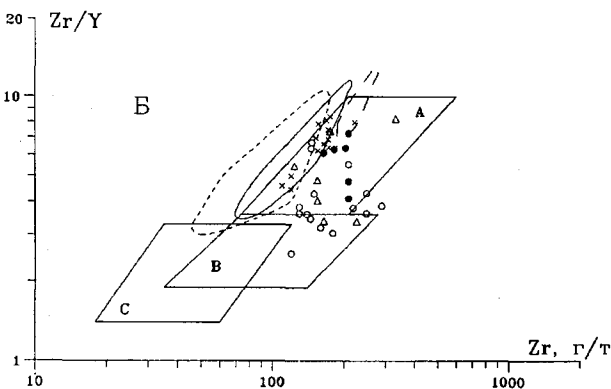
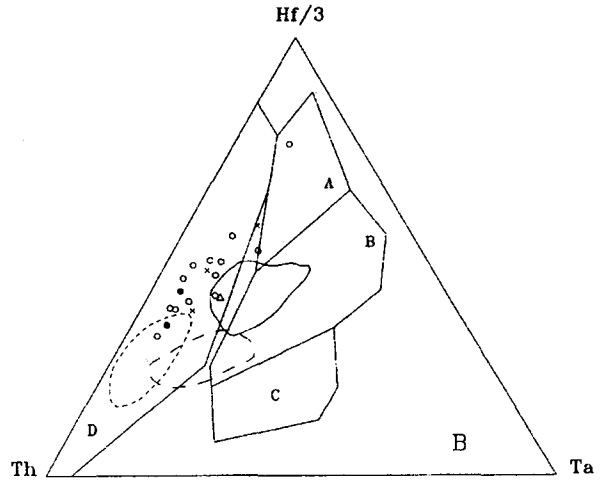
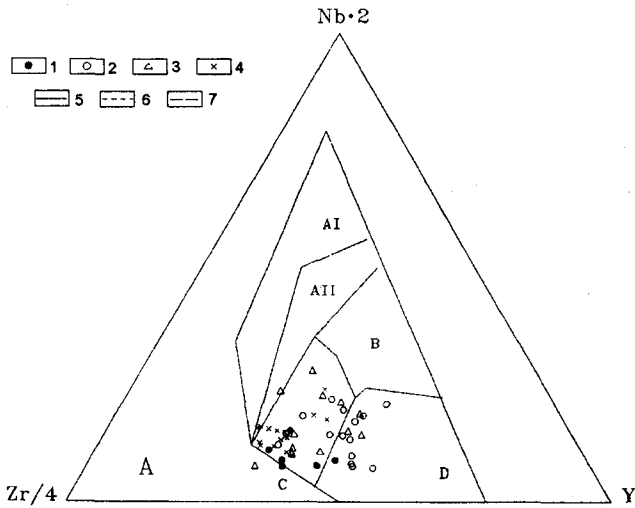


Рис. 6. Распределение редких элементов в лавах хр.Рарыткин и Элекайских гор.

высоко- и умереннотитанистых базальтов, имеющих близкие $\text{FeO}_{\text{обм}}/\text{MgO}$ отношения, высокотитанистые разности в большей степени обогащены La, Ce и тяжелыми высокозарядными литофильными элементами (рис. 5А).

На диаграмме зависимости Zr/Y от Zr большая часть фигуративных точек обеих групп перекрывает поле внутриплитных базальтов, что свойственно выплавкам из обогащенного мантийного субстрата. В то же время, по соотношению Zr-Nb-Y точки состава пород смещены в поле развития орогенных образований (рис. 6), что является следствием пониженных концентраций Nb и Ta в эффузивах. Необходимо отметить, вместе с тем, более высокие абсолютные концентрации Ta и, в меньшей степени, Nb в базальтах комплекса по сравнению с типичными породами современных островных дуг и отдельных активных континентальных окраин. По соотношению Th-Hf-Ta (рис. 6В) эффузивы нижнего комплекса в целом также располагаются в поле островодужных и окраинно-континентальных вулкаников.

Соотношения концентраций Th, Ta, La, широко используемые в качестве критерия для выделения магматических серий, типоморфных для определенных геодинамических обстановок, подчеркивают принадлежность базальтов нижнего комплекса к продуктам зон растяжения. На диаграмме Ta-La (рис. 6Г) породы характеризуются широкими вариациями отношения La/Ta, изменяющимися от 12 до 50. Примечательно, что высокие значения этого отношения (25-100) характерны для вулкаников островных дуг и активных континентальных окраин, низкие (<20) - для океанических и континентальных внутриплитных эффузивов. В то же время, породы окраинно-континентальных рифтов занимают промежуточное положение: например, отношение La/Ta равно 15-35 в толеитовых лавах рифта Рио-Гранде, США [11], 17-56 в известково-щелочных лавах рифта Тепик-Закоалко, Мексика [15]. Th/Ta-отношения изменяются от 1.3 до 14, перекрывая интервал вариаций в породах срединно-океанических хребтов ($\text{Th}/\text{Ta}=0.45-1.3$) и деструктивных обстановок ($\text{Th}/\text{Ta}=5.4-21$).

Таким образом, анализ вещественного состава вулкаников нижнего комплекса приводит к заключению, что продукты палеоцен-раннеэоценового этапа магматизма хр. Рарыткин несут в себе черты многокомпонентного источника - MORB, внутриплитного и островодужного.

Позднеоцен-олигоценый вулканогенный комплекс

Базальты и андезибазальты верхнего комплекса Рарыткинского и Элекайского ареалов имеют порфириковую, реже субафировую структуру. Вкрапленники представлены плагиоклазом, клинопироксеном и титаномагнетитом, реже отмечаются зерна ортопироксена и оливина. Основная масса характеризуется гиалопилитовой, пилотакситовой, микродолеритовой, реже интерсертальной структурой и сложена лейстами плагиоклаза, зернами клинопироксена и магнетитом. Плагиоклазы образуют крупные (0.7-0.9 мм) зональные фенокристаллы состава An_{60-50} и An_{54-45} . Клинопироксены - авгиты ($\text{En}_{39-44}\text{Wo}_{41-45}\text{Fs}_{13-18}$). Ортопироксены редки и относятся к ряду бронзит-гиперстен (Fs_{30-32}). Оливины образуют мелкие субфенокристы, полностью замещенные вторичными минералами. Вулканические породы дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации верхнего комплекса хр. Рарыткин и базальт-андезит-андезидацитовой ассоциации Элекайских гор отличаются низкими содержаниями титана ($\text{TiO}_2=0.6-1.3\%$). Зависимость между железо-магниевым отношением и концентрациям кремнезема и титана (рис. 3) позволяют отнести их к известково-щелочной магматической серии, характерной для активных континентальных окраин и островных дуг.

Распределение редких элементов в породах комплекса подчеркивает их дифференцированный характер и близость состава к окраинно-континентальным вулканикам. Базальты характеризуются высокими содержаниями Ni и Sr, которые снижаются при переходе к андезитам (табл.). Базальты верхнего комплекса обладают отчетливо проявленной отрицательной Ta-Nb аномалией, но, вместе с тем, абсолютные концентрации этих элементов превышают таковые в базальтах нижнего комплекса. На диаграммах Zr-Nb-Y и Th-Hf-Ta (рис. 6А,В) фигуративные точки базальтов верхнего комплекса располагаются в поле составов пород активных континентальных окраин.

Наряду с общей принадлежностью к известково-щелочной серии между вулканическими породами позднеоцен-олигоценого комплекса хр. Рарыткин и Элекайских гор существуют определен-

1-4 - усл. обозн. см.рис.2. 5-7 - поля составов базальтов различных регионов: 5 - рифт Рио-Гранде [11], 6-7 - Ю. Анды [13,19]; 6 - низкотитанистая, 7 - умереннотитанистая серии. А. Zr-Nb-Y систематика вулканических пород. Поля базальтов различных геодинамических обстановок, по [16]: AI - щелочных внутриплитных базальтов, AII - толеитовых внутриплитных базальтов, В - Р-тип MORB, С - вулканических дуг; D-N - тип MORB. Б. Диаграмма Zr/Y-Zr . Поля составов базальтов [22]: А - внутриплитных, В - островодужных, С - срединно-океанических хребтов. В. Th-Hf-Ta систематика вулканических пород. Поля базальтов различных геодинамических обстановок [28]: А - срединно-океанических хребтов, В - срединно-океанических хребтов и внутриплитных структур, С - внутриплитных структур, D - островных дуг и активно-континентальных окраин. Г,Д - Соотношение La, Ta, Th. в вулканических породах региона.

ные различия в химическом составе. Базальты Элекайских гор характеризуются более высокими концентрациями щелочноземельных элементов по сравнению с рарыткинскими вулканитами (Sr 280-310 и 230-240 г/т, Ba 150-170 и 90-119 г/т, Rb 11-28 и 10-12 г/т, соответственно) при определенном дефиците высокозарядных элементов (Ba/Zr=1.2-1.5 и 0.5-0.8, соответственно). Отношения La/Ta (30-50) и La/Th (7-14) в породах Элекайского комплекса более высокие, чем в базальтах хр. Рарыткин (25-28 и 3-8, соответственно), и смещены в область состава пород островных дуг. Распределение редкоземельных элементов в базальтах и андезибазальтах комплекса обоих ареалов характеризуется умеренным обогащением лантаноидами цериевой группы ($La_n/Sm_n=1.3-1.8$; $La_n/Yb_n=2.2-3.6$), но, вместе с тем, вулканиты Элекайских гор отличаются меньшим фракционированием. Концентраций Zr и Y в вулканитах верхнего комплекса в целом близки к таковым в породах известково-щелочной серии активных континентальных окраин и отличаются от базальтов нижнего комплекса. Но в связи с тем, что вулканиты нижнего комплекса в большей степени обогащены Y по сравнению с базальтами известково-щелочной серии верхнего комплекса, имеющими более низкие содержания Zr, Zr/Y-отношения получаются близкими для основных пород обоих комплексов (рис. 6Б). Подобная закономерность поведения Zr и Y была отмечена [9] и в позднеэоцен-раннемиоценовых базальтах и андезитах Русско-горского ареала Западнокамчатско-Корякского пояса.

Умереннокремнекислые члены верхнего комплекса (дациты) по химическим свойствам комплементарны разностям среднего-основного состава. Однако, начиная с уровня SiO₂ 65% (трахириодациты, трахириолиты), в породах происходит возрастание K₂O (от 0.8 до 4.5%), а также уменьшение содержания TiO₂ (0.3-0.5%) и P₂O₅ (0.1%).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотренные закономерности поведения петрогенных элементов в вулканических породах двух разновозрастных комплексов хребта Рарыткин и Элекайских гор в определенной степени позволяют оценить условия их формирования.

Базальты толеитовой серии палеоцен-раннеэоценового комплекса характеризуются, с одной стороны, сильным обеднением Ta и Nb, типичным для окраинно-континентальных вулканитов, с другой - деплетированными или слабо обогащенными спектрами распределения редкоземельных элементов при сильно варьирующих и, в целом, пониженных содержаниях LIL-элементов, присущими толеитам зон спрединга и, наконец, повышенными абсолютными концентрациями Ti, Zr, Y, Hf, что свойственно

продуктам внутриплитного магматизма. Подобная смешанность геохимических характеристик является, вероятно, следствием участия в петрогенезисе базальтов сложного, многокомпонентного источника.

Обеднение вулканитов Ta и Nb может происходить в результате разных причин. Подобные геохимические свойства характерны для надсубдукционных магм, что обычно объясняется как иммобильностью Ta и Nb при переносе их водным флюидом, так и стабильностью таких окисных фаз как рутил, перовскит при плавлении мантийного субстрата в условиях высокого давления воды и фугитивности кислорода [26,27]. Однако, учитывая структурную позицию пород палеоцен-раннеэоценового комплекса и предшествующую историю развития региона в целом, более реальным объяснением Ta-Nb отрицательной аномалии представляется вовлечение в петрогенезис обедненного несовместимыми элементами реститового гарцбургита, возникшего в результате плавления материала надсубдукционного клина на предшествующих меловых этапах субдукции океанической коры под Азиатский континент. Следует подчеркнуть, что обеднение Ta и Nb часто отмечается в высокотитанистых базальтах зон растяжения на континентальных окраинах (например, в среднедевонских рифтогенных зонах Северной Монголии [10], в грабене Поханг, Ю.Корея [24], в рифте Тепик-Закоалка, Мексика [15]), что отличает их от вулканических пород собственно внутриплитных обстановок.

Умеренно деплетированные спектры распределения редкоземельных элементов и крупноионных литофилов в базальтах нижнего комплекса отражают участие в их генезисе истощенного (MORB-подобного) мантийного вещества. В то же время, повышенные концентрации Ti, Zr, Y и Yb сближают базальты нижнего комплекса с продуктами обогащенного источника. Очевидно, подобное сочетание обеднения LIL-элементами, а также танталом и ниобием, и обогащенности рядом HFS- и иттриевых редкоземельных элементов, в базальтах нижнего комплекса является следствием присутствия в магматическом очаге нескольких компонент, формирующих геохимический облик расплава. К этим компонентам, во-первых, следует отнести деплетированное мантийное вещество и, во-вторых, островодужную компоненту (реститовый гарцбургит).

Что касается природы обогащенной компоненты, то традиционным объяснением высоких содержаний некогерентных элементов в вулканических продуктах внутриплитного типа, а также зон растяжения на окраинах континентов является участие в их генезисе недеплетированного источника, обусловленного подъемом мантийного

диапира. Формирование базальтов нижнего комплекса при участии одной внутриплитной компоненты может объяснить накопление умеренно несовместимых элементов, но не согласуется с сильным обеднением Nb и Ta и низкими концентрациями крупноионных литофилов. Вероятно, что для образования наблюдаемых геохимических характеристик палеоцен-раннеэоценового вулканизма необходимо взаимодействие нескольких мантийных компонентов - деплетированного мантийного вещества, реститового гарцбургита и вещества обогащенной мантии, связанного с диапиризмом. Существенное влияние внутриплитной компоненты на процесс магнообразования в палеоцен-раннеэоценовых образованиях зон растяжения севера Корякского нагорья и особенно масштабное ее участие выявляется в субщелочных базальтовых сериях Пенжинско-Анадырской группы ареалов [7].

Чередующиеся в едином разрезе нижнего комплекса умеренно- и высокотитанистые базальты, имеющие близкие коэффициенты фракционирования, обладают также сходным составом минеральных фаз, и одно лишь фракционирование оливина, плагиоклаза, клинопироксена и титаномагнетита не может обеспечить наблюдаемые вариации титана. Вероятно, причиной различного содержания TiO_2 в базальтах, образующихся при одной и той же степени фракционирования расплава, могут быть процессы смешения магм. Указанием на реальность подобного явления может служить совместное присутствие низко- и высокотитанистых клинопироксенов, обратная зональность в некоторых кристаллах плагиоклаза.

Позднеэоцен-олигоценовый этап развития вулканической деятельности на северо-востоке Корякского нагорья характеризуется широким развитием сильно дифференцированных ассоциаций пород известково-щелочной серии. Вулканические породы отличаются умеренным содержанием титана, LILE, дифференцированными спектрами распределения редкоземельных элементов и меньшим, чем в толеитах палеоцен-среднеэоценового комплекса, обогащением Zr, Hf. Образование этих пород, входящих в состав Западнокамчатско-Корякского окраинно-континентального пояса [7], следует связывать с заложением наклоненной под Азиатский континент сейсмофокальной зоны, имеющей решающее значение для генерации позднеэоцен-олигоценовых магм Элекайских гор.

Вместе с тем, позднеэоцен-олигоценовый комплекс геохимически неоднороден. В Элекайском ареале породы известково-щелочной серии отличаются обогащением крупноионными литофилами при определенном дефиците высоkozарядных элементов

(LILE/HFSE > 1), сильной Ta-Nb аномалией, что наряду с высокими La/Th и низкими La/Yb отношениями является типичным для окраинно-континентального и островодужного вулканизма и традиционно объясняется смешением деплетированного вещества мантии с продуктами дегазации субдуцируемой океанической плиты [27].

Позднеэоцен-олигоценовый вулканогенный комплекс хр. Рарыткин по распределению высоkozарядных элементов наследует геохимический стиль поведения высоkozарядных элементов палеоцен-раннеэоценовых пород, отличаясь от них их абсолютным содержанием. Это позволяет связывать его формирование со смешением деплетированного расплава, образованного при вторичном плавлении истощенной мантии, и обогащенного мантийного вещества в пределах надсубдукционного литосферного клина. Повышенные содержания Zr, Y, HREE могли быть обусловлены смешением расплавов и связаны с "пудинговой" структурой мантии над сейсмофокальной зоной, в которой участки внутриплитного типа располагаются в матрице, представляющей собой деплетированную мантию [18].

Проблематичным для пород верхнего комплекса в целом остается вопрос об избирательном концентрировании Ta, содержание которого превышает таковое в палеоцен-эоценовых базальтах нижнего комплекса.

Обстановка умеренного сжатия при формировании эоцен-олигоценового комплекса Западнокамчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса предопределила возникновение промежуточных очагов, что способствовало развитию сильно дифференцированных вулканических серий [5]. Вулканы среднего и умеренно кислого состава, несомненно, являются продуктами дифференциации базальтового расплава. Однако нельзя исключить и возможности вклада коровой компоненты в мантийные расплавы промежуточных очагов, что привело, возможно, к формированию вулканических кислого состава повышенной щелочности, в том числе и игнимбритов, нередко образующих на востоке Корякского нагорья обширные самостоятельные кальдеры.

ВЫВОДЫ.

1. Проявления вулканической деятельности в кайнозойское на севере Корякского нагорья приурочены к двум возрастным интервалам – палеоцен-среднеэоценовому и позднеэоцен-олигоценовому.

2. Палеоцен-среднеэоценовый интервал вулканизма хр. Рарыткин характеризуется развитием пород умереннокалиевой базальт-андезитобазальтовой ассоциации с толеитовым трендом дифференциации,

повышенными содержаниями Ti, Zr, Hf, низкими Ba, Sr, Rb и слабо деплетированным спектром распределения РЗЭ. Напротив, для позднеэоцено-олигоценового интервала вулканизма хр.Рарыткин и Элекайских гор характерно развитие пород сильно дифференцированной базальт-андезит-дацитовая ассоциации умереннокалиевой известково-щелочной серии с заметным преобладанием андезитов. Основные-средние члены серии характеризуются умеренными содержаниями титана, редких щелочей, дифференцированным спектром распределения РЗЭ и меньшим, чем в толеитах, обогащением Zr и Hf.

3. Образование толеитовых базальтов палеоэоцен-раннеэоценового комплекса связано с плавлением химически гетерогенного источника, сформированного за счет взаимодействия трех мантийных компонент - внутриплитной мантии, реститового гарцбургита и деплетированного (MORB-подобного) мантийного вещества. Различия в содержании титана в переслаивающихся в разрезе умеренно- и высоко-титанистых базальтах могло быть обусловлено внутрикамерным смешением магм.

4. Формирование первичных расплавов известково-щелочной серии позднеэоцен-олигоценового комплекса связано с плавлением деплетированного вещества надсубдукционного литосферного клина, контаминированного продуктами дегазации субдуцируемой океанической плиты в условиях заложившейся сейсмофокальной зоны, что особенно ярко проявлено в химическом составе пород Элекайского ареала. Формирующиеся в той же надсубдукционной обстановке расплавы Рарыткинского ареала несут следы воздействия внутриплитной компоненты, унаследованной, по-видимому, от предыдущего палеоэоцен-раннеэоценового этапа вулканической активности региона.

5. Образование двух разновозрастных комплексов кайнозойского вулканизма происходило в различных геодинамических режимах. Палеоэоценовый слабо дифференцированный комплекс, обладающий рядом признаков внутриплитных образований, накапливался в условиях растяжения края Азиатского континента и структурно приурочен к грабенам. Вулканизм позднеэоцен-олигоценового этапа связан с заложением сейсмофокальной зоны, над которой развивался Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканический пояс. Появление на коровом уровне промежуточных очагов, развивавшихся в режиме умеренного сжатия, способствовало длительному фракционированию расплавов этого этапа вулканизма. Наряду с фракционной кристаллизацией, вероятны процессы коровой контаминации при образовании игнимбритов и риолитов повышенной щелочности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агапитов Д.И., Иванов В.В. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое-кайнозое// Геотектоника. 1969. N 1. С.68-82.
2. Ахметьев М.А., Дворянкин А.И., Самсоненко В.Л., Филатова Н.И. Палеоэоцен хребта Рарыткин// Изв. АН СССР. Сер.геол., 1989. N 3. С.44-57.
3. Волобуева В.И., Терехова Г.П. Новые данные о возрасте вулканитов хребта Рарыткин// Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып.20. Магадан, 1972. С.219-224.
4. Геологическая карта Магаданской области и сопредельных территорий. 1:2500000/ Ред. И.С.Розенблюм. М.: МинГео СССР. 1987.
5. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
6. Филатова Н.И. Тектоническая позиция датско-эоценового базальтоидного вулканизма Северо-Западной части Тихоокеанского кольца// Геотектоника. 1984. N 4. С.85-101.
7. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.
8. Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Милехин А.И. Юрско-неокомовые образования и тектоника Западно-Рарыткинской зоны Корякии (Северо-Восток СССР)// Изв. Вузов. Геология и разведка. 1990. N 12. С.3-17.
9. Филатова Н.И., Дагис Л.А. Строение тыловой части Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса (на примере Русскогорского ареала)//Тихоокеан. геология. 1990. N 2. С. 23-32.
10. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
11. Dungan M.A., Lindstrom M.M., McMillan N.J. et al. Open system magmatic evolution of the Taos plateau, volcanic field, Northern New Mexico. 1. Petrology and geochemistry of the Servileta basalt//J.Geophys.Res. 1986. V.91, N B6. P.5999-6028.
12. Filatova N.I., Vishnevskaya V.S. Tectonic position of the Mesozoic ophiolitic and island arc formations in Koryak region (Northeastern Russia)//Circum-Pacific ophiolites: Proceeding of the 29th IGC. Ophiolite Symposium. Eds.: A.Ishiwatari, J.Malpas, H.Ishizuka. USP Intern.Sci.Publ., the Netherlands. 1994. P.109-127.
13. Hickey R.L., Frey F.A., Gerlach D.C. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34-41 S): trace element and isotopic evidence for contribution from subducted oceanic crust, mantle and conventional crust//J. Geophys.Res. 1986. V.91, N B6. P.5963-5983.
14. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification on the common volcanic rocks//Can.J.Earth Sci. 1971. V.8, N 5. P.523-548.
15. Luhr J.F., Alan J.F., Carmichael I.S.E., Nelson S.A., Hasenaka T. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican volcanic belt//J.Geophys.Res. 1989. V.94, N B4. P.4515-4530.
16. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram//Chem.Geol. 1986. V.56. P.207-218.

17. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arc and active continental margins//Am.J.Sci. 1974. V.274, N 3. P.321-355.
18. Morris J.B., Hart S.B. Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians and implications for mantle structure//Geochem. et cosmochim. acta. 1983. V.47, N 11. P.2015-2030.
19. Munoz J., Stern C.R. Alkaline magmatism within the segment 38-39° S of the Plio-Quaternary volcanic belt of the Southern American continental margin//J.Geophys.Res. 1989. V.94, N B4. P.4545-4560.
20. Pallister J.S., Knight R.J. Rare-earth element geochemistry of Samail ophiolites near Ibru, Oman//J.Geophys.Res. 1981. V.86. P.2673-2697.
21. Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus//Tectonophys. 1975. V.25. P.41-67.
22. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis//Earth Planet.Sci.Lett. 1973. V.19. P.290-300.
23. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey//Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V.58. P.63-81.
24. Shimazu M., Kawano Y., Kagami H. Major and minor element composition and Sr, Nd isotope ratios of basaltic rocks from the Pohang-Yangnam area, Korea//J.Mineral. Petrol. Econ. Geol. 1990. V.85, N 9. P.405-415.
25. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts//A.D.Saunders, M.J. Norry (Editors), Magmatism in the ocean basins. Geol.Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P.313-345.
26. Tatsumi Y. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones//J.Geophys.Res. 1989. V.94, N B4. P.4697-4707.
27. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbit R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks//J.Volcanol.Geothermal. Res. 1986. V.29, N 1-2. P.303-309.
28. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province//Earth and Planet. Sci. Lett 1980. V.50, N 1. P.11-30.

Поступила в редакцию 3 июня 1995 г.

P.I.Fyodorov, N.I.Filatova, A.I.Dvoryankin

Cenozoic volcanism of the Koryak Upland East (Russia's North East), and geodynamic environments of its manifestation

Among the Early Cenozoic volcanogenic assemblages in the east of the Koryak upland, two complexes are distinguished. In the Rarytkinsky area, the lower, Paleocene - Middle Eocene complex was formed in the conditions of extension, and is made of a poorly differentiated basalt - andesite-basalt association characterized by a tholeiitic trend of fractionation, low LILE content, a poorly depleted range of LREE, and enrichment in Ti, Y, Hf and Zr. The upper, Lower Eocene - Oligocene complex located in the Rarytkinsky and Elekaisky areas belongs to the West Kamchatka - Koryak marginal-continental volcanic belt and is formed of volcanics of the differentiated calc-alkaline series. The origin of tholeiite basalts of the Paleocene - Middle Eocene complex is linked to melting of the chemically heterogeneous source formed at the expense of interaction of the three mantle components - intraplate mantle, restite harzburgite, and depleted (MORB-like) mantle matter. The formation of melts of the Late Eocene - Oligocene calc-alkaline series is connected with melting of depleted matter of the above-subduction lithosphere wedge; in the Elekaisky area, with melting of depleted matter contaminated by the degazation products of the subducting oceanic plate; and in the Rarytkinsky area, with secondary melting of the source inherited from the preceding Paleocene - Early Eocene stage of volcanism.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ ПО АССОЦИАЦИЯМ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ

*В.П. Нечаев, П.В. Маркевич, А.И. Малиновский, А.Н. Филиппов,
С.В.Высоцкий*

Дальневосточный геологический институт, ДВО РАН, г.Владивосток

В статье рассматриваются ассоциации тяжелых минералов валанжин-сеноманских осадочных пород Нижнего Приамурья, которые интерпретируются на основе сравнения с результатами изучения ассоциаций тяжелых минералов современных осадков, накопившихся в известных геодинамических обстановках. В итоге выяснено, что в террейнах Нижне-Амурского региона тектонически совмещены отложения валанжин-барремской энсиматической островной дуги, соседствовавшего окраинного моря, баррем-альбской активной континентальной окраины и альб-сеноманской пассивной (или трансформной) континентальной окраины. Основными тектоническими процессами, приведшими к этому, были аккреция, связанная с косою субдукцией и многочисленными коллизиями между упомянутыми дугами, континентальными окраинами и жесткими блоками литосферы океанического типа, а также более поздние сдвиговые перемещения на значительные расстояния.

ВВЕДЕНИЕ

Первый автор этой статьи в течение ряда лет изучал влияние главнейших, типовых геодинамических обстановок на ассоциации тяжелых минералов, накопленных в морских бассейнах. На первом этапе изучение проводилось на современных объектах, в основном, в Тихом океане и его окраинных морях. В итоге было выяснено, что определенные ассоциации тяжелых обломочных минералов осадков и количественные соотношения между ними могут служить надежными индикаторами различных геодинамических обстановок и присущих им магматических процессов [11,12,27-29].

Полученные выводы предполагалось использовать как один из методических приемов палеогеотектонических реконструкций, основанных на актуалистическом подходе. Особую роль эта методика должна была сыграть при изучении фанерозойских вулканогенно-осадочных отложений, входящих в состав тектонических террейнов, происхождение которых в значительной мере неопределенно.

Одним из наиболее благодарных объектов для таких реконструкций является недавно обнаруженная нами на северном Сихотэ-Алине, в Нижнем Приамурье, меловая граувакковая область седиментации, развитие которой было связано с вулканическими дугами - как энсиалическими, так и энсиматическими. Эта область примечательна тем, что вещественный и особенно минеральный состав ее осадков резко отличается от состава одновозрастных аркозовых - преобладающих на Сихотэ-Алине. Последние интерпретировались в наших более ранних публикациях [6,7] как осадки окраинно- или внутриконтинентальной области седиментации, постоянно испытывавшей сильное влияние сиалических (гранитно-метамор-

фических) источников питания, но не сохранившей существенных следов вулканизма - ни синхронного, ни предшествующего осадконакоплению. Сравнить геодинамические обстановки, в которых накапливались меловые вулканогенно-осадочные породы, слагающие современное единое горно-складчатое сооружение Сихотэ-Алиня и, тем самым, способствовать разработке модели его становления, учитывающей как можно больше факторов, представляется интересным и нужным делом.

Исследование проведено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 95-05-15187 "Реконструкция и сопоставление истории мезозойской седиментации в разнородных террейнах Сихотэ-Алиня"), Международного научного фонда (гранты RJK000 и RJK300 "Heavy-Mineral, Chemical, and Radiolarian Compositions of Cherts as Indicators of the Late Paleozoic-to-Mesozoic Evolution in Paleopacific") и международного проекта IGCP Project 350 "Environmental and Biological Change in East and South Asia during the Cretaceous".

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Район исследования относится к Нижне-Амурскому по А.И. Ханчуку с соавторами [14] или Киселевско-Маноминскому по Б.А. Натальину [10] террейну, который интерпретируется как аккреционный клин меловой Хингано-Охотской аккреционной системы [13,26]. Юго-западная часть террейна (пос. Киселево - р. Манома) состоит из юрско-раннемеловых кремней, ассоциирующихся со щелочными базальтами и известняками, апт-альбских кремнисто-глинистых пород и альб-сеноманских терригенных отложений [5,15]. Рассматриваемая в статье северо-восточная часть террейна (оз. Удыль и прилегающие участки по берегам р. Амур), в отличие от юго-

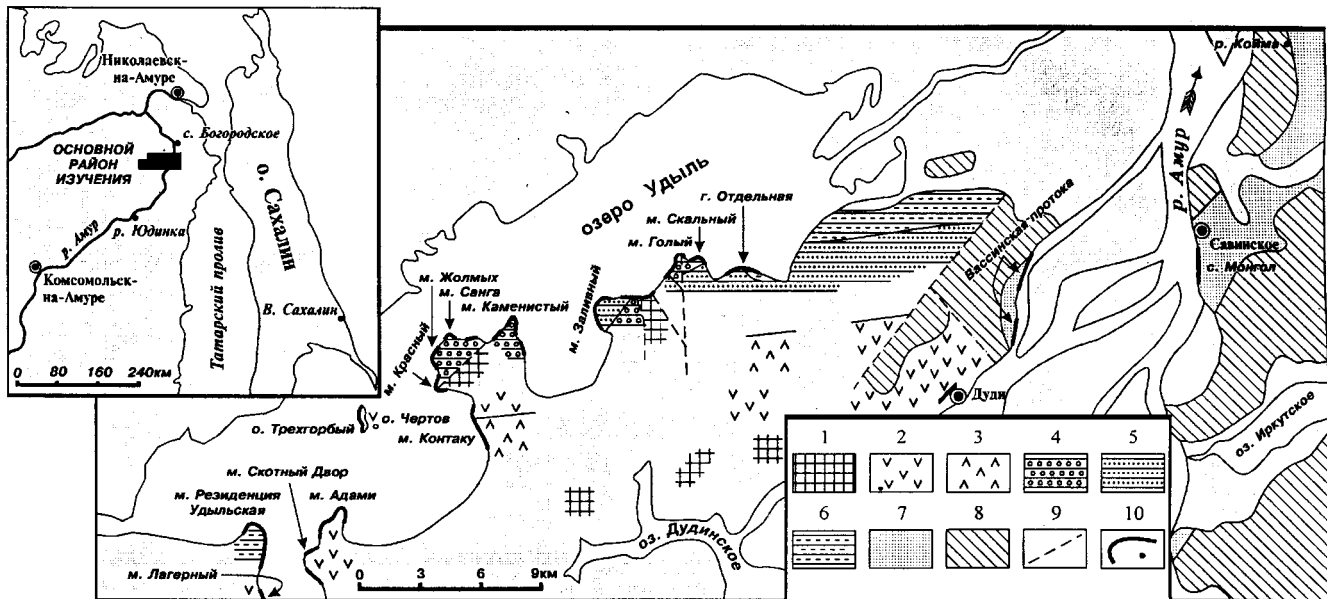


Рис. 1. Схема расположения литолого-стратиграфических единиц (комплексов и толщ) и мест их изучения в районе оз. Удыль и оружающем регионе (вставка в левом верхнем углу).

1 - кремнистый комплекс; 2,3 - вулканогенно-осадочный комплекс: 2 - туфовая толща, 3 - туфогенно-осадочная толща; 4-6 - терригенный граувакковый комплекс: 4 - толща микститов и алевроаргиллитов, 5 - толща песчаников, 6 - толща алевроаргиллитов; 7 - терригенный аркозовый комплекс; 8 - верхнемеловые-палеогеновые вулканы Восточно-Сихотэ-Алинского пояса; 9 - разломы; 10 - места полевого изучения и отбора проб.

западной, содержит фрагменты островодужных образований [8,9]. Здесь нами ранее выделено три меловых структурно-вещественных комплекса, которые в совокупности представляют область седиментации, связанную с вулканическими дугами: 1) кремнистый - валанжин-барремский, 2) вулканогенно-осадочный - готерив-альбский и 3) терригенный граувакковый - альб-сеноманский (рис. 1). Кроме того, за пределами террейна, на правом берегу р. Амур, выделен комплекс альб-сеноманских отложений, названный терригенным аркозовым.

Кремнистый комплекс состоит из радиоляриевых яшм, кремней, щелочных внутриплитных вулкаников и небольшого количества кремнисто-глинистых пород (рис 2). По условиям образования эти породы представляют собой отложения пелагической области океана или обширного моря.

В вулканогенно-осадочном комплексе различаются две толщи: нижняя туфовая и верхняя туфогенно-осадочная. Туфовая толща представляет собой вулканокластический шлейф островной дуги. В ней гидроэксплозивные псаммитовые и псаммито-алевроитовые, преимущественно кристалловитроклостические туфы основного состава сочетаются с тефротурбидитами и горизонтами переслаивания туфопесчаников и туфоалевролитов, содержащими много радиолярий. Изредка в толще встречаются туфосилициты и базальты. Туфогенно-осадочная толща образовалась в пред- или задуговом бассейне

после этапа вулканизма и сложена глинистыми и кремнистыми породами, ассоциирующимися с турбидитами и дебритами, обломочный материал которых представлен продуктами разрушения островной дуги.

Терригенному граувакковому комплексу свойственны сильная фациальная изменчивость и пестрый "набор" пород.

В его нижней части - толще микститов и алевроаргиллитов - широко распространены смешанные обломочные породы с беспорядочным распределением различных по размерам (до 20-30 м в поперечнике) обломков и глыб. Это гравитационные образования широкого спектра от подводных оползней и олистостром до дебритов. Гравититы ассоциируются с глинистыми и кремнисто-глинистыми породами и доннотечением образованиями. Изредка встречаются умеренно кислые туфы и турбидиты. Крупно-обломочный материал толщи представлен теми же породами, которые встречаются в ней в виде слоев, а также кремнями, основными вулканиками, изредка туфами среднего и кислого состава, кремнеклас- титами и известняками.

Средняя часть комплекса существенно песчаниковая. Она образована, главным образом, различными турбидитами. Есть также алевролиты, глинистые породы, микститы и кислые туфы.

Завершают комплекс алевроаргиллиты, чередующиеся (через дециметры и первые метры) с

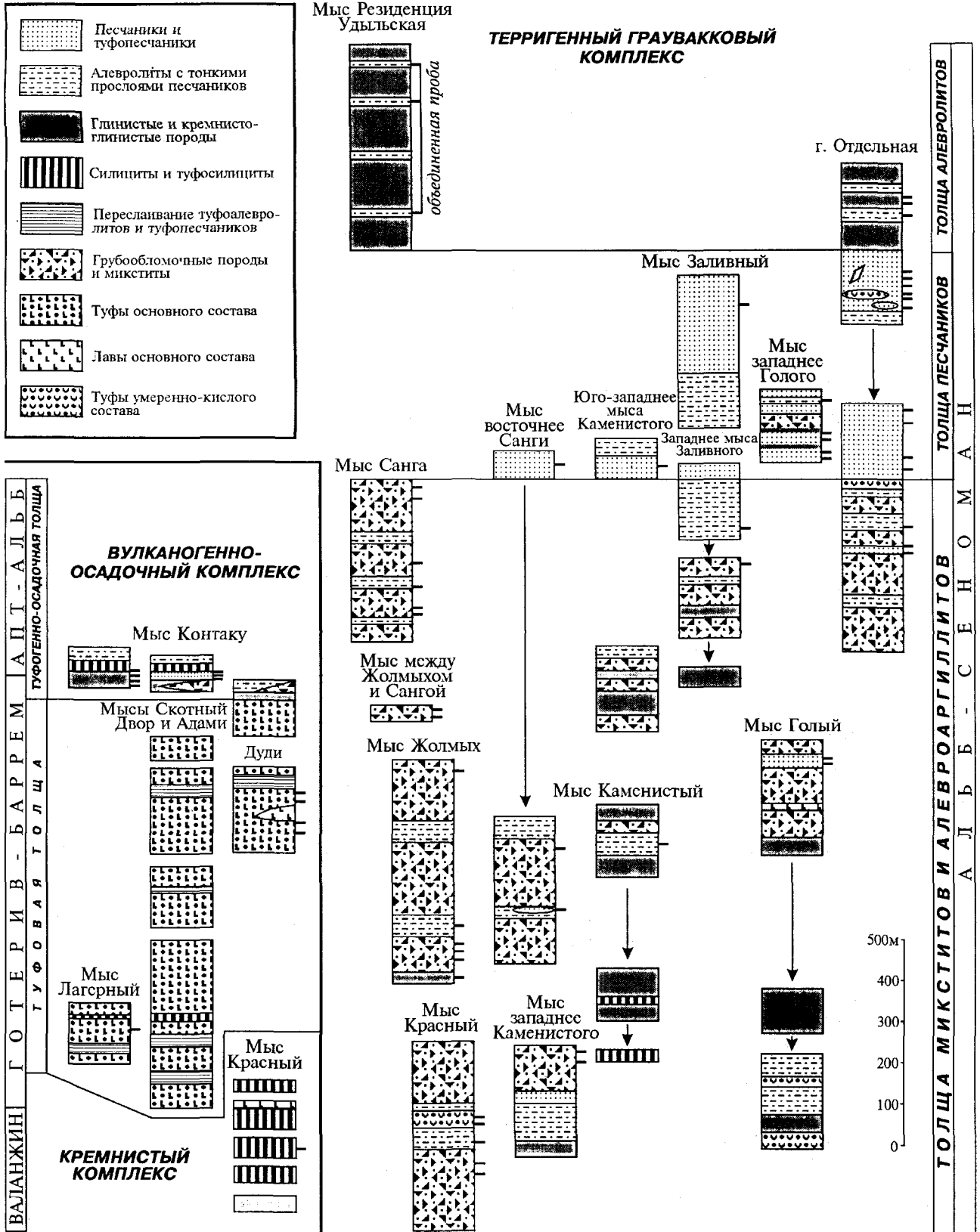


Рис. 2. Схема корреляции меловых литолого-стратиграфических колонок района оз. Удиль с местами отбора проб - черточки справа от колонок.

онкими слоями алевролитов и песчаников. Сличительная черта комплекса - граувакковый став песчано-алевроитовых пород. Он образовался, очевидно, на сложном по морфологии внутреннем лоне глубоководного желоба.

Терригенный аркозовый комплекс отличается от грауваккового ярко выраженным аркозовым составом его песчано-алевроитовых пород, которые состоят из продуктов разрушения гранитно-метаморфической сиалической коры и практически не содержат вулканического материала. Он сформировался в окраинно-континентальном бассейне и не входит в состав Нижне-Амурского террейна.

Кроме того, в статье кратко, для сравнения, рассматриваются островодужные вулканогенно-осадочные образования Восточного Сахалина (мыс Шелтинга) [3]. Изученные породы представлены туфоалевролитами и туфопесчаниками раkitинской свиты, возраст которой считался верхнемеловым [4]. По нашим данным, он может быть более древним: из туфоалевролитов, отобранных в береговых обнажениях м. Шелтинга, были выделены радиолярии, которые указывают на средне-позднеюрский возраст (определение И.В. Кемкина). Изотопный возраст ассоциирующегося с туфоалевролитами магнезиального риолита (К/Аг, метод изотопного разбавления, по валу) равен 140 млн лет, что соответствует берриасу [33].

Распределение минералогических проб по площади и на разрезах показано на рис. 1 и 2.

МЕТОДИКА

Образцы, использованные в этой работе, были отобраны в ходе полевых исследований сотрудниками Дальневосточного геологического института ДВО РАН в 1992-1993 гг. (см. рис. 1). Минералогический и микронзондовый анализы, результаты которых обсуждаются ниже, выполнялись стандартно. Для них породы дробились до размера 0.25 мм, а затем отмучивались в дистиллированной воде с целью выделить фракцию 0.01-0.25 мм. После этого тяжелая подфракция проб экстрагировалась в бромформе. Минеральный состав подфракции определялся подсчетом зерен под микроскопом в проходящем и поляризованном свете с помощью иммерсионных жидкостей. При дефиците материала кондиционным считался анализ, в котором в подсчет вошло не менее 100 зерен тяжелых обломочных минералов, а обычно - не менее 250 зерен. Все результаты минералогических анализов усреднялись в соответствии с нашим методологическим подходом [28]. При этом группировка данных производилась согласно литолого-стратиграфическим подразделениям, выделенным нами на основе полевых наблюдений и последующего палеонтологического изучения

(радиолярий - С.В. Зябровым, В.С. Руденко и И.М. Поповой; мшанок - Л.А. Висковой) (таблица).

Данные минералогического анализа интерпретировались на основе актуалистического подхода и результатов изучения современных осадков [11, 12, 27-29]. Суть этих результатов заключается в следующем. В осадках *пассивных континентальных окраин атлантического типа* обычные продукты разрушения гранитно-метаморфических комплексов - циркон, турмалин, ставролит, монацит, андалузит, силпиманит, дистен и другие более редкие минералы (*ассоциация GM*) преобладают над типичными мафическими вулканогенными минералами - пироксенами, оливином и буро-зеленой роговой обманкой (*ассоциацией MF*) и минералами метаморфических пород фаций зеленых сланцев и амфиболитов - эпидотом, гранатом, сине-зелеными и бледно-окрашенными амфиболами (*ассоциацией MT*). Ассоциация MF доминирует в отложениях современного Тихого океана, включая: 1) *спрединговые хребты*, где самым распространенным минералом является оливин; 2) *внутриокеанические поднятия* типа Гавайского, где преобладает бурый титанистый клинопироксен; 3) *островные дуги, активные континентальные окраины и глубоководные впадины внутри океана и в окраинных морях*, где господствуют ортопироксен, зеленый клинопироксен и буро-зеленая роговая обманка. Согласно нашим последним разработкам, частично опубликованным [29], соотношения между последними тремя минералами в осадках вулканических дуг и прилегающих глубоководных желобов могут служить индикаторами различных тектонических обстановок на конвергентных окраинах плит. Так, почти полное преобладание клинопироксена характерно для энсиматических (эпиконтинентальных) дуг типа Идзу-Бонинской, ассоциирующихся с косой субдукцией (менее 55°). Ортопироксен-клинопироксеновые ассоциации также указывают на энсиматические дуги, но типа Марианской, связанные с нормальной субдукцией. Клинопироксен-роговообманковые ассоциации образуются за счет энсиалических (эпиконтинентальных) дуг типа Филиппинской, которые находятся в местах аномально острых углов схождения плит (40-55°). Преобладание роговой обманки характерно для активных континентальных окраин типа Андийской. Наконец, примерно равное соотношение всех трех минералов наблюдается в зонах влияния обычных энсиалических дуг, ассоциирующихся с нормальной субдукцией.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В перечисленных комплексах и толщах развиты следующие ассоциации тяжелых минералов.

Таблица

Минеральный состав (среднее по группам, %) тяжелой фракции (0.01-0.1 мм) осадочных пород северного Сихотэ-Алиня и восточного Сахалина

Местоположение, проба	К-во проб	Cr	Mt	Ilm	Lcx	Orx	Srx	Hb	Ep	Zr	Grn	Sph	Trm	Ap	Rt	An
Временный комплекс, J-K₁brm																
м. Красный	1	0.0	0.5	0.0	0.0	1.0	69.0	16.2	5.6	2.5	4.1	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0
Туфовая толща, вулканогенно-осадочный комплекс, K₁hau-brm																
м. Лагерный, с. Дуди, м. Скотный двор	6	0.6	9.1	0.0	0.0	0.7	86.8	1.8	0.1	0.0	0.0	0.8	0.0	0.2	0.0	0.0
Туфогенно-осадочная толща, вулканогенно-осадочный комплекс, K₁brm-alb																
м. Контакту	12	2.0	25.9	0.0	0.0	1.1	34.5	2.0	23.6	1.4	4.6	1.2	0.0	1.6	0.1	0.0
Толща микститов и алевроаргиллитов, терригенный граувакковый комплекс, K₁₋₂alb-cen																
м. Красный	4	15.0	0.4	14.4	1.5	0.6	6.6	4.2	12.7	33.6	6.2	0.8	0.1	3.7	0.3	0.0
м. Жолмых	5	19.1	0.8	1.5	0.8	12.4	15.3	22.3	2.8	6.4	1.0	9.6	0.0	7.4	0.0	0.0
м. между Жолмыхом и Сангой	2	6.2	1.0	35.6	0.0	1.4	24.6	5.5	1.4	14.5	4.5	1.7	0.0	3.8	0.0	0.0
м. Санга	4	4.8	4.0	0.4	0.1	0.7	36.6	9.0	0.6	28.4	11.9	2.5	0.0	1.2	0.0	0.0
м. восточнее Санги	4	54.1	0.9	0.0	0.3	1.7	31.2	4.0	0.5	4.3	0.5	1.1	0.0	1.4	0.0	0.0
м. зап. Каменистого	4	47.0	0.3	0.7	0.7	0.0	1.3	21.0	0.6	10.9	3.8	10.9	0.2	2.4	0.1	0.0
м. Каменистый	1	94.0	0.0	0.0	1.4	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	2.7	0.0	0.0
м. вост. Заливного	2	42.8	1.2	0.0	0.0	0.3	1.7	50.6	1.2	1.2	0.2	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0
м. Гольный	2	51.1	16.3	1.9	0.0	0.5	24.8	1.6	1.9	1.0	0.2	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0
м. Скальный	3	69.7	2.6	3.4	0.6	0.0	0.3	16.7	2.8	0.5	0.6	2.0	0.0	0.7	0.0	0.0
Среднее по толще	31	40.4	2.7	5.8	0.5	1.8	14.2	13.6	2.4	10.1	2.9	3.0	0.0	2.5	0.0	0.0
Включения кремнекластитов:																
м. Красный, 93370	1	67.4	1.4	0.0	0.0	1.4	18.4	2.8	5.0	2.8	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0
м. Красный, 93374	1	91.8	2.8	0.0	0.0	0.0	2.2	0.3	2.6	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Толща песчаников, терригенный граувакковый комплекс, K₁₋₂alb-cen																
м. восточнее Санги	1	2.0	0.0	2.7	0.0	0.7	2.7	2.7	0.0	61.0	22.8	4.0	0.0	1.3	0.0	0.0
Ю.-в. м. Каменист.	1	0.0	9.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	41.9	34.9	0.0	0.0	14.0	0.0	0.0
м. Заливный	1	12.2	2.8	0.0	0.0	0.0	0.9	14.1	1.9	50.9	8.5	7.5	0.0	0.9	0.0	0.0
м. западнее Голого	8	73.5	1.3	2.1	1.7	0.8	4.4	5.3	3.9	2.2	0.4	3.3	0.0	0.9	0.0	0.0
м. Скальный	4	6.7	1.7	5.9	1.3	0.2	38.4	1.9	25.4	11.3	6.7	0.2	0.1	0.2	0.0	0.0
г. Отдельная	8	5.5	1.3	2.8	7.5	0.5	56.0	5.5	1.5	12.0	3.1	3.4	0.4	0.4	0.0	0.0
Среднее	23	16.7	2.7	2.2	1.7	0.4	17.1	4.9	5.4	29.9	12.7	3.1	0.1	2.9	0.0	0.0
Толща алевроаргиллитов, терригенный граувакковый комплекс, K₁₋₂alb-cen																
г. Отдельная	3*	42.9	0.4	2.3	0.2	0.0	2.3	14.4	16.1	2.8	11.1	5.7	0.2	1.5	0.0	0.0
Терригенный аркозовый комплекс, K₁₋₂alb-cen																
Вассинская протока	7	0.9	0.9	0.2	2.0	0.0	1.4	1.4	0.7	12.8	2.8	2.7	0.1	73.8	0.1	0.0
р. Юдинка	3	0.1	0.4	0.5	5.3	0.0	0.8	1.7	0.6	37.7	5.3	0.4	0.4	46.5	0.3	0.0
р. Койма	8	5.0	0.5	4.0	4.6	0.0	0.2	15.2	0.1	60.6	5.7	0.1	0.4	2.6	0.6	0.1
Вассинская протока	7	2.8	1.4	1.4	4.3	1.4	4.1	1.7	0.5	43.7	32.5	0.1	0.6	4.3	0.8	0.3
р. Юдинка	15	1.1	0.6	2.9	9.5	0.1	0.3	5.4	5.8	66.3	2.5	0.8	1.2	3.0	0.4	0.1
с. Монгол	14	2.4	0.6	7.2	10.3	0.1	3.3	5.5	0.9	53.2	11.8	0.4	0.6	3.1	0.8	0.1
Восточный Сахалин, J₂-K																
м. Шеллингга	2	0.0	28.3	0.0	0.0	1.8	64.1	5.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Примечание. Cr - хромит, Ilm - ильменит, Mt - магнетит, Lcx - лейкоксен, Orx - ортопироксен, Srx - зеленый клинопироксен, Hb - буро-зеленая роговая обманка, Ep - эпидот, Zr - циркон, Grn - гранат, Sph - сфен, Trm - турмалин, Ap - апатит, Rt - рутыл, An - анатаз.

* - взято 3 образца, которые объединены в одну минералогическую пробу (см.рис. 2).

В вулканогенно-кремнистых породах *кремнистого комплекса*, где из-за малых содержаний обломочных минералов в кремнистых породах есть только один представительный анализ, преобладает зеленый (островодужный вулканический) клинопироксен. С ним ассоциируются другие типичные представители островодужной вулканокластике - роговая обманка, ортопироксен и магнетит, а также, в меньшем количестве, обычные компоненты гранитно-метаморфических пород - циркон, гранат, апатит и эпидот (см. таблицу).

В *вулканогенно-осадочном комплексе* присутствуют минералы тех же ассоциаций, однако их соотношения между собой существенно различаются как внутри этого комплекса, так и в сравнении с кремнистым. Туфовая толща, как и следовало ожидать исходя из ее пирокластической природы, отличается от всех других наиболее примитивным составом - в ней почти полностью преобладают клинопироксен, магнетит, роговая обманка и ортопироксен. В туфогенно-осадочной толще к этим вулканогенным минералам примешивается существенное количество эпидота, граната, хромита, циркона, апатита, сфена и рутила. Относительное преобладание эпидота в примеси указывает на то, что одним из источников обломочного материала для этой толщи были метаморфизованные мафические породы, скорее всего, островодужные вулканы, за счет которых образовалась подстилающая туфовая толща. В питающей провинции толщи предполагаются также офиолиты, присутствие которых ощущается по небольшому количеству хромита.

В *терригенном граувакковом комплексе* пропорция между этими же минералами широко варьирует. Здесь можно выделить группы пород, обогащенные ассоциациями разного происхождения.

Например, в толще микститов и алевроаргиллитов на мысах восточнее Санги, Каменистом, Голом и Скальном, а также в толще песчаников на мысе западнее Голого наблюдаются высокие (50-94%) содержания хромита, иногда ассоциирующегося с пироксеном (до 37%). Можно предположить, что главным источником тяжелых обломочных минералов этих пород были офиолиты. Такой вывод подтверждается обилием хромита в кремнекласитах из включений в толще микститов и алевроаргиллитов мыса Красного, поскольку кремни - обычный компонент офиолитовых комплексов. Нахождение богатых хромитом кремнекласитов в переотложенной форме - во включениях толщи микститов и алевроаргиллитов - свидетельствует, что этап преимущественного размыва офиолитов происходил до того, как образовалась эта толща, т.е. в до- или раннеальбское время. Возможно это был этап тектонического скупивания коры океанического типа.

Горизонты обломочных пород толщи микститов и алевроаргиллитов мыса Красного и толщи песчаников мысов восточнее Санги, юго-восточнее Каменистого и мыса Заливного отличаются высокими содержаниями циркона и граната. Несомненно, они, по сравнению с другими породами комплекса, образовались под наибольшим влиянием гранитно-метаморфического (континентального) источника.

Толща микститов и алевроаргиллитов на мысах Жолмых, Санга и небольшом мысе между ними, а также толща песчаников мыса Скального и горы Отдельной обогащены пироксенами, амфиболами и эпидотом при низких содержаниях хромита. Видимо, эти породы сформировались в значительной мере за счет разрушения вулканитов и продуктов их метаморфизма.

Таким образом, питающая провинция терригенного грауваккового комплекса была гетерогенной. Вероятнее всего, это была формирующаяся аккреционная призма, в состав которой входили породы оксанического, континентального и островодужного происхождения. Кроме того, накопление толщи микститов и алевроаргиллитов сопровождалось вулканизмом, о чем свидетельствуют прослои кислых туфов. Роль вулканического источника со временем уменьшалась, судя по тому, что в среднем от толщи микститов и алевроаргиллитов к толще песчаников, а затем - алевроаргиллитов сумма содержаний пироксенов и роговой обманки (ассоциация MF) падает от 30 до 22 и 17% соответственно. Формирование последней толщи, вероятно, вообще не сопровождалось вулканизмом, и вулканогенный материал поступал в осадки благодаря размыву эффузивов и пирокластов, образованных ранее.

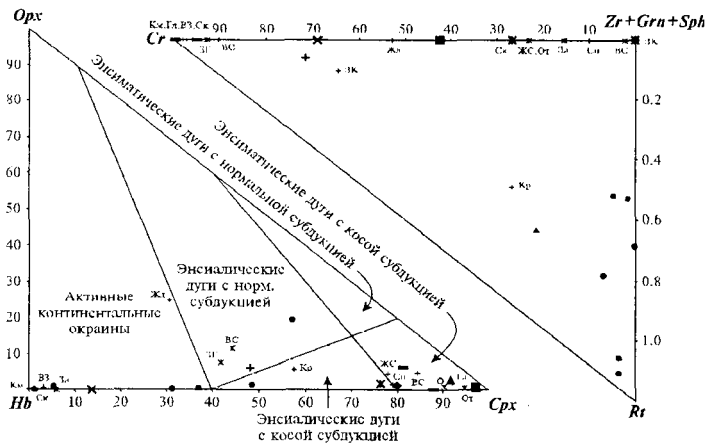
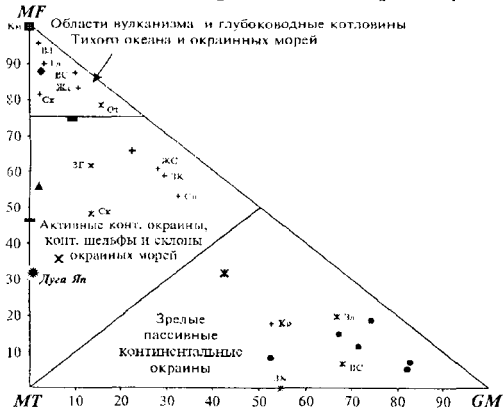
В *терригенном аркозовом комплексе* господствуют циркон, гранат и апатит, ассоциирующиеся с небольшим количеством роговой обманки, хромита, магнетита, ильменита, рутила, сфена, лейкоксена, турмалина и пироксенов, что типично для большинства меловых отложений Сихотэ-Алиня, накопившихся до возникновения вулканического пояса [6, 7]. Эта группа минералов, несомненно, сформировалась благодаря размыву зрелой континентальной окраины без сколько-нибудь значительного влияния вулканизма. Для последующего обсуждения важно отметить, что между ассоциацией тяжелых обломочных минералов, доминирующей в этом комплексе, и близкой ей сиалической, входящей в сложные минеральные сообщества кремнистого и терригенного грауваккового комплексов, есть небольшое, но существенное различие - в двух последних содержания рутила не превышает 0.1%, тогда как в первом оно в среднем составляет 0.1-0.8% (см. таблицу). Следовательно, континентальные окраины, служившие источниками этого материала, были разными.

ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ ассоциаций тяжелых минералов из вулканогенно-осадочных пород четырех рассматриваемых комплексов позволяет заключить, что они формировались под влиянием пяти главных источников сноса: двух разновременных и разнородных вулканических дуг (валанжин-барремской и альб-сеноманской), двух континентальных блоков (условно названных "северным" и "южным") и офиолитового комплекса.

Валанжин-барремская дуга определила примитивную ассоциацию тяжелых минералов в кремнистом и вулканогенно-осадочном комплексах, особенно в готерив-барремской туфовой толще последнего. Преобладание в этой толще клинопироксена, характерное для островодужной вулкано-

кластики на конвергентных окраинах с острыми углами схождения плит (рис. 3, диаграмма Орх-Нб-Срх), указывает на прямое влияние энсиматической дуги типа Идзу-Бонинской [29]. В кремнистом комплексе и баррем-альбской туфогенно-осадочной толще вулканогенно-осадочного комплекса, благодаря дополнительным невулканическим источникам, тяжелые минералы несколько разнообразнее. По сравнению с туфовой толщей здесь больше эпидота (продукта метаморфизма вулканитов), циркона, граната и других продуктов разрушения сиалических пород. Вместе с тем, клинопироксен остается главным тяжелым минералом (рис. 3). Сочетание компонентов MF-MT-GM в кремнистом комплексе наиболее характерно для глубоководных впадин окраинных морей Тихого океана, где основной источник обломочного вещества -



- ◆ Кремнистый комплекс, K₁vg-brm
- Туфовая толща, вулканогенно-осадочный комплекс, K₁hau-brm
- ▲ Туфогенно-осадочная толща, вулканогенно-осадочный комплекс, K_{1,2}brm-alb
- +
- Толща микститов и алевроаргиллитов, терригенный граувакковый комплекс, K_{1,2}alb-sen
- ✕ Толща песчаников, терригенный граувакковый комплекс, K_{1,2}alb-sen
- ✕ Толща алевроаргиллитов, терригенный граувакковый комплекс, K_{1,2}alb-sen
- Включения кремнекластиков в толще микститов и алевроаргиллитов, терригенный граувакковый комплекс, K_{1,2}alb-sen
- Терригенный аркозовый комплекс, K_{1,2}alb-sen
- Восточный Сахалин, J₂-K₁brm

Рис. 3. Сравнение минеральных составов тяжелой фракции осадочных пород Северного Сихотэ-Алиня, Восточного Сахалина и современных осадков из различных геодинамических обстановок [27-29] на диаграммах MF-GM-MT, Орх-Нб-Срх и Cr-(Zr+Grn+Sph)-Rt.

MF - сумма содержаний оливина, пироксенов (Орх, Срх) и буро-зеленой роговой обманки (Нб); MT - сумма содержаний эпидота (Ep), граната (Grn), бледно-окрашенных и сине-зеленых амфиболов; GM - сумма содержаний циркона (Zr), турмалина, ставролита, дистена, силлиманита и андалузита; Sph - сфен; Rt - рутил. Крупные знаки на диаграммах указывают на среднее по толщам, мелкие - среднее по толще в отдельном разрезе - только для толщи микститов и алевроаргиллитов и толщи песчаников терригенного грауваккового комплекса. Аббревиатура у мелких точек обозначает местоположение разрезов: Км - мыс Каменистый, ВЗ - мыс восточнее Заливного, Гл - мыс Гольдый, ВС - мыс восточнее Санги, Жл - мыс Жолдых, Ск - мыс Скальный, ЗГ - мыс западнее Голого, ЖС - мыс между Жолдыхом и Сангой, ЗК - мыс западнее Каменистого, ВК - мыс юго-восточнее Каменистого; Сн - мыс Санга, Кр - мыс Красный, Зл - мыс Заливный, От - г. Отдельная. Поля на диаграмме Орх-Нб-Срх предназначены для распознавания геодинамических характеристик только по осадкам вулканических дуг и сопряженных глубоководных желобов, т.е. по ним можно ориентироваться для выяснения тектонической обстановки накопления только туфовой толщи вулканогенно-осадочного комплекса и толщи микститов и алевроаргиллитов терригенного грауваккового комплекса.

островодужная вулканокластита (в данном случае - с энсиматической дуги), к которой примешивается терригенный материал континентальной окраины. В свою очередь, туфогенно-осадочная толща вулканогенно-осадочного комплекса сформировалась, скорее всего, на той же энсиматической островной дуге, когда вулканические процессы на ней, вероятно, завершились в результате блокирования субдукции крупным океаническим поднятием. Примером такой обстановки может служить дуга Яп на юго-восточной окраине Филиппинского моря, набор тяжелых минералов в осадках которой очень близок рассматриваемым (рис. 3, диаграмма MF-MT-GM). Во время накопления этой толщи (баррем-альб) остаточная дуга, возможно, находилась достаточно близко к "южной" континентальной окраине, чтобы в осадки дуги попали сиалические минералы, включая рутил.

Имеющиеся у нас 2 образца среднеюрско-нижнемеловых туфопесчаников с восточного Сахалина (см. рис. 1) минералогически близки образцам из туфовой толщи вулканогенно-осадочного комплекса. Возможно, в обоих случаях мы имеем дело с остатками одной и той же энсиматической дуги, раздробленной и растащенной в разных направлениях сложными плитотектоническими взаимодействиями. Первым в цепи этих событий можно считать столкновение дуги с океаническим поднятием, которое мы можем датировать барремом.

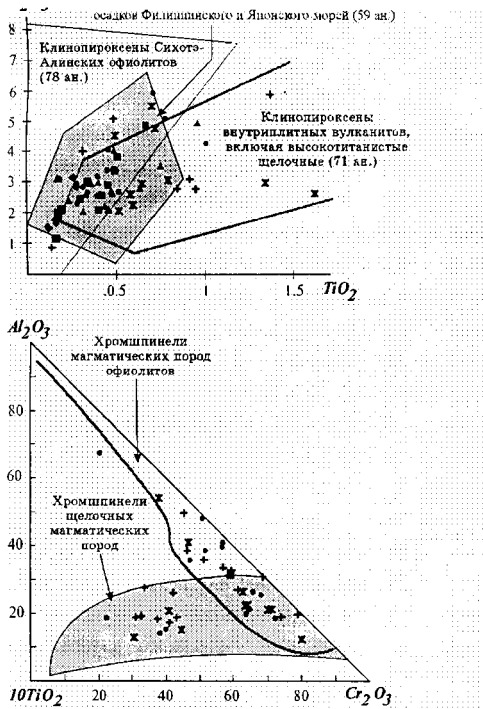
Альб-сеноманская вулканическая дуга и входившие, по-видимому, в состав ее аккреционной призмы и фундамента валанжин-барремская дуга, северная континентальная окраина и офиолитовый комплекс служили источниками тяжелых обломочных минералов терригенного грауваккового комплекса, образованного, скорее всего, на внутреннем склоне глубоководного желоба. Соотношение $Sr_x/Or_x/Nb$ для большинства точек на рис. 3 соответствует энсиматической дуге и (или) активной континентальной окраине, при малом угле конвергенции плит, на что указывают низкие содержания Or_x . Влияние валанжин-барремской энсиматической дуги ощущается по аномально высокому (более 80%) соотношению $Sr_x/(Or_x+Nb)$ и низкому содержанию хромита в некоторых породах терригенного грауваккового комплекса, например, в толще микститов и алевроаргиллитов на мысах Санга и между Жолмыхом и Сангой, а также в большинстве пород толщи песчаников (см. рис. 3).

Сиалический материал "северной" континентальной окраины проявлен ассоциацией циркона, граната, сфена, апатита и турмалина при характерном отсутствии или очень низком содержании рутила (см. рис. 3). Особенно богаты этими минералами толща микститов и алевроаргиллитов

мыса Красного, а также толща песчаников на мысах Заливный, восточнее Санги и юго-восточнее Каменистого. Надо думать, что эти отложения накопились в непосредственной близости к сиалическому выступу фундамента дуги.

В терригенном граувакковом комплексе много хромита - индикатора офиолитовой составляющей осадочных пород, часто ассоциирующегося с клинопироксеном, эпидотом и роговой обманкой. Особенно показательны высокие содержания хромита и клинопироксена в кремнекластитах из включений олистолитов толщи микститов и алевроаргиллитов. Микрозондовый анализ хромита и клинопироксена показал, что часть их происходит из щелочных магматических комплексов, характерных для внутриплитных поднятий (рис. 4). Складывается впечатление, что офиолитовый источник обломочного материала образован в результате тектонического скупивания и последующего причленения к континенту блока субокеанической земной коры окраинного моря, включившего участки с аномальной мощностью (как в северо-западной части Филиппинского моря) и зажато между "северной" континентальной окраиной и энсиматической островной дугой. Судя по обилию хромита в некоторых породах, особенно кремнекластитовых включениях, толщи микститов и алевроаргиллитов, офиолиты причленились к "северной" континентальной окраине или островной дуге во время накопления этой толщи (альб-сеноман). Кремнекластиты, вероятно, образовались в апт-раннеальбское время как результат размыва скученной коры окраинного моря. Завершение вулканизма на альб-сеноманской дуге, возможно, было вызвано ее столкновением с валанжин-барремской остаточной дугой. В таком случае, обогащенные клинопироксеном породы толщи микститов и алевроаргиллитов на мысах Санга и между Жолмыхом и Сангой могут быть индикаторами этого события и рассматриваться как самые верхние горизонты толщи (см. рис. 2).

"Южная" континентальная окраина определила ассоциацию тяжелых минералов в песчаниках терригенного аркозового комплекса. Главные компоненты ассоциации - циркон, гранат, турмалин, сфен, апатит и рутил - указывают на размыв невулканической континентальной окраины, сложенной зрелой корой (см. рис. 1 и 3). Неисключена также трансформная граница плит, где также не было вулканизма. В терригенном аркозовом комплексе постоянно присутствуют небольшие количества рутила и устойчиво низки содержания хромита, что отличает его от всех, рассмотренных ранее (см. рис. 3). Следовательно, "южная" континентальная окраина была пространственно оторвана от бассейнов, где накапливались кремнистый, вулканогенно-осадочный и



- ◆ Кремнистый комплекс, J-K₁vlg-brm
- Туфовая толща, вулканогенно-осадочный комплекс, K₁hau-brm
- ▲ Туфогенно-осадочная толща, вулканогенно-осадочный комплекс, K₁₋₂brm-alb
- + Толща микститов и алевроаргиллитов, терригенный граувакковый комплекс, K₁₋₂alb-sen
- × Толща песчаников, терригенный граувакковый комплекс, K₁₋₂alb-sen
- Терригенный аркозовый комплекс, K₁₋₂alb-sen

Рис. 4. Диаграммы, иллюстрирующие сравнение химического состава клинопироксенов и хромитов из осадочных пород Северного Сихотэ-Алиня и различных магматических комплексов. Поля на верхней диаграмме отрисованы с использованием неопубликованных данных А.И. Ханчука и литературы [2, 17-22, 24, 25, 27, 30-32, 34]. Нижняя диаграмма взята из работы [16].

терригенный граувакковый комплексы. Единственным исключением мог быть район седиментации туфогенно-осадочной толщи вулканогенно-осадочного комплекса, куда проникало немного этого материала. Совмещение терригенного аркозового и остальных комплексов произошло после сеномана.

В итоге можно предложить следующую схематическую модель меловой геодинамической эволюции Нижне-Амурского региона (рис. 5).

Для валанжин-барремского времени мы реставрируем конвергентную границу плит, к которой были приурочены "северная" континентальная окраина, окраинно-континентальное море и энсиалическая островная дуга, свидетельствами которых являются: 1) гетерогенная ассоциация тяжелых минералов кремнистого комплекса, содержащая обломочный материал островодужного и континентального происхождения; и 2) примитивная вулканогенная - туфовой толщи вулканогенно-осадочного комплекса и, возможно, юрско-нижнемеловых вулканогенных отложений восточного Сахалина (см.рис. 5а).

Конец действию этой системы положило, вероятнее всего, баррем-альбское блокирование субдукции крупным океаническим поднятием. Офиолиты этого поднятия дали хромит, обнаруженный в туфогенно-осадочной толще вулканогенно-осадочного комплекса. Видимо, в это же время субдукция возрождается ближе к "северной" континентальной окраине, где, в свою очередь, возникает энсиалическая вулканическая дуга с известково-щелочным магматизмом. Не успевшая остыть и содержащая жесткие блоки литосфера окраинного

моря плохо субдуцировалась. Из-за этого на кромке "северной" континентальной окраины происходила аккреция жестких блоков окраинно-морской коры (офиолиты и щелочные магматические породы), сопровождавшаяся мощными землетрясениями. Последние были причиной многочисленных гравитенных процессов, что привело к формированию значительной части толщи микститов и алевроаргиллитов с очень разнородной ассоциацией тяжелых минералов (см. рис. 5 б).

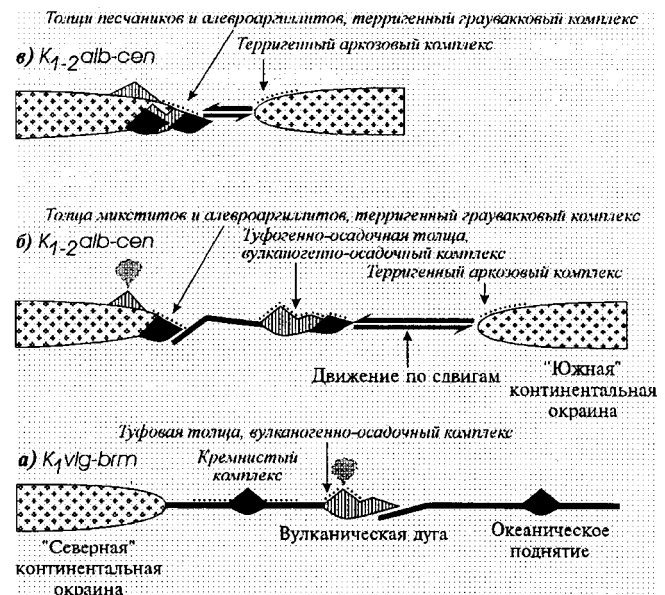


Рис. 5. Схема меловой геодинамической эволюции Нижнего Приамурья.

Деятельность этой системы конвергентной окраины, очень нестабильная и, поэтому, геологически непродолжительная (менее 20 млн лет), закончилась, вероятно, столкновением "северной" континентальной окраины с валанжинско-барремской остаточной дугой, речь о которой шла ранее. Свидетельства этого события мы видим в обогащении островодужным клинопироксеном толщи микститов и алевроаргиллитов терригенного грауваккового комплекса на мысах Санга и между Жолыхом и Сангой.

В дальнейшем конвергенция плит в рассматриваемом районе прекратилась из-за отсутствия способной субдуться земной коры и (или) изменения ориентировки движения плит. В постальбское время главным тектоническим процессом в регионе было сближение "северной" и "южной" континентальных окраин вдоль левосторонних сдвигов. Это движение зародилось, по всей видимости, в альбе или даже раньше (см. рис. 5 б, в).

При рассмотрении схемы на рис. 5 следует учитывать, что юрско(?)-среднемеловая конвергенция плит в Нижне-Амурском регионе имела, по всей видимости, существенную сдвиговую составляющую. Соотношения $S_{рх}/O_{рх}/H_{б}$ в отложениях всех изученных вулканогенных толщ свидетельствуют, что угол схождения плит здесь был менее 55°. В поздне- и послесеноманское время этот угол, скорее всего, стал еще острее (значительно менее 40°), в связи с чем конвергенция плит в районе прекратилась и на смену ей пришло скольжение "северного" и "южного" блоков континентальной литосферы вдоль сдвигов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Построения на рис. 5 только в самом общем виде согласуются с существующими региональными палеотектоническими реконструкциями [1, 13, 23, 26]. Наша работа выявила детали геологической истории, которые, по-видимому, не могли быть обнаружены "общегеологическим" подходом и традиционными методами. Так, например, в работах Б.А. Натальина с соавторами [10, 26] аккреционная призма Нижне-Амурского террейна образовалась в результате альбсеноманского столкновения Хингано-Охотской активной континентальной окраины и раннемезозойских складчатых сооружений Сихотэ-Алиня. Мы же восстанавливаем более сложную картину, в которой фрагменты двух разнородных и разновременных вулканических дуг и двух окраинно-континентальных комплексов, а также океанических поднятий сгущаются вместе, претерпевая при этом цепь коллизий и сдвиговых перемещений. В то же время, наших данных пока явно не хватает для увязки всех основных событий в Дальневосточном регионе - подобные комплексные литологические исследова-

ния, включая изучение тяжелых минералов, целесообразны и в других его ключевых районах.

Авторы выражают искреннюю признательность В.И. Тихоновой, П.Д. Гасановой и В.И. Сапину за выполненные ими на высоком уровне минералогические и микрозондовые анализы, а также И.В. Смирновой, подготовившей пробы к анализам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Ч.Б., Натальин Б.А. Аккреционная тектоника юга Российского Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7-8. С. 89-93.
2. Высоцкий С.В. и Оковитый В.Н., 1990. Офиолиты северного Приморья: петрология гипербазит-габбровой ассоциации // Тихоокеан. геология. 1990. № 5. С. 76-86.
3. Говоров Г.И., Высоцкий С.В., Бойко С.А. Первая находка бонинитов на о. Сахалин // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 6. С. 709-712.
4. Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 163 с.
5. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Монаминского террейна - наиболее молодые оксанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 74-82.
6. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Михайлик Е.В., Китаев И.В., Тихонова В.И., Трушкова Н.В. Фанерозойское геосинклинальное осадконакопление Сихотэ-Алиня и Корякско-Камчатской области // Геосинклинальный литогенез на границе континент океан. М.: Наука, 1987. С. 10-134.
7. Маркевич П.В., Малиновский А.И., Михайлик Е.В., Филиппов А.Н., Четырбоцкий А.Н., Китаев И.В. Терригенные породы // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М., 1989. С. 106-132.
8. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Высоцкий С.В., Зябрев С.В. Меловая островодужная область седиментации в Нижнеамурском регионе (Дальний Восток России) // Докл. АН (в печати).
9. Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. Восточный фланг Киселевско-Монаминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология, 1996. №2. (в печати).
10. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3-23.
11. Нечаев В.П. Современное геосинклинальное осадконакопление и вулканизм Филиппинского моря // Геосинклинальный литогенез на границе континент океан. М., 1987. С. 135-167.
12. Нечаев В.П., Деркачев А.Н. Особенности осадконакопления // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М., 1989. С. 50-66.
13. Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеан. геология, 1993. №2. С. 76-88.
14. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Кемкин И.В. и др. Доверхнемеловые структурно-вещественные комплексы

- Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тектоника и металлогения Северо-Востока СССР: (тезисы докладов школы-семинара). Магадан, 1990. С. 232-234.
15. Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М., Филиппов А.Н. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Докл. АН. 1994. Т. 338. № 5. С. 666-671.
 16. Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматитов // Вулканология и сейсмология. 1983. С. 3-16.
 17. Bougault, H., Maury, R.C., El Azzoizi, M., Joron, J.L., Cotten, J. and Treuil, M.. Tholeiites, basaltic andesites, and andesites from Leg 60 sites: geochemistry, mineralogy, and low partition coefficient elements // D.M. Hussong, S. Uyeda et al., Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 1982. V. 60. P. 657-678.
 18. Dick, H.J.B., March, N.G., and Bullen, T.D. Deep Sea Drilling Project Leg 58 abyssal basalts from the Shikoku Basin: their petrology and major-element geochemistry // G. deV. Klein, K. Kobayashi et al., Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 1980. V. 58. P. 843-872.
 19. Dmitriev, Y.I. Basalts from the East Pacific Rise near 90°N drilled on DSDP Leg 54 compared with marginal-basin and ocean-island basalts // Rosendahl B.R., Hekinian R. et al., Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. V. 54. P. 695-704.
 20. Fodor, R.V. and Klaus, K., 1975. Contributions to the mineral chemistry of Hawaiian rocks. IV. Pyroxenes in rocks from Haleakala and West Volcanoes, Maui, Hawaii / Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 50. P. 173-195.
 21. Fodor, R.V. and Rosendahl, B.R. Petrology of basalts dredged from the central axis of the Galapagos Spreading Center // Rosendahl B.R., Hekinian R. et al., Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 1980. V. 54. P. 751-754.
 22. Fodor, R.V., Berkley, J.L., Keil, K., Hustler, J.W., Ma, M.-S., and Shmitt, R.A. Petrology of basalt drilled from the Galapagos Spreading Center, DSDP Leg 54 // B.R. Rosendahl, R. Hekinian et al., Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 1980. V. 54. P. 737-750.
 23. Kiminami, K., Niida K., Ando, H., Kito, N., Iwata, K., Miyashita, S., Tajika, J. Sakakibara M. Cretaceous-Paleogene arc-trench systems in Hokkaido / M. Adachi and K. Suzuki (Eds.) Paleozoic and Mesozoic terranes: basement of the Japanese Island Arcs / 29th IGC Field Trip Guidebook. Nagoya Univ., 1992. P. A01: 1-43.
 24. Matthey, D.P. and Muir, I.D., Geochemistry and mineralogy of basalts from the Galapagos Spreading Center, DSDP Leg 54 // Rosendahl B.R., Hekinian R. et al., Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 1980. V. 54. P. 755-772.
 25. Matthey, D.P., March, N.G., and Tarney, J. The geochemistry, mineralogy and petrology of basalts from the West Philippine and Parece Vela Basins and from the Palau-Kyushu and West Mariana Ridges, Deep-Sea Drilling Project Leg 59 // Kroenke L., Scott R. et al. Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 1981. V. 59. P. 753-800.
 26. Natal'in B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. V. 2. P. 15-34.
 27. Nechaev, V.P. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // Marine Geology. 1991. V. 97. P. 167-190.
 28. Nechaev, V.P. and Isphording, W.C. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments // Journal of Sedimentary Petrology. 1993. V. 63, N6. P. 1110-1117.
 29. Nechaev, V.P., Derkachev, A.N. Heavy-Mineral Assemblages in Quaternary Sediments of the Philippine Sea as Indicators of Subduction/Collision-Related Tectonics / Shcheka S.A. and Tokuyama H. (Eds.). Geology and Geophysics of the Philippine Sea Floor. Terra Publish Co., Tokyo, Japan, 1995 (в печати).
 30. Ridley, W.J., Rhodes, J.M., Reid, A.M., Jakes, P., and Bass, M.N. Basalts from Leg 6 of the Deep Sea Drill. Project // J. Petrol. 1974. V. 15(1). P. 140-159.
 31. Sharaskin, A.Y. Petrography and geochemistry of basement rocks from five Leg 60 sites // D.M. Hussong, S. Uyeda et al., Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 1982. V. 60. P. 647-656.
 32. Thompson, R.N. and Humphris, S.E. Silicate mineralogy of basalts from the East Pacific Rise, OCP Ridge, and Siqueiros Fracture Zone: Deep Sea Drilling Project, Leg 54 // Rosendahl B.R., Hekinian R. et al., Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 1980. V. 54. P. 651-670.
 33. Vysotskiy, S.V., Kemkin, I.V., Govorov, G.I. New data on the age of the East Sakhalin paleoarc (from the radiolarian data) // 5th Zonenshain Conference on Plate Tectonics (Programme and Abstracts). Moscow, 1995. P. 208-209.
 34. Zakariadze, G.S., Dmitriev, L.V., Sobolev, A.V., and Sushevskaya, N.M. Petrology of basalts of holes 447A, 449 and 450, South Philippine Sea transect: Deep-Sea Drilling Project Leg 59 // Kroenke L., Scott R. et al., Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 1981. V. 59. P. 669-680.

Поступила в редакцию 25 января 1996 г.

V. P. Nechaev, P. V. Markevich, A. I. Malinovsky, A. N. Philippov, S. V. Vysotskiy

Tectonic settings of deposition of the Cretaceous sediments from the Lower Amur region, Russian Far East

Heavy-mineral assemblages from the Valanginian-Cenomanian sedimentary rocks of the Lower Amur region are considered in the paper. These assemblages are interpreted on the basis of actualistic approach with use of the previous study results on heavy mineral assemblages from the modern deposits accumulated in the known plate tectonic conditions. As a result, the following has been found out. Deposits of the Valanginian-Barremian ensimatic island arc and adjacent marginal sea, Barremian-Albian active continental margin, and Albian-Cenomanian passive (or transform) continental margin were combined in terranes of the Lower Amur region. Major tectonic processes that resulted in this were large-scale strike-slip movements and accretion associated with oblique subduction and some collisions between the areas mentioned, continental margins, and rigid blocks of oceanic lithosphere.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

УДК 551.7

РАЗМЫШЛЕНИЯ НА ТЕМУ О ПРИНЦИПАХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ
КЛАССИФИКАЦИИ

К.В.Симаков, В.П.Похиалайнен

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г.Магадан**Теория должна превосходить
мыслимые ситуации, а не только
обобщать уже наблюдавшиеся**С.В.Мейен*

Обсуждается специфика стратиграфической систематизации, в которой выделяются следующие операции: дискриминация (выделение замкнутых множеств объектов, являющихся производными развития генетически разнородных систем), стратонемия (введение общих принципов расчленения, формулировка понятий «стратон» и «граница»), таксономия (разработка системы таксономических категорий и понятийно-терминологического аппарата), классификация (распределение разновозрастных объектов отдельных замкнутых множеств в соответствии с мерой их тождества и различия по таксономическим категориям) и систематизация (построение естественной системы регионального стратоконтекста, моделирующей первичные пространственно-временные отношения между стратонами, относящимися к различным таксономическим категориям генетически разнородных замкнутых множеств). Исходя из представлений об элементно-компонентной структуре литосферы предложена принципиальная система таксономических категорий стратонов, представляющих собой отложения иерархически соподчиненных элементов развития гео- и палеоэкосистем различных уровней организации. С некоторыми изменениями эта система может использоваться для классификации подразделений любых замкнутых множеств (стратиграфических категорий).

I.

Проблема стратиграфической классификации возникла еще в середине прошлого столетия и активно обсуждалась на первых восьми сессиях Международного геологического конгресса (МГК). Несмотря на принятые на VIII сессии МГК (Париж, 1900 г.) решения, проблема эта продолжает волновать стратиграфов и поныне. По поводу принципов и методов стратиграфической классификации до сих пор ведутся дискуссии, зачинщиками которых обычно выступают сторонники «многоколейного» и комплексного (естественного) подхода к выделению стратонов. Столь длительная полемика, как представляется, во многом вызвана тем, что изначально в понятие «стратиграфическая классификация» вкладывалось совершенно иное содержание по сравнению с тем, что подразумевается под классификацией в логике и других естественных науках. Впрочем, имелись и имеются и реальные предпосылки специфичности процедуры стратиграфической классификации, связанные с объективными особенностями объекта и предмета изучения стратиграфии [14], с одной стороны, и общим уровнем развития этой

научной дисциплины (да и геологии в целом) - с другой. Существуют различные представления о том, что следует понимать под стратиграфической классификацией.

Как это ни парадоксально, но во многих нормативных документах [напр., 27] и даже учебных пособиях [25] не удается найти ясного определения того, что понимается под стратиграфической классификацией. Авторы этих работ обычно без всякой преамбулы приступают к характеристике различных категорий стратиграфических подразделений. Из определений последних следует лишь один вывод, а именно, что при их выделении и дальнейшей ранжировке не используется основное условие любой классификации - общее основание деления. Судя по контексту этих работ, авторы их, видимо, отождествляют операции стратиграфической классификации и расчленения, на принципиальное различие которых указал С.В.Мейен [14], предложивший называть процедуру стратиграфического расчленения *стратонемией*.

Многие специалисты придерживаются мнения, что «стратиграфическая классификация - это систематическая организация слоев горных пород

Размышления на тему

Земли в их первичном залегании в подразделения по любому из характерных признаков, свойств или качеств, которые могут быть прослежены в породах. Многие различные свойства и качества могут быть полезны в качестве основы для стратиграфической классификации и поэтому существует много различных типов стратиграфических классификаций» [39]. Это определение отражает представления сторонников «многоколейной» стратиграфической классификации и принимается далеко не всеми специалистами.

Наконец, существует еще одна точка зрения, согласно которой «общая картина способов расчленения стратисферы на стратиграфические подразделения (стратоны) и представляет собой стратиграфическую классификацию, т.е. формализацию познавательного процесса стратиграфии» [7]

Данная работа посвящена обсуждению вопроса о том, возможно ли при современном уровне развития стратиграфии создание *естественной* стратиграфической классификации. При этом мы подразумеваем под *классификацией* распределение замкнутого множества объектов по классам (разрядам, таксонам) в соответствии с мерой их тождества и различия по выбранному общему основанию сравнения (деления). Подчеркнем следующие моменты.

Во-первых, говоря о *замкнутом* множестве мы имеем в виду совокупность объектов, которые обладают определенным признаком или свойством, свидетельствующим об их генетическом единстве или, иначе, это множество объектов, принадлежащих к генетически однородной природной системе. Данная оговорка необходима, поскольку одной из объективных причин тех недоразумений, которые связаны со стратиграфической классификацией, является то, что изначально при разработке ее принципов геологи столкнулись с необходимостью упорядочения множества ранее выделенных стратонов, установленных с помощью различных критериев и фактически принадлежащих к генетически разнородным замкнутым множествам.

Во-вторых, разработка классификации предполагает наличие (или создание) определенной *шкалы* (точнее, *системы*) классов или разрядов, связанных иерархическими отношениями, обеспечивающими непрерывность деления классифицируемого множества. Разработка такой системы таксономических категорий - одна из задач *таксономии*. Каждая такая категория обозначается специальным *термином*, которому отвечает определенное *понятие*, обеспечивающее равноценность (эквивалентность) относимых к данной категории объектов. С одной стороны, благодаря этому процедура классификации превращается в начальный этап *измерения* классифициру-

емого замкнутого множества. С другой стороны, введение содержательных определений таксономических категорий регламентирует саму процедуру *выделения* объектов классифицируемого замкнутого множества (т.е. стратонамическую процедуру), обеспечивая единообразное понимание и употребление соответствующих терминов.

Последнее замечание имеет принципиальное значение, поскольку среди стратиграфов довольно широко распространена и популярна заимствованная у биологов точка зрения, согласно которой введение содержательных определений таксономических категорий в принципе невозможно и, более того, вредно, поскольку накладываемые ими регламентации якобы ограничивают творческий процесс выделения стратонов. В какой-то мере это представление было оправданным в середине прошлого века, когда стратоны выделялись стихийно по самым разнообразным признакам, не допуская введения общего основания их деления. Однако при современном уровне развития стратиграфии мы уже не можем согласиться с таким мнением прежде всего потому, что в качестве стратонов выделяются естественные геологические тела, являющиеся протоколами существования и развития генетически разнородных природных *систем* [10,11]. В этой ситуации «свобода творчества» при выделении стратонов ограничивается теми 15 способами системных трансформаций, которыми «Природа творит свои объекты» [29] и которые являются критериями их дискриминации [21]. Выделяя стратоны, мы тем самым лишь устанавливаем элементы первичной пространственно-временной структуры комплекса отложений, сформировавшегося в процессе развития природной системы того или иного масштаба - и не более того. Если мы согласимся с тем, что стратиграфическое расчленение *выявляет* присущие генетически разнородным системам структуру и строение, то должны будем и признать возможность естественной классификации стратонов, подчиненной определенным регламентирующим правилам. Если же в соответствии с обсуждаемой точкой зрения мы будем рассматривать стратоны как проявление творческой инициативы каждого из нас, то ни о какой не только естественной, но и классификации вообще не может быть и речи.

Все это заставляет нас предварить изложение собственных представлений о принципах стратиграфической классификации кратким анализом специфики этой процедуры и ее связи со стратонами, таксономией и систематизацией.

II.

Начать обсуждение интересующей нас проблемы стоит с уточнения объекта стратиграфи-

ческих исследований. По этому поводу у специалистов нет единого мнения. Вместе с тем очевидно, что общим не только для стратиграфии, но и для всей геологии в целом, генеральным (если так можно выразиться) объектом изучения является стратисфера (литосфера или гипергенная оболочка). Последняя представляет собой результат взаимодействия в процессе исторического развития Земли как космического тела разнородных по своей генетической природе систем и процессов, следы (протоколы) которых зафиксированы в геологической летописи.

Уже сам факт, что объект стратиграфического (и геологического в целом) изучения является результатом взаимодействия генетически разнородных (физических, химических, геолого-географических, биогеоценотических, биологических и т.д.) систем и процессов, находившихся в «отношениях топологического взаимопроникновения» [11, с.324], предопределяет объективную возможность неоднозначного его подразделения. Это вынуждает нас предвзято процедуру классификации процедурой *дискриминации** зафиксированных в гипергенной оболочке протоколов развития гетерогенных систем и процессов. Именно эта процедура и позволяет выделять замкнутые множества объектов, относящихся к различным *типам организации* [11, с. 335] и подлежащих собственно *классификации*. В сущности, большая часть так называемой «многоколейной» стратиграфической классификации, отстаиваемой Х.Хедбергом [39], и представляет собой результат дискриминации протоколов существования генетически разнородных систем, выделяемых по универсальным для них литологическим, палеонтологическим и прочим признакам. Итогом той же процедуры является и предложенное В.А.Зубаковым [6] разделение стратиграфических подразделений на этапо- и ритмостратиграфические с выделением среди последних тектоно-лито-, климато-, цикло- и магнитостратиграфических единиц.

Принципиальное отличие дискриминации от классификации заключается в том, что выделение замкнутых множеств опирается не на общее основание деления, а на объединение объектов, обладающих некоторым инвариантным признаком (свойством), который интерпретируется как универсальный индикатор систем определенного генетического типа. Мы сейчас не будем обсуждать проблему критериев дискриминации, которая требует специального рассмотрения. Для наших целей достаточно сказать, что, говоря о *природных системах*, мы будем иметь в виду такие, развитие и структура которых запротоколированы в геологической летописи в отношениях, признаках и свойствах косных,

биокосных или биогенных тел, являющихся производными соответственно геологических, экологических (биогеоценотических) и биологических палеосистем.

Непосредственным объектом стратиграфии являются так называемые естественные геологические тела (стратоны), которые представляют собой относительно однородные по каким-либо признакам или свойствам образования, являющиеся протоколом функционирования некогда существовавших природных систем [21]. Поскольку любые естественные геологические тела (стратоны) представляют собой «специфические историко-информационные сложноорганизованные иерархические геосистемы» [11, с. 308] и обладают разнообразными признаками и свойствами, постольку это позволяет включать каждое конкретное тело в различные замкнутые множества. И это вполне естественно и закономерно, поскольку как гипергенная оболочка в целом, так и любое элементарное геологическое тело (слой) представляет собой результат сложного взаимодействия и взаимопроникновения гетерогенных систем и процессов и несет в себе их признаки.

Выделенные в результате дискриминации замкнутые множества (категории по [9, с. 49]) представляют собой иерархические системы объектов (вещей), которые являются производными определенной генетической системы (типа организации по [11]). На уровне практической и теоретической стратиграфии они являются объектом расчленения или *стратономии* [14]. Задачи последней сводятся, очевидно, к установлению первичных пространственно-временных свойств и отношений объектов, составляющих данное замкнутое множество, и на основании этого - к выявлению закономерностей его строения и развития. Чтобы решить эти задачи, стратономия должна располагать как минимум, во-первых, общим *принципом расчленения*, а во-вторых - общими (абстрактными) определениями понятий *стратон* и *граница*.

Исходя из принципов системной организации гипергенной оболочки, были предложены [21, с. 93] следующие формулировки принципа расчленения и понятия стратон. *Стратиграфическое расчленение* представляет собой процедуру выявления объемно-иерархической структуры гипергенной оболочки, отражающей циклически-необратимое, непрерывно-прерывистое развитие какой-либо системы, свойственные которой признаки приняты за основание выделения стратонов.

Стратон - это комплекс отложений, сформировавшийся в период подвижно-равновесного состояния конкретной, относящейся к определенному уровню организации, системы, принадлежащей тому генетическому типу систем,

* Г.П.Леонов [12, с. 14] называет эту процедуру систематизацией

модель циклически-необратимого, непрерывно-прерывистого развития которых выбрана в качестве основания для расчленения гипергенной оболочки.

Общее определение понятия стратиграфическая граница также было сформулировано ранее на основании событийного подхода - это протокол события, обусловившего смену одного подвижно-равновесного (квазистабильного) состояния конкретной, относящейся к определенному уровню организации системы другим [19].

Подчеркнем, что приведенные формулировки применимы при выделении стратон в рамках любого замкнутого множества, или, говоря традиционным языком, любых категорий стратиграфических подразделений. Универсальность их определяется, на наш взгляд, тем, что они опираются на фундаментальные законы системной организации и непрерывно-прерывистой, циклически-необратимой эволюции любых природных систем. Это позволяет давать рассматриваемым понятиям любое феноменологическое «наполнение», с одной стороны, и использовать их при определении стратиграфических подразделений любого (от глобального до сугубо локального) масштаба - с другой.

Разномасштабность систем и процессов, приведших к формированию гипергенной оболочки, уже на начальном этапе развития стратиграфической классификации объективно подвели ее разработчиков к необходимости создания системы иерархически соподчиненных таксономических категорий стратиграфических подразделений. Иными словами, в первом приближении речь шла о создании иерархии классов (разрядов, таксонов), объединяющих разновозрастные стратиграфические подразделения, обозначаемые одними и теми же терминами.

Создатель этой системы Е.Ренестье [40] за образец такой иерархической шкалы принял иерархию биологических таксонов. Психологически это понятно, поскольку именно палеонтологические данные служили основанием для определения возраста любых стратиграфических подразделений. Вводя в стратиграфию эту иерархическую систему, он прихватил попутно и типичное для эволюционистов второй половины XIX в. (и унаследованное современными систематиками) представление об искусственности любых таксономических категорий и условности их границ [15]. При этом Е.Ренестье «забыл» ввести в стратиграфию стержневую идею любой классификации - общее основание сравнения (деления) классифицируемых объектов. Подчеркнем следующие моменты.

Во-первых, изначально все стратиграфические подразделения были разделены Е.Ренестье по пространственному признаку на две группы - универсальные (т.е. имеющие квазиглобальное

распространение) и местные. На первых сессиях МГК в связи с поставленной задачей создания МСШ обсуждались проблемы таксономии только первой группы, а вопросы классификации второй не затрагивались*. Между тем, использование при построении МСШ аналогии с зоологической систематикой было глубоко ошибочным. Более того, оно противоречило изначальному замыслу самого Е.Ренестье, поскольку он рассматривал свою систему универсальных подразделений в качестве хронометра или хронографа, то есть прибора или инструмента, предназначенного для определения временных (возрастных) свойств и отношений между местными (региональными) стратонами. При такой постановке вопроса, вводя систему иерархически соподчиненных универсальных хронологических (а именно их Ренестье и ставил во главу своей классификации) подразделений, необходимо было использовать аналогию с иерархической системой естественных первоначальных мер обыденного времени (год, месяц, сутки). Однако это требовало введения содержательных определений предложенных Е.Ренестье единиц (эра, период, эпоха, век). Если бы такие определения были даны, то это, в свою очередь, потребовало бы коренной перестройки стихийно складывавшейся системы последовательных стратиграфических подразделений, выступавших в соответствии с решениями II сессии МГК в качестве эталонов единиц МСШ, пересмотра их объема и границ. Ни Е.Ренестье, ни участники следующих (III-VIII) сессий МГК не пошли на это. Вместо этого они, с одной стороны, (опять таки по аналогии с зоологической систематикой) ввели в стратиграфию принцип приоритета, благодаря которому получили право называть одним и тем же термином (ярус, отдел и т.д.) подразделения, изначально выделенные по совершенно различным признакам. С другой стороны, они вернулись к начальному предложению Е.Ренестье, отдав приоритет хронологическими (а не стратиграфическими) подразделениям и определив последние как соответствующие «циклам развития преимущественно пелагических фаун» (не указав, опять таки, что подразумевалось под термином «цикл»). Иными словами, после VIII сессии МГК геохронологические единицы рассматривались как подразделения палеобиологического времени.

Во-вторых, Е.Ренестье не использовал при разработке системы таксономических категорий никакого критерия их равноценности (эквивалентности), а руководствовался лишь критерием «быть больше чем» (или «быть включенным в»): каждое

* Отметим, что во втором издании своего «Геологического хронографа» Е.Ренестье [41] попытался соотнести региональные стратиграфические подразделения с фациями, под которыми он подразумевал обстановки осадконакопления.

подразделение высшей категории по своему стратиграфическому (точнее, как считал Рене́ве, - временному) объему было «больше чем» подразделение низшей категории, а пространственно-временной объем последнего «включался в» таковой подразделения высшей категории. Вместе с тем, принципиально важно подчеркнуть, что предложенная Е.Рене́ве система таксономических категорий универсальных хронологических единиц фактически представляла собой систему подразделений стратиграфического *пространства-времени*. Однако выдвинутая Е.Рене́ве идея использования в качестве общего основания деления стратоних их *пространственно-временного объема* не была по достоинству оценена и не получила всеобщего признания и одобрения. В дальнейшем разработка проблемы стратиграфической таксономии велась по трем основным (впрочем, не очень четко дифференцированным) направлениям.

С одной стороны, начиная с работы А.Рюто [42] и кончая фундаментальной сводкой Г.П.Леонова [12], развивалась идея стратиграфической классификации, основанной на естественной периодизации геосторического процесса. Большинство сторонников этого направления [12, 32-34 и др.] ограничивали использование данного метода отдельными регионами. Однако ряд авторов ([1, 13, 36, 38 и др.] считали возможным его применение и при выделении глобальных подразделений. Одним из наиболее поздних опытов упорядочения таксономии стратиграфических подразделений, связанным с идеей отображения в них основных закономерностей природных процессов - их цикличности и этапности, является упоминавшаяся работа В.А.Зубакова [6].

С другой стороны, разработка стратиграфической классификации шла по пути разделения стратоних по их пространственным ареалам. Это привело к выделению глобальных, поясных, региональных и местных подразделений [35].

Наконец, идея Е.Рене́ве об использовании в качестве основания деления стратоних их пространственно-временных объемов, отвечающих этапам геологического развития разномасштабных (от биосферы в целом до локальных структур) геосистем, развивалась в инструктивных документах Межведомственного стратиграфического комитета ([26, 27]. На соответствии стратоних этапам развития биосферы в целом, отдельных регионов и участков основано разделение так называемых основных (выделяемых по комплексному критерию) стратиграфических подразделений на общие, региональные и местные.

Не вдаваясь в подробное обсуждение достоинств и недостатков представлений сторонников перечисленных направлений, отметим следующее.

Как подчеркивал С.В.Мейен [14, с.88-89 и др.], предложенная Е.Рене́ве и одобренная участниками первых сессий МГК аналогия между зоологической и стратиграфической таксономией и классификацией оказалась исключительно живучей и до сих пор оказывает прямое или косвенное влияние на теоретические исследования по соответствующим разделам стратиграфии, не внося в них ничего, кроме путаницы. И это действительно так, поскольку при обсуждении проблем таксономии («науки о таксонах, принципах их выделения» - [14, С. 76]), во-первых, практически не затрагиваются вопросы, касающиеся *принципов* выделения таксономических категорий и определения самого *понятия* «таксономическая категория» (поскольку по аналогии с биологией сама постановка этих вопросов считается вроде бы даже и неприличной), а во-вторых, совершенно не учитывается принципиальное различие между объектами стратиграфической и биологической классификации - стратонихами и организмами.

Между тем, если не ограничиваться при анализе проблем стратиграфической таксономии аналогией только между нею и биологической систематикой, а учитывать опыт выделения таксоних и в других системно организованных областях реальности (химии, минералогии и т.д.), то следует согласиться с точкой зрения И.В.Крутя [10, 11], что задачей таксономии является раскрытие основных *законов строения* систем, относящихся к различным генетическим типам (типам организации), т.е. раскрытие их компонентно-элементной иерархической структуры, которая и должна отображаться в *системе таксономических категорий*.

Как подчеркнул И.В.Круть [11, С. 22-25], говоря о таксонах, следует четко разграничивать два основных аспекта этого понятия: *собирательный (коллективный)* и *понятийный (дистрибутивный)*. В понятийном смысле таксон, точнее, *таксономическая категория* - это совокупность инвариантных особенностей мерона, занимающего определенное положение в общей элементно-компонентной структуре индивидуального цикла развития системы данного генетического типа. Иными словами, таксономическая категория - это *понятие об архетипе мерона-подсистемы*, относящегося к определенному уровню организации систем данного генетического типа.

В собирательном смысле *таксон* - это группа конкретных разновозрастных мероних-вещей, конкретных систем, обладающих признаками архетипа мерона-подсистемы, определяющими содержание соответствующей таксономической категории. Иными словами, таксон - это всегда *группа индивидов*, обладающих общими признаками (свойствами); именно в этом (и *только* в этом!)

смысле понятие «таксон» и используется в биологии, не проводящей различий между его дистрибутивным и коллективным аспектами.

Не трудно понять, что коль скоро таксономические категории представляют собой понятия, обозначаемые определенными терминами, то с изложенных позиций именно таксономия ответственна, во-первых, за формирование *понятийно-терминологического аппарата* стратиграфии, и за *регламентацию* стратонамической процедуры - во-вторых.

До сих пор мы вели речь в основном о проблемах теоретической стратиграфии, имеющей дело с замкнутыми множествами. Однако практическая стратиграфия, обслуживающая нужды геологического картирования, объективно имеет дело с пространственно-временными объемами гипергенной оболочки, в рамках которых запротokolированы строение и развитие генетически разнородных систем, связанных отношениями не только взаимопроникновения, но и рядоположенности, последовательности и включенности. Отсюда возникает объективная необходимость выделения в качестве местных стратонов естественных тел, представляющих собой протоколы функционирования и развития генетически разнородных природных систем (обычно гео- и палеоэкосистем). Получаемые на выходе региональных исследований стратиграфические схемы, отображающие первичные пространственно-временные отношения между стратонами, в идеале представляют (точнее, должны представлять) их *естественную систему*, репрезентирующую топологию изученного объема стратиграфического пространства-времени. Последняя определяется структурой взаимодействия генетически разнородных систем в процессе развития данного выдела палеобиосферы. Иными словами, если *стратиграфическая классификация* касается объектов замкнутых множеств, представляющих строение и развитие генетически однородных природных систем, то *стратиграфическая систематизация* имеет дело с объектами, относящимися к генетически разнородным системам, репрезентирующими их строение и развитие в процессе взаимодействия, и расшифровывает структуру последнего.

Таким образом, мы приходим к следующей схеме взаимоотношений между отдельными разделами или последовательными этапами той процедуры, которую принято называть стратиграфической классификацией, а с нашей точки зрения, точнее было бы считать *систематизацией* (Таблица).

Таблица Структура стратиграфической классификации

(систематизации)

ДИСКРИМИНАЦИЯ

(выделение замкнутых множеств объектов, являющихся производными развития генетически разнородных систем)

СТРАТОНОМИЯ

(введение принципов расчленения, формулировка понятий «стратон» и «граница»)

ТАКСОНОМИЯ

(разработка системы таксономических категорий и понятийно-терминологического аппарата)

КЛАССИФИКАЦИЯ

(распределение разновозрастных объектов отдельных замкнутых множеств в соответствии с мерой их тождества и различия по таксономическим категориям)

СИСТЕМАТИЗАЦИЯ

(построение естественной системы регионального стратоконтекста, моделирующей пространственно-временные отношения между стратонами, относящимися к различным таксономическим категориям генетически разнородных замкнутых множеств)

Наконец, подчеркнем еще один момент. Как стратиграфическая классификация, так и систематизация представляют собой *объективные* процедуры в том смысле, что они опираются на свойства классифицируемых объектов и направлены на раскрытие закономерностей их строения и развития [9]. Вместе с тем, практическая стратиграфия при выделении местных и региональных стратонов вынуждена учитывать не только их объективные свойства и признаки, но и руководствоваться рядом формальных требований, определяемых масштабом геологического картирования, которым лимитируется возможность графического отображения структуры стратиграфического пространства-времени. В этом случае процедура стратиграфической систематизации вынужденно носит *объективно-субъективный* характер, поскольку учитывает не только (и, подчас, не столько) объективные признаки и параметры естественных тел, сколько нужды и возможности исследователя.

III.

Объективная специфика стратиграфической классификации любых замкнутых множеств определяется их системной природой, которая обуславливает элементарно-компонентную (объемно-иерархическую, матрешкоподобную) структуру как каждого замкнутого множества, так и гипергенной оболочки в целом. Эта структура является следствием, во-первых, разномасштабности сфер влияния

факторов, детерминировавших развитие природных систем на каждом временном срезе и предопределивших пространственную неоднородность поверхности планеты, и циклически-необратимого, непрерывно-прерывистого развития любых природных систем и процессов - во-вторых. Естественные выделы биосферы выступают в качестве *компонентов* и определяют экстенсивный (пространственный) аспект структуры замкнутого множества, интенсивный (временной) аспект которой определяется *элементами* циклически-необратимого, непрерывно-прерывистого развития (эволюции) соответствующей системы.

Таким образом, объектами естественной стратиграфической классификации любых замкнутых множеств являются *пространственно-временные объемы*, выделяемые по общему основанию сравнения (деления). В качестве последнего выступает пространственно-временное *единство* соответствующих образований, под которым в данном случае понимается их принадлежность к определенному элементу структуры развития компонента системы, относящегося к конкретному уровню ее организации.

Отсюда следует, что основой для установления таксономических категорий любой стратиграфической классификации может служить *пространственно-временная структура* каждого замкнутого множества. Иначе говоря, создание системы таксономических категорий стратиграфических подразделений должно вестись в четырехмерных пространственно-временных координатах. Это означает, что для получения системы таксономических категорий мы должны соотнести (поставить в соответствие) основные структурные элементы процесса развития с иерархически соподчиненными уровнями пространственной организации систем определенного генетического типа. На практике это значит, что в прямоугольных координатах мы можем на оси ординат нанести иерархию элементов полного цикла развития, а на оси абсцисс - иерархию компонентов пространственной организации систем определенного генетического типа. Клетки полученной таблицы и будут являться *естественными таксономическими категориями* стратиграфических подразделений соответствующего замкнутого множества.

Подчеркнем, что предложенный метод построения шкалы таксономических категорий обеспечивает введение в стратиграфическую классификацию критерия равноценности (эквивалентности) стратиграфических подразделений, поскольку каждая таксономическая категория объединяет подразделения, отвечающие определенному элементу процесса развития системы, относящейся к конкретному уровню организации.

Рассмотрим принципиальную структуру координат таксономической шкалы и попытаемся дать общие определения элементов структуры процесса развития и компонентов пространственной иерархии систем.

IV.

Как уже отмечалось, идея соответствия между элементами структуры развития (циклами, этапами и т.п.) природных систем и стратиграфическими подразделениями не нова и в той или иной форме использовалась как при классификации общих (универсальных, международных), так и региональных подразделений. Несовершенство или, может быть точнее - незавершенность предлагавшихся различными авторами шкал, на наш взгляд, определяется тем, что при их создании не в полной мере учитывалось то обстоятельство, что природные системы относятся к категории циклически-необратимо, непрерывно-прерывисто развивающихся *открытых, нестационарных, самоорганизующихся*, а не закрытых систем. Отсюда, в частности, отсутствие четкого разделения и определения таких понятий, как цикл, этап, фаза, стадия и т.п., обозначающих отдельные структурные элементы процесса эволюции систем. Поэтому, прежде чем предложить собственные определения содержания этих понятий, полезно остановиться на анализе общих закономерностей развития открытых систем.

Принципиальная структура процесса непрерывно-прерывистого, циклически-необратимого развития открытых систем была намечена В.И.Вернадским [2] на примере анализа эволюции биологических систем и затем дополнена и уточнена Ю.А.Урманцевым и Ю.П.Трусовым в ряде работ, посвященных анализу проблемы пространства-времени [28, 30, 31 и др.]. Основы теории развития открытых, нестационарных, самоорганизующихся систем изложены в трудах так называемой Брюссельской школы И.Пригожина [16, 17 и др.], а также в работе А.В.Жирмунского и В.И.Кузьмина [5].

Сразу же оговоримся, что среди природных систем можно выделить два основных типа: с линейным и нелинейным развитием. Не имея возможности вдаваться в подробное обсуждение проблемы классификации геосистем по этому признаку (которая требует специального всестороннего рассмотрения), укажем на достаточный для наших целей критерий их разграничения.

К системам *линейного* типа мы относим такие, циклически-необратимая эволюция которых достаточно жестко «запрограммирована», благодаря чему в структуре процесса их развития на первый план выступают элементы многопорядковой цикличности.

К системам *нелинейного* типа мы относим те, у которых в структуре циклически-необратимого развития на первое место выступают признаки их необратимого, качественного преобразования, маскирующие циклическую компоненту.

Подчеркнем, что как линейные, так и нелинейные системы развиваются циклически-необратимо и непрерывно-прерывисто*. Применительно к природным системам наиболее сложного - нелинейного - типа принципиальная структура процесса их циклически-необратимой, непрерывно-прерывистой эволюции может быть кратко охарактеризована следующим образом (*mutatis mutandis* она характеризует и развитие систем линейного типа).

Основу непрерывно-прерывистой структуры процесса развития любых генетически однородных природных систем составляют их необратимые качественные преобразования. Соответственно, наиболее крупное подразделение таксономической шкалы по оси ординат будет отвечать *периоду* сохранения системой своей качественной определенности, или, как еще говорят, полному (т.е. с момента возникновения до момента гибели или трансформации) циклу ее эволюционно-революционного развития.

Характерной особенностью открытых систем является то, что они подчиняются закону аллометрического развития [5, С. 48]. Суть этого закона состоит в том, что качественные изменения системы происходят не за счет постепенного накопления количественных, а совершаются скачками, разделяющими качественно различные состояния одной и той же системы. Иначе говоря, в развитии любой открытой системы можно выделить определенные *этапы*, отвечающие ее качественно относительно однородному (квазистабильному) состоянию.

В рамках каждого этапа развитие системы подчиняется экспоненциальному закону, основу которого составляют псевдообратимые (квазициклические) процессы с постепенно меняющимися количественными параметрами. Этим квазициклическим процессам можно поставить в соответствие *фазы* развития системы, в течение которых она претерпевает определенные количественные изменения, не нарушающие ее подвижно-равновесного качественного состояния.

В рамках каждой фазы могут быть выделены отдельные *ритмы*, отвечающие частным псевдоциклам с различными количественными параметрами.

Наконец, наименьшим (элементарным) звеном процесса развития является *стадия* псевдоцикла.

Таким образом, для полного цикла эволюционно-революционного (циклически-необратимого, непрерывно-прерывистого) существования качественно определенной открытой системы мы получаем следующую систему иерархически соподчиненных естественных подразделений, отображающих как аспект необратимости (этапности), так и аспект цикличности ее развития:

период - этап - фаза - ритм - стадия.

Совершенно очевидно, что эта структура является «безразмерной», то есть применима к развитию системы любого уровня организации, во-первых, и к процессам эволюции систем любого генетического типа - во-вторых. Подчеркнем следующее.

Во-первых, в генетически однородных системах периоды развития систем низшего уровня организации могут выступать в качестве элементарных подразделений (стадий) процесса развития систем следующего по рангу уровня организации. В этом, собственно, и проявляется сформулированный Д.В.Рундквистом [18] закон многопорядковой цикличности природных процессов.

Во-вторых, в генетически разнородных системах приведенный ряд может редуцироваться. Так, например, в рамках трансгрессивно-регрессивного седиментационного цикла отвечающий ему период может быть разделен только на два или три этапа, а оснований для выделения фаз и стадий может и не быть.

В-третьих, количество этапов, фаз, ритмов, стадий в развитии генетически разнородных систем может быть неодинаковым. По-видимому, наиболее обычным является трехчленное деление периода, который распадается на этапы возникновения (становления), подвижно-равновесного (квазистабильного) состояния и перестройки системы. Правда, для некоторых наиболее сложных систем, таких как таксоны органического мира, некоторые авторы (Гайэт, Грабау и др.) выделяют пять этапов (называя их стадиями), а эволюцию этносов Л.Н.Гумилев [3] делит на семь этапов (фаз).

Наконец, следует также иметь в виду, что набор этапов в развитии конкретных систем может быть неполным вследствие нарушения «нормального» хода их эволюции за счет влияния каких-то внешних факторов, «отсекающих» тот или иной этап, как это имеет место, например, при биосферных кризисах, прерывающих эволюцию ценосерий [8 и др.].

V.

Откладываемая по оси абсцисс система иерархически соподчиненных естественных выделов

* Это, в частности, заставляет нас сомневаться не только в целесообразности выделения В.А.Зубаковым [6] циклостратиграфических подразделений, но и в рациональности разделения стратиграфических подразделений на две основные категории: этап- и ритмостратиграфических

биосферы уже рассматривалась нами [21,22] в связи с проблемой упорядочения номенклатуры региональных (s.l.) и общих хроностратиграфических подразделений. Неоднородность земной поверхности (гео- и/или биосферы) - тривиальный факт, установленный естествоиспытателями еще в середине XVIII столетия. Однако представление об иерархической структуре, вложенности наподобие матрешек естественных выделов биосферы друг в друга стало развиваться лишь в XX веке [24].

Общепризнанно, что неоднородность и делимость биосферы определяется климатическим и тектоно-геоморфологическим факторами, определяющими, с одной стороны, широтную климатическую зональность, а с другой - наложенное на нее деление на континенты и океаны. Соответственно, наиболее крупными естественными выделами биосферы являются широтно-климатические пояса (Бореальный, Тропический, Натальный). В качестве подразделений второго ранга мы выделяем внутри поясов провинции - поперечные по отношению к простираению пояса его участки, разделенные естественными барьерами и характеризующиеся особыми параметрами режима атмосферной и гидросферной циркуляции.

Следующим по рангу подразделением мы рассматриваем регион, подразумевая под этим систему палеобассейнов*, охватывающих зону перехода от континента к океану. Естественными выделами внутрирегионального масштаба являются палеобассейны, занимающие определенное положение в зоне перехода континент - океан (окраинные, островодужные, океанические).

Элементами внутрибассейновой естественной дифференциации являются фациальные зоны (в общем случае - тыловая, внутренняя и внешняя зоны шельфа, склоновая, глубоководная). Наконец, элементарными подразделениями рассматриваемого ряда являются внутризональные обстановки (эстуарии и лагуны, внутришельфовые впадины и отмели и т.п.).

Таким образом, на оси абсцисс мы можем разместить следующий ряд иерархически соподчиненных естественных пространственных выделов биосферы:

биосфера - пояс - провинция - регион - палеобассейн - фациальная зона - обстановка

Подчеркнем следующие моменты. Во-первых, как уже отмечалось нами ранее [22], приведенный ряд представляет собой лишь принципиальную систему иерархической соподчиненности биосферных выделов. На различных этапах исторического

развития биосферы (например, в гео- и талассократические эпохи) отдельные звенья этого ряда могут выпадать.

Во-вторых, предложенный ряд демонстрирует естественную иерархическую соподчиненность гео- и палеоэкосистем, однако он может быть значительно сокращен при создании системы таксономических категорий для других замкнутых множеств. Например, для предлагаемых В.А.Зубаковым [6 и др.] магнитостратиграфических подразделений, имеющих глобальное распространение, этот ряд будет ограничен только биосферой. Подчеркнем вместе с тем, что мы скептически относимся к возможности выделения глобальных и даже поясных, так называемых геостратиграфических подразделений, которые могли бы рассматриваться в качестве основы для реконструкции современной МСШ. В этом отношении мы поддерживаем точку зрения Б.С.Соколова[23 и др.], Г.П.Леонова [12] и других исследователей, отрицающих возможность установления общих для биосферы в целом этапов ее эволюции из-за эмпирически доказанной метахронности развития отдельных палеобассейнов. Иными словами, мы полагаем, что для геостратиграфических (s.l.) подразделений приведенный ряд должен быть редуцирован «сверху», по крайней мере, до провинциального или даже регионального уровня.

В-третьих, этот ряд, очевидно, неприменим к выделяемым на палеобиологической (s.s.) основе биохронологическим (биотемпоральным) подразделениям, отображающим структуру эволюции отдельных таксонов ископаемого органического мира: последние в отличие от естественных выделов биосферы, обладающих замкнутыми пространственно-временными объемами, характеризуются квазиглобально-мозаичными ареалами распространения. Для палеобиологических систем на оси абсцисс, очевидно, должна быть отражена иерархия таксономических категорий:

царство - класс - отряд - семейство - род - вид*

Очевидно, что, как и в случае с геостратиграфическими (s.l.) подразделениями, приведенный ряд на практике должен быть сокращен «сверху», по меньшей мере, до отрядного уровня.

Таким образом, в итоге мы получаем две системы естественных таксономических категорий, отображающих структуру процесса развития и иерархическую соподчиненность естественных выделов гипергенной оболочки, имеющих, с одной

* Здесь мы не затрагиваем проблему иерархии естественных выделов континентов, требующую специального анализа.

* Для простоты мы сознательно не включили в этот ряд «промежуточные» таксоны - подотряды, надсемейства, подсемейства, подроды

стороны, косную и биокосную, а с другой - биогенную природу. Анализируя эти системы, нетрудно убедиться в следующем.

Во-первых, ни одна из принятых в наше время шкал таксономических категорий стратиграфических подразделений не отображает всего их естественного многообразия. Используемая для обозначения стратиграфических подразделений терминология (комплекс, серия, формация, свита, пачка и т.п.) явно недостаточна, и разработка семантического аспекта стратиграфической классификации (систематизации) представляет, как нам кажется, особую самостоятельную проблему. Было бы наивным со стороны авторов вносить по этому поводу какие-то предложения, пытаясь присвоить отдельным таксономическим категориям новые (или закрепить старые) термины*. Это, безусловно, могло бы только дискредитировать выдвинутую нами идею. Думается, что разработка номенклатуры таксономических категорий стратиграфических подразделений является задачей авторитетной национальной, а скорее даже международной комиссии.

Во-вторых, предложенные системы таксономических категорий отображают *принципиальную структуру* естественной ранжировки стратиграфических подразделений. Соотнесение выделяемых на практике (при геологическом картировании и составлении унифицированных стратиграфических схем) стратонов с предлагаемыми категориями показывает, что фактически используются лишь некоторые из них, относящиеся в основном к бассейновому, внутрибассейновому и, отчасти, региональному уровням структурной иерархии. Это вполне понятно, поскольку объем устанавливаемых на практике стратонов определяется не только научными задачами, но и масштабом съемки, определяющим возможность отображения выделенных стратонов на карте. Очевидно, что с укрупнением масштаба геологических работ в качестве стратонов будут выделяться естественные геологические тела, относящиеся ко все более мелким категориям.

В-третьих, предлагаемая систематизация основана на ранжировке пространственно-временных объемов стратиграфических подразделений, соответствующих этапности развития разномасштабных биосферных выделов. Вместе с тем, она никак не соотносится с принятой ныне хроностратиграфической шкалой, которая представляет собой по отношению к собственно стратиграфическим подраз-

делениям основу внешней системы отсчета глобального геологического (s.l.) времени. Возрастные объемы периодов развития биосферы и ее естественных выделов могут совпадать, а могут (и чаще всего будут) не совпадать с объемами принятых хроностратиграфических подразделений. Другое дело, что для фанерозоя, хроностратиграфическая шкала которого отражает (или, по крайней мере, по мнению многих исследователей *должна* отображать) развитие органического мира, мы в принципе можем, используя систему таксономических категорий биохронологических подразделений, модернизировать ее, введя критерий эквивалентности одноранговых единиц. Однако обсуждение данной проблемы представляет собой самостоятельную задачу, которую мы не хотели бы затрагивать в этой работе.

VI.

В заключение подчеркнем следующие моменты. Прежде всего, предлагаемый нами подход к стратиграфической систематизации позволяет, как представляется, «снять» существующие противоречия в определениях стратиграфии, с одной стороны, как науки о пространственно-временных отношениях геологических тел [14], и науки, изучающей кроме них еще и периодизацию геологической истории [4]. С нашей точки зрения, систематизация стратонов и периодизация эволюции как генетически разнородных природных систем (а не только геоисторического процесса), так и гипергенной оболочки в целом соотносятся по принципу обратной связи, и обе эти задачи должны решаться методом последовательного приближения, путем выдвижения и проверки рабочих гипотез[37].

Далее, во избежание недоразумений обращаем внимание на то, что авторы не предлагают стратиграфической систематизации как таковой, а лишь выдвигают ее *принцип*. Мы вполне отдаем себе отчет в том, что последний не мог быть сформулирован ни в конце прошлого, ни в начале нынешнего столетий: для этого стратиграфия (и геология в целом) не располагала необходимыми и достаточными представлениями ни о закономерностях эволюции открытых систем, ни о сложной иерархической организации биосферы, не говоря уже о методологии системного анализа. Мы далеки от наивной мысли о том, что, используя предложенную систему таксономических категорий гео- и палеоэкосистемных стратиграфических подразделений, можно будет систематизировать все уже выделенные в пределах какого-то конкретного региона стратоны. Этого, безусловно, нельзя будет сделать, по меньшей мере, по следующим причинам.

* Уточним вместе с тем, что предложенные нами [22, С. 102. Табл. 1] термины для обозначения поясных - бассейновых стратиграфических подразделений относятся к таксономической категории, объединяющей те единицы, которые отвечают этапам развития соответствующих выделов биосферы.

Во-первых, этому препятствует не ограниченная никакими регламентациями «свобода стратонотворчества».

Во-вторых, в совокупности с отсутствием регламентации выделения стратонотов в большинстве случаев детальность стратиграфического расчленения, как правило, не коррелируется с гео- и палеоэкосистемным районированием изучаемых территорий. Вместе с тем, было бы ошибкой обвинять авторов в голом теоретизировании, поскольку в последнее время появляется все больше комплексных экосистемных исследований, анализ результатов которых и послужил для нас эмпирической основой при выделении элементов пространственной и эволюционной иерархии гео- и палеоэкосистем. Думается, что именно такие комплексные работы в будущем обеспечат прогресс стратиграфии, и именно в расчете на них мы и предлагаем изложенный выше принцип стратиграфической систематизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балуховский Н.Ф. Геологические циклы. Киев: Наукова думка, 1966. 168 с.
2. Вернадский В.И. Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988. 520 с.
3. Гумилев Л.Н. Этногенез и биосфера Земли. Л.: Гидрометеониздат, 1990. 526 с.
4. Жамойда А.И. Принципы стратиграфии // Практическая стратиграфия. Л.: Недра, 1984. С. 10-14.
5. Жирмунский А.В., Кузьмин В.И. Критические уровни в развитии природных систем. Л.: Наука, 1990. 223 с.
6. Зубаков В.А. Ритмостратиграфические подразделения. Проект дополнений к Стратиграфическому кодексу СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 71 с.
7. Зубаков В.А. Новый подход к стратиграфической классификации // Сов. геология, 1992. N 5. С. 46-53.
8. Красилов В.А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977 256 с.
9. Красилов В.А. Нерешенные проблемы теории эволюции. Владивосток, 1986. 138 с.
10. Круть И.В. Исследование оснований теоретической геологии. М.: Наука, 1973. 205 с.
11. Круть И.В. Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978. 367 с.
12. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ, 1973. Т. 1. 530 с. 1974. Т. 2. 486с.
13. Малиновский Ю.М. Синфазная стратиграфия фанерозоя. М.: Недра, 1982. 176 с.
14. Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 215 с.
15. Никитин С.Н., Чернышев Ф.Н. Международный геологический конгресс и его последние сессии в Берлине и Лондоне. // Горн. журн., 1889, Т. 1. N 1. С. 114-150.
16. Пригожин И. От существующего к возникающему. М.: Прогресс, 1985. 450 с.
17. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. М.: Прогресс, 1986. 432 с.
18. Рундквист Д.В. Две категории законов в геологии и фактор времени. // Принцип развития и историзма в геологии и палеобиологии. Новосибирск: Наука. 1990. С. 68-74.
19. Симаков К.В. Проблема определения хроностратиграфических границ (на примере границы девона и карбона). М.: Наука, 1986. 396 с.
20. Симаков К.В. Время Земли. // Тихоокеанская геология, 1991. N 4. С. 86-101.
21. Симаков К.В. О структуре теоретико-познавательного аппарата стратиграфии. // Тихоокеанская геология, 1995. Т. 14. N 3. С. 81-95.
22. Симаков К.В., Похилайнен В.П. К вопросу о разрешающей способности и структуре хроностратиграфической шкалы. // Актуальные проблемы хроностратиграфии. М.: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 77-122.
23. Соколов Б.С. Периодичность (этапность) развития органического мира и биостратиграфические границы. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974. N 1. С. 3-10.
24. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 320 с.
25. Степанов Д.Л., Месежников М.С. Общая стратиграфия. Л.: Недра, 1979. 423 с.
26. Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 80 с.
27. Стратиграфический кодекс. С.-Пб.: МСК, 1992. 120 с.
28. Урманцев Ю.А. Специфика пространственных и временных отношений в живой природе. // Пространство, время, движение. М.: Наука, 1971. С. 215-241.
29. Урманцев Ю.А. Симметрия Природы и природа Симметрии. М.: Мысль, 1974. 229 с.
30. Урманцев Ю.А., Трусов Ю.П. О специфике пространственных форм и отношений в живой природе. // Вопросы философии, 1958. N 6. С. 42-54.
31. Урманцев Ю.А., Трусов Ю.П. О свойствах времени. // Вопросы философии, 1961. N 5. С. 58-70.
32. Усов М.А. Фации и формации горных пород. // Основные идеи М.А.Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. С. 115-119.
33. Усов М.А. Циклы, фазы и этапы эндогенных геологических процессов. // Основные идеи М.А.Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. С. 133-139.
34. Халфин Л.Л. О тектоно-стратиграфическом направлении в геологии и о принципах стратиграфии. // Основные идеи М.А.Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. С. 381-394.
35. Юферев О.В. Стратиграфическая классификация и терминология. // Геология и геофизика, 1972. N 1. С. 25-31.
36. Chamberlin T.Ch. Diastrophism as the ultimate basis of correlation // Journ. Geol., 1909. P. 685-693.
37. Chamberlin T.Ch. The method of multiple working hypotheses. // A source book in geology. L., N.Y.: McGraw Hill book Co., Inc., 1939. P. 604-612.
38. Grabau A.W. Oscillation or pulsation. // Rep. XVI-th Sess. Intern. Geol. Congr. (Washington, 1933). Washington, 1936.

39. ISG: International Stratigraphic Guide. A Guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. N. Y. - L.: Wiley-Intersci. Publ., 1976. 200 p.
40. Renevier E. Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre avec leurs représentants en Suisse et dans régions classiques, leurs synonymes, et les principaux fossiles de chaque étage. Lausanne, 1874. 36 p.
41. Renevier E. Resume du Chronographe Geologique // Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 1897. T. XXXIII. P. 1-7.
42. Rutot A. Les phenomenes de la sedimentation marine. Etudes dans leurs rapports avec la stratigraphie regionale. // Bull. Mus. Roy. Hist. Natur., Belgique, 1883. T. 2. N 1. P. 41-83.

Поступила в редакцию 6 февраля 1996 г.

K.V.Simakov, V.P.Pokhialainen **Thinking about the principles of stratigraphic classification**

A specific character of stratigraphic systematization (classification) is described including the following operational steps: discrimination (distinguishing the closed sets of the objects, which are derivations from the development of genetically different natural systems), stratonomy (the introduction of the general principles of divisions, the formulation of the «straton» and «boundary» notions), taxonomy (creation of the system of taxonomic categories and the conceptual-terminological apparatus), classification (the distribution of non-coeval objects of certain closed sets in accordance with measure of their identity and discrepancy in terms of taxonomic categories), and systematization (the construction of a natural system of regional stratocomplex simulating initial spatial-temporal relationships between stratons, which belong to different taxonomic categories of genetically different closed sets). Proceeding from conception of an element component structure of the lithosphere, a fundamental system is proposed for the taxonomic categories of stratons, which are the deposits of hierarchically co-ordered elements of the development of differently organized geo- and paleoecosystems. Provided with some modifications, this taxonomic system can be used for classifying units of any closed sets (stratigraphic categories).

ДИСКУССИЯ

Проблема классификации стратонов является объектом дискуссии уже около 100 лет и до сих пор однозначного решения не получила. Поэтому статья К.В.Симакова и В.П.Похиалайнена вызывает интерес, особенно предполагаемые авторами принципы классификации стратонов. Однако вся методологическая часть, на мой взгляд, не слишком удачна. Чтобы читателю было более ясно, какие проблемы при этом возникают, необходимо было бы написать работу по объему как минимум не уступающую рассматриваемой. Не имея такой возможности и желания, остановлюсь лишь на нескольких моментах.

1. Авторы, по-видимому, считают, что классификация обязательно должна быть иерархической. Между тем А.А.Любищев еще в основополагающей работе 1923 г. показал, что возможны 3 формы представления классификаций - иерархическая и комбинативная, причем он склонялся к выводу (впрочем, до сих пор не доказанному), что иерархическая форма является промежуточным этапом построения классификации (основные работы Любищева по этой проблеме собраны в книге: А.А.Любищев. Проблемы формы, систематики и эволюции организмов. - М.: Наука, 1982).

Авторы вводят понятие «замкнутое множество», приводят некоторые рассуждения о соотношениях между таксонами, понятиями и терминами. Понятие «замкнутое множество» введено некорректно, т.к. определение авторов охватывает, например, всю Вселенную. Кроме того, термин «замкнутое множество» - это термин теории множеств, где он обозначает совсем другое понятие. Между тем все эти вопросы поставлены и решены в классических работах: Н.С.Панова, Ю.А.Шрейдер. О знаковой природе классификации. - Научно-технич.информ., сер.2, 1974, N 12; они же: Принцип двойственности в теории классификации. - Там же, 1975, N 10.

2. Авторы непринужденно используют столь неоднозначно понимаемые термины, как «естественная классификация» и «естественное геологическое тело». Между тем проблема естественной классификации существует со времен К.Линнея и предлагаемые решения ее до сих пор не удовлетворяют всех исследователей (см.: В.Ю.Забродин. О критериях естественности классификаций. - Научно-технич. информ., сер.2, 1981, N 8; С.С.Розова. Классификационная проблема в современной науке. - Новосибирск: Наука, 1986). Авторы как минимум должны были представить свое понимание естественности классификаций, также как и представление об объективности и субъективности в процессе классифицирования.

Сказанное справедливо и в отношении понятия «естественное геологическое тело». Достаточно отметить, что они рассматривают как синонимы термины «естественное геологическое тело» и «стратон», что неверно, т.к., положим, интрузивные массивы являются естественными геологическими телами, но не являются стратонами (если же авторы не согласны с последним, это следует если не обосновать, то хотя бы оговорить).

3. Совсем не ясно, как авторы различают понятия "типология", "таксономия", "классификация", "систематизация". Они часто ссылаются на С.В.Мейена. Но ведь у него была четкая терминологическая система: то, что авторы называют "классификацией" или "систематизацией", он предлагал именовать "типологией". Последняя есть единство таксономии (классификации объектов) и мерономии (классификации частей объектов). Процедуры таксономии и мерономии осуществляются итеративно. Авторы же, упомянув термины "мерон" и "архетип", о самих мерономических процедурах и меронах стратонов не говорят ничего. По-видимому, отсюда и вся неоднозначность их рассуждений о таксонах в стратиграфии. Поэтому совершенно непонятна табл.1, названная "Структура стратиграфической классификации (систематизации)" (!!!), в которой в одном поле расположены без видимого соподчинения "дискриминация", "таксономия", "классификация", "систематизация" и даже "стратомия", которая, как обоснованно пишут авторы в начале статьи, не является классификацией.

4. Переходя к собственно теоретическим классификационным построениям авторов, отмечу, что вызывает недоумение то, что авторы приравнивают экстенсивный аспект структуры пространственному, а интенсивный - временному (отправляю читателя к работам Ю.А.Шрейдера). По-видимому, авторы не проводят четких различий между компонентами (подсистемами) систем и элементами последних, что недопустимо с точки зрения системного анализа.

Предлагаемая авторами классификация стратонов интересна и заслуживает специального обсуждения уже с точки зрения геологии. Хочу только обратить внимание авторов на то, что они строят вовсе не иерархическую, а комбинативную (с использованием двух равнозначных параметров) классификацию.

Д.г.-м.н. В.Забродин (Хабаровское ГГП)

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И БИОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В МЕЛОВЫХ БАССЕЙНАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ РОССИИ

Г.А.Кириллова*, В.С.Маркевич**, Е.В.Бугаева**

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

**Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток

Корреляция геологических событий (тектонических, вулканических, седиментологических) с изменением растительных и спорово-пыльцевых комплексов проведена по разрезам наиболее изученных позднемезозойских бассейнов: Амуро-Зейского, Буренского, Сучанского и Раздольненского. Наряду с локальными событиями, имевшими место в пределах бассейнов, выделено 3 региональных события. Первое региональное событие имело место в готериве, когда начались мощные левосдвиговые перемещения на юго-востоке России, формировались перерывы, несогласия, горизонты конгломератов. Важным событием в эволюции флоры этого периода является первое появление спор покрытосеменных. Второе региональное событие произошло в середине альба и выразилось в тектонической и вулканической активности, значительном потеплении, смене характера седиментации. Рифтовая стадия развития бассейнов сменилась стадией медленного погружения, когда формировались красноцветные толщи. Дестабилизация обстановки привела к резкому изменению характера растительности. В середине альба предполагается кратковременное проникновение морских вод в бассейны и связанный с ним подъем уровня воды в озерах. Третье региональное событие имело место на границе мела и палеогена, когда произошло общее поднятие региона и усиление денудационных процессов. Существенной перестройки в характере седиментации не произошло, но в середине маастрихта кардинально изменился облик растительности. Эти изменения связаны, видимо, с изменением климата, что, в свою очередь, обусловлено не только региональными, но и глобальными причинами.

ВВЕДЕНИЕ

Событийный анализ – перспективное направление современных научных исследований, при котором мультидисциплинарный подход позволяет проследить причинно-следственные связи тех или иных явлений. Для корреляции меловых событий в данной статье использованы седиментологические, тектонические, палеоботанические и, отчасти, палеозоологические данные, а также стратиграфические схемы, принятые IY Дальневосточным стратиграфическим совещанием [38]. Объектами анализа выбраны наиболее изученные осадочные бассейны Дальнего Востока - Амуро-Зейский, Буренский, Раздольненский и Партизанский (рис.1). В каждой структуре с той или иной долей успеха сделана попытка скоррелировать местные

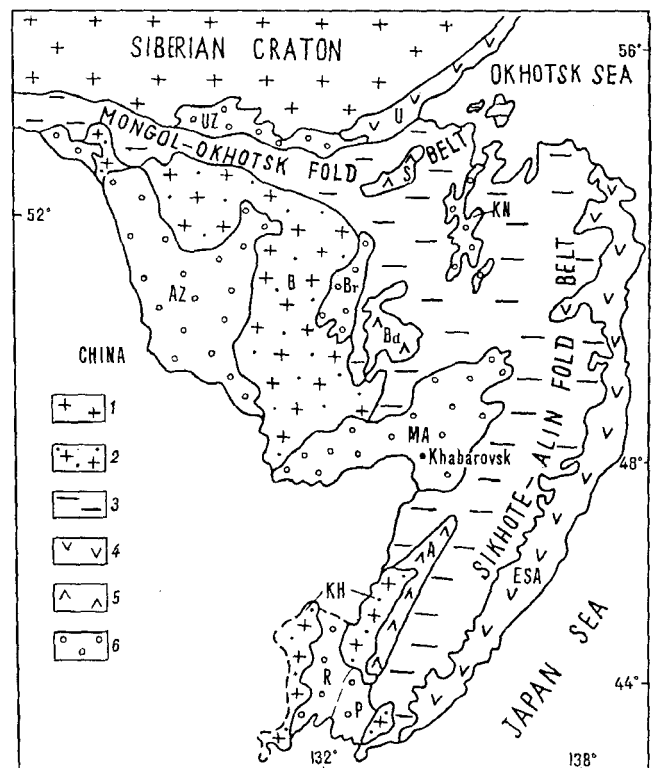


Рис.1. Главные структурные элементы юго-восточной России.

1 - Сибирский кратон, 2 - древние массивы: В - Буренский, КН - Ханкайский, 3 - складчатые системы, 4 - окраинно-континентальные вулканические пояса: U - Удский сегмент Охотско-Чукотского пояса, ESA - Восточно-Сихотэалинский пояс; 5 - ареалы континентальных меловых вулканитов: S - Селитганский, Bд - Баджалский, А - Алчанский; 6 - мезозойско-кайнозойские бассейны: AZ - Амуро-Зейский, Bг - Буренский, МА - Среднеамурский, UZ - Удско-Зейский, КН - Конино-Нимеленский, R - Раздольненский, P - Партизанский.

седиментологические, вулканические и тектонические события, увязать их с изменениями флоры, а затем, после сравнительного анализа данных по бассейнам, выявить события межрегионального значения. Имеется представительная литература по геологии и палеоботанике этих впадин [3-6, 10, 19-24, 28-30, 46-48 и др.].

АМУРО-ЗЕЙСКИЙ БАССЕЙН

Геологическое строение бассейна и, в частности, стратиграфия изучались многими исследователями [2, 13, 14, 16, 35, 39, 40, 43, 44 и др.]. Он заложился в виде серии грабенов субмеридионального простирания в позднеюрское время, когда по всей Восточной Азии проявился рифтогенез, что позволяет считать это событие межрегиональным.

В центральной части депрессии в наиболее глубоких грабенах скважинами вскрыты отложения *екатеринославской свиты* (рис. 2). В нижней части она представлена седиментационными брекчиями (100 м), сложенными обломками палеозойских

гранитоидов [14, 41]. Подобными отложениями обычно сложены борта грабенов. Верхняя часть представлена пачками переслаивания алевролитов, песчаников, гравелитов с пластами пирокластических пород. Вдоль разломов изливались вулканы.

В палинокомплексе из екатеринославской свиты доминируют гладкие трилетние споры (возможно, принадлежавшие папоротникам *Coniopteris*, *Cyatidites*), пыльца гинкгоцикадофитовых и двумешковая архаичных хвойных. Им сопутствуют близкие к чистоустовым, а также разнообразные мхи и слиягинеллы [3, 6].

Нижнемеловые образования обычно согласно залегают на верхнеюрских, иногда с конгломератами в основании. Берриас-валанжинская *итикутская свита* подразделяется на две подсвиты: нижнюю терригенную, состоящую из песчаников, алевролитов, конгломератов, и верхнюю вулканогенную, представленную риолитами, андезитами и их туфами.

В палинофлоре итикутской свиты преобладает двумешковая пыльца, главным образом, сосновых.

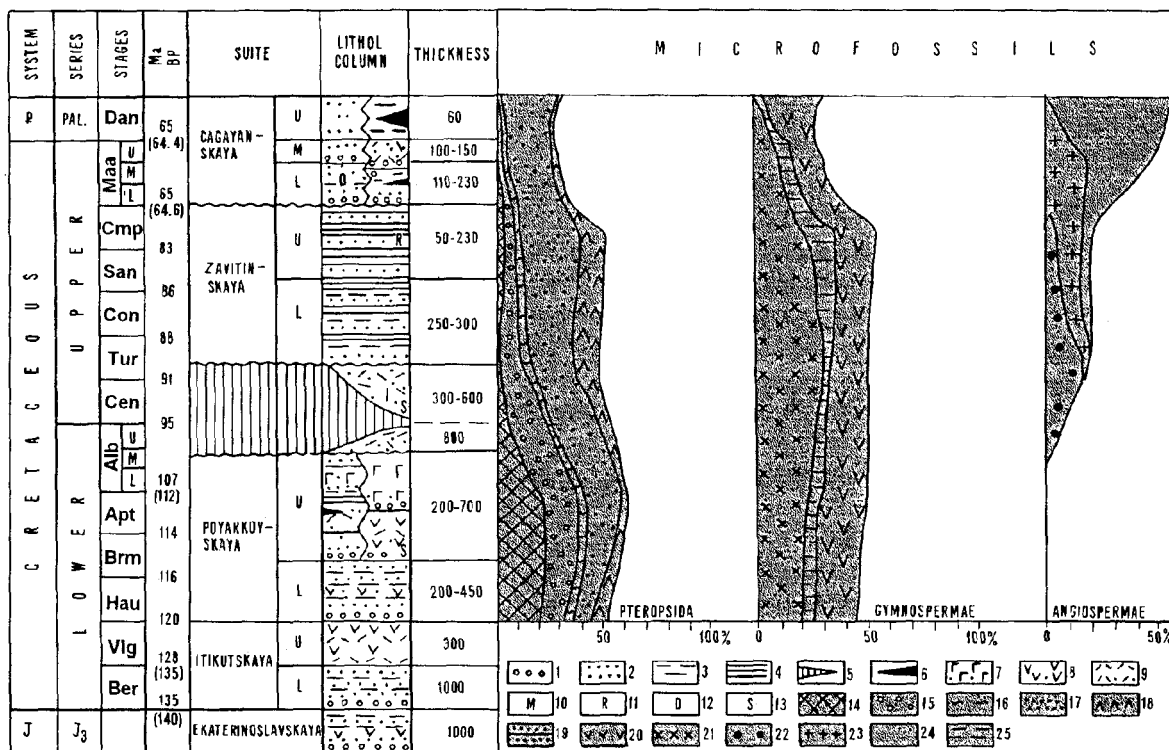


Рис. 2. Корреляция геологических событий с последовательностью изменения спорово-пыльцевых комплексов в Амуро-Зейском бассейне.

1 - конгломераты, 2 - песчаники; 3 - алевролиты, 4 - аргиллиты, глины, 5 - известняки, мергели, 6 - угли, 7 - основные вулканы и их туфы. 8 - средние вулканы и их туфы, 9 - кислые вулканы и их туфы, 10 - тонкие слои морских осадков, 11 - красноцветные слои, 12 - остатки динозавров, 13 - ископаемые почвы. 14-25 - палинологические символы. 14 - *Cyatidites*, *Leiotriletes* 15 - *Schizaeaceae* 16 - *Gleicheniidites* 17 - *Laevigatosporites* (*Polypodiaceae*) 18 - *Sphagnales*, *Lycopodiales* 19 - *Classopolis* 20 - *Taxodiaceae-Cupressaceae* 21 - *Bisaccites* (*Pinaceae*, *Podocarpaceae*) 22 - *Tricolpites* 23 - *Unica, oculata* 24 - Warm-temperature broadleaved vegetation 25 - *Ginkgocycadophytus*

Среди хвойных довольно значительно участие древних видов с нечетко дифференцированными мешками. Им сопутствуют гладкие трилетные споры, возможно, циатеевых и пыльца гинкгоцикадофитовых. Велико разнообразие глейхениевых [3].

В нижней подсвите **поярковской свиты** (готерив-альб) преобладают терригенные породы с подчиненным количеством андезитов и их туфов. Ископаемая флора представлена *Onychiopsis elongata* (Geil.) Yok., *Lobifolia cf. novopokrovskii* (Pryn.), *Nilssonia* sp., *Elatocladus subzamioides* Mell. (определения М.М.Кошман).

Верхняя подсвита сложена терригенными породами, чередующимися с вулканогенными, и содержит отпечатки рыб и растений: папоротники, гинкговые, хвойные. В позднепоярковской палинофлоре значительно сокращается участие теплолюбивых папоротникообразных и голосеменных, их замещают теплоумеренные виды. Появились первые цветковые. Смена таксономического состава растений отражает значительное изменение климата.

Накоплением этой свиты закончилась рифтогенная стадия развития бассейна [17]. С середины альба до начала турона фиксируется подъем региона, сопровождающийся интенсивным кислым вулканизмом и формированием ископаемых почв. Сопряженность похолоданий с проявлениями кислого вулканизма отмечает Е.Л.Лебедев [25,26].

Обстановка седиментации в позднем мелу несколько изменилась. Темп прогибания бассейна снизился, образовалась обширная блюдцеобразная озерно-аллювиальная равнина, в пределах которой накапливалась турон-кампанская ритмично построенная **завитинская свита** тонкообломочных осадков с хорошей степенью сортированности и окатанности обломочного материала. Отметим также, что верхи завитинской свиты сложены красноцветами, в то время как нижняя часть представлена серыми и бледно-зелеными тонкообломочными породами. В нижнезавитинской подсвите были найдены обильные остатки остракод, пресноводных моллюсков и листоногих рачков. Вероятно, здесь же были собраны ископаемые рыбы. Горизонт с фауной служит хорошим маркером по всей площади впадины. В верхней (красноцветной) части свиты обнаружены двустворчатые моллюски [14].

В палинофлоре нижнезавитинской подсвиты доминируют лиановидные схизеевые и уховниковые. Сокращается участие близких к циатеевым и диксониевым. Среди голосеменных преобладают близкие к сосновым (сосны, ели, кедры), гнетовые, которым сопутствуют ногоплодниковые и кейтониевые. Заметно сокращается число таксодиевых и кипарисовых. Примитивные цветковые составляют

незначительный процент. По этому таксономическому составу предполагается достаточно прохладный и сухой климат.

Наиболее характерные остатки флоры - *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cladophlebis frigida*(Heer)Sew., *Gleichenia zippei* (Corda)Heer, *Ginkgo* ex gr. *adiantoides*(Ung.)Heer, *Sequoia ambigua* Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Quereuxia angulata*(Newb.)Krysht.

В палинофлоре верхнезавитинской подсвиты доминируют голосеменные, среди которых велико разнообразие близких к дакридиумовым, ногоплодниковым, а также сосновым и таксодиевым. Папоротники представлены в основном лиановидными уховниковыми с гладкими монолетними спорами и разнообразными спорами мхов и плаунов. Среди покрытосеменных многочисленна трехбороздная пыльца, возможно, принадлежавшая платановым, буковым или мениспермовым. Именно здесь появляются покрытосеменные с пыльцой типа "unica": *Aquilapollenites quadrilobus* Rouse, *Fibulapollis mirificus* Chlon., *Duplosporites borealis* (Chlon.)Bondar., а также пыльца растений, родство которых может предполагаться - санталовых (*Kuprianipollis elegans*), шлейных, миртовых и др. [3,6].

В составе макрофлоры определены Г.М.Максимовой и М.М.Кошман *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C.intermedia* Holl., *Macclintockia crenata* Newb., *Platanus* sp..[14].

Палинофлора верхней подсвиты значительно изменилась в сторону увеличения участия теплолюбивых видов. Эти изменения связаны не с региональными событиями, а, видимо, с глобальным кампанским климатическим оптимумом [23,30].

Тектонические события высокой интенсивности на границе кампана и маастрихта привели к существенной перестройке рельефа. **Цагайская свита** несогласно залегает на гетерогенном фундаменте, представленном древними кристаллическими породами и разновозрастными осадочными отложениями. Она имеет цикличное строение и по этому признаку расчленяется на три подсвиты. Каждый цикл начинается грубообломочными породами и заканчивается тонкозернистыми. В отдельных районах бассейна верхняя часть свиты содержит угленосные фации с промышленными углями. В нижней части цагайской свиты встречены представители лимнофауны (конхостраки, остракоды), в средней - остатки рептилий (растительные и хищные динозавры, черепахи, крокодилы).

Весь разрез охарактеризован палинологически. В нижней части цагайской свиты доминируют споры циатеевых, диксониевых, среди голосе-

менных: многочисленная пыльца *Gingocycadophytus*, а также близких к араукариевым и ногоплодниковым. В составе покрытосеменных преобладали растения с пыльцой типа "unica" и "oculata", но виды, характерные для палинофлор сантона-кампа (последнее участие - средний маастрихт) В палинокомплексе, характеризующем среднюю часть свиты (с остатками рептилий), доминируют разнообразные покрытосеменные, главным образом, продуцировавшие пыльцу типа "unica" и "oculata", но их видовой состав резко изменился - исчезли типичные теплолюбивые виды, появились теплоумеренные.

Довольно значительно участие теплоумеренных широколиственных, близких современным семействам. В составе голосеменных сократилось число теплолюбивых цикадофитовых, араукариевых, ногоплодниковых.

Таким образом, по палеоботаническим данным четко фиксируется необратимое ухудшение климата. На смену теплолюбивой субтропической палинофлоре приходит теплоумеренная листопад-

ная. Теплый климат раннего маастрихта в среднем маастрихте становится теплоумеренным. Резкие изменения таксономического состава палинофлоры фиксируются в верхней части свиты, она приобретает в основном облик арктотретичной. Изменение состава спорово-пыльцевых комплексов в течение всего цагайского времени соответствует традиционным представлениям о похолодании в конце мелового периода. Но, как свидетельствуют наши данные, основная экосистемная перестройка началась в среднем маастрихте. Данные по макрофлоре подтверждают этот вывод [1,12,16].

БУРЕЙНСКИЙ БАССЕЙН

Буреинский бассейн представляет собой приразломный грабен на краю Буреинского массива, фундамент которого сложен древними гранитами и кристаллическими сланцами. В течение юры в его пределах накапливались морские терригенные толщи. В результате коллизии Буреинского и Станового блоков в конце средней юры произошла существенная структурная перестройка [18,33], море мигрировало на восток и в пределах Буреинского

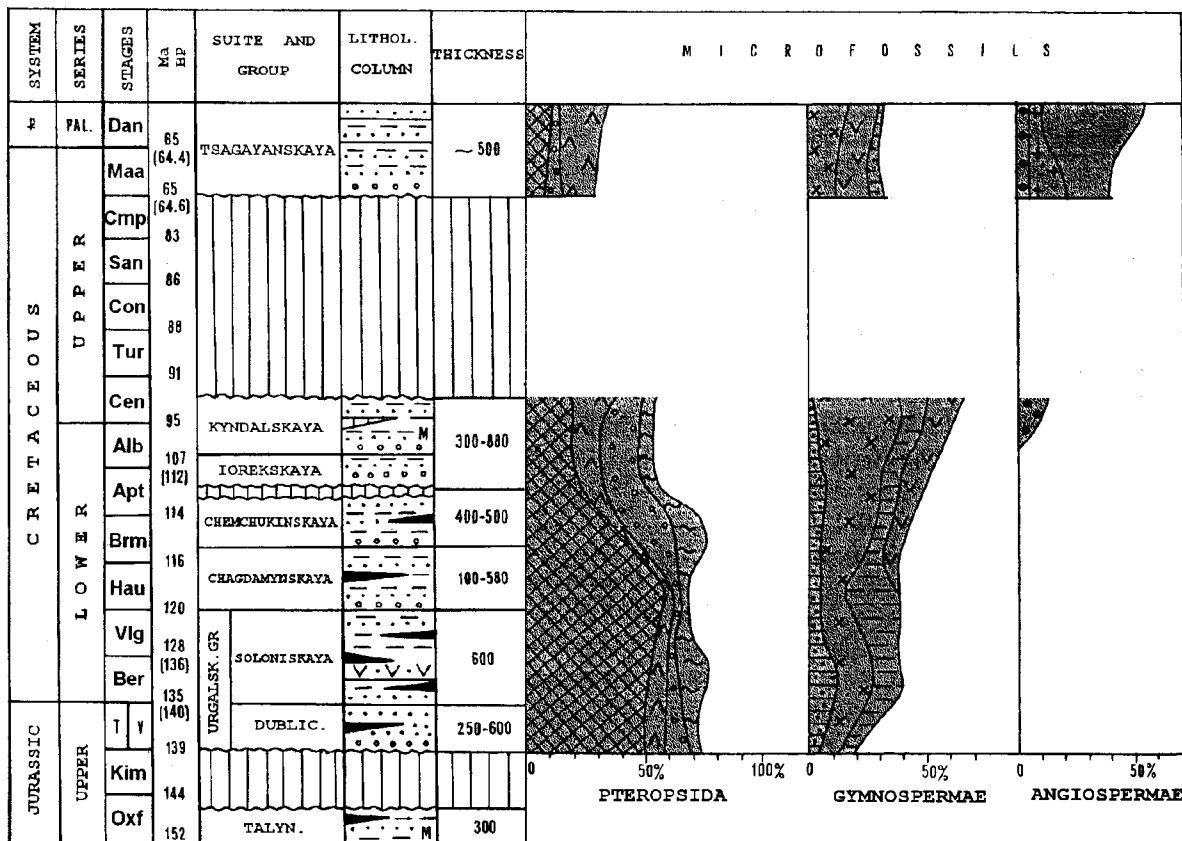


Рис.3. Корреляция геологических событий с последовательностью изменения спорово-пыльцевых комплексов в Буреинском бассейне. Условные обозначения см.на рис.2.

бассейна с поздней юры и до конца раннего мела установились континентальные условия седиментации с широким развитием углей [15,31,45]. В течение волжского века накапливалась **дубликанская свита**. В ее составе преобладают грубообломочные породы речных фаций, переслаивающиеся аркозовые песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями туфов и пластами каменного угля. В **солонийской свите** (берриас-валанжин) преобладали разнозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами угля.

Стабильная обстановка в регионе способствовала консерватизму облика растительности в конце юры - начале мела [8,20,21 и др.]. По палеоботаническим данным (рис.3) в поздней юре в ней доминируют хвойные, гинкгоцикафитовые и близкие к циатеесвым. Многие из них типичные представители юрской флоры.

В берриасе велико участие разнообразных мхов, циатеесвых и хвойных, близких сосновым, ногоплодниковым, гирмериелловым. Климат, по всей вероятности, был теплым (с оптимумом в берриасе).

Палинофлора не претерпела особых изменений вплоть до готерива. В готериве на востоке региона произошли интенсивные тектонические дислокации, начались перемещения по левым сдвигам [42,50], которые в ослабленном виде проявились и в Буреинском бассейне. Отражением этих движений были реорганизация рельефа, формирование базальных конгломератов в основании готеривских отложений, преобладание полимиктовых песчаников в **чагдамынской** и **чемчукинской свитах** и, соответственно, изменение растительных сообществ. Среди остатков флоры доминируют сезонные растения умеренных зон - *Pityophyllum*, *Stephenophyllum*, *Baiera*. В палинофлоре готерив-баррема наряду с доминирующими гинкгоцикадофитовыми принимают участие близкие к схизеесвым, глейхениевым и таксодиевым. Климат становится влажным и менее теплым, чем в предшествующую эпоху.

В середине апта имели место региональные тектонические движения, сопряженные с усилением магматической деятельности, перерыв в седиментации, после чего отложились преимущественно грубообломочные породы **иорекской свиты**. В это время возобновились движения по системе восток-северо-восточных разломов, начали формироваться небольшие ареалы андезит-риолитового вулканизма на юго-восточной окраине бассейна.

В палинофлоре доминируют разнообразные теплолюбивые глейхениевые и схизеесвые, а также влаголюбивые плауновидные и мохообразные. Резко изменяется таксономический состав папоротнико-

образных и голосеменных - исчезают реликты юрской флоры (см. рис.3). Климат был влажным и теплым (оптимум).

Более резкие изменения произошли в альбе. О кратковременной морской трансгрессии в среднем альбе, как отражении глобальной альбской трансгрессии, свидетельствует присутствие известняков, мергелей, а также солоноватоводной морской фауны *Trigonioides urgalsensis* Jakusch., *Nippononaiatschekundensis* Jakusch., фораминифер в **кындальской свите**, сложенной преимущественно терригенными породами. В альбе возросла интенсивность вулканизма на восточном и юго-восточном бортах бассейна (Баджальская вулканическая зона), причем изливались преимущественно кислые лавы, что создало, видимо, довольно высокие хребты по восточному обрамлению бассейна, преградившие доступ влажным и теплым ветрам с побережья. Климат стал суше и прохладнее, о чем свидетельствует сокращение многих тепло- и влаголюбивых видов среди голосеменных и папоротникообразных, разнообразие и большое количество *Laevigatosporites* - индикаторов более умеренного и сухого климата. К концу альба появляются покрытосеменные.

Отражением интенсивной тектонической перестройки на границе раннего и позднего мела является общее поднятие территории бассейна и длительная седиментационная пауза.

Терригенное осадконакопление возобновилось ненадолго лишь с раннего маастрихта, когда накапливалась **цагайская свита**. В это время в палинокомплексах доминировали цветковые, главным образом, за счет теплолюбивых видов с пылью типа "*unica*" и "*oculata*". Санталовые, лорантовые, а также близкие к ильмовым составляли лишь незначительную часть растительности. К концу эпохи резко сокращается участие типичных маастрихтских покрытосеменных, возрастает роль теплоумеренных широколиственных видов, близких к современным семействам [48]. Все это свидетельствует о резком изменении климата в сторону похолодания и сухости. В данном случае мы имеем дело с глобальным явлением: об изменениях климата и растительности в Евразии и Северной Америке в маастрихте имеется достаточное количество публикаций [1,12,54 и др.].

ПАРТИЗАНСКИЙ (СУЧАНСКИЙ) БАССЕЙН

Бассейн расположен на восточной окраине Ханкайского массива (см. рис.1). В основании разреза бассейна залегают триасово-юрские терригенные морские отложения. Меловая система начинается вулканогенно-осадочной угленосной **монакинской свитой** берриаса (рис.4). По данным

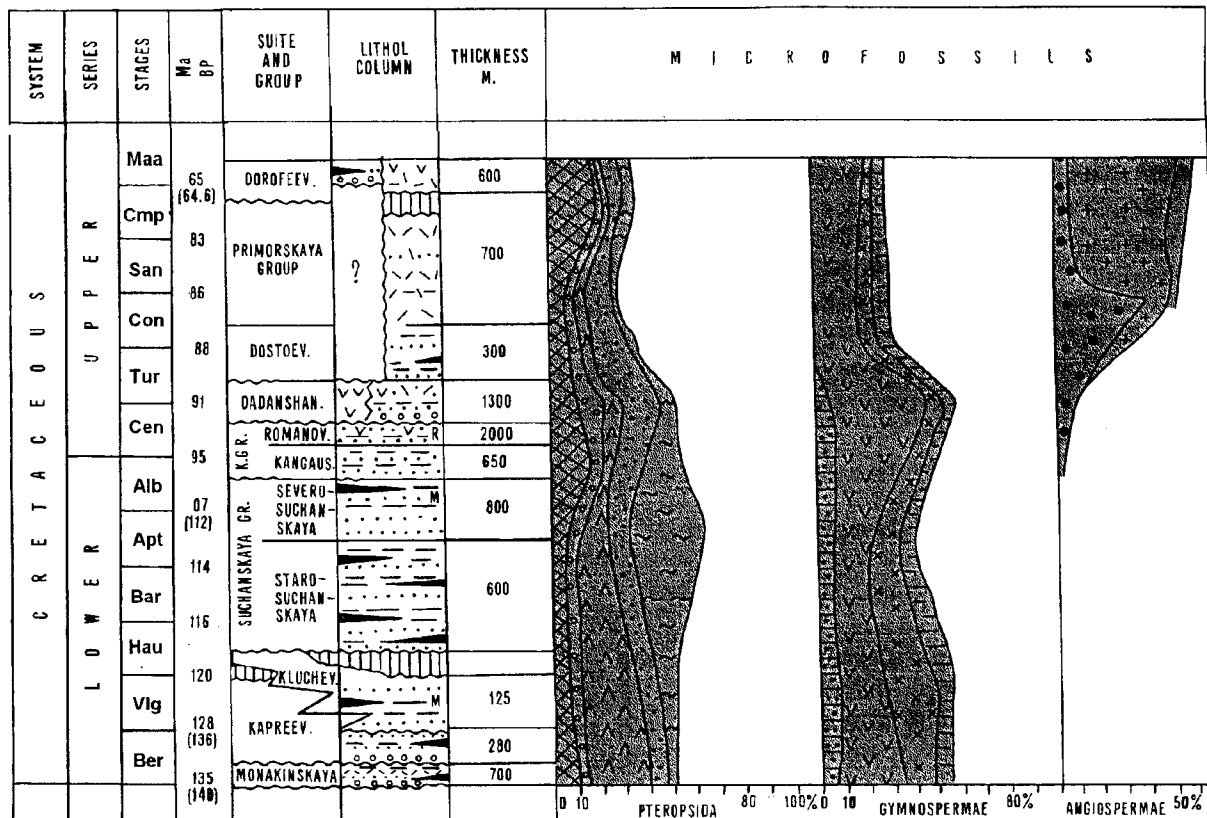


Рис. 4. Корреляция геологических событий с последовательностью изменения спорово-пыльцевых комплексов в Сучанском (Партизанском) бассейне. Условные обозначения см. на рис. 2.

С.И.Неволиной и Е.Б.Вольнец [34], в ископаемой флоре преобладают папоротники, много цикадовых, беннеттитовых и кейтониевых. Характерными видами являются *Coniopteris cf. vsevolodii* E. Lebed., *Cladophlebis toyarensis* Oishi, *C. argutula* Heer, *Dictyozamites cf. falcatus* (Morris) Midl. et Blant., *Nilssonia shaumburgensis* (Dunk.) Nath., *N. schmidtii* (Heer) Sew.

Несогласно на монакинской свите залегает терригенная угленосная **капreeвская свита** позднеберриасского-раннеготеривского времени. Для флоры этого стратиграфического подразделения характерно большое разнообразие папоротников и малочисленных хвойных, членистостебельных, кейтониевых, беннеттитовых, цикадовых. Характерные виды комплекса - *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *C. seracea* Samyl., *Sphenopteris latiloba* Font., *S. aff. samylinae* Vachr., "Polypodites" spp., *Cladophlebis virginiana* forma *acuta* Bell, *Cladophlebidium dahuricum* Pryn., *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Acrostichopteris cf. foliosa* (Font.) Berry, *Adiantopteris*

aff. yasensis (Oishi) Krassil., *Pterophyllum cf. protophylloides* Pryn.

Почти одновременно с капreeвской на территории бассейна в валанжине формируются отложения **ключевской свиты**, сложенной песчаниками и алевролитами с линзами угля. Наряду с обильной фауной бухий, они содержат остатки растений, это преимущественно папоротники (отметим *Gleichenites* sp., *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krassil.) и цикадофиты, среди которых доминирует *Dictyozamites kawasaki* Tateiwa [19].

В палинокомплексе доминируют близкие к сосновым, таксодиевым, а среди папоротников - циатеовые, глейхениевые и схизейные, что свидетельствует о теплом и влажном климате, близости моря (см. рис. 4).

Тектонические движения в начале готерива вызвали регрессию моря на восток, перерыв в седиментации, но существенно не повлияли на изменение растительности, лишь несколько увеличилось количество *Gleicheniidites* (см. рис. 4).

Сготерива до середины альба формировалась континентальная терригенная угленосная сучанская группа, подразделенная на две свиты: **старосучанскую** и **северосучанскую**. Состав растительных сообществ менялся несущественно. В этих двух подразделениях макрофлора представлена в основном папоротниками и хвойными. В старосучанское время преобладают *Coniopteris burejensis* (Zal.)Sew., *Polypodites verestchagini* Krassil., *Cladophlebidium dahuricum* Pryn. и *Elatides asiatica*(Yok.), *Athrotaxites sutschanicus* Krassil., *Machairostrobis sutschanicus* Krassil., *Zamiopsis dentata*(Font.)Berry, в северосучанское время их замещают среди папоротников - *Cladophlebis novopokrovskii* Pryn., *C.frigida* (Heer)Sew., среди хвойных - *Elatides ex gr.curvifolia*(Dunk.)Nath., *Athrotaxopsis expansa* Font.[19].

Основные растения-углеобразователи (глейхениевые папоротники и таксодиевые) занимали заболоченные низменности совместно с плаунами, мхами, хвойным лесом из сосновых, араукариевых и редких лиан *Schizaeaceae*.

В апте фиксируется климатический оптимум с доминированием глейхениевых и таксодиевых [30]. В это же время появляются единичные покрытосеменные *Aralia lucifera* Krysht. и моносильчатая пыльца [19,29].

Но самое раннее появление пыльцы покрытосеменных на Востоке Азии отмечено из углистых аргиллитов верхней части нижней ритмопачки старосучанской свиты в бассейне р.Молчановки позднеготеривского возраста. Пыльца *Cyclosphaera sutchanica* Markev., обладающая четкими морфологическими признаками покрытосеменных, имеет много общего с пыльцой гнетовых и гирмериелловых, что отражает ее плезиоморфный характер.

В середине альба имела место кратковременная морская трансгрессия, в течение которой отложились маломощные слои с *Pterotrigonia pocilliformis* (Yok.). Это событие хорошо увязывается с глобальной трансгрессией, но в этом регионе она была весьма кратковременной и вскоре снова восстановился, правда, ненадолго, прежний режим седиментации.

Кардинальная позднеальбская тектоническая перестройка в этом бассейне выразилась резкой сменой характера седиментации: угленосная сучанская группа сменилась красноцветной коркинской группой, подразделенной на две свиты - **кангаузскую** и **романовскую**. В это время резко усилились денудационные процессы [27], возросла скорость осадконакопления, о чем свидетельствуют огромные мощности отложений. Среди них преобладали пестроцветные (зеленые, серые, шоколадные, фиолетовые, красно-коричневые)

алевролиты, песчаники, в верхней части разреза появились туфы как отражение интенсивной вулканической деятельности по краям бассейна.

В **кангаузской свите** собраны *Asplenium dicksonianum* Heer, *Onychiopsis elongata* (Geil.) Yok., *Cladophlebis* sp., *Nilssonia yukonensis* Holl., *Sphenopteris pavlovii* (Krysht. et Pryn.), *Pagiophyllum* sp., *Elatocladus manchurica* (Yok.), *Podozamites* sp., *Sequoia* sp.1, *Sequoia* sp.2, *Aralia lucifera* Krysht., *Cissites* (?)sp., *Dicotylophyllum* sp.[34].

В **романовской свите** найдены *Asplenium dicksonianum* Heer, *Gleichenites* sp., *Dictyozamites* sp., *Coniferites* sp., *Pityophyllum* sp., *Ficus*(?)sp., *Sassafras* sp., *Cercidiphyllum* sp., *Menispermities*(?)sp., *Platanus cuneifolia* (Brongn.)Vachr., *Tetracentron* aff.*potomacense* (Ward)Iljinskaja [34].

В.А.Красиловым [19] указывается находка в коркинской серии пикадофита *Otozamites* и неопределимых папоротников ксерофитного облика, свидетельствующих о жарком климате.

Тектонические и вулканические события обусловили резкую смену характера растительности. В конце альба резко сокращается участие *Schizaeaceae*, их место занимают *Laevigatosporites* и покрытосеменные, но по-прежнему доминируют таксодиевые, много мхов, особенно печеночных и сфагновых. Климат резко изменяется в сторону похолодания, но влажность сохраняется.

В середине сеномана активизировалась вулканическая деятельность, накопилась толща андезитов мощностью 400 м. Одновременно накапливалась **даданьшаньская свита** конгломератов, туфогенных песчаников и алевролитов, туфов андезитов и дацитов мощностью до 1300 м. Среди геологов нет единого мнения по поводу стратиграфического положения этой свиты. Некоторые исследователи считают их русловой фацией коркинской группы [27].

Формирование вулканических сооружений повлекло за собой изменения климата и растительных сообществ. Климатические условия территории за вулканической грядой становятся более сухими, о чем свидетельствует значительное участие гнетовых и разнообразных кипарисовых, а также сокращение количества тепло- и влаголюбивых папоротников и голоосеменных.

С середины турона площадь седиментации резко сократилась, на севере бассейна накапливались алевролиты, песчаники, угли **достоевской свиты**, содержащие отпечатки *Sequoia fastigata*(Stemb.)Heer, *Cupressinocladus* sp., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. (определение С.И.Неволиной)

В спорово-пыльцевых комплексах этого времени существенно сокращается участие голосе-

менных и возрастает разнообразие и количество покрытосеменных. Эта тенденция сохранялась весь период накопления вулканитов приморской группы вплоть до маастрихта.

За пределами бассейна в небольшой Заломненской впадине в сантоне-раннем кампане накапливались конгломераты, гравелиты, аргиллиты с линзами углей, которые содержат обильную палинофлору с разнообразными и многочисленными тропическими и субтропическими видами, что соответствует глобальному климатическому оптимуму (потеплению). Из макрофлоры здесь найдены *Asplenium dicksonianum* Heer, *Sphenopteris stricta* (Newb.) Bell, *Araucarites longifolia* (Lesq.) Dorf, *Menispermites kujiensis* Tanai, *Macclintokia* spp. и др. (определение С. И. Неволиной).

В раннем маастрихте в северной части бассейна после перерыва накопилась толща песчаников и конгломератов с прослоями угля. В составе растительности доминировали разнообразные цветковые (в основном виды с пылью "unica" и "oculata", а также теплолюбивые тропические и субтропические санталовые, лорантовые, протейные, самшитовые.

Граница мела и палеогена в разрезе бассейна не выявлена.

РАЗДОЛЬНЕНСКИЙ (СУЙФУНСКИЙ) БАССЕЙН

Этот небольшой меловой угленосный бассейн расположен на юге Ханкайского массива. Как и в Сучанском бассейне здесь четко выделяются две группы: никанская и коркинская. Разрез начинается барремской *уссурийской свитой* (песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, угли), в ней собраны многочисленные отпечатки растений. Среди них преобладают папоротники. Наиболее обычны *Conopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb) Ward, *Adiantopteris yuasensis* (Oishi), хвойные *Araucariodendron oblongifolium* Krassil. и цикадофиты *Nilssonia densinervis* (Font.), *N. ex gr. bronniartii* (Mant.) Dunk. [19].

В палинофлоре баррема (рис.5) преобладали *Cyathidites* и *Schizaceae*, а также разнообразные глейхениевые, сосновые, ногоплодниковые [10,30].

В апте состав осадков существенно не изменился, а среди растительности резко преобладали *Gleicheniidites*, которые были основными растениями-углеобразователями. Примечательно появление в апте первых покрытосеменных с трехбороздной и моносульфатной пылью *Tricolpites*.

Наиболее характерные для аптской *липовецкой свиты* макроостатки: папоротники -

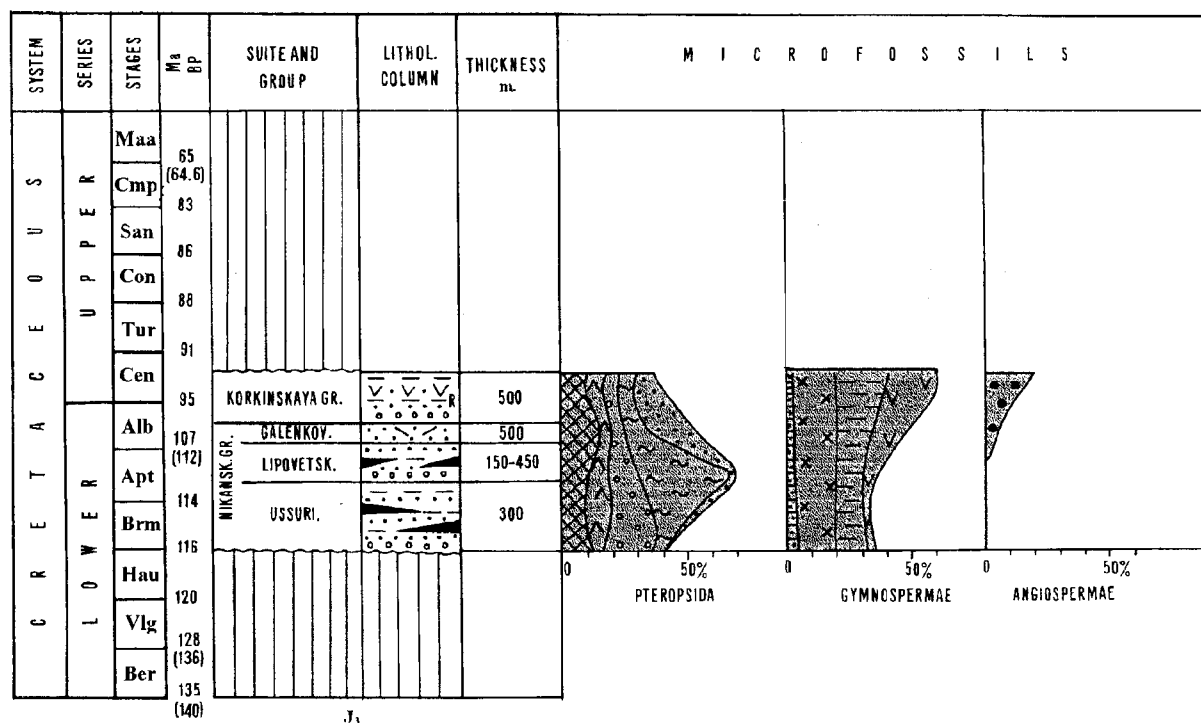


Рис.5. Корреляция геологических событий с последовательностью изменения спорово-пыльцевых комплексов в Раздольненском (Суйфунском) бассейне. Условные обозначения см. на рис.2.

Gleichenites porsildii Sew., *G. gieseckianus* (Heer), *Nathorstia ectinata* (Goep.) Krassil., "*Polypodites*" *polysorus* Pryn., *Cladophlebis virginensis* Font., цикадофиты - *Zamiophyllum ivanovii* (Krysht et Pryn.) Krassil., *Subzamites borealis* (Heer) Halle, *Ctenis yokoyamae* Krysht., хвойные - *Araucariodendron heterophyllum* Krassil., *Elatides ex gr. curvifolia* (Dunk.) Nath., *Athrotaxites berryi* Bell [19].

В раннем альбе (**галенковская свита**) отмечено наибольшее разнообразие флоры. В палинокомплексе резко изменился видовой состав. Доминируют *Polypodiaceae* и *Taxodiaceae*, также *Pinus pollenites*, *Cedrus pollenites*, *Araucariaceae*, *Ginkgocycadophytes*, но это были более эволюционно продвинутые виды, пришедшие на смену типичным тепло- и влаголюбивым раннемеловым голосеменным. Покрытосеменные стали более разнообразны, хотя и немногочисленны. Это были пионерные и широко специализированные виды, занимавшие освобождавшиеся экологические ниши. В среднем альбе доминировали *Pinaceae*, *Araucariaceae*, *Gnetaceae* и *Laevigatosporites*, а также *Cupressus* и *Sequoia*. В галенковской флоре по сравнению с липовецкой исчезают глейхениевые папоротники и увеличивается роль *Teihardia tenella* (Pryn.) Krassil., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.) Ward., исчезают цикадофиты "южного" облика (*Zamiophyllum*, *Subzamites* и другие), появляются беннеттиты *Neozamites denticulatus* (Krysht. et Pryn.) Vachr., *Pteriphyllum* (*Tyrmia pterophylloides* (Pryn.) Krassil.; увеличивается роль гинкговых, снижается разнообразие хвойных, повсеместно встречаются *Podozamites tenuinervis* Heer и *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil.; появляются двудольные покрытосеменные растения [19].

Резкая смена седиментации в конце альба (начало формирования пестроцветной **коркинской группы**) согласуется со сменой таксономического состава палинофлоры (см. рис.5). Резко сокращается участие теплолюбивых древних папоротников и голосеменных, их место занимают другие менее термофильные виды, а также покрытосеменные, участие и разнообразие которых возрастают. Доминируют *Taxodiaceae*, много *Bryales*, особенно печеночников и сфагновых мхов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Внутри- и межбассейновая корреляция геологических событий (тектонических, вулканических, седиментологических) с изменением флористических и спорово-пыльцевых комплексов позволила выявить события различных масштабов проявления. Следует отметить, что на растительные комплексы существенно влияла периодически меняющаяся климатическая зональность, связанная с глобальными факторами [8].

Сравнительный анализ данных по изученным структурам показал, что первым меловым региональным событием было начало мощных левосдвиговых перемещений на юго-востоке России в готериве [42,50]. В разрезах бассейнов на этом рубеже фиксируются перерывы, несогласия, горизонты конгломератов.

Знаменательным событием в развитии флоры является первое появление пыльцы *Cyclosphaera sutchanica* Markev., обладающей четкими морфологическими признаками покрытосеменных, в позднем готериве Сучанского бассейна [30]. До недавнего времени наиболее древние антофиты Азии были известны из неокома Монголии [36,55], из барремапта Забайкалья [9,51,52]. В последующем, были найдены макроостатки и пыльца покрытосеменных в формации Чэньцзихэ готерив-барремского возраста [56,57]. Находка пыльцы покрытосеменных в Приморье позволяет предположить, что в районе Сучанского и Мулинского бассейнов в готериве находился наиболее ранний в Восточной Азии первичный центр дифференциации цветковых.

Готеривские тектонические события Востока Азии, вероятно, предопределяли нестабильность среды, что вместе с климатическим пессимумом могло обусловить благоприятные условия пионерным группировкам растительности, в частности, покрытосеменным.

Последующая тектоническая стабилизация, потепление и увлажнение вели к возникновению условий для углеобразования, а также к возвращению мезофитных климатских сообществ. На раннемеловую эпоху приходится пик мезозойского угленакпления, причем основные месторождения приурочены к бассейнам Восточной Азии - Ленскому, Буреинскому, Раздольненскому, Партизанскому в России, Мулинскому и др. в Китае.

По нашим данным, основные аптские растения-углеобразователи в бассейнах, близких к морю - теплолюбивые папоротники и хвойные таксодиевые. Дальше от моря, вглубь континента (Раздольненская впадина), угли формируются преимущественно глейхениевыми папоротниками. В этой связи интересно отметить, что на территории Забайкалья, в центре пра-Азиатской суши, в это же время в межгорных впадинах формируются угли Букачачинского месторождения. По данным Е.В.Бугдаевой, в состав растений - углеобразователей входили хвойные псевдоляриксые и подозамитовые, гинкговые (*Pseudotorellia*) и чекановские. Результаты приводятся на основании кутикулярно-эпидермального анализа углей, при котором тонкая и хрупкая кутикула папоротников не выдерживает химической мацерации. Можно предположить их присутствие здесь, исходя из фациальной приуроченности

папоротников к влажным участкам. Возможно, что повсеместное участие хвойных в образовании углей является определенной закономерностью для Востока Азии, и элиминация таких характерных растений в последующем из углеобразующих сообществ отражает какое-то глобальное климатическое событие.

Второе региональное событие произошло в середине альба. Оно выразилось в тектонической активности, приведшей к перестройке рельефа, и проникновении в осадочные бассейны на короткое время морских вод. Середина альба - время начала гигантских вулканических извержений на юго-востоке России. Все эти события вызвали дестабилизацию среды обитания, что совместно с похолоданием привело к резкому изменению характера растительности. Произошло сокращение таксономического разнообразия среди теплолюбивых папоротников и голосеменных, но увеличилось разнообразие покрытосеменных.

Изменение тектонического режима, вероятно, явилось спусковым механизмом прекращения углеобразования или снижения его размаха. Хотя папоротники и хвойные продолжают формировать угли в альбе Приморья, их таксономический состав существенно меняется. Теплолюбивые глейхениевые уступают место ужовниковым. Похолодание в континентальных частях суши, вероятно, наступало с большей амплитудой сезонных температур. Например, альбские углеобразователи Забайкалья кардинально меняют свой состав - доминируют, прежде всего, гинкговые (*Pseudotorellia*). Папоротникам и хвойным гирмериелловым принадлежит второстепенная роль.

Деструкция биоценозов в альбе создавала предпосылки для развития пионерной растительности. Более разнообразные покрытосеменные в Партизанском бассейне появляются в разрезе после тригониевых слоев, фиксирующих кратковременную трансгрессию. Добавим к этому, что и в Мулинском бассейне в готериве цветковые появляются в сходных условиях после ухода моря и начинают колонизировать освободившуюся сушу. Смена тектонической обстановки, проявление вулканических процессов, сопряженные с ухудшением климатических условий, вели к нарушению устойчивости ведущих растительных формаций. По мнению В.А.Красилова и др. [2], в альбе вымирают хвойно-цикадофитовые кустарники ("чапарраль") и брахифилловые леса, а в конце альба - сеномане складывается новая формация лесов с *Sequoia*, *Parataxodium*, *Cupressinocladus*, платанолистными и лавролистными покрытосеменными. Как видим, геологический кризис провоцировал биотический. Нарушение климаксовой растительности, ее упадок, внедрение пионерных растений

вызывали вымирание энтомофауны, специализировавшейся на беннеттиах, и возникновение новых групп, связанных с цветковыми. По мнению А.П.Расницына и В.В.Жерихина [32,37] масштабы альбского кризиса насекомых были таковы, что в результате его возникли сообщества, заполнение которых продолжается до настоящего времени.

Третье важное региональное событие, несомненно, имело место на границе мела и палеогена, когда произошло общее воздымание региона и усиление денудационных процессов. В Сучанском и Суйфунском разрезах осадки на границе систем отсутствуют. В Амуро-Зейском и Буренском бассейнах каких-либо существенных изменений в условиях седиментации в это время не произошло, но облик растительности изменился кардинально: стали доминировать широколиственные буковые, ореховые, березовые леса. Эти изменения связаны с изменением климата, что обусловлено, конечно, не только региональными, но и глобальными причинами. По нашим данным [53], наземная флора меняется не на границе мела и палеогена, а в середине маастрихта, демонстрируя начало нарастающих необратимых изменений. Хотя согласно широко известной гипотезе Альваресов [49], кардинальные изменения имели место на рубеже мела и палеогена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны руководителю проекта 350 МПГК проф.Х.Окада за предоставленную возможность доложить вышеизложенные результаты на Ш симпозиуме по проекту 350 в г.Маниле и финансовую поддержку для поездки на этот симпозиум одного из авторов.

The research described in this publication was made possible in part by Grant N RKG 000 from the International Science Foundation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахметов М.А. Наземная флора Северной Евразии на границе мела и палеогена // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1995. Т.70. Вып.6. С.65-80.
2. Бернштейн Г.Л., Волохин В.С., Горбачев И.Ф. Геологическая структура Зее-Буренской впадины по результатам региональных геолого-геофизических работ // Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири. М., 1970. С.271-300.
3. Битюцкая П.И., Брызгалова Е.Г., Будрин В.С., Вербицкая З.И., Маркевич В.С. Значение палинологического метода для расчленения меловых отложений северо-западной части Тихоокеанской биогеографической области // Палинологический метод в стратиграфии Л., 1973. С.73-121. Труды ВСЕГЕИ, том.195.
4. Болховитина Н.А., Котова З.И. Спорово-пыльцевые комплексы угленосной толщи ...бассейна на Дальнем Востоке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. N 1. С.77-92.

5. Братцева Г.М. Пыльца и споры маастрихтских отложений Дальнего Востока. М., Наука. 1965, 39 с.
6. Братцева Г.М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. М., Наука. 1969. 56 с.
7. Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М., Наука. 1988. 210 с. (Труды ГИН, вып.430).
8. Вахрамеев В.А., Долуденко М.П. Верхнеюрская и нижнемеловая флора Бурейского бассейна и ее значение для стратиграфии. М., АН СССР. 1961. 135 с. (Тр.ГИН АН СССР, вып.54).
9. Вахрамеев В.А., Котова И.З. Древние покрытосеменные и сопутствующие им растения из нижнемеловых отложений Забайкалья // Палеонтол. журн. 1977. N4. С.101-109.
10. Вербицкая З.И. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Сучанского каменноугольного бассейна. М., Л., Изд-во АН СССР. 1962. 167 с.
11. Вербицкая З.И., Дзене-Литовская О.А., Штемпель Б.М. 1965. Спорово-пыльцевые комплексы из меловых отложений Суйфунского угленосного района. М., Л., С.41-85.
12. Головнева Л.Б. Флора на границе мела и палеогена Северо-Востока России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.2. N2. С.64-70.
13. Горбачев И.Ф., Петухов А.В., Тараненко Е.И., Трофимук А.А. Нефтегазоносные бассейны Монголо-Маньчжурской платформы (Зее-Бурейский нефтегазоносный бассейн)//Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР. М., 1971. С.42-52.
14. Горбачев И.Ф., Тимофеев А.А. Стратиграфия меловых отложений Зее-Бурейской впадины // Геология и палеогеографические условия формирования мезозойских континентальных впадин южной части Дальнего Востока. М., 1965. С.94-106.
15. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Литологические исследования в Бурейском бассейне. М., Госгеолгиздат. 1949. 306 с. (Тр. ВСЕГЕИ, вып.176).
16. Камаева А.М. Новые данные по стратиграфии поздне-меловых и палеогеновых отложений Зейско-Бурейской впадины // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск. 1990. С.254-255.
17. Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика Восточноазиатских внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Сунляо и Амуро-Зейского//Тихоокеан. геология. 1994. N 6. С.33-54
18. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М., Наука, 1979. 116 с.
19. Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М., Наука. 1967. 264 с.
20. Красилов В.А. Мезозойская флора реки Бурей (Ginkgoules и Czekanowskiales) М., Наука. 1972. 150 с.
21. Красилов В.А. Материалы по стратиграфии и палеофлористике угленосной толщи Бурейского бассейна // Ископаемые флоры и фитостратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С.28-51.
22. Красилов В.А. Цагайская флора Амурской области. М., Наука. 197., 92 с.
23. Красилов В.А. Меловой период эволюция земной коры и биосферы. М., Наука. 1985. 239 с.
24. Красилов В.А., Неволлина С.И., Филиппова Г.Г. Развитие флоры Дальнего Востока и геологические события середины мелового периода // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981. С.103-115.
25. Лебедев Е.Л. Вулканизм и климат мелового периода // Сов.геология. 1982. N 4. С.61-70.
26. Лебедев Е.Л. Меловые флоры Охотско-Чукотского вулканического пояса и климаты этого времени // Континентальный мел СССР. Владивосток, 1990. С.157-166.
27. Лихт Ф.Р. Условия образования и стратиграфия нижнемеловых отложений южного Приморья. Тихоокеанская геология. 1994. N 6. С.55-67.
28. Маркевич В.С. Палинофлора берриаса и его место в естественной стратиграфической классификации // Экосистемы стратиграфии. Владивосток. 1980. С.175-181.э
29. Маркевич В.С. Альбская палеофлора Приморья // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток; 1981. С.116-129.
30. Маркевич В.С. Меловая палинофлора Севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука. 1995. 200 с.
31. Марков В.А., Трофимук А.А., Щербаков В.С. О взаимоотношениях между морскими и угленосными отложениями в Бурейском прогибе. Докл. Акад. наук СССР 1970. Т.191. N 3. С.647-649.
32. Меловой биоценотический кризис и эволюция насекомых. М., Наука. 1988. 236 с.
33. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизонная тектоника на юге Дальнего Востока//Тихоокеан. геология. 1991. N 6. С.124-128.
34. Олейников А.В., Коваленко С.В., Неволлина С.И., Вольнец Е.Б., Маркевич В.С. Новые данные по стратиграфии верхнемезозойских отложений северной части Партизанского каменноугольного бассейна// Континентальный мел СССР. Владивосток. 1990. С.114-126.
35. Пан В.П., Сорокин А.П. Геотектонический режим формирования меловых - неогеновых угленосных отложений чехла Амуро-Зейской депрессии // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. ДВНЦ АН СССР: Владивосток, 1975. С.129-137.
36. Раннемеловое озеро Манлай. М., Наука, 1980. 93 7с. (Труды ССМПЭ, вып.13).
37. Расницын А.П. Динамика семейств насекомых и проблема мелового биоценотического кризиса // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия и палеонтология: Докл. сов.геологов на XXIII сес.Междунар.геол.конгр. (Вашингтон, июль 1989). М., Наука, 1989. С.35-40.
38. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. (Хабаровск, 1990). Изданы в Хабаровске в 1994 г.

39. Сорокин А.П. История геолого-геоморфологического развития Зее-Бурейской впадины в мезозое и кайнозое: Автореф. канд. дисс. Владивосток. 1972.
40. Сорокин А.П., Худяков Г.И. Особенности мезозойского и кайнозойского осадконакопления в Амуро-Зейской впадине // Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток. 1978. С.12-34.
41. Тимофеев А.А. Стратиграфия, литология и условия формирования мезозойских отложений Зее-Бурейской впадины в связи с поисками нефти и газа: Автореф. канд. дисс. Томск. 1996.
42. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука. 1989. 165 с.
43. Хоменко Р.Т., Жилич Я.Н. Новые данные об объеме, возрасте Ушумунского прогиба // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск. 1990. С.171-172.
44. Шарудо И.И., Москвин В.М. Литолого-фациальный состав и условия накопления верхнемезозойских континентальных отложений Амуро-Зейской площади. Новосибирск: наука. Сиб. отд-ние, 1968. 85 с.
45. Шарудо И.И., Москвин В.И., Дзенс-Литовская О.А. Литология и палеогеография Бурейского прогиба в позднем мезозое. Новосибирск: Наука, 1973. 467 с. (Тр. ИГиГ. Вып. 191).
46. Шугаевская О.В., Маркевич В.С. Спорово-пыльцевые комплексы верхнеюрских и нижнемеловых отложений Приморья и их значение для стратиграфии и познания флоры. Геология геофизика. 1964. N 5. С.106-109.
47. Шугаевская О.В., Маркевич В.С., Битюцкая П.И. Спорово-пыльцевые комплексы позднего мезозоя юга Дальнего Востока и их значение для стратиграфии // Вопр. биоистратиграфии сов. Дальнего Востока. Владивосток, 1974. С.42-63.
48. Шугаевская О.В., Маркевич В.С., Битюцкая П.И. Пыльца цветковых в меловых отложениях Приамурья и Приморья // Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С.87-110.
49. Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F. et al. Extra terrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction // Science. 1980. Vol.208. P.1095-1108.
50. Chen Peiji. Timing of displacement along the Tancheng-Lujian fault zone and the migration of Late Mesozoic volcanism in Eastern China // The Tancheng-Lujian wrench fault system (ed. Xu Jiawce). 1989. P.106-111 (Science Press, Beijing; China and Pergamon Press plc.).
51. Krassilov V.A. New floral structure from the Lower Cretaceous of Lake Baikal area // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1986. Vol.47. P.9-16.
52. Krassilov V.A., Bugdaeva E.V. Achene-like fossils from the Lower Cretaceous of the Lake Baikal area // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1982. Vol.36. P.279-295.
53. Markevich V.S., Bugdaeva E.V. The Cretaceous crises based on palaeobotanical data // Evolution of ecosystems. Abstracts of Symposium. Moscow, 1995.
54. Nichols D.J. Geologic and biostratigraphic framework of the non-marine Cretaceous-Tertiary boundary interval in western North America // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1990. Vol.65. P.75-84.
55. Ohana, Tamiko and Tatsuaki Kimura. Late Mesozoic phytogeography in Eastern Eurasia with special reference to the origin of angiosperms in the time and space // Труды II Междунар. симпози. по проекту IGCP 350. Taegu, Korea. 1995. P.293-328.
56. Sun Ge, Guo Shuang-Xing, Zheng Shao-Liu, Piao Tai-Yuan and Sun Xue-Kun. First discovery of the earliest angiospermous megafossils in the world // Science in China (Series B). 1993. Vol.36. N 2. P.249-256.
57. Sun Ge and Dilcher D.L. Early angiosperms from Lower Cretaceous of Jixi, China and their significance for study of the earliest occurrence of angiosperms in the world // Evolution and diversification of terrestrial plants in geological time. Abstracts of Palaeobot. Conference. Nanjing, China. 1995. P.62-63.

Поступила в редакцию 17 ноября 1995 г.

G.L.Kirillova, V.C.Markevitch, E.V. Bugdaeva

Correlation of the geologic and biologic events in the Cretaceous basins of south-eastern Russia

Cretaceous geological events (tectonic setting, volcanic activity and depositional environment) were correlated with the change of vegetation and spore-pollen complexes in the most studied basins, as follows: the Amur-Zea, Bureya, Suchan and Razdolnensk basins. Together with local events occurred within the basins, three regional events were distinguished. The first regional event took place in the Hauterivian when thick left strike-slip displacements began in the south-eastern Russia, and hiatuses, unconformities and conglomerate horizons were formed. The first appearance of gymnospermous spore was an important event in the evolution of flora at that period. The second regional event occurred in the Middle Albian that was manifested by tectonic and volcanic activity and the change of the depositional environment. Destabilization of the environment greatly contributed to the changes of the vegetation. The third regional event happened at the Cretaceous-Paleogene boundary that was marked by total rise of the region. Denudation processes also increased. The character of the sedimentation did not change significantly, however, there were cardinal changes in vegetation. They occurred on the background of the climatic change that, in its turn, was evidenced by both regional and global events.

ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ ПРИМОРЬЯ

Г.В.Беляева*, С.М.Тащи**

*Дальневосточный геологический институт РАН, г. Владивосток

**Тихоокеанский институт географии РАН, г. Владивосток

Приведены все известные в настоящее время сведения по позднепермским органогенным карбонатным постройкам Приморья. Дан анализ их геологической и геоморфологической приуроченности; описаны морфотипы построек и их фации, характер их контактов с вмещающими отложениями. Охарактеризованы каркасостроители и рифоллюбы. Выделены несколько стадий (этапов) развития органогенных построек: 1) одиночные биогермы и биостромы, 2) биогермные массивы и 3) рифы. Органогенным постройкам, как правило, предшествовало появление фузулинидных или мшанково-фузулинидных банок. Предпринята попытка восстановить геологическую обстановку формирования позднепермских органогенных построек в Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Среди докембрийских и палеозойских образований Приморья широко распространены органогенные известняки, которые значительно реже встречаются в мезозойских толщах и совсем отсутствуют - в кайнозойских. Степень изученности карбонатных тел не одинаков. Органогенная природа многих из них, особенно в юго-западной части Приморья, остается не доказанной. Лучше других изучены органогенные известняки, развитые на полуострове Трудном и в бассейне р. Партизанской (рис.1).

История изучения позднепалеозойских известняков насчитывает почти столетия. Так, в конце 60-х годов появились первые указания на их рифовую природу [7,17]. Затем начались исследования характера залегания органогенных известняков, их взаимоотношений с вмещающими породами, положения в тектонических структурах района [8, 11, 20 и др.]. Вопросами стратиграфии позднего палеозоя, стратиграфического положения органогенных известняков в различные годы занимались М.И. Соснина [17], А.П. Никитина [14], А.В. Киселева [9], Т.В. Котляр [10] и др. Эти же авторы, а в последние годы и Г.В. Беляева [1,3,4 и др.], изучали различные группы организмов, являющихся либо каркасостроителями органогенных построек, либо рифоллюбами. Г.В. Беляевой, А.П. Никитиной и А.В. Киселевой была установлена [3] последовательность появления на протяжении поздней перми различных морфотипов органогенных построек, соответствующих определенным этапам рифообразования.

Однако специальное детальное литолого-палеонтологическое изучение большинства позднепермских карбонатных массивов не проводилось. Авторы статьи попытались обобщить и систематизировать имеющиеся разрозненные сведения по ним.

В начале изучения карбонатных массивов считалось, что все или почти все они залегают *in situ* и лишь небольшая часть переотложена. За последние 15-20 лет были получены данные, позволяющие

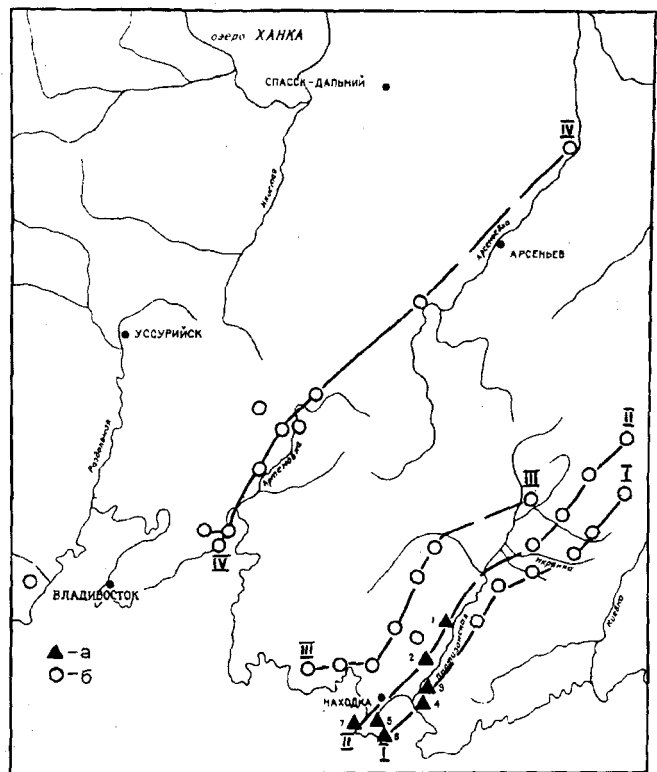


Рис. 1. Схема расположения верхнепермских карбонатных массивов Южного Приморья.

а) Массивы с установленным типом органогенной постройки: 1 - гора Сенькина Шапка, 2 - Екатерининская гряда, 3 - гора Брат, 4 - гора Сестра, 5 - Находкинский карьер, 6 - мыс Средний, 7 - мыс Верблюд; б) тип постройки не изучался. Римскими цифрами обозначены номера цепочек.

говорить о том, что часть из них является олистолитами и олистоплаками в мезозойских олистостромовых толщах.

К настоящему времени четко обозначились три области распространения позднепалеозойских органогенных известняков, находящихся в различных соотношениях с вмещающими отложениями. Можно смело говорить о том, что для большей части Сихотэ-Алинской складчатой системы (рис. 2, А) характерно преобладание переотложенных карбонатных тел и их частей - олистолитов. Они ассоциируются с кремнистыми породами и вулканитами основного состава. Возраст олистостромовых толщ, содержащих олистолиты органогенных известняков, от позднего триаса до раннего мела. Толщи, где известняки залегают преимущественно *in situ*, группируются по окраинам Ханкайского и Сергеевского массивов, в зонах перехода к другим структурам (см. рис. 2, А). В подразделениях, подсти-

лающих и перекрывающих названные горизонты, известняки встречаются значительно реже.

В зонах перехода от Ханкайского и Сергеевского массивов к обрамляющим структурам существуют разрезы, где известняки залегают как *in situ*, так и переотложены, но дальность переноса здесь меньше, чем в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИЗВЕСТНЯКОВ

В настоящей статье будут рассмотрены органогенные известняки, находящиеся в первичном залегании. Большая их часть сосредоточена в барабашской, чандалазской, угодинзинской, людянзинской и извилинской свитах - возрастных аналогах, входящих в чандалазский и людянзинский горизонты мидийского-дорашамского ярусов верхней перми (табл. 1). Породы этого возраста

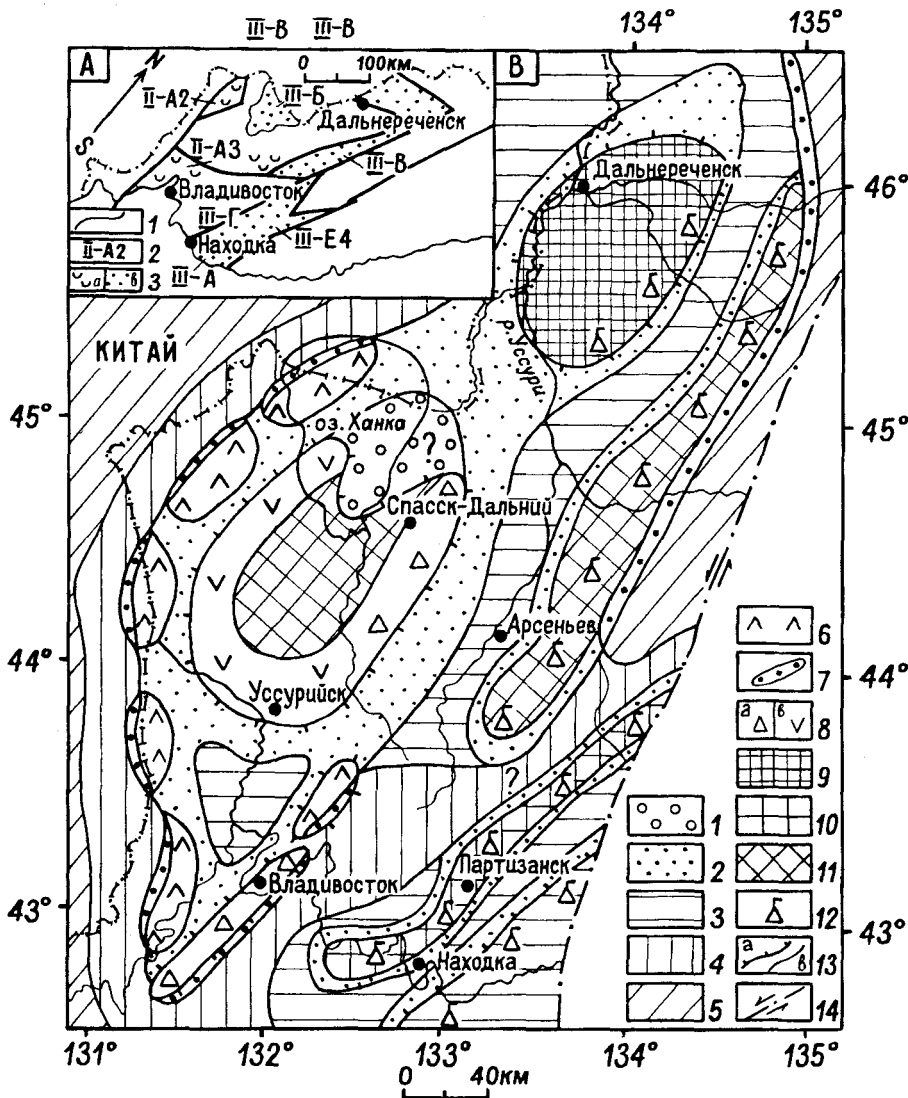


Рис. 2. (А) Схема тектонического районирования Приморского края (по Назаренко и Бажанову, 1987 с упрощением);

1 - границы структурно-формационных зон, 2 - их индексы, 3 - преобладающие типы разрезов чандалазского горизонта (а - вулканогенный и вулканогенно-терригенный, б - терригенный).

(В) Палеогеографическая схема позднепермского времени.

1-7 - области накопления: 1 - прибрежно-морская аккумулятивная равнина, 2 - сильно подвижное и подвижное мелководье, 3 - слабо подвижное мелководье, 4 - относительно глубоководье, 5 - глубоководье, 6 - надводно-подводные вулканические постройки и их группы, 7 - зоны формирования мутьевых потоков, 8 - наземные вулканические постройки и их группы: установленные (а) и предполагаемые (б). 9-12 - области размыта: 9 - низкие средние горы, 10 - мелкие низкие горы, 11 - холмогорья, 12 - район слабого наземного вулканизма, 13 - границы областей (а) и зон (б), 14 - Центральный Сихотэ-Алинский сдвиг.

широко распространены на юге Приморского края. Они слагают серию грабен-синклинальных и антиклинальных структур, ориентированных согласно или субсогласно очертаниям Ханкайского и Сергеевского массивов.

Выделяются три типа разрезов чандалазского и людянзинского горизонтов [6,19,20,22], имеющих различные структурные позиции: терригенный, вулканогенный и вулканогенно-терригенный (см.табл. 1).

Таблица 1

Схема стратиграфии верхнепермских отложений Южного и Западного Приморья
[Решения ..., 1995]

Отделы общей шкалы	Ярусы провинциальной шкалы (Тетис)		Структурно-формационные подразделения (индексы см. рис.2)															
	Горизонты		Комиссаровская II-A-2		Барабашская II-A-3		Синегорско-Черниговская I-Ж		Малиновская III-B		Муравьевская III-Г		Сергеевская (п-ов Трудный) III-A		Партизанско-Окрайная (р.Партизанская) III-E-4		Алчанская III-B	
и	дора-Шамский	лю-дян-зин-ский	1900-200 м барабашская свита (В,Т)	барабашская свита (В,ВТ) 1300-2300 м	синегорская толща (ВТ) 690 м	людянзинская свита (Т) до 1000 м	до 1000 м	чандалазская (Т,ВТ) свиты	870-900 м	500-700 м до 70 м	1260-1420 м 50-600 м	угодинзинская свита (Т)	?	?	?	?	?	?
	джуль-финский																	
е	мидийский	чандалазский	владивостокская свита (В, ВТ)															
	мургабский	владивостокский	до 900м	1000-2100	800-2230	1500-1700	800-1600м											
в	нижний	абрекский	решетниковская свита				поспеловская свита		?									
			Р		Д, С		Р		Д, С		Pz		Pz					

Примечания: буквами обозначены терригенные (Т), вулканогенно-терригенные (ВТ) и вулканогенные (В) типы разрезов; подчеркнуты стратиграфические подразделения, содержащие органогенные известняки

Терригенный тип разреза развит на западных окраинах Сергеевского массива на п-ове Трудном (г.Находка), в бассейне р. Партизанской, откуда прослеживается на северо-восток в бассейн р. Уссури (см.рис. 2, А, зона III-Е4). Здесь выделяются чандалазская и извилинская (р. Уссури) свиты, которые подразделяются на две подсвиты. Этот тип разреза так же широко развит по окраинам Ханкайского массива (см.рис. 2, А, зоны III-Б,В) и, в том числе, на сопредельных территориях Китая и Кореи.

Нижние части разрезов (нижние подсвиты упомянутых свит) сложены полимиктовыми и аркозовыми песчаниками разной зернистости, гравелитами, конгломератами, брекчиями, известковистыми песчаниками и алевролитами. Почти всегда в небольшом количестве встречаются вулканиты среднего и кислого (реже) состава и примесь пирокластических частиц в терригенных породах, вплоть до образования туффитов.

Органогенные известняки сосредоточены в средних и верхних частях нижних подсвит, достигая местами 1/3-1/2 их мощности. Наиболее крупные тела органогенных известняков характерны для чандалазской свиты, а мелкие и редкие - для извилинской и людянзинской.

Верхнечандалазская, верхнеугодинзинская и верхнеизвилинская подсвиты сложены преимущественно алевролитами и аргиллитами с прослоями мелкозернистых песчаников. Иногда встречаются спонгиозные аргиллиты, сланцы, тонкие витрокладические туфы и туффиты.

Вулканогенный тип разрезов наименее распространен. Он тяготеет к выступам фундамента - средним массивам - и характерен для западных районов Приморья. Здесь выделена барабашская свита, пред-

ставляющая собой единый макроритм, имеющий в целом трехчленное строение [18]. К его средней части приурочены наиболее крупные тела органогенных известняков.

Вулканогенно-терригенный тип разрезов встречается в зонах перехода двух предыдущих типов. Отличается он тем, что не всегда можно отдать предпочтение каким-либо группам пород. Несмотря на это, в первом элементе макроритма значительно содержание вулканитов среднего состава, хотя они не всегда преобладают. Во втором элементе ритма обязательно наличие органогенных известняков. Менее постоянно содержание третьего элемента. Здесь наличие вулканитов кислого состава не обязательно, они могут замещаться алевроглинистыми породами с прослоями песчаников.

Органогенные известняки в терригенных и некоторых вулканогенно-терригенных разрезах встречаются в виде серий "линзообразных" тел, вытянутых длинной осью субпараллельно простиранию толщ, образуя прерывистые "цепочки" (см. рис.1). Так, в бассейне р. Партизанской и на п-ове Трудном прослеживаются две субпараллельные "цепочки" массивов органогенных известняков.

Восточная "цепочка" протягивается на северо-восток на 100-110 км от восточной части п-ва Трудного. В нее входят такие крупные карбонатные массивы, как горы Сестра, Племянник, Брат (табл.2). Остальные тела имеют меньшие размеры. Параметры массивов уменьшаются постепенно в северо-восточном направлении.

Западная цепочка субпараллельна восточной (см.рис. 1) и протягивается от западной части п-ва Трудного, вдоль долины р. Партизанской и через нижние течения ее левых притоков уходит в верхнее течение реки Уссури. Наиболее крупным здесь является Екатериновский массив. Параметры массивов известняков, как и в первом случае, уменьшаются в северо-восточном направлении. Минимальные расстояния между "цепочками" - 8-10 км, а максимальные - 20-22 км."Цепочки" больше всего сближены в приустьевой части р. Партизанской и на п-ове Трудном.

Третья "цепочка", начинается западнее п-ова Трудного, где имеет субширотное простирание, затем разворачивается на северо-восток (см.рис.1).

Четвертая "цепочка", начинается на западном берегу Уссурийского залива (см.рис. 1).

Структурные позиции органогенных известняков довольно отчетливы. Там, где преобладает терригенный тип разрезов, тела известняков сосредоточены в зонах разломов, ограничивающих грабени и грабен-синклинали. С этими разломами связаны и отдельные вулканические центры [20,22]. Здесь же происходит смена различных литолого-фациальных

Таблица 2
Параметры некоторых массивов пермских органогенных известняков Южного Приморья

Наименование массива и их №№ на рис.1	№ "цепочки"	Длина (м)	Ширина (м)	Высота (м)
гора Сестра(4)	I	1200	800	300
гора Племянник (6)	I			50
гора Брат (3)	I	1000	600	250
Находкинский карьер (5)	II	150	40	55-57

комплексов, приуроченных к зонам подвижного и сильно подвижного мелководья и к зонам слабо подвижного мелководья. Известняки, как правило, располагаются в зоне подвижного мелководья и приближены в той или иной мере к зоне слабо подвижного мелководья [11,19,20,22]. Есть свидетельства того, что часть из них формировалась в зоне сильно подвижного мелководья в тени скалистых берегов.

Известняки в вулканогенных и вулканогенно-терригенных разрезах в большинстве случаев приурочены к подводным склонам отдельных вулканов и их групп. Часть из них формировалась на потухших или временно "заснувших" вулканах, испытавших медленное погружение.

Располагаясь по периметру активных вулканических структур, известняки слагали своеобразные ожерелья - изометричные цепочки. Системы таких структур протягивались на десятки и сотни километров в виде архипелагов островов, подобных современным островным дугам.

Существует, по-видимому, и смешанный тип. Так, массив хребта Лазового явно приурочен к зоне разлома, а находящиеся на его простирании известняки приурочены к склонам вулканической структуры.

Позднепермские карбонатные массивы в рельефе представлены тремя группами: 1) наиболее часто встречаемыми одиночными шатровыми возвышенностями с округлыми или эллипсоидальными основаниями (массивы гор Сестра, Брат, Племянник, Находкинский и др.); 2) узкими скалистыми протяженными гребнями (массивы Лазовый, Екатериновский); 3) редкими массивами сложных очертаний (у пос. Барабаш). Многие карбонатные массивы Приморья в настоящее время образуют изолированные возвышенности, в результате чего не всегда можно установить их взаимоотношения с вмещающими породами. Но в ряде мест характер контактов наблюдается.

Так, известняки горы Сестра (устье р. Партизанской) имеют сложный характер сочленения с мелководными гравийно-галечными отложениями, образуя извилистый [12] тип контакта с многочисленными выступами и впадинами сложной конфигурации (рис. 3А). В общем контакт наклонен в сторону вмещающих пород, но в некоторых местах падает в противоположном направлении. В приконтактных частях известняков наблюдаются неокатанные глыбы среднепалеозойских гранитов и габброидов, гнезда гранитной дресвы и песчаного материала, линзы известковистых песчаников.

Контакт известняков мыса Средний (п-ов Трудный) с вмещающими породами сложный, с

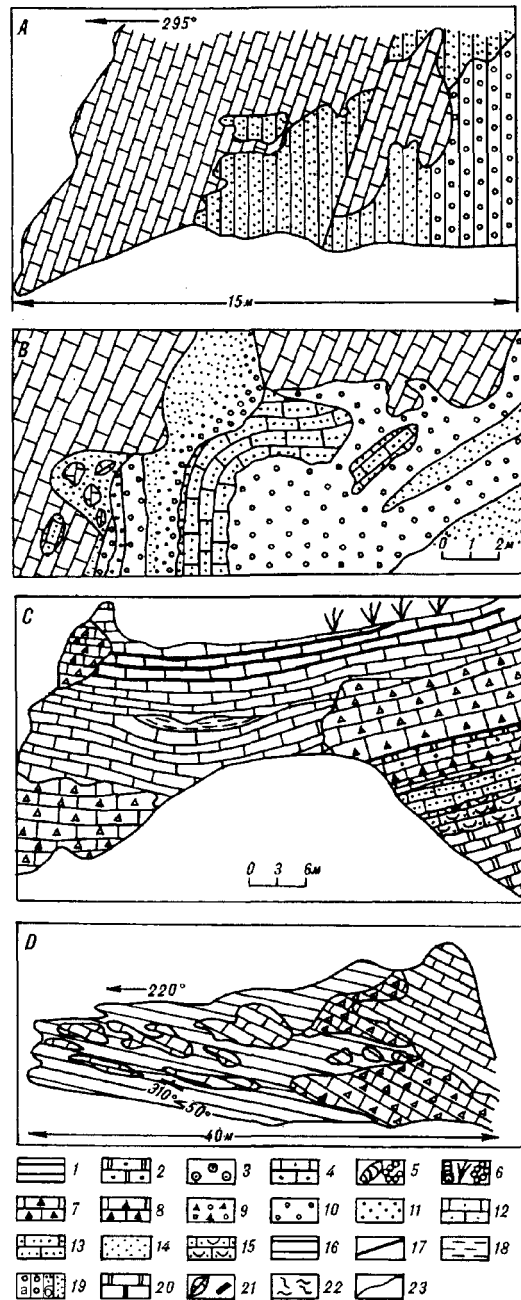


Рис. 3. Контакты органогенных построек с вмещающими отложениями: на горе Сестра (А, В), на мысе Среднем (С), на мысе Лихачева (D).

1-6 - известняки: 1 - массивные, 2 - слоистые криноидные, 3 - массивные криноидные, 4 - с включениями гравия, 5 - сфинктозевые, 6 - сфинктозеево-водорослевые; 7-8 - брекчии: 7 - известняковые, 8 - подимиктовые (плитняковые); 9 - конгломерато-брекчии, 10 - конгломераты, 11 - гравелиты; 12-14 - песчаники: 12 - известняковые, 13 - известковистые, 14 - аркозы и аркозо-граувакки; 15 - туфопесчаники; 16 - алевролиты, 17 - то же, тонкие прослои; 18 - известковые аргиллиты; 19 - ритмичное переслаивание брекчий, гравелитов (а), песчаников и алевролитов (б); 20 - ритмичное переслаивание пелловых витрокластических туфов и туффитов, спонголитов, спонгиозных аргиллитов и аргиллитов; 21 - отдельные глыбы и обломки пород; 22 - части слоев, полностью переработанные илоедами, 23 - размывы в основании ритмов.

переходной зоной. В нижней части обнажения наблюдается переслаивание известняков с мергелями, спонголитами, пелитовыми витрокластическими туфами и туффитами кислого состава. В остальной части обнажения массивные известняки по латерали сменяются известняковыми брекчиями, а затем известковыми алевролитами, переслаивающимися с известковыми песчаниками и брекчиями с небольшими (1,5-3 м протяженностью) телами органогенных известняков (рис. 3В). В верхней части обнажения среди массивных известняков наблюдаются прослой и линзы известковых алевролитов и аргиллитов. Перекрываются известняки известняковыми брекчиями, переслаивающимися с известковыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами.

Известняки Екатериновского массива залегают в толще известковистых алевролитов и аргиллитов. Контакт между ними зубчатый или фестончатый, а в самом известняковом теле наблюдаются линзы алевролитов и аргиллитов. Вмещающие алевролиты и аргиллиты, в свою очередь, содержат отдельные глыбы известняков до десяти метров в поперечнике. По мере удаления от контактов размер этих глыб уменьшается.

В местах широкого развития вулканогенных пород известняки контактируют с известковыми туфами, образующими местами линзы и прослой в самих известняках. В некоторых случаях среди известняков наблюдаются потоки лав (пос. Барабаш) и вулканические бомбы (Уссурийский залив), прослой и линзы вулканомиктовых конгломератов, мергелей, известковых туффитов и спонгиевых аргиллитов.

В зависимости от приуроченности известняков к той или иной части Южно-Приморского прогиба меняется литологический состав подстилающих образований. На левобережье р. Партизанской известняки залегают на конгломератах, гравелитах или песчаниках, редко на туфах и на среднепалеозойских гранитах. На правобережье р. Партизанской и на п-ве Трудный в основании некоторых массивов известняков залегают известковистые мелкозернистые песчаники и алевролиты. В районах с преимущественным развитием вулканогенных пород тела известняков, естественно, залегают на лавах или туфах, имея непосредственно на контакте маломощные прослой известковых песчаников и гравелитов. В центральных частях прогиба (г. Находка) известняки подстилаются алевролитами и аргиллитами (см. ниже описание Находкинского массива).

Большинство органогенных построек сопровождаются шлейфами брекчий, в которых обломки известняков доминируют. Выделяется несколько типов брекчий, располагающихся на различном удалении от

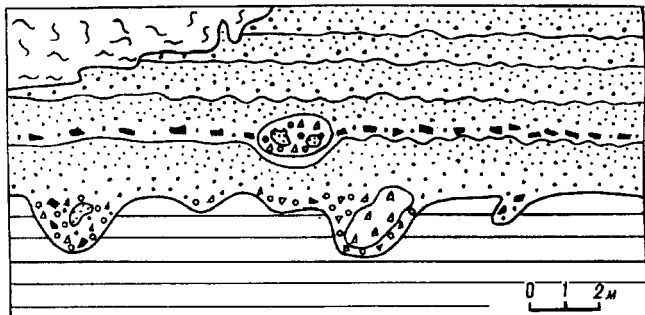


Рис. 4. Брекчии рифового шлейфа в 500 м западнее мыса Среднего (Условные обозначения см. рис. 3).

основных массивов (рис. 3С и 4). Непосредственно среди массивных известняков устанавливаются брекчии взрыхления или взламывания [24], представляющие собой включения остроугольных обломков в массивных известняках. Они отличаются от массивных известняков окраской, количественным или качественным составом органических остатков. Обломки образуют быстро выклинивающиеся гнездовидные и линзовидные скопления (рис. 4).

На крыльях некоторых органогенных массивов (мыс Средний, Уссурийский залив и др.) располагаются известняковые брекчии, состоящие полностью из обломков органогенных известняков, аналогичных известнякам массива. Обломки неокатанные, удлинённой формы с острыми торцевыми гранями, размером до 1,5 м по длинной оси и 0,5 м в поперечнике. Они ориентированы субпараллельно, создавая плитняковую текстуру. Заполняющая масса, как правило, отсутствует, и обломки соприкасаются между собой по стилолитовым швам. Только в редких случаях на стыке нескольких обломков отмечаются гнезда, выполненные разрозненными члениками морских лилий и мелкими обломками известняков, спемментированных кальцитом. К стилолитовым швам приурочены тонкие налеты глинистых и пирокластических частиц. Описанные брекчии напоминают брекчии обрушения [23].

Часто со сложной органогенной постройкой соприкасаются алевролиты или аргиллиты, содержащие глыбы известняков (рис. 3Д) или плитняковые брекчии, состоящие преимущественно из обломков известняков. Размер глыб достигает 10 м в поперечнике. Кроме крупных глыб в алевролитах наблюдаются мелкие остроугольные обломки известняков, образующие отдельные гнезда и струи. По мере удаления от тела постройки размер глыб уменьшается и возрастает количество мелких обломков. На некотором удалении от тела массива крупные глыбы почти не встречаются (см. рис. 4).

Терригенные породы с обломками и глыбами известняков образуют пачку, состоящую из нескольких

элементарных ритмов, которые в вертикальном разрезе имеют следующее строение (см.рис. 3А). В основании залегают алевролиты или аргиллиты с равномерной тонкой горизонтальной слоистостью. В них постепенно начинают появляться отдельные членики морских лилий и единичные остроугольные обломки известняков. В сторону кровли количество и размер включений возрастает, и на общем темно-сером или почти черном фоне породы выступают пятна, "гнезда" и "струи", обогащенные обломочным материалом и фрагментами морских лилий. Выше залегают брекчии, сложенные плоско-удлиненными отторженцами алевролитов и аргиллитов с неровными "растрепанными" краями, отношение длинных и коротких осей которых составляет от 5:1 до 15:1. Размер обломков достигает 0,7 м по длинной оси. Некоторые обломки бывают слабо изогнуты. Количество обломков составляет от 50 до 80% от общей массы породы. Остальная доля приходится на обломки органогенных известняков, среди которых изредка присутствуют умеренно окатанные гальки гранитов и вулкаников. Заполняющая масса распределена крайне неравномерно и составляет от 5 до 35%. Она сложена мелкими обломками известняков и алевролитов, члениками морских лилий и обломками скелетов мшпанок. Цементирующая масса карбонатная, карбонатно-глинистая или карбонатно-пирокластическая. Постепенно в сторону кровли увеличивается количество матрикса, возрастает роль карбонатного и органогенного обломочного материала и уменьшается количество и размеры отторженцев алевролитов. Текстура пород плитняковая, обусловленная субпараллельным расположением обломков алевролитов. Судя по изогнутости некоторых обломков и их "растрепанным" краям, размыту подвергались слабо диагенезированные алеврито-глинистые осадки. Брекчии постепенно сменяются гравелито-брекчиями и гравелитами, содержащими в основании слоя обломки алевролитов, имеющих форму лепешек со сглаженными краями. Обломочный материал представлен известняками, многочисленными члениками морских лилий, в меньшей мере гранитами и вулканиками. Гравелиты постепенно сменяются крупнозернистыми песчаниками, переходящими в средне-, а затем и мелкозернистые известковые песчаники. Завершается ритм алевролитами и аргиллитами.

В горизонтальном направлении, по мере удаления от органогенного сооружения, из разреза постепенно убывает количество грубообломочных пород, а затем и среднеобломочных. При удалении от массива (на 500-1500 м) они исчезают совсем, и в алевролитах наблюдаются лишь мелкие линзы и "струи" средне- мелкопсаммитового материала, который далее также исчезает (см.рис. 4). Тесная

связь этих пород с органогенным сооружением, их текстурные и структурные особенности позволяют относить их к образованиям рифового шлейфа. Брекчии и гравийно-песчаные образования переслаиваются с алевролитами, аргиллитами, спонгиевыми аргиллитами, витрокластическими туфами и туффитами, в которых преобладает тонкая и очень тонкая горизонтальная слоистость, свидетельствующая о спокойных условиях седиментации. Привнос грубообломочного материала происходил только со стороны рифа и субстрата, на котором он покоился. Ритмичное чередование грубо- и мелкообломочных пород в непосредственной близости от рифов (см.рис. 3В) свидетельствует о прерывистости процесса образования отложений рифового шлейфа. Гребень рифа, по-видимому, периодически подвергался разрушающему воздействию волн или погружался ниже уровня, благоприятного для проживания рифостроящих организмов.

Установлено наличие прослоев и линз терригенных и вулканогенных пород среди известняков. Так, на мысе Среднем (п-ов Трудный) это алевролиты и известковистые аргиллиты, а на западном берегу Уссурийского залива среди известняков отмечены конгломераты, туфы, туффиты и лавы.

ТЕКСТУРНЫЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗВЕСТНЯКОВ

Основную массу карбонатных массивов составляют массивные, неслоистые известняки. Среди них наблюдаются линзы и гнезда криноидных известняков с брахиоподами, мшпанками и одиночными или колониальными кораллами. Форма линз и гнезд, степень сохранности органических остатков и взаимоотношение с массивными известняками свидетельствует о том, что образование этих тел связано с пустотами и понижениями в теле карбонатного массива, куда сносился обломочный материал, т.е. эти тела можно считать тафогермами и тафостромами.

В краевых частях некоторых крупных массивов и в массивах небольших размеров наблюдаются слоистые известняки и пачки с плитчатой отдельностью. Мощность слоев от 10-15 см до 1,5-3 м. Слои отделяются тонкими (2-20 см) пропластками мергелей, пелитоморфных известняков, известковистых аргиллитов, туффитов или спонголитов. Мощность пропластков невыдержанная, они образуют раздувы или полностью выклиниваются. Для известняков характерна биогенная полосовидная или линзовидная биослоистость, обусловленная распределением органических остатков (рис. 5 А, В).

По структурам известняки делятся на две группы: с преобладанием цементирующего материала и с преобладанием основной массы.

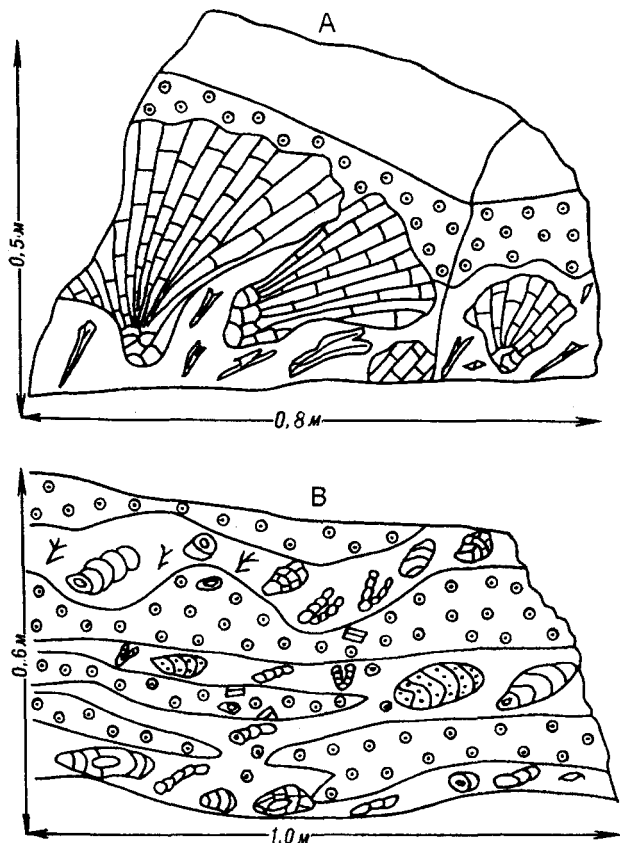


Рис. 5 Биослоистость в Находкинском рифе:

А - за счет чередования "слоев" с криноидеями и сфинктозо-ево-водорослевых слоев; В - за счет чередования "слоев" с табулятоморфами и "слоев" с криноидеями.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ИЗВЕСТНЯКОВ

По генетическому составу среди них выделяются различия: биоморфные стериофитровые, астериофитровые, биоморфно-детритусовые, биохемогенные и обломочные. Биоморфные стериофитровые известняки представлены мшанковыми, криноидно-мшанковыми, водорослевыми, водорослево-криноидно-мшанковыми, инозоевыми и сфинктозоевыми различиями; в редких случаях встречаются биогермы коралловых известняков, которые характеризуются преобладанием скелетов организмов, сохранившихся на месте роста или претерпевших незначительные перемещения. Видны колонии мшанок и сфинктозой (последние до полуметра в диаметре), стебли морских лилий, инозой, кораллы и водоросли. Нерастворимый остаток в подобных известняках составляет не более 1%, инкрустации редки.

Астериофитровые известняки - фораминиферовые, фораминиферово-мшанковые и фораминиферово-криноидные. Для них характерно преобладание (до 80%) цельных раковин фораминифер, наличие раковин брахиопод и гастропод, спикул



Рис. 6 Губково-криноидный, детритусовый известняк. Гора Сестра. Ув.х 5.

кремниевых губок, обломков скелетов одиночных и колониальных кораллов, талломов водорослей. Количество нерастворимого остатка достигает 3%.

Наиболее широко распространены биоморфно-детритусовые, детритусово-биоморфные и био-детритусовые известняки (рис. 6). По составу породообразующих организмов они аналогичны биоморфным. Инкрустации редки или отсутствуют. Био-детритусовые известняки слагают отдельные участки массивов, плитчатые различия известняков и маломощные линзы и прослои в терригенных породах. Они сложены окатанными и слабо окатанными биоморфными остатками и представлены члениками морских лилий, криноидно-мшанковыми и криноидно-мшанково-фораминиферовыми и губковыми различиями с брахиоподами, кораллами, спикулами губок и единичными панцирями трилобитов.

Биохемогенные известняки встречаются редко и представлены фораминиферово-сгустковыми, мшанково-сгустковыми, или комковатыми разнос-

тиями с водорослями и криноидеями. Характеризуются эти породы наличием комочков или сгустков пелитоморфного кальцита. Контуры комочков четкие или расплывчатые, форма овальная, эллипсоидальная или неправильно округлая. Некоторые комочки окружены светлой каемкой.

Обломочные известняки представлены всеми разностями. Они наиболее характерны для слоистых плитчатых известняков и образований рифового шлейфа. Выделяются брекчиевые, конгломератовые, песчаниковые и алевролитовые известняки, состоящие на 60-80% из обломков известняков и окатанных биоморфных остатков. В них отмечены крупные раковины брахиопод с грубой скульптурой, крупные экземпляры одиночных кораллов и губок с обломанными скелетами. Слоистость горизонтальная, волнистая, изредка косоволнистая. Цемент карбонатный, карбонатно-глинистый или пирокластический. Обломочный материал угловатый или слабоокатанный.

Зернистые известняки встречаются редко и представлены микрозернистыми и яснозернистыми разностями. Биоморфные остатки составляют не более 30% от общей массы, обычно же - 5-10%. Это раковинный детрит, шлам, комочки и сгустки. Описанные разновидности встречаются совместно с астериофитровыми и биодетритусовыми известняками. В некоторых массивах наблюдалось окремнение (массив г. Брат) и доломитизация (Екатериновский массив) известняков.

ПРИРОДА И ФАЦИИ ИЗВЕСТНЯКОВ

Строение, текстурные и структурные особенности известняков, их взаимоотношение с терригенными породами позволяют сделать некоторые выводы о их природе и приуроченности к определенным геологическим структурам Приморья. Характер сочленения известняков с вмещающими породами и наличие шлейфов свидетельствуют о рифовой природе большинства массивов известняков Приморья. Брекчии обрушения служат прямым указанием на то, что тела известняков возвышались над морским дном. Конусообразная или призматическая форма массивов указывает на нарастающее ускорение погружения морского дна или изменение уровня моря. Вместе с тем, эти изменения имели прерывистый характер, так как различного рода брекчии окружают органогенные постройки не сплошным шлейфом, а образуют серию ритмов, свидетельствующих о том, что гребни рифов не всегда являлись волноломами. На прерывистый рост построек рифов указывают прослои терригенных пород, пересекающих все тело построек. Наблюдаются перерывы в росте построек, связанные с излиянием лав и обильными пеплопадами (постройки пади Широкой, пос. Барабаш).

По текстурным и структурным особенностям и условиям образования карбонатные породы Приморья могут быть отнесены к пяти фациям: ядра рифа, риф-флета, отмели, рифового шлейфа и зарифовой лагуны [16].

Фация ядра рифа представлена массивными биоморфными, биоморфно-детритусовыми и детритусово-биоморфными стереофитровыми известняками со слабо развитой инкрустацией.

Фация риф-флета наиболее широко распространена и представлена биоморфно-детритусовыми, детритусово-биоморфными и биодетритусовыми астериофитровыми, детритусово-шламовыми известняками, в которых обломки скелетов и раковин не окатаны или слабо окатаны.

Фация отмели сложена биодетритусовыми шламовыми, детритусово-шламовыми, комковатыми и сгустковыми известняками. Детрит достаточно окатан, увеличивается роль шлама. Членики морских лилий разрозненные, расколотые и окатанные, отсутствуют крупные колонии мшанок. Обломочные известняки представлены всеми гранулометрическими разностями. Наряду с тонкообломочной терригенной примесью присутствуют включения угловатых и окатанных обломков терригенных и магматических пород. Характерна сортировка материала по крупности обломков.

Фация рифового шлейфа представлена обломочными известняками, среди которых доминируют брекчиевые разности. Размер обломков убывает по мере удаления от рифа, и далее брекчии замещаются гравелитовыми и песчаниковыми известняками.

Фация зарифовой лагуны сложена чередованием слоистых, пелитоморфных известняков, мергелей, известковых аргиллитов и спонголитов. Известняки биодетритусовые и шламовые, но в некоторых местах широко развиты астериофитровые фораминиферовые и фораминиферово-мшанковые известняки, в которых раковины фораминифер ориентированы в одном направлении.

Ниже приводится описание одного из наиболее доступных в районе и хорошо обнаженного органогенного сооружения, расположенного на окраине города Находки.

Находкинский массив

Находкинский массив (рис. 7) вмещается терригенными отложениями людянзинской свиты. В рельефе он имел форму куполовидной возвышенности с овальным основанием (по длинной оси около 150 м, по короткой ~ 40 м). В настоящее время, после вскрытия карьером, массив имеет отрицательную форму рельефа, с небольшим озером внутри. Высота массива составляет 55-57 м. Он вытянут по азимуту

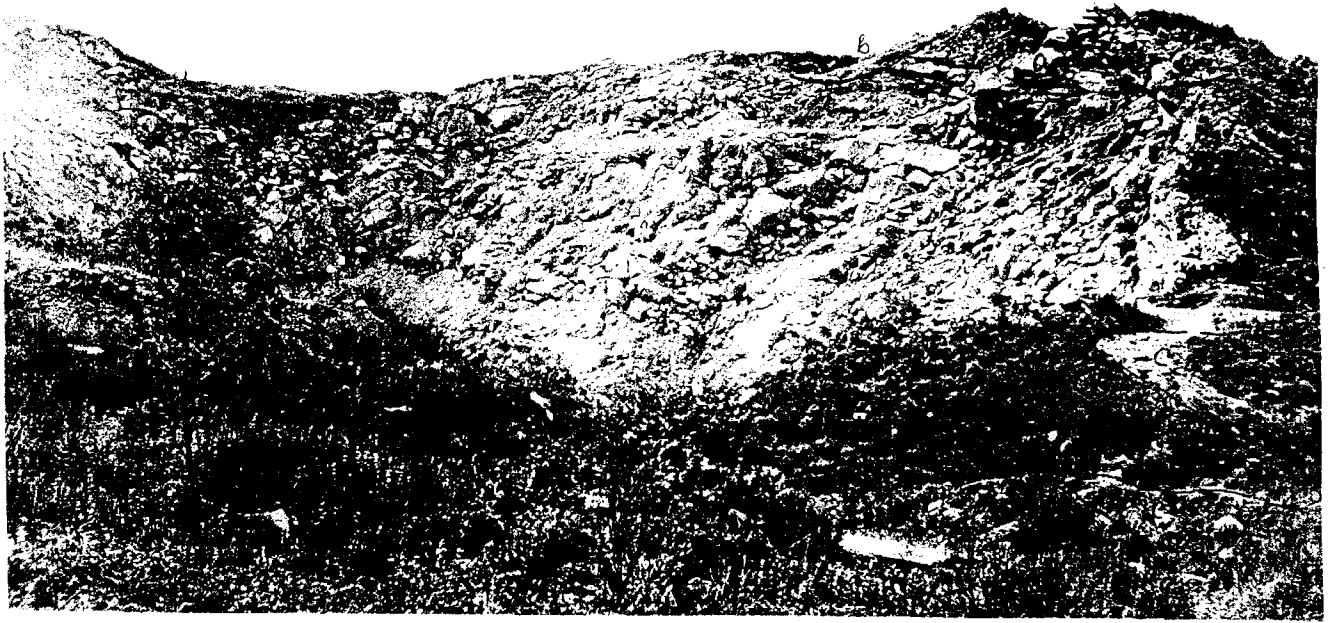


Рис. 7. Находкинский массив, вскрытый карьером. В верхней его части выделены фашии рифа: а) ядро, в) зарифовая. Справа виден контакт с вмещающими аргиллитами (с).

280°. Контакт с подстилающими отложениями наблюдался на юго-западе массива, где под углом 60° известняки с криноидеями залегают на аргиллитах с маломощными прослоями тонкозернистых песчаников. В последних, вблизи контакта довольно многочисленны криноидеи. Контакт с вмещающими терригенными отложениями заливчатый, о чем свидетельствуют “карманы” аргиллитов среди известняков массива, вдоль его восточного и северо-восточного обрамления.

Вертикальная смена пород наблюдалась по нескольким пересечениям массива. На восточном крыле массива в основании залегает довольно мощная пачка (21 м) брекчиевых детритусовых известняков, прерываемая на интервалах 5-10 м и 17-20 м вмещающими аргиллитами. Брекчиевые детритусовые известняки состоят из обломков неправильной формы (30-60% объема породы), сцементированных мелкозернистым песчаным известняком с мелкими обломками криноидей. Обломки неправильной формы, размером от 1,5x3 до 5x10 см в поперечнике, представленные массивными, часто пелитоморфными известняками. Иногда в брекчиевидных известняках наблюдаются невыдержанной мощности (1-4 см) прослой песчаных известняков. В обломочном материале брекчиевидных известняков детрит составляет до 40-50% их объема. Состав органических остатков несколько меняется: вначале разреза это преимущественно стволы криноидей диаметром менее 2 см, значительно меньше мшанок и раковин брахиопод. В интервале 10-12 м среди преобладающих по-прежнему криноидей появляются

редкие обломки сфинктозоа, крупные табулятоморфы (до 4,5 см в диаметре), а в цементе - длинные (до 30 см) нитчатые водоросли.

Выше расположена 5-метровая пачка массивных известняков, содержащая стволы криноидей до 60% объема породы, единичные сифонатные сфинктозоа. В этом известняке встречаются редкие мелкие (2x3 см в поперечнике) обломки пелитоморфных известняков.

Разрез завершается 20-метровой пачкой массивных известняков, среди которых встречаются на разных уровнях участки с четко выраженной биополосчатостью. Обычно “полосы” не выдержаны по мощности и протяженности.

Так, в нижней части пачки отмечен прерывистый “пласт” мощностью 0,4-0,6 м (см.рис. 5А), в котором чередуются полосы: 1) известняка более тонкой структуры с крупными (до 4 см в поперечнике) инозоа, мелкими криноидеями, крупными сфинктозоа, редки двустворки и мшанки; 2) известняки более грубой структуры, содержащие до 80% объема породы криноидей, диаметром до 1-1,5 см. Полосы неправильной конфигурации, свидетельствующие о достаточно неустойчивой обстановке осадконакопления. В интервале 38-42 м среди массивных мелкокриноидных известняков присутствует 3-х метровой мощности тафостром, для которого характерно обилие крупных табулятоморф (до 30 см в диаметре), столбиков криноидей (6 см длиной и 3 см диаметром), крупных инозоа и единичных сифонатных сфинктозоа. Все фаунистические остатки находятся в лежащем положении.

К концу интервала в пачке массивных известняков увеличивается количество сфинктозоа.

Пересечение массива в 20-25 м западнее его восточного края показало, что в его основании брекчиевидные известняки полностью отсутствуют. Здесь видна 5-метровая пачка светлосерых массивных известняков с редкими раковинами брахиопод. Выше располагается слой пелитоморфного мелкокриноидного известняка мощностью 12 м с редкими водорослями и табулятоморфами. К концу интервала в них появляются сфинктозоа. В интервале 12-14 м четко выражена биослоистость, образованная чередованием слоев (20-30 см мощностью) с мелкими криноидеями и слоев (до 60 см) с обилием сфинктозоа и табулятоморф среди водорослей и редких криноидей (см.рис. 5В).

Еще выше располагается пачка мощностью ~ 25 м массивных криноидных известняков, среди которых на нескольких уровнях хорошо выражена биослоистость за счет прерывистых маломощных слоев с преобладающими водорослями (интервал ~32-33 м, очевидно, биостром), со сфинктозоа (интервал 35-37 м, 26-29 м, - биогермы). Венчает разрез пачка мощностью 13-14 м, приуроченная к наиболее высокой северной части карьера, массивных и биополосчатых известняков, большей частью каркасной структуры. Здесь преобладают сфинктозоа и инозоа, часто очень крупные (до 30-40 см длиной), редкие, но очень крупные табулятоморфы. Присутствуют водоросли, мшанки и криноидеи - в явно подчиненном количестве. Для сфинктозоа характерны толстостенные крепкие сифонатные формы, образующие часто 2-х и 3-х ветвистые колонии. Довольно часты и стелющиеся формы. На участках (интервал 48-50 м, биостром), где каркасостроителями были крупные табулятоморфы (25 см высотой), совместно с ними присутствовали трубчатые известковые водоросли, инозоа, реже сфинктозоа (рис.8). Криноидеи в этой постройке отсутствуют. Непосредственно выше с неровным



Рис. 8. Каркасный известняк с инозоа и сфинктозоа из ядра Находкинского рифа. Ув.х 2.

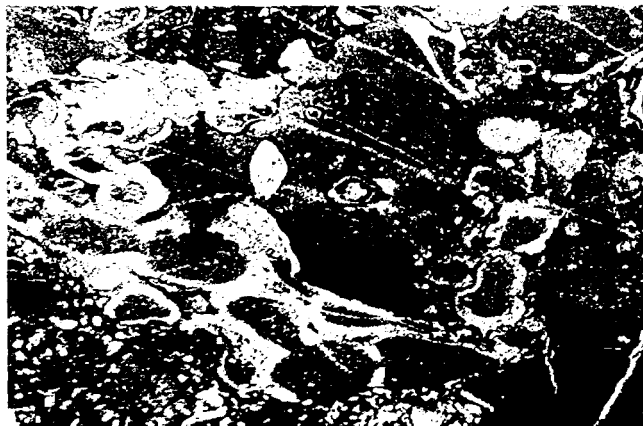


Рис. 9 Известняк со сфинктозоа из зарифовой части Находкинского рифа. Ув.х 10.

волнистым контактом (небольшой размыв) залегает слой мощностью 0,25-0,4 см криноидных, брекчиевидных известняков, над которыми располагается биогерм высотой 1 м, монолофоидной формы, протяженностью 2,5 м. Эта пачка, несомненно, соответствует фации ядра рифа.

Наблюдения по латерали показали, что в Находкинском массиве изменения в известняках, особенно в его нижней и средней части, практически незначительны. Они касаются лишь количественного содержания терригенного материала в известняках. Так, выделяются разности более чистых известняков в центральных частях массива и обогащенных терригенным грубозернистым материалом - в восточной части массива. В верхней части массива довольно четко выделяются две фации: фация каркасных известняков, слагающих серию сближенных биогермов, представляющих собой, скорее всего, фацию ядра рифа. Вторая фация - примыкающая с запада непосредственно к первой - это фация тонких пелитоморфных известняков - зарифовая фация. Фация обломочных известняков, предрифовая, в верхней части массива не наблюдалась, но это не свидетельствует о ее полном отсутствии. Скорее всего, она была уничтожена при последующих вертикальных движениях, о чем свидетельствует наличие брекчиевидных детритусовых известняков вблизи основания массива у его восточного края (см выше).

Латеральные изменения, касающиеся биоты, в пределах массива сводятся к следующему: в его нижней и средней частях концентрация каркасостроителей: криноидей, водорослей, инозоа, сфинктозоа, табулятоморф, мшанок - приурочена к биогермам и биостромам. В межбиогермных и межбиостромных пространствах перечисленные представители биоты встречаются в виде редких разрозненных экземпляров ограниченного система-

тического состава. Здесь более часты брахиоподы и пелелиподы, встречаются мелкие фораминиферы. Для биоты верхней части массива отмечены некоторые экологические изменения. В биогермах у восточного края каркасостроителями являются сфинктозоа и криноидеи, в отличие от этих же представителей в западной части массива (в 10-15 м), они имеют более утолщенные крепкие скелеты, что объясняется, очевидно, их близостью к зоне волноприбоя. Западнее, в этой же фации ядра рифа наблюдается максимальное разнообразие систематического состава сфинктозоа (основных каркасостроителей). Для них характерны [4] колониальные формы как крупных ветвистых колоний сифонатного и асифонатного типа (*Amblyisiphonella*, *Rhabdactinia*, *Colospongia*, *Intrasporeocoeilia* и др.), так и стелющиеся цистоидные и чешуйчатые формы (*Cystothalamia*, *Celyphia* и др.). Ближе к западному краю ядра наблюдается несколько повышенная углефицированность скелета сфинктозоа (у *Rhabdactinia* и некоторых *Amblyisiphonella*), как и повышенное содержание углерода в известняках. И наконец, в зарифовой фации среди темно-серых до черных пелитоморфных известняков практически отсутствуют криноидеи, табулятоморфы и другие представители каркасостроителей, исключая сфинктозоа и водоросли. Однако сфинктозоа здесь, хотя и не отличаются по систематическому составу от представителей из фации ядра, резко отличаются своими небольшими размерами, тонкими изящными скелетами, обилием юных форм, преобладанием стелющихся и асифонатных представителей (*Celyphia*, *Cystothalamia*, *Folicatena* и др.). Скорее всего, активному росту и укреплению скелета сфинктозоа здесь препятствовали некоторая застойная обстановка, недостаток кислорода и привнос тонкого пелитового материала. Юные формы не успевали вырасти (см. рис. 9).

Вышеприведенное описание Находкинского карбонатного массива позволяет считать его сложной органогенной постройкой [16], существовавшей на протяжении джультинского и раннедорашамского времени и завершившейся образованием рифа.

РАЗВИТИЕ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

Биота во всех позднепермских органогенных сооружениях исключительно разнообразна и многочисленна. Каркасостроителями в них являются криноидеи, сфинктозоа, водоросли, губки, мшанки, кораллы и гидроидные, встречающиеся порознь или совместно. Среди сопутствующих организмов часты брахиоподы, двустворки, фораминиферы, значительно реже встречаются аммоноидеи, конодонты и др.

Анализ органогенных сообществ выявил изменения в их составе в связи с эволюционным развитием представителей различных групп организмов и изменениями в развитии органогенных построек на протяжении позднепермского времени. В указанном интервале намечены три этапа образования органогенных карбонатных тел. Им предшествовал этап образования банок, отвечающий лонам *Monodioxodina sutschanica* туpe *Neomisellina dutkevitschi* и *Parafusulina stricta* (по фузулинидам), *Neocrimites kropatchevae* (по аммоноидеям) и слоям с *Ogbinopora perforata* (по мшанкам) (рис. 10). Банки г. Сенькина Шапка, у с. Екатериновка, мыса Среднего, различных размеров, были населены фораминиферами, брахиоподами, мшанками и единичными кораллами. Фораминиферы этого этапа насчитывали более 70 видов фузулинид, среди которых, по данным А.П. Никитиной [14], преобладали очень крупные (до 2 см) удлиненные бентосные формы с укрепленным скелетом. Мшанки первого уровня обильны и очень разнообразны по систематическому составу и форме колоний. Всего из этих слоев известно свыше 80 видов 50 родов [3,9]. Многочисленны крупные многослойные обрастающие и массивные колонии цистопорид, трепостомид и криптостомид. Наряду с ними присутствуют ветвистые колонии из названных отрядов и сетчатые фенестриды. Мшанки обрастали водоросли, брахиопод, криноидеи и свои же колонии мшанок.

Первому этапу развития органогенных построек соответствует уровень лоны *Neomisellina lepida* (фузулиниды) и слоев с *Girtypora regula* (мшанки). Очевидно, в это время заложились органогенные сооружения гор Брат и Сестра и продолжали наращиваться банки горы Сенькина Шапка, в которых, по-прежнему, преобладали фузулиниды, сопутствовали им брахиоподы, мшанки, криноидеи и единичные кораллы. Фузулиниды здесь были исключительно многочисленными, особенно на горе Сенькина Шапка, где они представлены более чем 200 видами свыше 40 родов. На горах Брат и Сестра состав их несколько обеднен и захоронены они гнездообразно.

Мшанки в банках этого уровня по составу тоже беднее, чем в предыдущем, представлены они более мелкими колониями и меньшим числом экземпляров.

В это же время, кроме банок, появляются одиночные биогермы и биостромы. Каркасостроителями в них были, в основном, водоросли, меньше - мшанки и кораллы.

Для второго этапа (начало джультинского яруса, уровень нижней части слоев с *Kamurana - Glomotrocholina*) характерно развитие биогермов и

Международная шкала		Региональная стратиграфическая шкала Тетиса		Региональная стратиграфическая шкала Ю.Приморья		УРОВНИ	Типы органогенных построек и сообщества фауны	Местонахождения разрезов						
СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЭРУС	ЗОНА	ГОРИЗОНТ	ЛОЖА, СЛОИ			Сенькина шапка	Екатериновский массив	гора Брат	гора Сестра	город Находка	мыс Полова-бухта Неизвестная	
ПЕРМСКАЯ	ВЕРХНИЙ	ДОРАШАМСКИЙ	<i>Palaeofusulina sinensis</i>	ЛЮДЯЗНСКИЙ	<i>Colaniella parva</i>	III	Редкие линзы	?						
			<i>Paradunbarula</i>		<i>Kamurana - Glomotrocholina</i>		Рифы, биогермные массивы. Рифостроители: сфинктоза, мшанки, водоросли. Рифолюбы: брахиоподы, гастроподы, реже - фораминиферы.							
		ДУЖЬЛИНСКИЙ	<i>Codonofusiella kwangsiana - Pseudodunbarula arpaensis</i>		ЧАНДАЛАЗСКИЙ	<i>Neomisellina lepida - Lepidolina kumaensis</i>	II	Биогермные и биостромные массивы Рифостроители: криноидеи, мшанки, реже - сфинктоза, кораллы. Рифолюбы: брахиоподы, гастроподы, реже - фораминиферы.						
			<i>Lepidolina kumaensis</i>					<i>Parafusulina stricta</i>	Одиночные биогермы и биостромы. Каркасостроители: водоросли, мшанки, кораллы. Рифолюбы: брахиоподы, гастроподы.					
		МИДИЙСКИЙ	<i>Lepidolina multiseptata - Yabeina globosa</i>			I	Банки фузулинид							

Рис. 10. Стадии развития позднепермских органогенных построек Южного Приморья.

биостромов, часто объединенных в биогермные массивы, и лишь в самом начале встречаются банки. Каркасостроителями были криноидеи, меньше - мшанки, водоросли, кораллы, сфинктозоа, среди сопутствующих организмов этого уровня можно назвать аммоноидеи, брахиоподы, пелелиподы, гастроподы, фораминиферы. Это время заложения и начального роста Находкинского рифа (сначала банка, затем биогермы) и продолжающегося роста карбонатных сооружений гор Сестры и Брата, Екатериновского массива, горы Волчанец, а также банки горы Сенькина Шапка.

Фузулиниды в это время наиболее развиты в банках горы Сенькина Шапка, где их насчитывается 33 вида 19-ти родов. Среди них наиболее характерны представители родов *Neomisellina*, *Lepidolina*. В других местах количество их резко уменьшается (известны лишь один обломок лепидолины и по одному экземпляру кодонофузиелл и чений), изредка встречаются "мелкие" фораминиферы: лазинодискусы, лазиотрокусы, нодозарии, тетраксисы, абадехеллы (Никитина, в статье [3]). На горе Сестра известны фузулиниды десяти видов восьми родов, среди которых преобладают представители *Rauserella*, *Codonofusiella* и др.

Мшанки второго уровня [9] приурочены к нижней части людянзинского горизонта, где их насчитывается 40 видов 28 родов, из которых 14 видов общие с комплексом первого уровня. Новым элементом среди мшанковой фауны является род *Arcticopora*. Остальные роды были широко распространены в позднем палеозое. Наиболее многочисленны и разнообразны роды *Fistulipora*, *Steblasscopora*, *Rectifenestrella*, *Alternifenestrella*. В Находкинском массиве много фенестрид, которые на отдельных участках были, по-видимому, каркасостроителями. Среди них, по сравнению с мшанками предыдущего уровня, появляются новые в морфологическом плане виды. Они встречаются и в самых высоких слоях людянзинского горизонта (в слоях с *Colaniella parva*). Среди мшанок второго уровня присутствуют виды, известные из джюльфинских и дорашамских отложений Закавказья и Южного Китая.

На втором этапе рифообразования появляются такие каркасостроители, как сфинктозоа (Г.В. Беляева в [2,4,25,26]), приуроченные к биогермам нижней части Находкинского массива и к сложной органогенной постройке г. Сестра. Известны они в Екатериновском массиве (гора Золотая). Комплекс сфинктозоа этого уровня представлен 25 видами 14 родов, в т.ч.: *Henricellum* sp.1, *Celyphia permica* Belyaeva, *Apocoelia orientalis* Bel., *Colospongia benjamini* (Cirty), *C. globosa* Bel., *C. composita* Bel., *Amblysiphonella asiatica* Yu, *A. yuni* Zhang, *A. vesiculosa* (Kon.),

Intrasporeocoelia orientalis Bel., *Rhabdactinia columnaria* Yabe et Sug., *Lichuanospongia primorica* Bel. и др. Наиболее многочисленны в этом комплексе представители родов *Colospongia*, *Intrasporeocoelia* и, особенно, *Amblysiphonella*. Только в нем отмечены *?Thaumastocoelia* sp., *Colospongia composita* Bel., *Intrasporeocoelia orientalis* Bel., *Rhabdactinia columnaria* Yabe et Sug. и *Lichuanospongia primorica* Bel.

Третий этап развития органогенных сооружений приурочен к верхней части людянзинского горизонта.

Этому этапу соответствуют постройки типа биогермных массивов и рифов. Это рифовые фации Находкинского массива, скалы Верблюды, и, очевидно, верхняя часть органогенных построек горы Брат и массива горы Золотой. Основными каркасостроителями здесь были сфинктозоа и криноидеи, в меньшей степени - губки, гидроидные, мшанки, водоросли, единичные кораллы. Вместе с ними обитали брахиоподы, двустворки, реже аммоноидеи и совсем редко - конодонты и фораминиферы.

Мшанки этого уровня практически не отличаются по составу от мшанок предыдущего уровня. Исключительно многочисленны здесь сфинктозоа, представленные 26 видами 15 родов, в т.ч. *Henricellum* sp.2, *Solassia arta* Bel., *Follicatena callosa* Bel., *Colospongia nachodkiensis* Bel., *Amblysiphonella eleganta* Bel., *A. cf. regularis* Zhang, *A. obliquasepta* Zhang, *Polysiphonospongia insolita* Bel., *Intrasporeocoelia robusta* Bel., *Rhabdactinia cf. columnaria* Yabe et Sug., *Cystothalamia crassa* Bel., *C. aff. nodulifera* Girty, *?Cystauletes primoriensis* Bel., *Squamaella lichatchevi* Bel., *Preverticillites columnella* Parona и др. В этом комплексе преобладают многоветвистые *Polysiphonospongia*, *Preverticillites* и гломератные формы *Cystothalamia*, *Cystauletes*, *Squamaella*. Представители родов *Colospongia* и *Amblysiphonella*, многочисленные в предыдущем комплексе, хотя и разнообразны по составу, но встречаются намного реже. Только на этом уровне отмечены *Henricellum* sp.2, *Amblysiphonella cf. regularis* Zhang, *Polysiphonospongia insolita* Bel., *Intrasporeocoelia robusta* Bel., *Squamaella lichatchevi* Bel. Родовой состав сфинктозоа в ядре и в зарифовой части Находкинского рифа одинаков, но некоторые отличия есть на видовом уровне. Формы из ядра рифа более крупные и имеют более массивный мощный скелет. В зарифовой части, где была более спокойная и застойная обстановка, наблюдаются преимущественно тонкостенные особи.

Следует отметить довольно большую близость состава сфинктозоа из позднепермских органогенных сооружений Приморья и Южного Китая, где они также являются основными каркасостроителями. Для них общими являются 12 родов и 16 видов.

К третьему уровню приурочены гониатиты *Stachaeoceras orientale* Yu. Zakharov, *Pseudotoceras* sp., *Eumedlicottia nikitinae* Yu. Zakh., *Neogeoceras thaumastum* Yu. Zakh., цератиты *Xenodiscus subcarbonarius* Yu. Zakh. *Permonautilus* sp. и др. [3]. В рифовой части Находкинско-го массива известны конодонты, близкие, по мнению Г. Коцура, к *Gondolella orientalis*, а в Екатеринбургском массиве, на горе Золотой - конодонты *Gondolella ex gr. subcarinata* (Sweet) [10].

Выше третьего уровня органогенные постройки не встречены. Здесь известны лишь единичные линзы известняков.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

История геологического развития Приморья в перми вообще и в поздней перми, в частности, рассматривалась многими исследователями [5, 11, 19, 21, 22 и др.]. Это позволяет более детально остановиться только на чандалазском и людянзинском времени, к которым было приурочено основное карбонатное накопление в палеобассейне.

Предшествующее чандалазскому владивостокское время (мургабский век) ознаменовалось активной вулканической деятельностью во многих местах, особенно в западной части Приморья, где накопились вулканические толщи мощностью от 800 до 2200 м (см. рис. 2, А, табл. 1). В это время сформировались ядра будущих чандалазских вулканических структур. Свободными от аккумуляции были районы, расположенные восточнее меридиана долины р. Артемовки. Возможно, здесь имела место слабая вулканическая деятельность.

Раннечандалазское время характеризовалось продолжением вулканизма на западе. В это время на востоке активизировались две пары субпараллельных разломов. Одна из них была ориентирована на северо-восток, другая - субмеридионально (см. рис. 2, В). На юге активизировались субширотные разломы, которые существовали здесь еще в ранней перми [21, 22]. В результате сформировалась система грабенов и горстов.

Для областей накопления были характерны две фациальные зоны: 1) подвижного и сильно подвижного мелководья и 2) слабо подвижного мелководья. В первой накапливались галечники, гравийники, разнозернистые пески и, в меньшей мере, алевролиты. Местами формировались прослойки туфов и туффитов, а в некоторых случаях и лав. Однако преобладание туфов промежуточных и удаленных фаций вулканизма свидетельствует о том, что центры извержения находились главным образом на горстах.

В зонах слабо подвижного мелководья накапливались алевролиты и глины с примесью синхронных

и синхронно переотложенных пирокластических частиц из удаленных фаций вулканизма. В тех местах, где приток терригенного материала был затруднен, формировались витротуфы и туффиты, спонголиты с тонкой горизонтальной слоистостью.

Характер контактов рифогенных известняков с вмещающими, подстилающими и перекрывающими отложениями свидетельствует о том, что рифостроящие организмы селились на песчано-гравийных грунтах в местах перехода к слабо подвижному мелководью, где известняки контактируют с алевроито-глинистыми породами. Благоприятная обстановка создавалась на склонах вулканов. Описываемые рифы напоминают барьерные рифы, их удаленность от берега составляла до 3-5 км.

Наличие неокатанных обломков и глыб гранитоидов и габроидов среди известняков указывает на то, что наряду с барьерными рифами существовали и окаймляющие. Судя по форме некоторых рифовых массивов (квазиконическая и призматическая) и типам контактов массивов, можно говорить о том, что темп прогибания постепенно усиливался.

Иной была обстановка в областях интенсивного вулканизма. Известняки в этих местах, как указывалось, сосредоточены во втором элементе макроритма - терригенном или вулканогенно-терригенном. Формирование осадков происходило преимущественно в зоне подвижного - сильно подвижного мелководья, где накапливались галечники, гравийники, разнозернистые пески и, в меньшей мере, алевролиты. Везде отмечается примесь пирокластических частиц вплоть до образования туффитов. Вулканы менее характерны, хотя их наличие почти обязательно. Многие породы, особенно песчаники, известковистые.

Терригенные пачки (второй элемент макроритма) окаймляли отдельные вулканические постройки и их группы. В период затухания вулканической деятельности они формировались над погружающимися вулканическими постройками. В том и другом случаях в Западном Приморье обстановка была благоприятной для образования тел известняков изометричной формы, напоминающих атоллы [7], коротких линз, огибающих вулканы и их группы. В целом это была система вулканических построек, огибающих с запада Ханкайский массив и проникающих в зону его взаимодействия с Сергеевским массивом (п-ов Муравьева-Амурского, р. Артемовка).

Таким образом, тела органогенных известняков чандалазского времени всюду обозначают места резкого перегиба в рельефе морского дна. В одном случае перегиб связан с зонами разломов, разделяющими блоки с различными скоростями

погружения, в другом - с верхними частями подводных склонов и вершин действующих или временно потухших вулканов, которые, в свою очередь, тоже были приурочены к зонам глубинных разломов, залеченных впоследствии позднепермскими интрузиями. Преобладающими были северо-восточные и субмеридиональные направления разломов (см.рис.2). Области сноса тяготели к ядрам докембрийских структур - куполов, к которым можно отнести Ханкайский массив и его северное продолжение, Сергеевский массив и его западное продолжение. На подводных склонах узких линейных горстов (см.рис. 2, В) и на склонах некоторых вулканических структур зарождались мутьевые потоки, в которые вовлекались и тела органогенных известняков [22 и др.].

Позднечандалазское время ознаменовалось сменой ингрессии на трансгрессию, расширением зон слабо подвижного мелководья, сокращением площадей подвижного и особенно сильно подвижного мелководья, а также областей сноса. Большая часть горстовых структур зон перехода была опущена под уровень моря. Сильно снизилась вулканическая активность вплоть до ее полного прекращения. Некоторые действующие вулканы сохранились на западе, где и в позднебарабашское время в условиях подвижного мелководья продолжалось формирование известняков, но их тела по всем параметрам не достигали раннебарабашских. Характерно, что и в этом случае их образование связано с затуханием вулканической активности.

Чандалазское время завершилось кратковременной частичной регрессией моря. Осушению подверглась часть зоны подвижного мелководья на северо-востоке, в результате чего начали размываться чандалазские рифовые массивы. Обломки известняков встречаются в базальных слоях людянзинского горизонта в бассейнах рек Партизанской, Артемовки и в других местах [18].

На конец чандалазского времени приходится внедрение позднепермских интрузий, которые особенно распространены в пределах пермских вулканических структур [13]. Здесь произошла инверсия бывших отрицательных структур. Вместе с тем, в центральных частях чандалазских грабенов и грабен-прогибов накопление осадков продолжалось, хотя и начал формироваться новый ритм.

Исходя из совокупности данных, можно говорить о том, что движения положительного знака были свойственны территориям чандалазских вулканических структур и горстов. Инверсии не имели здесь места или были очень слабыми в прогибах и грабенах и частичными в зонах перехода от положительных к отрицательным структурам.

Эти события являются основной причиной частичной регрессии моря и прекращения рифообразования в некоторых местах.

Кратковременная частичная регрессия в предлюдянзинское время сменилось ингрессией моря в те части отрицательных структур, которые не были инверсированы до этого. Сохранился плановый структурный рисунок, унаследованный от чандалазского времени. Изменения коснулись в основном соотношения территорий областей размыва и накопления. Площади первых возросли за счет сокращения площадей последних.

В раннелюдянзинское время в зоне слабо подвижного мелководья, которая занимала большую часть отрицательных структур, накапливались преимущественно среднезернистые пески, часто слюдястые (левые притоки р. Партизанской). В бассейне р. Артемовки соотношение между песчаными и алеврито-глинистыми отложениями было примерно одинаковым. В районе п-ова Трудного песчаные отложения почти не накапливались, а преобладали алевриты и глины. Не случайно на этом участке регрессия моря почти не ощутима. Здесь, в зоне очень слабого подвижного мелководья формировался Находкинский массив, как было сказано выше, он подстилается, перекрывается и вмещается алеврито-глинистыми породами.

По какой причине рифостроящие организмы облюбовали этот участок дна, сказать что-либо определенное нельзя. Учитывая тот факт, что на простирании находится еще несколько мелких тел, можно предположить, что на дне пролива все же существовал какой-то геоморфологический объект, который был благоприятным для заселения. Часть тел известняков людянзинского горизонта формировалась в зоне подвижного мелководья, о чем свидетельствует наличие глыб известняков и гравелитов этого горизонта среди триасовых отложений. Пелитоморфные известняки и известковистые песчаники известны и в местах, где распространены породы нижней части людянзинского горизонта. Во всех случаях они сосредоточены в местах смены песчаных и песчано-алевритовых пород алевритовыми и алеврито-глинистыми. Без перерыва продолжалось формирование массивов гор Сестра, Брат, Екатериновской гряды и Находкинского карьера.

В раннелюдянзинское время существовали, по-видимому, две фациальные зоны: подвижного и слабо подвижного мелководья. Первая была широко развита в бассейнах современных рек Партизанской и Малиновской. Слабо подвижное мелководье с участками подвижного мелководья преобладало в бассейнах рек Артемовка и Каменушка. Не исключено, что оно существовало на западе

Приморского края и на территории Северо-Восточного Китая.

Позднелюдянзинское время характеризуется накоплением преимущественно алевроито-глинистых осадков в зоне слабо подвижного мелководья. Существуют данные о том, что в породах людянзинского времени отмечается пирокластический материал. Это позволяет утверждать, что в течение всей поздней перми вулканизм полностью не прекращался, хотя по интенсивности сильно уступал чандалазскому (барабашскому).

В конце перми - начале триаса обстановка напоминала таковую на рубеже чандалазского-людянзинского времени. Началась частичная регрессия моря, но без инверсии знаков движения, по крайней мере, в осевых зонах впадин.

Анализ наблюдаемых тел органогенных известняков показал, что на протяжении позднепермского времени развитие органогенных сооружений происходило в 3 этапа (см. рис. 10).

Рифообразованию предшествовало, как правило, существование банок, выше которых образовывались вначале разрозненные сооружения типа биогермов и биостромов, со временем - более частые и сближенные до биогермных массивов, которые в дальнейшем приобретали признаки рифов: появлялись типично рифовые фации (предрифового волноприбоя, ядра и зарифовой лагуны). Органогенные карбонатные массивы Южного Приморья отражают различные стадии рифообразования. Так, например, массив горы Сенькина Шапка - это, в основном, начальная стадия его развития - банки, а в верхней части массива - единичные биогермы и биостромы. Находкинский массив - стадия биогермов в нижней части, и стадия начального рифа - в верхней. Массив у с. Екатериновка (гора Вербпод) - это стадии банок и биогермов. Массив горы Сестры - банки, биогермы единичные и сближенные, риф (1-3 этапы). Массив горы Племянник - банки, единичные биогермы и биостромы (кораллово-водорослевые). Массив горы Брат - банки и биогермы (водорослево-сфинктозевые), в верхней части - возможно сближенные биогермы и начало рифовых фаций (2 и 3 этап) и т.д.

Отсутствие в некоторых наблюдаемых органогенных постройках более поздних стадий рифообразования может быть объяснено либо тем, что рост сооружения по каким-то причинам приостановился на одной из ранних стадий, либо потому, что известняки более поздних стадий рифообразования не сохранились.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляева Г.В. Некоторые позднепермские сфинктозоа юга Приморья // Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 49-53.
2. Беляева Г.В., Никитина А.П. Сфинктозоа Дальнего Востока // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 3. С. 711-713.
3. Беляева Г.В., Захаров Ю.Д., Киселева А.В., Никитина А.П. Позднепермские рифогенные сообщества юга Приморья // Современные и древние рифовые системы: Тез. докл. VI Симпоз. по ископаемым кишечнополостным и рифам. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 11-13.
4. Бойко Э.В., Беляева Г.В., Журавлева И.Т. Сфинктозоа фанерозоя территории СССР. М., 1991. 224 с.
5. Геология СССР. Приморский край. Пермь. М.: Недра. 1969. Т. 32. Ч. 1. С. 120-224.
6. Евланов Ю.Б. О роли вулканизма в формировании палеозойских геосинклинальных толщ Туманган-Суйфунской складчатой области // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971. С. 5-18.
7. Елисева В.К. Новые данные о стратиграфии и палеогеографии морских пермских отложений Южного Приморья // Сов. геология. 1962. № 10. С. 28-38.
8. Киреева Е.А. Основные особенности органогенных известняков эвгеосинклинальных отложений Южного Сихотэ-Алиня // Вулканогенно-осадочные образования юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 18-34.
9. Киселева А.В. Позднепермские мшанки Южного Приморья. М.: Наука, 1982. 128 с..
10. Котляр Г.В., Вукс Г.П., Кропачева Г.С. Кушнарь Л.В. Находкинский риф и место людянзинского горизонта Южного Приморья в ярусной шкале пермских отложений Тетической области // Проблемы биостратиграфии перми и триаса востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 54-63.
11. Лихт Ф.Р. Палеогеоморфологические реконструкции в складчатых областях (на примере Сихотэ-Алиня). М.: Наука, 1975. 136 с.
12. Маслов В.П. О способах захоронения биогермов на примере артинских образований р. Сылвы. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 5. С. 45-60.
13. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края: Препринт. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. Ч. 1: Стратиграфия. 66 с. Ч. 3: Основные черты тектоники и истории развития. 59 с.
14. Никитина А.П. Биостратиграфия верхнего палеозоя Приморья по фузулинидам // Вопросы биостратиграфии Советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 5-18.
15. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с.
16. Современные и ископаемые рифы. Термины и определения. Справочник. М.: Недра, 1990. 184 с.
17. Соснина М.И. Известняки чандалазской свиты верхней перми горы Сенькина Шапка // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 35. С. 51-57.

18. Тащи С.М. Строение пермских отложений Южного Приморья. Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 241-249.
19. Тащи С.М. История развития рельефа Южного Приморья (девон-ранний триас) // Рельеф и рыхлые отложения Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 27-40.
20. Тащи С.М. Позднепермские рифовые постройки Южного Приморья // Вулканогенно-осадочные образования юга Дальнего Востока. Владивосток.: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 45-53.
21. Тащи С.М. Пермские геолого-геоморфологические вулканогенные системы Приморья // Морфоструктура и палеогеография Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 16-30.
22. Тащи С.М. Геологическое развитие Сихотэ-Алиня в перми // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М., 1989. С. 145-162.
23. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
24. Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: АН СССР, 1958. 170 с.
25. Belyaeva G.V. Sphinctozoans of Primorye. IGCP Project 272 Meeting. "Late Paleozoic and Early Mesozoic circum-Pacific Bio Geological Events". Lausanne, Switzerland, 1992. P. 34-35.
26. Belyaeva G. V., Nikitina A.P. Stages of organic Buildups development in Late Permian of the South Primorye. IGCP Project 272 Meeting. "Late Paleozoic and Early Mesozoic circum-Pacific Bio Geological Events" Lausanne, Switzerland. 1992. P. 32-33.

Поступила в редакцию 11 марта 1996г.

G.V. Belyaeva, S.M. Tashchi

Late Permian organogenic buildups in Primorye

All of data known at the present time on the Late Permian organic carbonaceous buildups of Primorye are given in this paper. Analysis of their geological and geomorphological restriction is presented; the buildup morphotypes and facies and the character of their contacts with the enclosing rocks are described. The characteristic of carcass builders and reef-lovers is given. Several stages of the organic buildup development have been revealed: 1) isolated bioherms and biostromes, 2) bioherm massifs, and 3) reefs that were preceded as a rule by the appearance of fusulinid or bryozoan - fusulinid banks. The attempt is made to reconstruct the geological environment of the Late Permian organic buildup formation in Primorye.

ГЕОФИЗИКА

ФАКТОРНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИАМУРЬЯ

С.В. Горкуша

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Проведено районирование сейсмичности Восточного Приамурья. Определено положение потенциально сейсмоопасных зон.

Расширяя рамки применения математических методов при анализе сейсмичности Приамурья, в дополнение к корреляционному и кластерному анализам, проведенным автором ранее [2,3,5], в работе предлагается нетрадиционное использование факторного анализа при отображении факторов в виде изолиний и проведении районирования сейсмичности. Для Баджалского участка (рис. 1-3) в результате применения факторного анализа к исходным данным, оцифрованным с шагом 10 км, получена матрица (табл. 1) сортированных факторных нагрузок.

Факторные нагрузки [1] имеют смысл коэффициента корреляции между переменной и конкретным фактором. Чем больше значение нагрузки, тем сильнее влияние на данную переменную рассматриваемого фактора. Из таблицы 1 первый фактор- "рельефогравитационный", второй- "магнитный", третий- "инверсный", поскольку соответствующие переменные

Таблица

	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
Оср	-0.964	0.0	0.0
Б	-0.959	0.0	0.0
Р	0.927	0.0	0.0
Фунд	-0.816	0.0	-0.267
N-Q	0.801	0.0	0.0
Мох	0.728	0.0	0.387
ГР	0.663	0.0	0.0
Ост	0.590	0.0	0.0
Раз	0.571	-0.483	0.0
ГБ	0.518	0.312	0.0
М	0.0	0.703	0.0
Инв	0.0	0.0	0.837

где: Оср-осредненное поле Δg Буге, Б-аномалии Δg Буге, Р-рельеф, [5] по данным МОВЗ [3]; (Фунд-граница фундамента, Мох-граница Мохо, Раз-разломы, Инв-инверсные границы), N-Q-неоген-четвертичные движения [7], М-магнитные аномалии, ГР-модуль градиента рельефа, ГБ-модуль градиента Δg Буге, Ост-остаточное поле Δg Буге, [5].

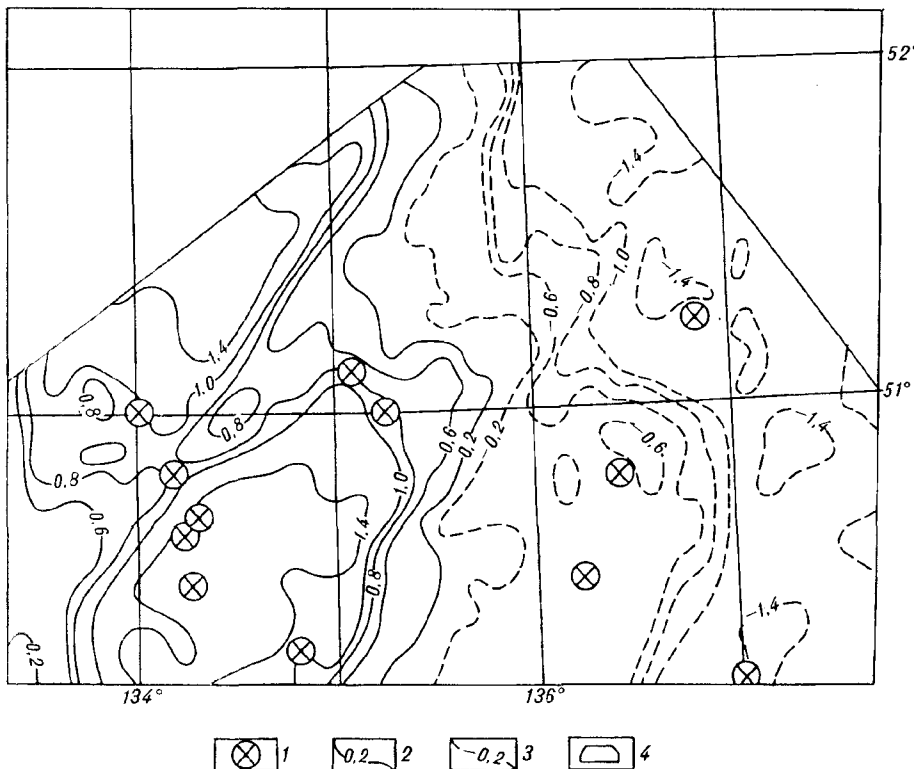


Рис. 1 Изолинии значений фактора 1.

1-землетрясения с К.10, уровни изолиний: 2-положительные, 3-отрицательные.

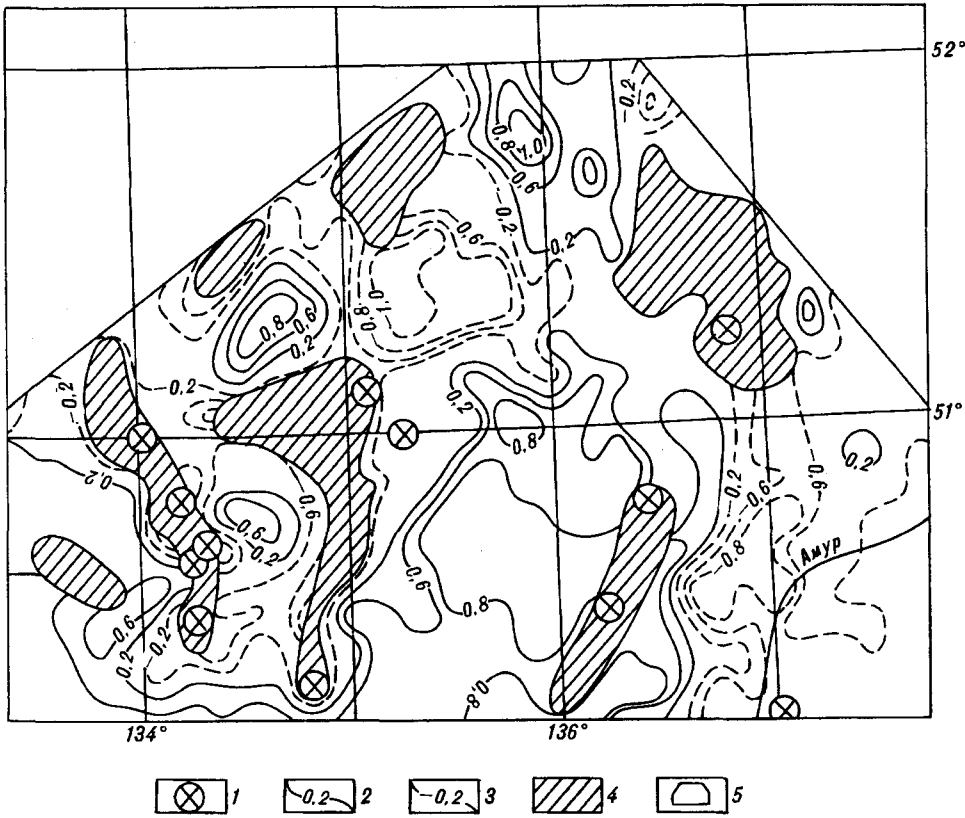


Рис.2 Изолинии значений фактора 2.

1-землетрясения с К.10, уровни изолиний: 2-положительные, 3-отрицательные, 4-потенциально сейсмоопасные зоны (характерные области пересечения 1, 2, 3 факторов), 5-анализируемая площадь

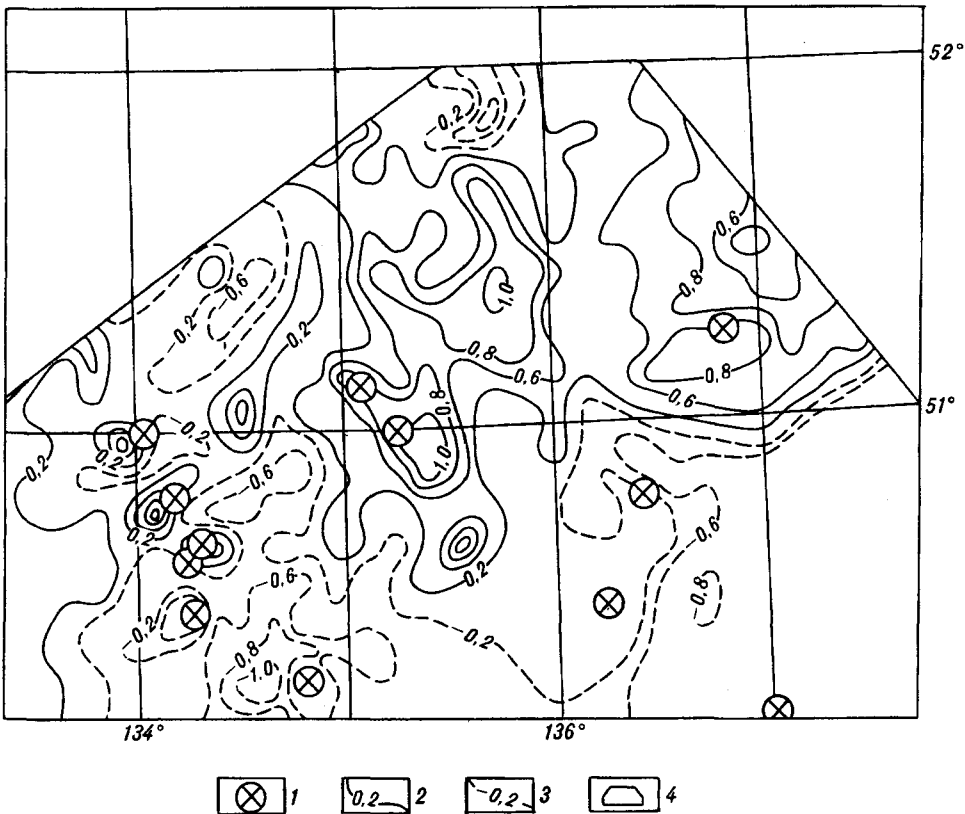


Рис.3 Изолинии значений фактора 3.

1-землетрясения с К.10, уровни изолиний: 2-положительные, 3-отрицательные.

третий- "инверсный", поскольку соответствующие переменные имеют наибольшие факторные нагрузки. Снижение размерности признакового пространства с 12 до 3 позволило наглядно представить факторы в виде изолиний (рис.1-3) и сделать попытку использования результатов факторного анализа для районирования сейсмичности. Для этого проведено отображение значений факторов 1, 2, 3 Баджальского участка в виде изолиний (рис.1-3), сопоставление областей пересечения факторов с положениями эпицентров наиболее сильных землетрясений [6], поиск их характерных сочетаний. Анализ построенных схем факторов показывает, что область Баджальского участка делится первым фактором на два фланга - западный и восточный по 135° - 136° в.д., отделяя сильные землетрясения, попадающие в область положительных значений фактора 1 на западе, отрицательных на востоке. Отрицательные значения фактора 2 уверенно совпадают с положением эпицентров землетрясений, так же как и положительные значения изолиний третьего фактора. После изучения значений и знака изолиний, проходящих через эпицентральные области сильных землетрясений и поиска аналогичных сочетаний в пределах участка исследования, определились области, имеющие то же сочетание условий, т.е. по сути потенциально сейсмоопасные (рис.2). При этом характер сочетания факторов, возможно, и тип землетрясений, различен для восточного и западного флангов Баджальского участка. Сравнение выделенных областей со схемой сейсмоактивных зон и узлов восточного Приамурья [4] и картами вероятности возникновения землетрясений с $K=16 \div 18$ построенных по комплексу геолого-геофизических параметров с помощью программы распознавания образов ПОИСК [8], показывает наибольшее выражение потенциально сейсмоопасных областей западного фланга, совпадающих по положению как с зонами субмеридионального простираения, так и с узлом в месте их пересечения. Для восточного фланга выражение получила только одна субмеридиональная сейсмическая зона.

ВЫВОДЫ

В результате применения факторного анализа по данному набору геофизических признаков впервые показано отображение пересечения факторов на площади исследования Баджальского участка. Сделана попытка на основе факторного анализа провести районирование сейсмичности с выделением зон потенциально повышенной сейсмической активности. Намечились области с различным типом происшедших и возможных землетрясений с $M \geq 3.3$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белонин М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т. Факторный анализ в геологии. М.: Недра, 1982. 269с.
2. Бормотов В.А., Горкуша С.В. Геолого-геофизический анализ сейсмичности восточной части Бурейского массива// Тихоокеан. геология. 1991. N 4. С.108-117.
3. Бормотов В.А., Горкуша С.В. Сейсмическая модель литосферы Приамурья и связь сейсмичности с глубинным строением Комсомольско-Баджальского района по геофизическим данным// Количественная оценка сейсмической опасности на Дальнем Востоке. Тезисы докладов IX научной сессии Дальневосточной секции МС СССР. Южно-Сахалинск. 1991. С.10-12.
4. Горкуша С.В., Малышев Ю.Ф. Глубинное строение и сейсмичность сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов// Тихоокеан. геология. 1993. N 3. С.32-51.
5. Горкуша С.В., Рейнлиб Э.Л. Корреляция некоторых геофизических параметров и топографического рельефа Приамурья// Тихоокеан. геология. 1988. N 2. С.98-102.
6. Землетрясения в СССР в 1962-1988 гг. М.: Наука, 1964-1990.
7. Николаев В.В., Семенов Р.М., Оскорбин Л.С. и др. Сейсмотектоника и сейсмичное районирование Приамурья. Новосибирск: Наука, 1989. 128с.
8. Щукин Ю.К., Краснопевцева Г.В. и др.//Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. М., 1984. С.141-147.

Поступила в редакцию 11 марта 1996 г.

S. V. Gorkusha

Factor analysis as applied in zoning of Priamurie

Zoning of seismicity has been carried out in East Priamurie by using factor analysis. Location of the potential seismic zones has been determined.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

Т.В.Селиванова, Н.Г.Шкабарня

Дальневосточный государственный технический университет им. Куйбышева г. Владивосток

В статье представлены типовые геоэлектрические модели гидрогеологических провинций Приморского края. Сформированные модели дают формализованное обобщенное представление о водоносных структурно-вещественных комплексах с их электрическими параметрами и полученными кривыми зондирования. Преобладающими для края являются: двухслойная полого-слоистая модель с высокоомным подстилающим горизонтом, многослойные модели с субгоризонтальными границами раздела, модель с наклонной границей раздела и выклинивающимся пластом, модель с локальным протяженным включением. На основании сформированных геоэлектрических моделей для различных типов месторождений подземных вод Приморского края была составлена схема районирования по типам геоэлектрических моделей.

ВВЕДЕНИЕ

В общем комплексе поисковых работ на подземные воды, являющиеся единственно возможным источником водоснабжения промышленных центров и населенных пунктов Приморского края, широкое применение находят геофизические методы, в частности вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) и модификации метода вызванной поляризации (ВЭЗ-ВП). Электроразведочные работы проводятся установками Шлюмберже и Веннера с максимальной питающей линией до 700-1000 метров.

С целью эффективного применения этих методов целесообразно рассмотреть типовые геоэлектрические модели гидрогеологических провинций края. Формирование типовых моделей основано на структурно-тектоническом принципе с привлечением электрических свойств горных пород.

На территории Приморья выделены два гидрогеологических региона первого порядка: Приханкайский сложный артезианский бассейн и бассейн трещинных грунтовых вод складчатых систем Сихотэ-Алиня и отрогов Восточно-Манчжурского нагорья. Приханкайский бассейн орографически совпадает с Западно-Приморской равниной и в тектоническом отношении охватывает структуру Ханкайского массива и примыкающие к нему молодые депрессии других структурно-формационных зон [1].

Преобладающим типом вод являются напорные пластово-поровые и пластово-трещинные воды, заключенные между водонепроницаемыми породами чехла. Основным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки. Рассматриваемый бассейн имеет сложное строение, обусловленное различной глубиной залегания фундамента и частичным

выходом его на поверхность, что позволяет разделить его на бассейны второго порядка или гидрогеологические провинции [3].

В геологическом строении бассейна трещинных грунтовых вод участвуют палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, а по окраинам Ханкайского массива и докембрийские осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканические и интрузивные образования, сложно дислоцированные складчатостью, линейными разрывными нарушениями. Тектонические депрессии, выполненные кайнозойскими отложениями, имеют в пределах бассейна ограниченное распространение. По типам вод здесь также выделяют бассейны второго порядка. На их территории наибольшее распространение имеют грунтовые воды, приуроченные к зонам трещиноватости выветрелых пород различного возраста и состава. Присутствуют и трещинно-жильные воды, связанные с тектоническими нарушениями и зонами интрузивных контактов.

Практический интерес для Приморского края представляют следующие типы подземных вод. Воды рыхлой покровной формации, приуроченные к погребенным хорошо промытым ниже - и средне-четвертичным грубозернистым пескам, гравиям, галечникам. Мощность их выдержана и составляет 40-60 метров. В зависимости от гидрогеологических условий, месторождения подземных вод данного типа подразделяются на две группы. К первой относятся месторождения грунтовых вод, приуроченные к долинам современных рек [2]. В них аллювиальный горизонт прорезается руслом рек при отсутствии озерных отложений.

Ко второй группе относятся месторождения, где водоносный горизонт верхнечетвертичного и

современного аллювия отделен от древнего слабопроницаемыми озерными четвертичными глинистыми отложениями. Данные месторождения по условиям формирования подземных вод могут быть отнесены к артезианским.

К грунтовым водам относятся также воды трещинной зоны литифицированных докайнозойских образований, распространенные в провинциях бассейна трещинно-грунтовых вод. Из-за слабой водообильности и отсутствия напора эти воды не представляют большого интереса для решения задач крупного водоснабжения.

Грунтовые воды миоцен-плиоценовых базальтов, андезито-базальтов и их туфов обычно имеют безнапорный характер и только на участках, где они перекрыты мощной толщей глин, могут встречаться напорные воды [3]. Мощность покровов колеблется от нескольких до первых десятков метров. Покровы базальтов с поверхности обычно перекрыты маломощным (не более 6 м) эллипсидальным чехлом, представленным глинами и суглинками. Комплекс обводненных базальтов состоит из ряда горизонтов, приуроченных к трещинным зонам и изолированных друг от друга глинистыми корами выветривания.

Наибольшую перспективность для централизованного водоснабжения имеют артезианские воды кайнозойских наложенных депрессий. В пределах отдельных впадин прослеживается несколько водоносных горизонтов, питание которых происходит, как правило, за счет инфильтрации атмосферных осадков. Они приурочены, в основном, к гравийно-галечным отложениям мощностью до нескольких десятков метров и отделены друг от друга глинистыми породами, которые нельзя считать полностью водонепроницаемыми.

Артезианские воды, напорные условия которых образуются в зонах тектонической трещиноватости и в оползневых накоплениях по периферии базальтовых плато, характеризуются низкими эксплуатационными запасами и представляют интерес только для местного водоснабжения.

На основании проведенного анализа геолого-геофизического материала по 30 участкам, охватывающим все гидрогеологические провинции Приморского края, и модельных расчетов были сформированы основные типы геоэлектрических моделей (ГЭМ).

Под геоэлектрическими моделями будем понимать формализованное и обобщенное представление о структурно-вещественных комплексах с электрическими параметрами и полученными кривыми зондирования кажущегося сопротивления, кажущейся поляризуемости и комплексного параметра.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДЛЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Геоэлектрические модели для месторождений подземных вод рыхлой покровной формации

В зависимости от условий формирования подземных вод, рассматриваются два вида полого-слоистых моделей. Геоэлектрическая модель для месторождений грунтовых вод содержит четыре горизонта. Высокоомные второй и третий слои аппроксимируют обводненные и слабопроницаемые гравийно-галечные отложения. Удельные сопротивление и поляризуемость водоносного горизонта меняются в пределах от 50 до 100 Ом м и $\eta_k = 1-3\%$, а выпележащих отложений - от 200 до 400 Ом м и $\eta_k = 0.05-0.1\%$. Подстилающие обводненный горизонт глинистые породы представлены проводящим слоем повышенной поляризуемости ($\rho = 10-15$ Ом м, $\eta = 5-7$). Кривые зондирования рассматриваемой ГЭМ характеризуются протяженной левой ветвью и четко выраженным максимумом на конечных разносах.

Геоэлектрическая модель для месторождений артезианских подземных вод

Модель представлена водоносным горизонтом с удельным сопротивлением 80 Ом м и поляризуемостью 3-5%, перекрытым проводящими глинистыми отложениями высокой поляризуемости ($\rho = 10-20$ Ом м, $\eta = 5-7\%$). Верхняя часть разреза сложена переслаивающимися обводненными илистыми песчано-глинистыми отложениями ($\rho = 20-50$ Ом м, $\eta = 3-5\%$) мощностью до 2 метров.

Геоэлектрическая модель для месторождений грунтовых вод верхней трещинной зоны литифицированных докайнозойских образований.

Она представлена двухслойной моделью с пологими границами раздела и высокоомным подстилающим горизонтом. Данный тип модели является преобладающим для края и может быть применен для аппроксимации разрезов горной части Приморья, которые сложены крепкими скальными, в различной степени трещиноватыми породами, в основном, палеозойско-мезозойского возраста. Непроводящим горизонтом аппроксимируются обводненные трещиноватые породы (базальты, выветрелые песчаники), удельное сопротивление которых меняется от 100 до 300 Ом м. Эти отложения перекрыты маломощными (от 1 до 20 м) четвертичными отложениями с удельным сопротивлением от 10 до 25 Ом м.

В зависимости от геологических условий гидрогеологических провинций высокоомным подстилающим горизонтом могут быть представлены терригенные, эффузивные и интрузивные образования различного состава, нередко регионально

метаморфизованные. Так, в Пограничной провинции высокоомными являются древние нижнесилурийские кремнисто-терригенные породы и пермские терригенные или эффузивные образования, а также среднепалеозойские и позднепалеозойские гранитные батолиты. В Синклиной провинции осадочные породы, представленные ниже-меловыми песчано-алевролитовыми отложениями, при формировании ГЭМ аппроксимируются непроводящим горизонтом. Геоэлектрические разрезы Вулканогенной провинции характеризуются наличием высокоомного горизонта трещиноватых обводненных эффузивных образований. Высокоомный горизонт для моделей безнапорных трещинных вод Находкинской и Центрально-Сихотэ-Алинской провинций представлен протерозойскими регионально метаморфизованными образованиями амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Некоторые участки Приморского сложного артезианского бассейна также имеют трещинные воды. Наиболее крупным по занимаемой площади и водообильности является Спасский массив (Приханкайская провинция), где трещиноватые обводненные терригенно-карбонатные породы отмечаются в электрических полях повышенным сопротивлением. Кривые зондирования для данного типа ГЭМ, полученные при зондировании симметричной установки Шлюмберже, характеризуются высоким положительным градиентом конечной ветви ρ_k . Угол наклона правой ветви кривой к оси разносов составляет 40-45°.

Геоэлектрическая модель для месторождений трещинно-пластовых вод миоцен-плиоценовых базальтов

В зависимости от условий залегания трещиноватых базальтов было рассмотрено три полого-слоистые модели. Одна из них имеет проводящий (до 100 Ом.м) промежуточный горизонт повышенной поляризуемости (до 4%), которому соответствует ВГ трещиноватых базальтов, залегающих между высокоомными горизонтами плотных песчаников ($\rho=200$ Ом.м, $\eta=0.3\%$) и массивных базальтов ($\rho=500$ Ом.м, $\eta=0.1\%$).

Средне- и верхнечетвертичные аллювиальные отложения, как правило, характеризуются двухслойным строением, где нижний высокоомный слой ($\rho=200$ Ом.м, $\eta=0.3\%$) представлен гравийно-галечными отложениями, а верхний проводящий ($\rho=50$ Ом.м, $\eta=10\%$) – отложениями пойменной фации. Для кривых зондирования данного типа характерно слабоградиентное возрастание функции с увеличением глубины исследования.

Другой тип ГЭМ представлен высокоомным горизонтом, перекрытым проводящими слоями

высокой поляризуемости. Данная модель отличается от предыдущей тем, что водоносный горизонт трещиноватых базальтов здесь является высокоомным с низкой поляризуемостью ($\rho=100$ Ом.м, $\eta=1\%$) относительно вмещающих его проводящих песчано-глинистых пород повышенной поляризуемости ($\rho=10$ Ом.м, $\eta=5\%$). Кривые зондирования для данной модели имеют ярко выраженный максимум и минимум, с наличием резко градиентных зон. Максимум ρ_k и минимум η_k обусловлен присутствием в верхней части разреза высокоомных пород галечника и песка. Минимальная величина ρ_k и повышенная η_k соответствуют глинистым прослоям, а конечные ветви кривых отражают базальтовые тела.

Третий тип полого-слоистой модели содержит два водоносных горизонта, один из которых приурочен к трещиноватым базальтам, а второй к слабо-дифференцированным по сопротивлению и поляризуемости телам осадочных пород ($\rho=50-100$ Ом.м, $\eta=0.5-2\%$). Песчано-глинистые отложения, залегающие между водоносными горизонтами, можно принять за относительный водоупор с сопротивлением порядка 10-20 Ом.м и поляризуемостью от 3 до 10. По данным математического моделирования они отражаются минимумом на ниспадающей ветви кривых зондирования. Присутствие в разрезе нижнего водоносного горизонта обуславливает повышение значений ρ_k и η_k . Используемые разносы установок не позволяют определить глубину залегания кровли нижнего ВГ. Геоэлектрические разрезы, которые можно аппроксимировать данными типами ГЭМ, чаще всего встречаются в центральной, юго-западной и крайней северо-восточной частях Приморского края, где широко представлены базальты, андезибазальты Суйфунской, Усть-Суйфунской и Находкинской свит.

Геоэлектрическая модель для месторождений артезианских вод кайнозойских наложенных депрессий

Разрезы центральных частей депрессий с полого залегающими аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями могут быть представлены моделями описанными для случая подземных вод рыхлой покровной формации. При моделировании электрических полей над бортами депрессий необходимо использовать модель с одной или несколькими наклонными границами раздела. Форма кривых зондирования для данных типов ГЭМ будет зависеть не только от физико-геометрических параметров, но и от типа применяемой установки и ее расположения относительно линии выклинивания горизонта (рис.1).

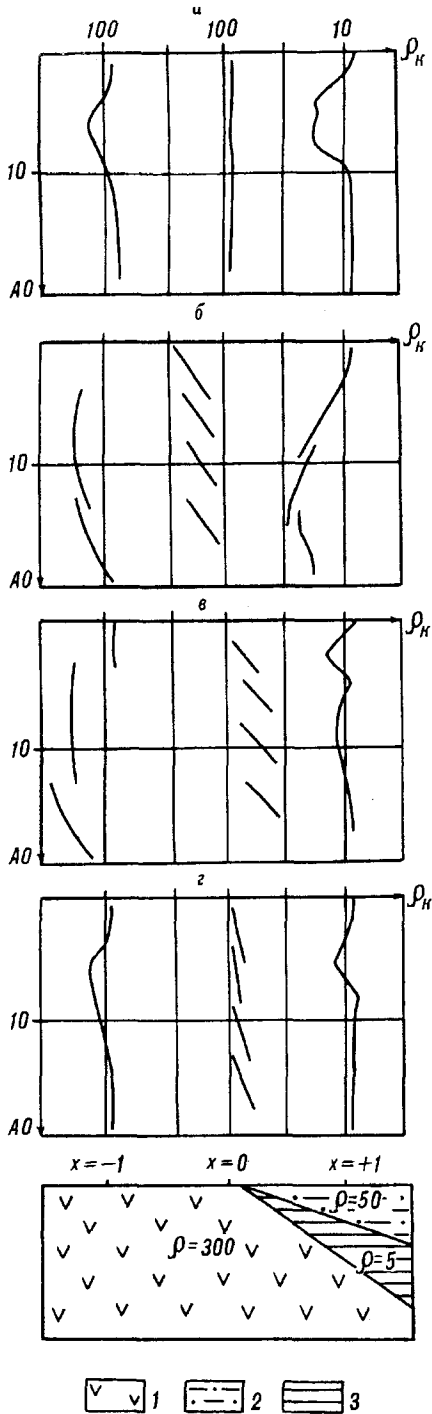


Рис.1 Кривые ВЭЗ для модели с выклинивающимся пластом

Установки зондирования:

а) Веннера, б) АМ, N, в) АММ, г) АМNB. 1 – коренные скальные породы, 2 – глинистые пески, 3 – глины.

Для кривых ВЭЗ установкой Веннера характерно наличие излома при расположении центра зондирования в стороне от выклинивающегося объекта ($x < 0$), величина которого в 1.3 раза превышает фоновое значение. Если центр установки располагается над точкой контакта, то на кривой наблюдается участок пониженного сопротивления, осложненный изломом положительного знака.

При расположении центра трехэлектродной установки зондирования в стороне от линии выклинивания горизонта ($x < 0$), кривая ВЭЗ имеет расхождения кажущегося сопротивления при переходе с меньшей на большую приемную линию, которое достигает 100%. Угол наклона правой ветви кривой ρ_k составляет порядка 35° . Над линией контакта кривая имеет форму “елочки”. Расхождение на всех перекрытиях приемных линий остается постоянным и равным 75%. При расположении установки зондирования (MN, В) над выклинивающимся горизонтом на кривой ρ_k наблюдается значительные расхождения на перекрытиях и по форме она близка к кривой ВЭЗ при $x < 0$. Кривая для установки А, MN имеет два характерных излома противоположного знака.

Кривые ВЭЗ, для модели выклинивающегося горизонта, полученные при зондировании симметричной установкой Шлюмберже, имеют более сглаженную форму. При расположении центра установки в стороне от выклинивающегося объекта, на кривой наблюдается незначительный излом отрицательного знака и разрыв функции ρ_k до 8% на перекрытиях приемных линий. В случае расположения центра зондирования непосредственно над линией выклинивания кривая ВЭЗ имеет “елочный” вид с расхождением на перекрытиях до 40%. При дальнейшем смещении установки в сторону проводящего пласта на кривых ρ_k появляются два излома, интенсивность которых меньше, чем у кривых для установки MN, В.

Описанная модель может быть использована не только при картировании прибортовых частей депрессий, но и в других случаях разрезов. Частным примером может быть модель с одной наклонной границей, наличие которой в разрезе обуславливает появление на кривых зондирования различных искажений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кривые зондирования имеют форму наклонной прямой при расположении центра зондирования трехэлектродной установки непосредственно над линией выклинивания. В случае, когда установка зондирования расположена над непроводящей выклинивающейся средой форма кривых схожа с кривыми полого-слоистой модели (наличие точки

пересечения кривых, расхождение функций на перекрытиях не более 8%). В том случае, когда выклинивающийся высокоомный горизонт является боковым объектом, кривые мало отличаются от прямой, значение которой по оси абсцисс соответствует значениям поляризуемости и сопротивления. При углах наклона выклинивающегося горизонта до 45° боковой объект оказывает влияние на распределение токовых линий в неоднородной среде. При больших углах наклона границы раздела на кривых зондирования появляются значительные расхождения ρ_k и η_k на перекрытиях, значения которых возрастают с увеличением объема бокового объекта.

Кривые ВЭЗ для симметричной установки Шлюмберже резко отличаются от кривых в идентичной модели с субгоризонтальными границами раздела. Над точкой выклинивания высокоомного горизонта кривая ρ_k имеет "елочный" вид, с углом наклона к оси разносов 35°. Расхождения кажущихся сопротивлений на перекрытиях остается постоянным с увеличением глубины исследования и равным 75°. При смещении центра установки в сторону от наклонного горизонта на кривой появляется характерный излом и расхождение ρ_k на перекрытиях приемных линий до 60°. Даже при малых углах наклона границы (до 20°) боковой высокоомный объект оказывает влияние на распределение токовых линий в однородной проводящей среде вблизи контакта ($\chi = -1$).

На северо-западе Приморского края, где кремнисто-терригенные и эффузивные образования прорваны штоками, лаколитами и другими интрузивными телами, может быть использована модель с наклонной границей раздела и высокоомной подстилающей средой. Кривые ВЭЗ при расположении симметричной установки зондирования Шлюмберже по разные стороны от линии контакта сред имеют одинаковую форму и отличаются лишь наличием резких расхождений на перекрытиях ($\delta = \pm 200$) при $\chi > 0$. При расположении центра зондирования над областью выклинивания линии контакта, кривая ρ_k имеет "елочный" вид с постоянным расхождением кажущихся сопротивлений.

Если водоносные горизонты представляют собой ограниченные по простиранию тела, то при формировании ГЭМ они аппроксимируются горизонтально-вытянутыми сфероидами. Такие объекты залегают в песчано-глинистых отложениях и при рассмотрении фрагмента разреза могут быть приняты за однородную проводящую среду. Кривые ВЭЗ для всех установок в этом случае имеют положительный максимум. Из них зависимости ρ_k установкой Веннера имеют самый низкий уровень экстремума, что составляет 30% от фона. Максимальное отклонение ρ_k от фона (55°) характерно для кри-

вых осевой установки ($AB=BM=MN$) и трехточечной Шлюмберже. Кривые зондирования трехэлектродной установкой Шлюмберже имеют несколько расхождений на перекрытиях, характерной особенностью которых является противоположность градиента при расположении установки над сфероидом с небольшим смещением от его центра.

На основании сформированных ГЭМ для различных типов месторождений подземных вод Приморского края была составлена схема районирования по типам геоэлектрических моделей (рис.2). Преобладающими для края являются: двухслойная полого-слоистая модель с высокоомным подстилающим горизонтом, многослойные модели с субгоризонтальными границами раздела, модель с наклонной границей раздела и выклинивающимся пластом, модель с локальным протяженным включением.

Представленные геоэлектрические модели гидрогеологических провинций Приморского края могут быть использованы при формировании

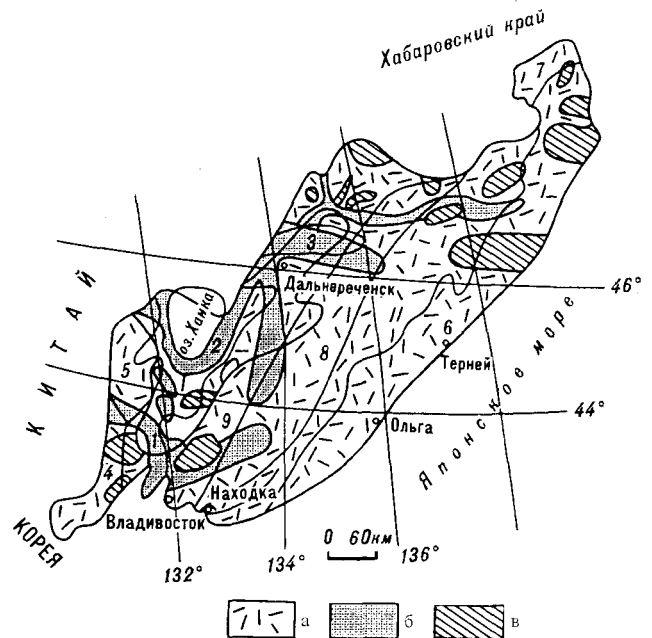


Рис.2 Комплексная карта районирования Приморского края по преобладающим типам геоэлектрических моделей.

I – Приханкайский сложный артезианский бассейн, II – Бассейн трещинных вод складчатой системы Сихотэ-Алиня и отрогов Восточно-Маньчжурского нагорья.

Гидроэкологические провинции: 1–Южно-Приханкайская, 2–Приханкайская, 3–Северо-Приморская, 4–Барабашская, 5–Пограничная, 6–Вулканогенная, 7–Синклиниорная, 8–Центрально-Сихотэ-Алинская, 9–Западно-Сихотэ-Алинская.

а – двухслойная горизонтально-слоистая модель с высокоомным подстилающим горизонтом, б – многослойная модель с горизонтальными и наклонными границами раздела, в – модель с локальным протяженным включением.

оптимального набора физико-математических моделей, для которых возможен расчет кажущихся удельных сопротивлений и поляризуемостей. Отличие модели от реальной среды, даже при использовании эффективных алгоритмов, неизбежно приводит к ошибочным результатам. Поэтому, кроме оперативного расчета теоретических кривых, необходим анализ структуры поля и отбор критериев обнаружения и локализации доминирующих объектов геоэлектрического разреза. Для горизонтально-неоднородных сред решение поставленных задач представляет значительные трудности и в

данной работе наметились лишь некоторые приемы анализа.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Гидрогеология СССР, т. XXV, Приморский край / Под ред. Сидоренко А.В. -М.: Недра, 1968. 520 с.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 18, Дальний Восток. Вып. 3 Приморье. Л.: Гидрометеониздат, 1972. - 475 с.
3. Рынков В.С., Петайчук М.В., Шарапанов Н.Н. Подземные воды Приморья // Разведка и охрана недр. 1980. №6, С.41-46.

Поступила в редакцию 1 августа 1995г.

T.V. Selivanova, N.G. Shkabarnya

Geoelectrical models of hydrogeological targets the Primorie Territory

The paper presents type geoelectrical models of the Primorie Territory hydrogeological provinces. The developed models give a generalised and formalized idea of water-bearing structural-material complexes with their electrical parameters and the obtained sounding curves. Prevailing for the Primorie Territory are: a double-layer low-angle layered model with a high- ρ_m underlying horizon, multilayer models with subhorizontal boundaries, a model with an inclined boundary and a pinching out bed, and a model with a local extended inclusion. On the basis of the generated geoelectrical models for different types of underground water deposits of the Primorie Territory, a zoning sketch map was compiled by the types of geoelectrical models.

РУДОНОСНОСТЬ

553.64:551.462.52(948)

ПРИРОДА ФОСФОРИТОВ БАСЕЙНА ДЖОРДЖИНА, СЕВЕРНАЯ АВСТРАЛИЯ

Э.А.Школьник*, Тан Тяньфу**, Сюэ Яосун**, Юй Цунлю**,
Е.А.Жегалло***

* Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

** Нанкинский институт геологии и палеонтологии АН КНР, г. Нанкин

*** Палеонтологический институт РАН, г. Москва

Впервые с применением сканирующей микроскопии изучены фосфатные пеллеты (зерна) фосфоритов в среднекембрийских отложениях бассейна Джорджина, Квинсленд, Австралия. Пеллеты сложены либо фрагментами бактериально-водорослевых, водорослевых матов, онколитами, часто имеют концентрические оболочки онколитового типа, либо, в меньшей степени, фрагментами тел или колониями карбонатных губок. Некоторое значение в составе фосфоритов имеют биокласты - фрагменты скелетов беспозвоночных. В результате исследований подтверждены крайне мелководные условия формирования исходных для образования пеллет фосфатизированных биогенных отложений, определена их природа. Показано существенное сходство условий фосфатогенеза в бассейне Джорджина и в других древних фосфоритоносных бассейнах мира.

ВВЕДЕНИЕ

Продолжая в рамках совместных китайско-российских исследований изучения фосфатных зерен зернистых фосфоритов крупнейших фосфоритоносных бассейнов мира [2], авторы в мае 1995 г. в г. Нанкине провели изучение в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) образцов зернистых (пеллетных) фосфоритов наиболее значительного в Австралии фосфоритоносного бассейна Джорджина, штат Квинсленд (рис. 1), запасы фосфоритов которого оцениваются местными специалистами в несколько миллиардов тонн [4].

Достаточно подробно изучавшиеся в 60-70 годы фосфориты бассейна Джорджина описаны во многих зарубежных [5, 7, 9, 11] и некоторых российских публикациях [1], что позволяет дать здесь лишь некоторые общие характеристики. Фосфориты в бассейне Джорджина, общая площадь которого достигает 320 тыс. км², распространены в формациях Битл Крик и отчасти Торонтона, составляющих нижнюю часть разреза среднего кембрия (ордианский и, частично, темплетонский ярусы). Формация Торонтона несогласно и очень спокойно залегает на сравнительно маломощных нижнекембрийских образованиях, в свою очередь резко несогласно перекрывающих сравнительно молодой (~ 1000 млн лет)

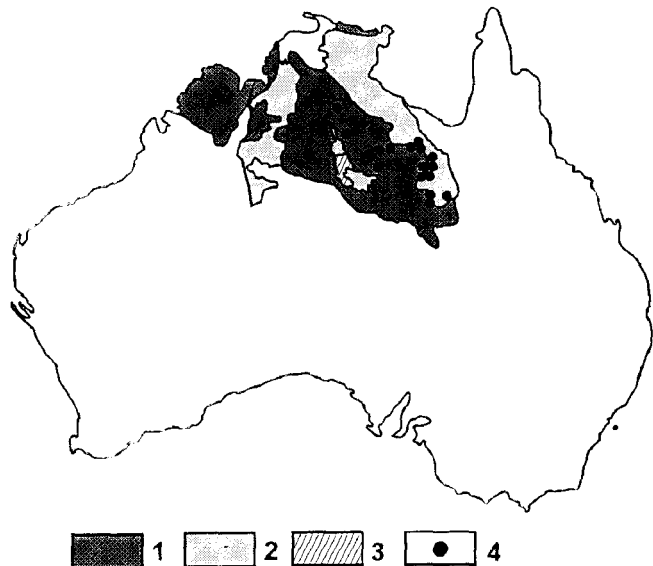


Рис. 1. Расположение бассейна Джорджина (Австралия) и месторождений фосфоритов.

1 - кембрийские отложения бассейна Джорджина, 2 - среднепротерозойские образования, 3 - раннепротерозойские образования, 4 - месторождения фосфоритов.

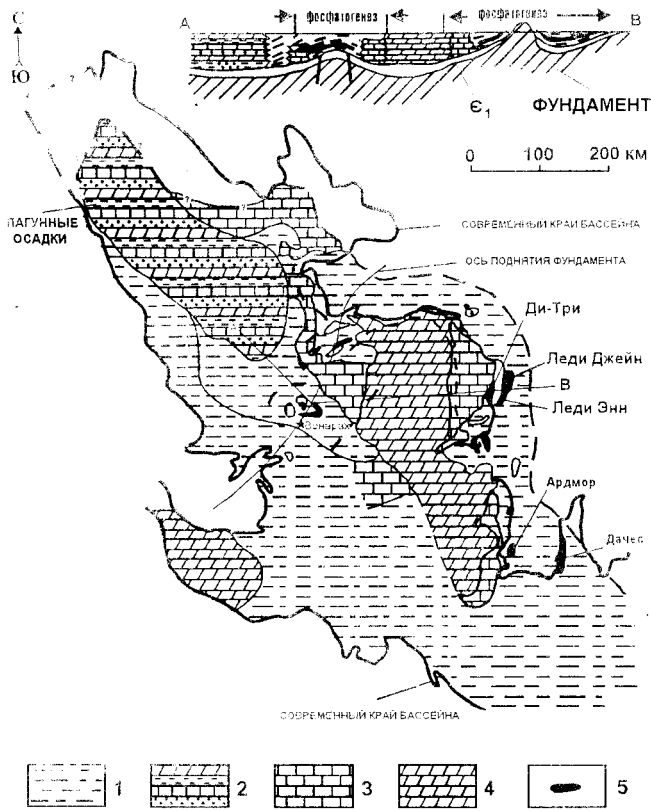


Рис. 2. Распределение литофаций и фосфоритовых месторождений в бассейне Джорджина в раннем темплетонии (ранний средний кембрий) (по [6], с упрощением).

1 - глинистые сланцы, 2 - доломиты, известняки, 3 - известняки, 4 - доломиты, кремни, известняки, 5 - месторождения фосфоритов.

кристаллический фундамент бассейна. Латерально и по разрезу фосфатонесные фации сменяются карбонатными и отчасти черносланцевыми отложениями, обычно слабо фосфатными.

По данным [7] среднекембрийская трансгрессия в начале ординского времени сформировала мозаичный комплекс фаций при преобладании карбонатных осадков. Фосфориты формировались как часть этой мозаики в красных, прибрежных обстановках карбонатных и частично черносланцевых отложений. В результате регрессии в позднеординское время на поднятиях фундамента сформировались фосфатные литофации. Получили развитие также эвапоритовые обстановки и обстановки водорослевых маршей строматолитов, отелей с онколдами [10]. Следующий трансгрессивно-регрессивный цикл в раннем темплетонии в восточной части бассейна Джорджина привел к отложению преимущественно фосфатных кластических и некластических фаций в нижней части формации Билд Крик.

Важной особенностью распространения месторождений фосфоритов в бассейне Джорджина является исключительная локализация их у поднятий фундамента, главным образом, по восточной периферии бассейна, где находятся месторождения Дачес, Леди Энн, Армдор и другие (рис. 2). Около поднятий в центральной части бассейна также концентрируются фосфориты (месторождение Вонарах, рис. 2), даже при их отсутствии в окружающих отложениях.

В достаточно сложных разрезах фоссерии месторождений наряду с преобладающими, обычно мелкозернистыми фосфоритами известны разности, подобные пелитоморфным, афанитовым, обычно выделяемым в России, а также биокластические разновидности и фосфатные строматолиты, хардграунды на некотором удалении от продуктивных пластов.

В проблеме генезиса фосфоритов Джорджии, австралийскими исследователями [5] важнейшая роль отводится биохимическим процессам, которыми определяется распределение фосфора в осадках при большом значении поставки фитопланктона, деградации его и преобразовании высвобождающегося фосфора в водной колонне и осадках. Отмечена также важная роль океанических бескислородных событий, с которыми в целом связывается фосфатогенез [3]. Относительно природы фосфатных зерен определенных представлений нет. Имеются указания [1], что часть зерен - это фосфатизированные фрагменты спикул четырехлучевых губок, либо иглокожих или других организмов, а основная часть - бесструктурные, овулитовые пеллеты. Отсутствуют сомнения в понимании происхождения фосфатных зерен - они рассматриваются как обломочные зерна - результат разрушения как скелетных частей беспозвоночных, так и тел первичных бесструктурных фосфоритов.

В конце 80-х годов Д. Соудри и П. Саутгейтом [8] было осуществлено частичное изучение в СЭМ зернистых, а мадстоуновых фосфоритов месторождения Дачес. Ими показано, что такие фосфориты сложены фосфатизированными микробными сообществами - матами либо отдельными сфероидами (глобулярными) микроорганизмами. В процессе древнего субаэрального выветривания или в условиях гиперсоленых вадозных обстановок в верхних частях слоев массивных мадстоуновых фосфоритов, по представлениям этих исследователей, происходила диагенетическая перекристаллизация *in situ* с образованием зерен с оболочками (онколито-подобные структуры). Затем они эродировались и смещались в понижения рельефа, формируя слои некоторых зернистых фосфоритов. При этом имелось в виду, что собственно фосфатные зерна основной части зернистых фосфоритов Джорджина бесструктурные и проблема образования именно их исключительно трудна для решения.

Материал для исследования. Изучены шлифы из более полутора десятков образцов разных месторождений бассейна преимущественно мелкозернистых (пеллетных) фосфоритов, любезно представленных Э.А.Егановым и Е.А.Жегалло. Естественно, что изученный материал достаточно ограничен для такого крупного бассейна, каким является бассейн Джорджина. Но поскольку впервые открывается истинная природа фосфатных зерен фосфоритов бассейна, публикация даже его представляется важной. Если Бюро Минеральных ресурсов Австралии смогло бы представить нам более представительную выборку, то можно было бы осуществить ее изучение.

Несмотря на существующие представления [5] о том, что фосфориты Джорджины не подверглись магматическому воздействию и не метаморфизованы, а только сильно выветрелые, фактически оказалось, что иногда они заметно изменены, перекристаллизованы в результате, главным образом, развития окварцевания, что, конечно, резко негативно сказывается на проявлении первичных структур. Только образцы, которые не подверглись этим, скорее не связанным с поверхностным выветриванием, изменениям, дают необходимую картину, что следует иметь в виду при последующих исследованиях.

Методика. Прозрачные шлифы, не покрытые покровными стеклами, а также несколько образцов подвергались достаточно интенсивному травлению для вскрытия структуры фосфатных зерен. Они изучались и фотографировались с использованием СЭМ JSM-6300 в лаборатории электронной микроскопии Нанкинского Института геологии и палеонтологии АН КНР. В настоящей статье публикуется лишь часть полученных фотографий, более подробную информацию предполагается поместить в планируемые к изданию монографии.

Результаты изучения. В исследованных образцах разных месторождений бассейна характер пеллет в общем оказался довольно однообразным. Большая часть их сложена фосфатизированными фрагментами бактериально-водорослевых, водорослевых образований, главным образом, сине-зеленых, включая образования различных условий отложения - прибрежных водорослевых матов, онколитовых песков и зерен с онколитовыми оболочками, строматолитов и т.п. Значительное, но все же заметно подчиненное значение в строении пеллет играют фосфатизированные фрагменты тел карбонатных губок (вероятнее всего, относящихся к классу Инозоа) как в виде обломков отдельных особей, так и, видимо, дебриза колоний (по наличию в одной пеллете нескольких входных устьев). Довольно часты и биокласты иных скелетных беспозвоночных -

хиолитов и др., но развитие их крайне неравномерное и не такое уж широкое, как отмечалось в [1]. В некоторых случаях можно говорить, что и цементирующая масса представлена отчасти фосфатизированными, но обычно ожелезненными или окварцованными скоплениями сине-зеленых водорослей.

Прежде всего необходимо рассмотреть общий характер зернистых фосфоритов, хардграундов разного вида и количества пеллет (рис. 3). В образцах с месторождения Дачес (рис. 3а) видны пеллеты как из фрагментов губок, так и водорослевых матов, онколитовые оболочки на зернах, фрагменты строматолитов при почти полном отсутствии четко обособленного цемента зерен, явно полуокатанных до угловатых. Образцы с месторождения Леди Энн (рис. 3б) отличаются меньшим количеством не только водорослевых пеллет, но вообще их меньшим числом

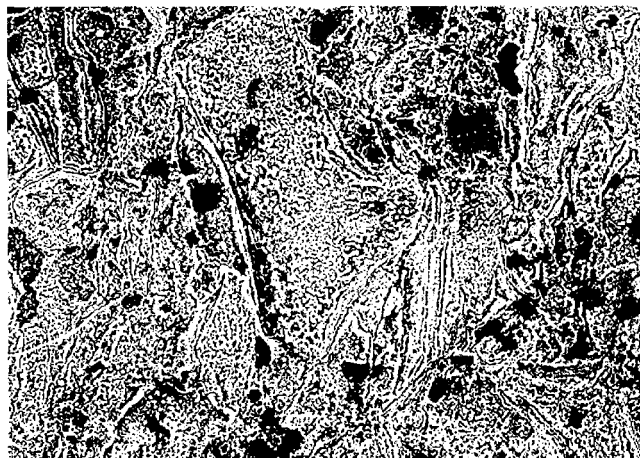


Рис. 3а. Общий вид зернистых фосфоритов месторождения Дачес в СЭМ (здесь и далее). Увел. 90 \times . Прозрачный шлиф (везде, кроме рис. 7,6е-з).

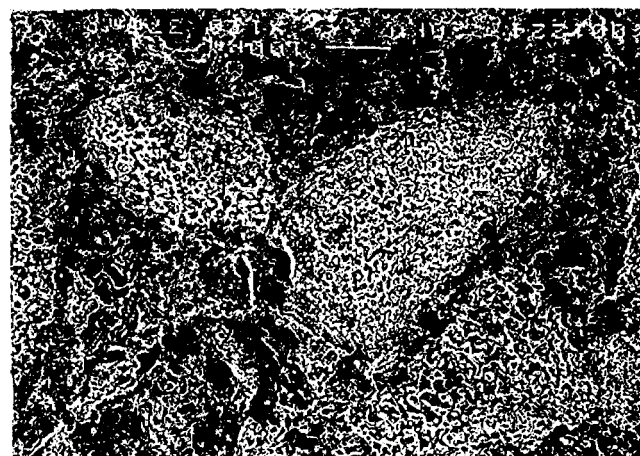


Рис. 3б. Общий вид зернистых фосфоритов месторождения Леди Энн. В центре – зерна из фосфатизированных фрагментов карбонатных губок. Увел. 120 \times .

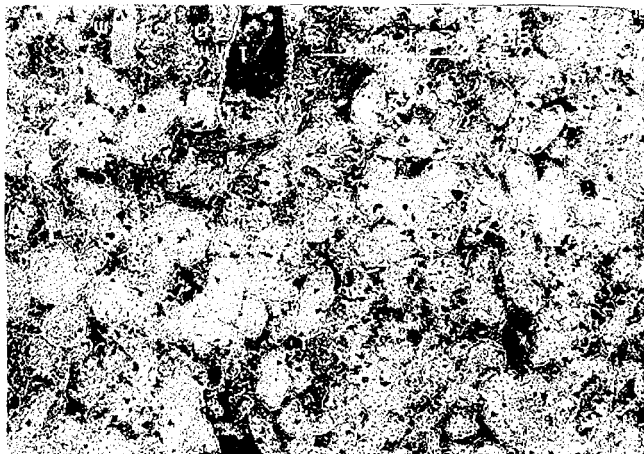


Рис. 3в. Общий вид зернистых фосфоритов месторождения Ардмор. Увел. 30^x.

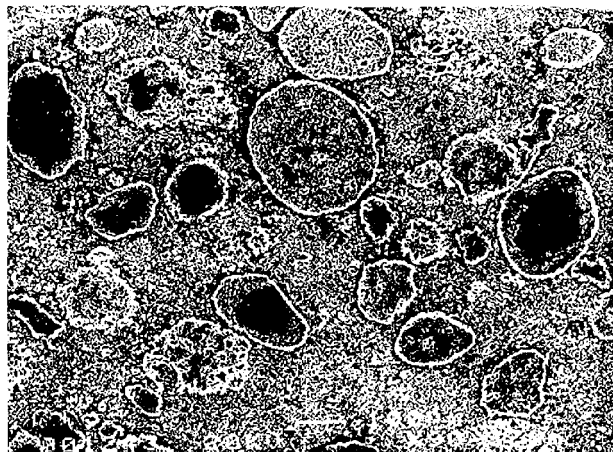


Рис. 3г. Общий вид фосфатного хардграунда из района месторождения Леди Энн. Увел. 90^x.

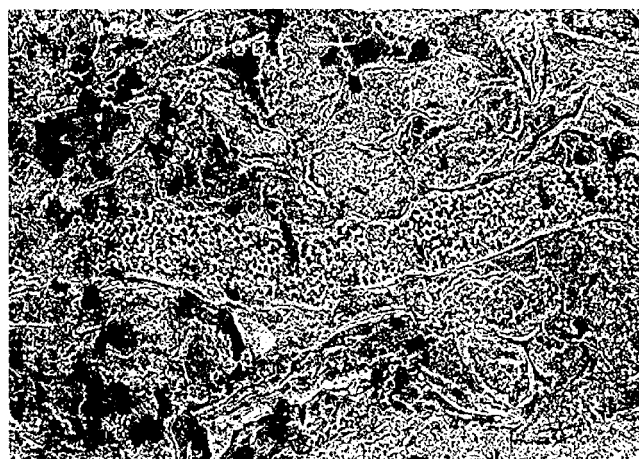


Рис. 4а. Крупный вытянутый фосфатный фрагмент тела карбонатной губки (в центре). Зернистый фосфорит, месторождения Дачес. Увел. 90^x.



Рис. 3д. Снимок образца зернистого фосфорита месторождения Ардмор. Увел. 30^x.

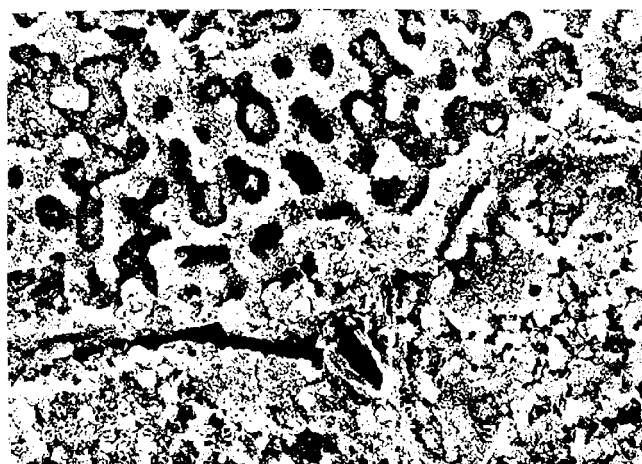


Рис. 4б. То же, деталь при большем увеличении. Увел. 600^x.

при том, что цементирующая масса иногда, скорее, водорослевая. Иной характер пеллет в образцах с месторождения Ардмор (рис.3в) - они округлые в сечении шлифа, преимущественно водорослевые, почти нет зерен с оболочками, очень мало цемента. Рис. 3г дает представление о менее обогащенном водорослевыми пеллетами хардграунде из района месторождения Леди Энн. Облик пеллет в СЭМ не в шлифах, а непосредственно в образце приведен на рис. 3д. Здесь видно, что реальная форма пеллет довольно сложная, резко отличающаяся от их простых сечений в плоскости шлифа. В общем они довольно окатанные, количество цемента невелико. Сами пеллеты, в основном, из фрагментов водорослевого мата.

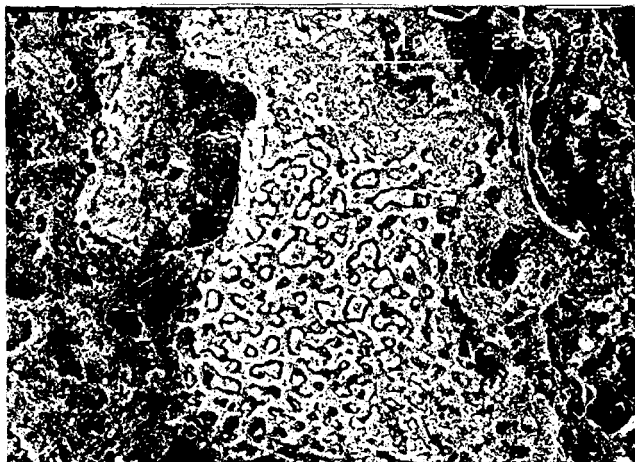


Рис. 4в. Фосфатизированный фрагмент карбонатной губки. Месторождение Леди Эни. Увел. 300 \times .

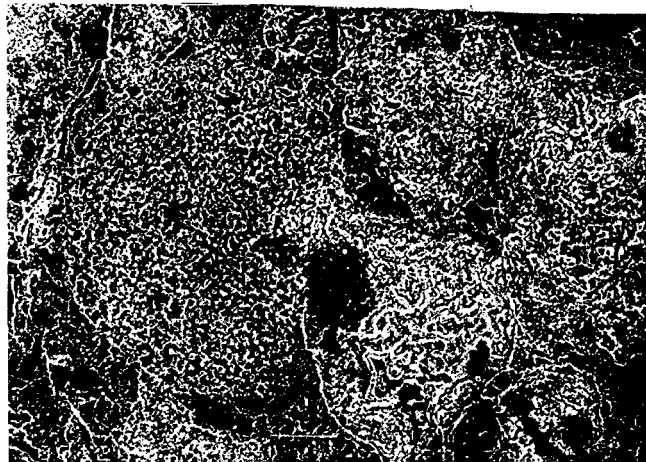


Рис. 4е. Пеллеты из фосфатизированных фрагментов колонии карбонатных губок и водорослевых матов. Месторождение Ардмор. Увел. 120 \times .



Рис. 4г. То же самое. Месторождение Дачес. Увел. 180 \times .

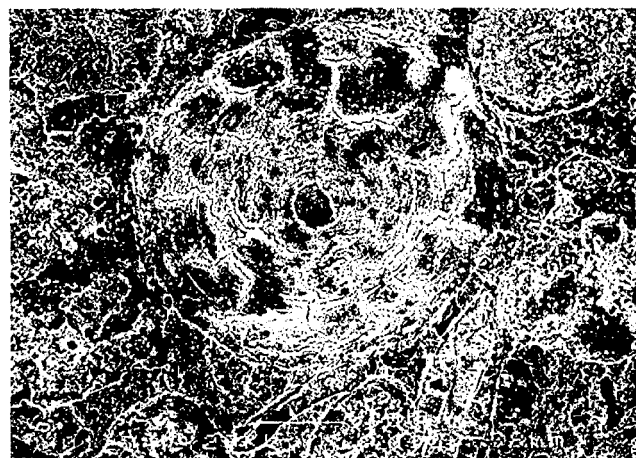


Рис. 5а. Фосфатизированный онколит. Месторождение Ардмор. Увел. 150 \times .

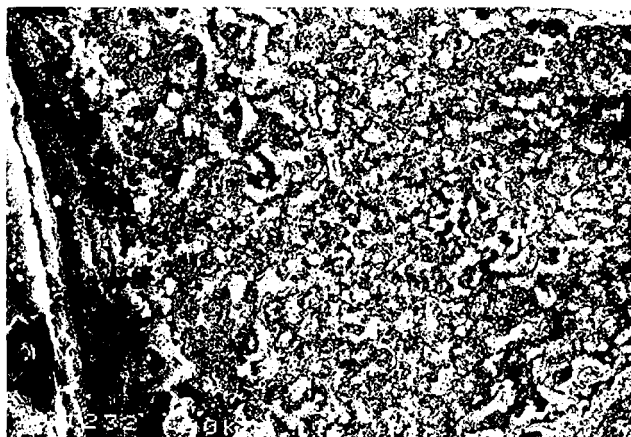


Рис. 4д. Деталь строения пеллеты из фосфатизированного фрагмента карбонатной губки. Месторождение Дачес. Увел 400 \times .

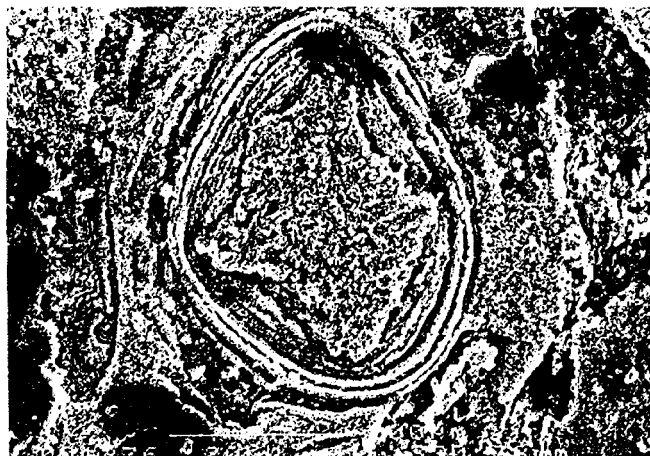


Рис. 5б. Фрагмент фосфатизированного водорослевого мата в онкоидной оболочке. Месторождение Дачес. Увел. 330 \times .



Рис. 5в. То же, с обломками строматолитов.
Месторождение Леди Энн. Увел. 300^x.



Рис. 5е. Деталь строения фрагмента фосфатизированного водорослевого мата. Месторождение Ардмор. Увел. 900^x.

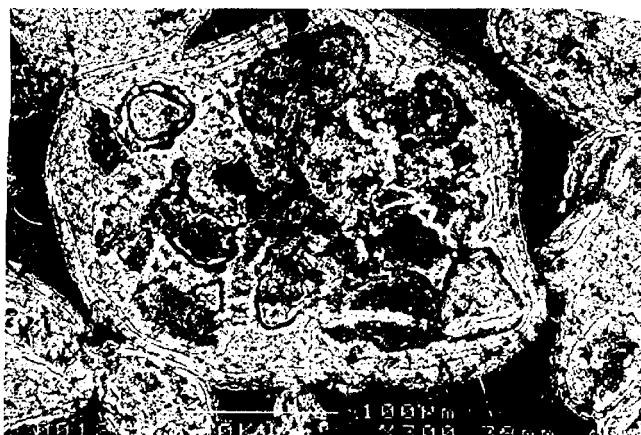


Рис. 5г. Сложное сочетание небольших фрагментов водорослевого мата с оболочками в более крупном зерне тоже с оболочками Месторождение Леди Энн. Увел. 300^x

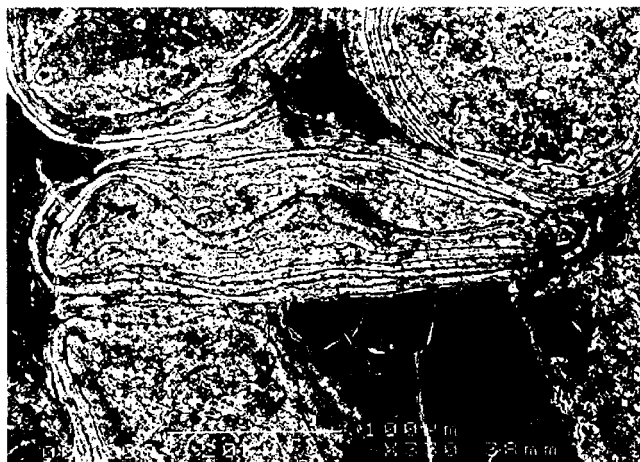


Рис. 6а. Фосфатное зерно с оболочками, включающее переход к строматолиту. Месторождение Леди Энн. Увел. 330^x.

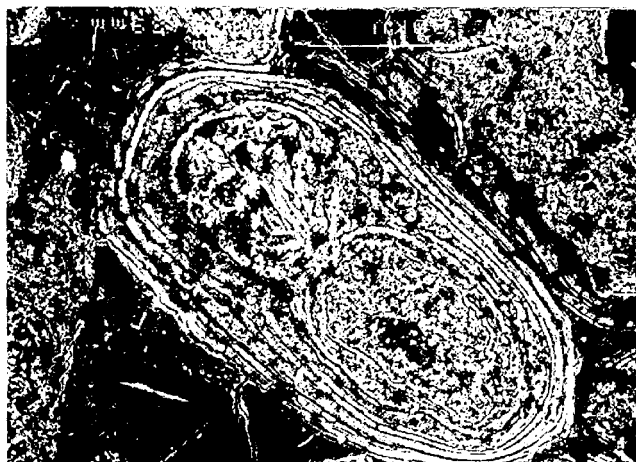


Рис. 5д. Фосфатное зерно с оболочками. Месторождение Леди Энн. Увел. 300^x

Более детальные фотографии отдельных пеллет, состоящих из фосфатизированных карбонатных губок, даны на рис. 4а-4д, а совместно с пеллетами из водорослей - на рис. 4е.

В изученном материале нет характерных сетчато-трубчатых водорослей, которые столь типичны для пеллет формации Фосфория и платформы Янцзы [2]. Преобладают структуры, подобные внутренним частям онколитов из этих районов. Собственно типичных онколитов не так уж и много (рис. 5а), но часто встречаются зерна с оболочками, иногда многократными, почти переходящими в типичные онколиты, в том числе и со сложным водорослевым ядром (рис. 5б-5е). Иногда в них видны фрагменты строматолитов (рис. 6а). В некоторых случаях наблюдается мозаика, подобная натечным структурам (рис. 6б), или более индивидуализирован-

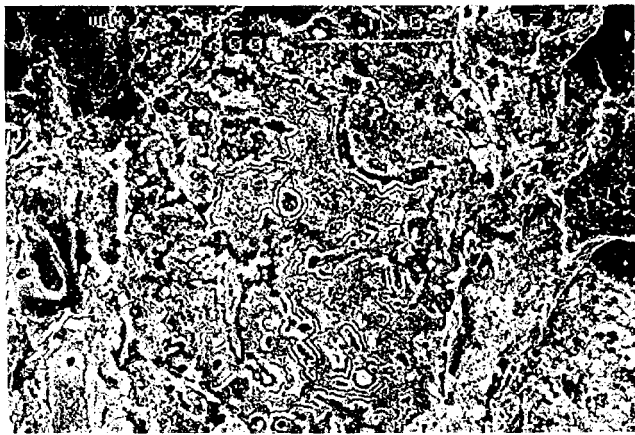


Рис. 6б. Фосфатное зерно с сложным рисунком фрагмента водорослевого мата. Месторождение Ардмор. Увел. 300 \times .

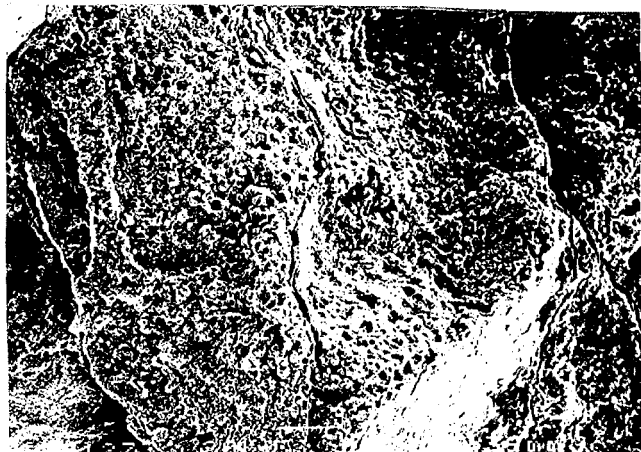


Рис. 6д. Фосфатное зерно с фрагментом водорослевого мата. Образец. Месторождение Ардмор. Увел. 120 \times .

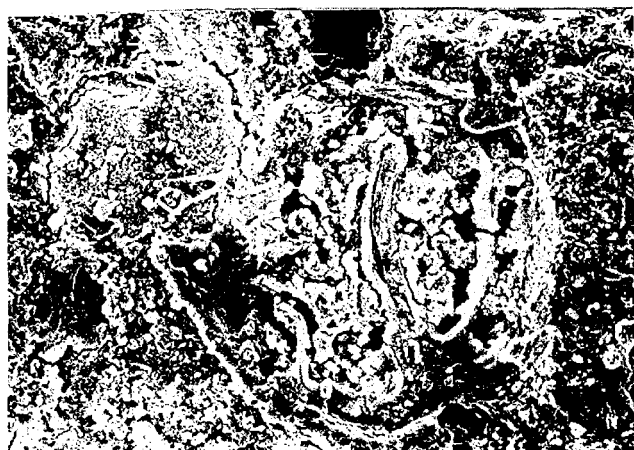


Рис. 6в. Примерно то же, с заметной перекристаллизацией. Месторождение Ардмор. Увел. 750 \times .

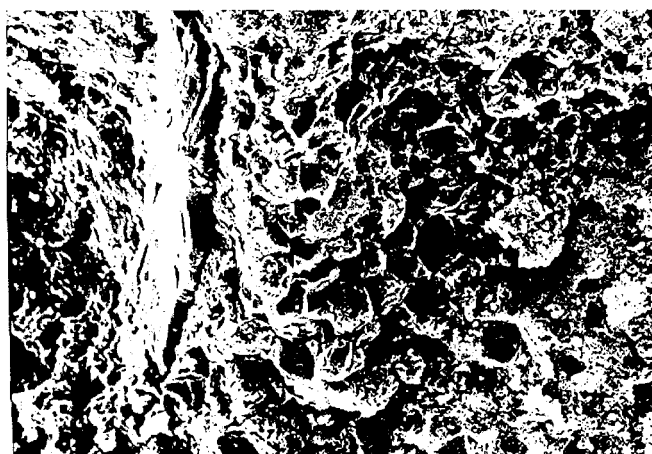


Рис. 6е. То же, детальнее. Увел. 450 \times .

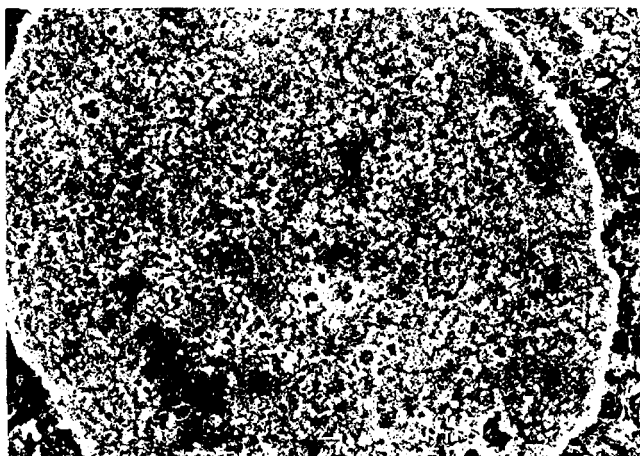


Рис. 6г. Фосфатное зерно с иной структурой водорослевого мата. Хардграунд. Увел. 450 \times .



Рис. 6ж. Другой тип строения фосфатного зерна, в том же образце.

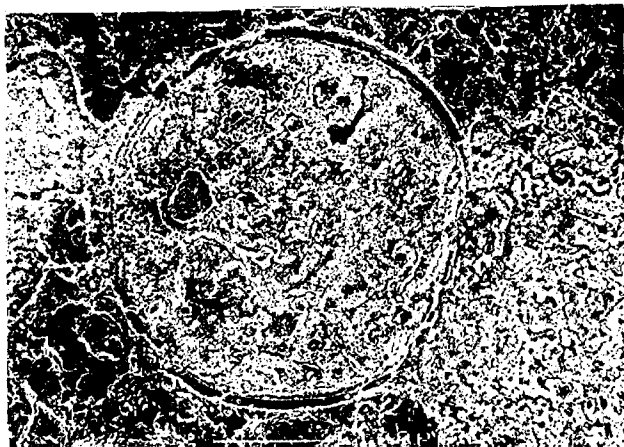


Рис. 63. Раковина хиолита (?), заполненная водорослевыми образованиями. Месторождение Ардмор. Увел. 230^x.

ные слоевища (рис. 6в), либо бугорчато-пористые ткани (рис. 6г-6ж). Иногда и внутренние части раковин хиолитов бывают заполнены водорослевыми образованиями (рис. 6з).

Примеры различных биокластов других скелетных организмов даны на рис. 7а-7в. Они не нуждаются в комментариях, т.к. уже давно широко известно их присутствие в фосфоритах Джорджины. Обращает внимание только крайне незначительное присутствие спикул кремнистых губок, столь характерное для фосфоритов формации Фосфория, отчасти Каратау, при том, что низкотемпературное окварцевание, весьма широко развитое в фосфоритах бассейна Джорджина, скорее, должно быть связано с массовым присутствием именно таких губок. Оказалось, однако, что они широко представлены в другом типе фосфоритов, близком к афанитовому, пелитоморфному. Изучение их не входило в задачу настоящего исследования, тем не менее, некоторые наблюдения были сделаны. Именно в этих фосфоритах много остатков макрослер кремнистых губок (рис. 7г), но и основная масса, еще недостаточно изученная из-за ограниченного количества материала, скорее всего, водорослевого характера (рис. 7д-7е).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Конечно, сравнительно небольшой объем изученных образцов не позволяет сделать окончательное заключение по конкретным месторождениям, да и по бассейну в целом. Тем не менее, некоторые полученные данные можно считать вполне достаточными для полного обсуждения ряда вопросов.

Вновь подтверждена именно биогенная природа пеллет (зерен), что, конечно, следовало предполагать; опять выявляется важная роль водорослевых

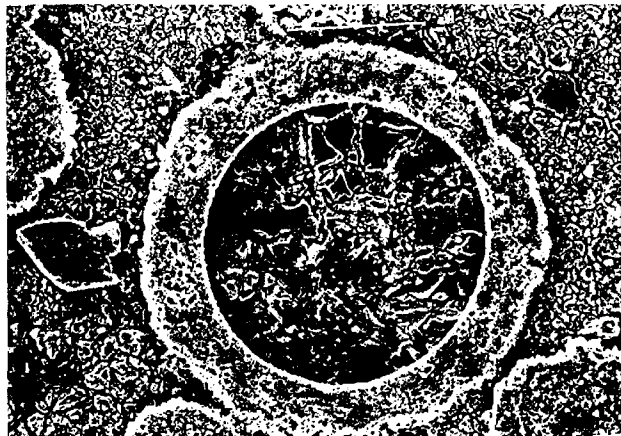


Рис. 7а. Фосфатизированный биокласт. Хардграунд. Увел. 270^x.



Рис. 7б. То же. Месторождение Ардмор. Увел. 300^x.

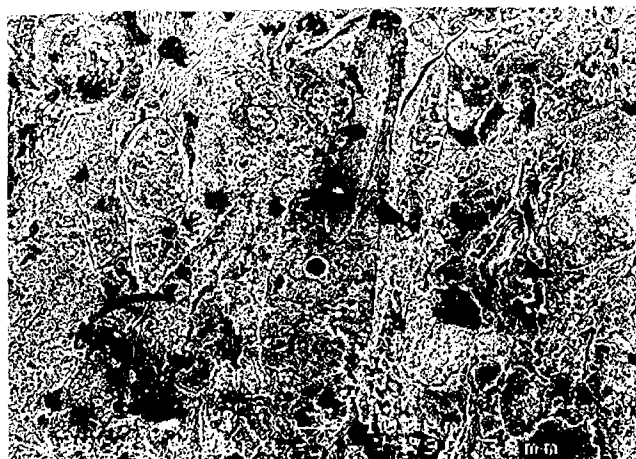


Рис. 7в. То же. Месторождение Дачес. Увел. 90^x.

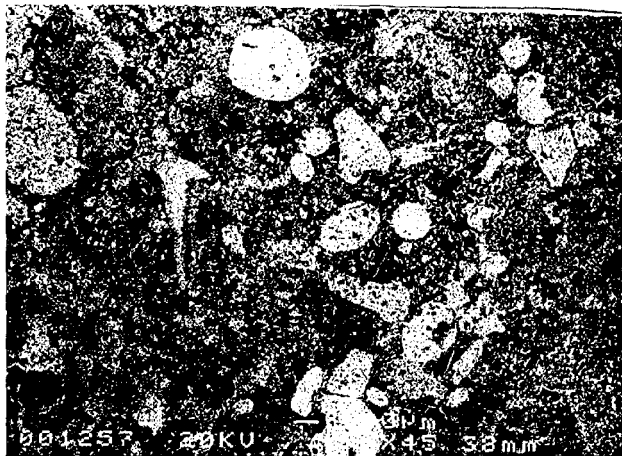


Рис. 7г. Общий вид афанитового фосфорита. Крупные фрагменты фосфатных макросклер кремнистых губок. Месторождение Ардмор. Увел. 45 \times .

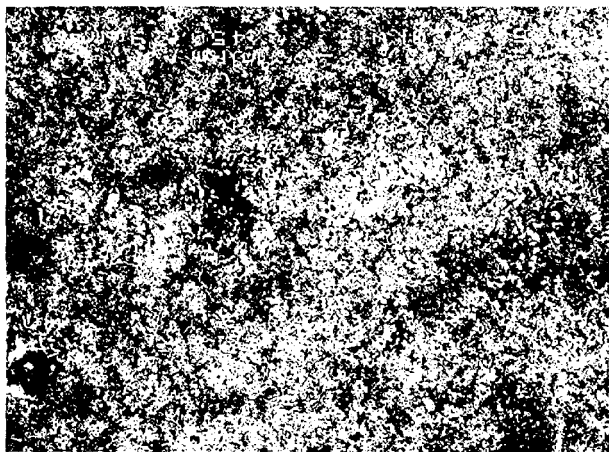


Рис. 7д. Основная масса этого же образца. Увел. 450 \times .

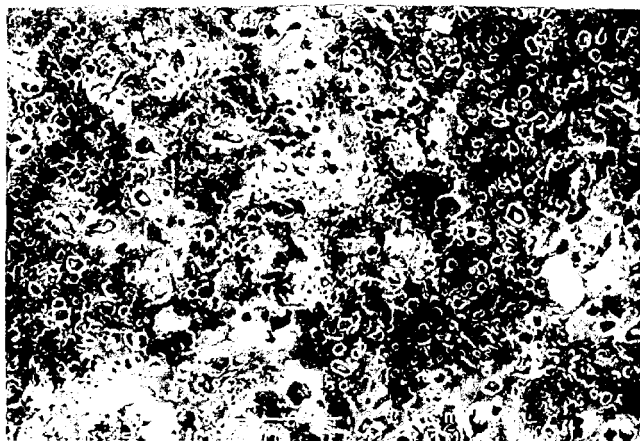


Рис. 7е. То же, но в большем увеличении. Увел. 2200 \times .

матов, онколитовых отложений и соответствующих им обстановок как источника формирования пеллет. Совершенно новым и неожиданным оказалось относительно большое количество пеллет из фосфатизированных фрагментов беспикуловых карбонатных губок. Насколько известно, эти представители порифера достаточно широко распространены в палеозое, их колонии могут формировать часто смешанные с водорослями твердые корки и даже каркасные постройки типа рифов. Вероятно, это еще одно подтверждение крайней мелководности обстановок фосфатогенеза в этом бассейне и опять указывает на то, что апвеллинговая система как в рассматриваемом случае, так и в других подобных не влияет на продуктивные процессы.

Полученные нами данные не очень хорошо согласуются с результатами исследований [8] не только в понимании характера мадстоуновых фосфоритов, т.к. кроме бактериальных матов они включают и спикулы кремнистых губок. Более значительным расхождением является то, что зерна с онкоидными оболочками включают не только фрагменты фосфатизированного мата, но и других организмов, например губок, и рассматривать их как продукты древнего выветривания никаких оснований нет. Онколиты, зерна с онколитовыми оболочками обычны почти в любом промышленном фосфоритовом бассейне мира и отражают особую первичную фацию карбонатных шельфов низких широт. При этом, все так называемые бесструктурные зерна бассейна Джорджина оказались ни чем иным, как полными аналогами внутренних частей зерен с онколитовыми оболочками, что резко улучшило понимание процессов фосфатогенеза в этом бассейне.

Очевидными становятся как принципиальное сходство с другими древними фосфатоносными бассейнами мира, так и определенные отличия. Как и в этих бассейнах [2,3], в Джорджине основная масса пеллет оказалась, по-видимому, связана по условиям начального формирования с двумя обстановками низкоширотных, существенно карбонатных шельфов, ассоциирующиеся с эвапоритами, гипсами, красноцветами: с суб- и надлиторальными зонами водорослевых, бактериально-водорослевых матов и приливно-отливными отмелями формирования онколитов и онколитовых оболочек на зернах. Отличается же бассейн Джорджина значительным развитием мелководных, вероятно даже рифообразующих, карбонатных губок.

В принципе все полученные данные хорошо согласуются, как отмечалось, с существующими представлениями о мелководных условиях формирования зернистых фосфоритов бассейна [1,5]. Однако вносятся не только новые представления о местах начальной фосфатизации, но и, соответственно,

уточняются источники, от которых начинается разнос зерен, образованных разрушением начальных фосфатизированных осадков - не из бассейна, как считается [1], а именно из прибереговой зоны, причем ясно, что не более чем на первый десяток километров. В отличие от бассейнов Фосфории, Каратау, Янцзы разнос пеллет здесь менее значителен и нет сочетаний зернистых фосфоритов с фациями алевро-глинистых и глинистых илов внутреннего или внешнего шельфа. Возможно поэтому столь характерна ассоциация зернистых и афанитовых фосфоритов для бассейна Джорджина. Вместе с тем, вырисовывается то обстоятельство, что собственно зернистые разности возникли, по крайней мере частично, за счет разрушения и переработки не этих фосфоритов, а совершенно других первичных осадков.

Независимое подтверждение с необходимым уточнением теперь получают данные Сандстрема [6] по геохимии органического вещества (ОВ) фосфоритов бассейна Джорджина. Этим исследователем было показано, что ОВ фосфоритов формации Битл Крик по количеству и соотношению гуминовых кислот, керогена, других компонентов соответствует, в основном, исходному морскому водорослевому материалу, переработанному микроорганизмами и, в дальнейшем, волнениями, течениями и вымыванием, транспортировкой. Однако отсутствие в то время сведений о хорошо сохранившихся остатках бентосных водорослей в фосфоритовых зернах, а также сравнение с современными обстановками фосфатогенеза, в конечном счете, заставило его считать морской водорослевый планктон главной субстанцией для формирования фосфоритов Джорджина. Сейчас понятно, что это был отчасти ошибочный вывод.

Общие причины фосфатогенеза на низкоширотных с эвапоритами и красноцветами карбонатных шельфах применительно к бассейну Джорджина связаны с поднятиями сравнительно молодого фундамента, причем эта взаимозависимость здесь исключительно четкая. Она характерна для большинства фосфоритоносных бассейнов. Рассмотрение ее, однако, выходит за рамки настоящей статьи.

При всех различиях в бассейне Джорджина, видимо, сохраняются главные управляющие условия для значительного фосфатогенеза, что, в конечном итоге, и определило его достаточно важное экономическое значение.

Настоящее исследование проводилось в рамках соглашения о совместном международном научном проекте между Нанкинским Институтом геологии и палеонтологии АН КНР и Дальневосточным геологическим институтом ДВО РАН, ПИН РАН, поддер-

жанного финансированием National Natural Science Foundation of China и Министерством науки и технической политики РФ, за что выражается искренняя благодарность. Работа является вкладом в 325 Проект МПГК.

Авторы признательны Э.А.Еганову за представленные образцы фосфоритов бассейна Джорджина. Особую благодарность выражаем сотруднику лаборатории электронной микроскопии НИГП Юань Лу-пинь за превосходную организацию работ на СЭМ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ильин А.В. Древние фосфоритоносные бассейны. М.: Наука, 1990. 174 с.
2. Тан Тяньфу, Школьник Э.Л., Сюэ Яосун, Юй Цунлю. К проблеме генезиса зернистых фосфоритов платформы Янцзы (КНР)//Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 45-59.
3. Donnelly T.H., Shergold J.H., and Southgate P.N. Anomalous geochemical signals from phosphatic Middle Cambrian rocks in the southern Georgina Basin, Australia //Sedimentology. V. 35, № 4, August 1988. P. 549-510.
4. Driessen A. Phosphate production and consumption in Australia. Appendix //Middle Cambrian phosphatic and calcareous lithofacies along the eastern margin of the Georgina Basin, Western Queensland (Ed. by 12th International Sedimentological Congress), Field Excursion 26B, 1986.
5. Howard P.F. Proterozoic and Cambrian phosphorites regional review - Australia. Phosphate deposits of the World, Proterozoic and Cambrian phosphorites, v. 1. Cambridge University Press. 1986. P. 20-41.
6. Sandstrom M.W. Proterozoic and Cambrian phosphorites-Specialist studies: geochemistry of organic matter in Middle Cambrian phosphorites from Georgina Basin, north-eastern Australia. Phosphate deposits of the World, Proterozoic and Cambrian phosphorites, v 1. Cambridge University Press. 1986. P. 268-279.
7. Shergold J.H. Middle Cambrian Stratigraphy of the Georgina Basin//Proterozoic-Cambrian phosphorites (Eds. P.J. Cook and J.H.Shergold). ANN Press, Canberra, 1979. P. 27-28.
8. Soudry D., Southgate P.N. Ultrastructure of a Middle Cambrian primary nonpelletal phosphorite and its early transformation into phosphate vadoids: Georgina basin, Australia//Journ. of Sedimen. Petrol. January. 1988. V. 59, № 1. P. 53-64.
9. Southgate P.N. Middle Cambrian hypersaline environments along the eastern margin of the Georgina Basin// Proterozoic - Cambrian phosphorites (Eds. P.J.Cook and J.H.Shergold). ANN Press, Canberra. 1979. P. 28.
10. Southgate P.N. Proterozoic and Cambrian phosphorites - specialist studies. Middle Cambrian phosphatic hardgrounds, phoscrete profiles and stromatolites and their implications for phosphogenesis. Phosphate deposits of World, v. 1, Proterozoic and Cambrian phosphorites. Cambridge University Press. 1986. P. 327-351.

11. Southgate P.N. A model for development of phosphatic and calcareous lithofacies in the Middle Cambrian Thoroutonia Limestone, northeastern Georgina Basin, Australia. *Aust// J. Earth Sciences*. 1988. V. 35. P. 110-130.

Поступила в редакцию 10 ноября 1995 г.

E.L. Shkolnik, Tang Tianfu, Sue Yaosong, You Qonglin, E.A. Zhegallo

The nature of phosphorites from the Georgina basin, North Australia

Phosphate pellets (grains) in phosphorites from Middle Cambrian deposits of the Georgina basin, Queensland, Australia, have been firstly studied with use of scanning microscopy technique. Pellets are made up of the fragments of bacterial-algal, algal mats, and oncolites, often with concentric mantles of oncolite type, or the fragments of bodies or colonies of carbonate sponges. Bioclasts - fragments of invertebrate skeletons are also important in phosphorite composition. The results confirm the shallow-water conditions of the phosphatized biogenic deposit formation and allow determination of their nature. Along with definite differences, the essential similarity of phosphate genesis conditions in the Georgina basin and other ancient phosphorite-bearing basins of the world is shown.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАНА УЛЬИНСКОЙ И КУЙДУСУНСКОЙ ВУЛКАНОГЕННЫХ ВПАДИН (ЗАПАДНОЕ ПРИОХОТЬЕ)

В.Е.Кириллов, М.В.Горошко

Таежная геологическая экспедиция, г.Хабаровск

Рассматриваются вопросы металлогении урана Ульяновского и Куйдусунского вулканогенных прогибов Западно-Охотского сектора Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса. Показано, что проявления урана широко распространены в различного типа вулcano-тектонических и вулcano-плутонических структурах района. Они связаны преимущественно с породами кислого состава, специализированными на уран являющимися продуктами заключительных стадий магматической дифференциации. Возраст образования руд определен как меловой и в одном случае как девонский. Особенности локализации уранового оруденения и характер околорудных гидротермально-метасоматических изменений указывает на связь большинства урановых проявлений с процессами метасоматоза в пределах специализированных на уран комплексов, а источниками урана являются остаточные растворы приповерхностных магматических камер. Дальнейшего изучения заслуживает зона Биякчанского разлома, ограничивающая с запада Ульяновский вулканогенный прогиб и контролирующая урановое оруденение мезозойского возраста.

Рассматриваемый район находится преимущественно на территории Охотского района Хабаровского края, в меньшей степени охватывает пограничные районы республики Саха-Якутия и Магаданской области.

История исследований района с позиций оценки перспектив ураноносности началась в начале 50-х годов текущего столетия. В это время организацией "Дальстрой" проводилось систематическое изучение гранитоидных массивов в приграничных с Хабаровским краем районах Магаданской области. Был выявлен ряд однотипных урановородных объектов ранга мелких месторождений и проявлений - в частности, Тас-Кастабытское и известное Бутугычагское. В 60-е и 80-е годы объектом исследований стали вулканогенные образования Охотского района. Поисковые работы велись силами Таежной геологической экспедиции и ДВИМСа. В исследованиях принимал участие большой коллектив специалистов: Гукасян Г.О., Гаркалин Б.А., Шитов А.А., Николаев В.В., Горошко М.В., Игнатъев А.Б., Ситников Н.В. и другие. В качестве ведущего метода использовалась АГСМ-съемка с последующей заверкой выявленных аномалий. На участках с определившимися поисковыми перспективами проводились площадные поиски с использованием методов структурной геофизики, проходкой горных выработок, бурением.

С геоструктурных позиций, Ульяновская и Куйдусунская вулканогенные впадины (рис.1) принадлежат к Западно-Охотскому сектору Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса, сложенного комплексом туфогенно-осадочных, эффузивных, субвулканических и

интрузивных образований. Вулканогенные породы накладываются на сложнопостроенные структуры Охотского срединного массива.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования Ульяновской и Куйдусунской впадин вместе с комагматичными им субвулканическими и интрузивными породами объединяются в четыре вулcano-плутонических комплекса, отвечающих главным этапам магматической деятельности - охотский, амкинский, урацкий и хакаринский.

Охотский комплекс включает аланскую и ульбериканскую свиты. Аланская свита представлена преимущественно континентальными туфогенно-осадочными отложениями. Ульбериканская свита сложена андезитами, андезитбазальтами, их туфами. Содержание урана в породах аланской свиты - 2.2 г/т, ульбериканской - 1.9-2.8 г/т.

Амкинский комплекс объединяет амкинскую и хетанинскую свиты. Амкинская свита представлена туфами, игнимбридами и в меньшей степени лавами андезитодацитов, дацитов, риодацитов и риолитов с горизонтами туфогенно-осадочных пород. Субвулканические и экструзивные образования амкинского комплекса имеют ограниченное распространение. Содержания урана в породах комплекса варьирует от 2.5 до 3.6 г/т. Хетанинская свита сложена андезитами, андезитбазальтами и базальтами. Среднее содержание урана составляет 2.7 г/т.

Урацкий комплекс сложен туфами, игнимбридами, лавами кислого состава. Характерным для комплекса является наличие вулканических стекол, более широкое развитие, чем для амкинского комплекса, субвулканических и экструзивных образований, значительное распространение интрузивных

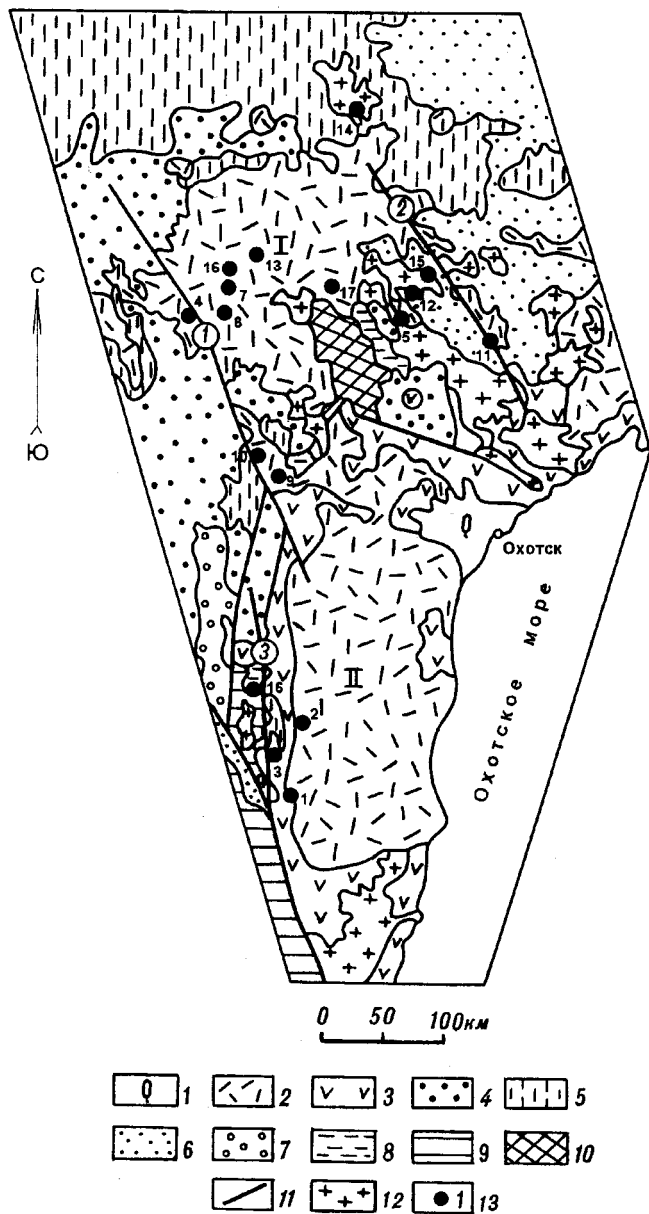


Рис. 1. Геологическая карта рудопоявления "Атаньджакан"

1 - четвертичные аллювиальные отложения; 2-3 - вулканы мелового возраста: 2 - преимущественно кислого состава, 3 - преимущественно среднего и основного состава; 4-7 - осадочные терригенные образования: 4 - юрские, 5 - триасовые, 6 - пермские, 7 - каменноугольные; 8 - девонские вулканогенные и осадочные образования; 9 - протерозойские вулканогенные и осадочные образования; 10 - архейские кристаллические породы; 11 - наиболее крупные разломы: Кетандинский (1), Нютский (2), Билякчанский (3); 12 - гранитоидные интрузии, 13 - рудные проявления; Вулканогенные впадины: I - Куйдусунская, II - Ульинская. Рудные проявления: 1 - Атаньджакан, 2 - Мулачен, 3 - Амагаран, 4 - Винто-Халья, 5 - Дружный, 6 - Радужный, 7 - Зерган, 8 - Таракан, 9 - Кетанда, 10 - Котла, 11 - Нилгысыг, 12 - Нют, 13 - Булакаг, 14 - Мандычен, 15 - Пестрая, 16 - Искра, 17 - Астра.

комагматитов. От амкинских вулканитов образования урацкого комплекса отличаются повышенной кремнекислотностью и большим содержанием щелочных элементов, среди которых преобладает калий. Содержание урана в породах урацкого комплекса колеблется от 3,3 до 6,2 г/т.

Хакаринский комплекс сложен базальтами, андезитбазальтами со средним содержанием урана 2,5 г/т.

Возраст аланской, ульбериканской свит определен как нижнемеловой, хетанинской и урацкой - как верхнемеловой, хакаринской - как палеогеновый [2].

Меловые вулканиты залегают непосредственно на метаморфических породах, или (вероятно, не повсеместно) на: 1) девонских вулканогенных и осадочных породах (их выходы отмечены в районе Кухтуйского и Верхнемайского выступов): существенно кварцевых, кварц-полевошпатовых песчаниках протерозойского возраста платформенной кварцево-песчанниковой формации (встречаются в районе Кухтуйского выступа).

Работами предыдущих лет в рассматриваемом районе выявлено несколько десятков рудопоявлений и большое количество проявлений радиоактивной минерализации (рис.1). Большая часть проявлений тяготеет к зонам крупных разломов, ограничивающих Охотский массив. Выделяются следующие основные структурные обстановки локализации оруденения: 1) наложенные терригенные впадины; 2) вулканотектонические структуры (ВТС); 3) экструзивно-купольные и вулканотектонические структуры; 4) интрузивно-купольные структуры.

Из околорудных изменений преобладают березиты (особенно широким распространением пользуются березиты серицит-гидрослюдистой фации), аргиллизаты, реже встречаются эйситы. Почти все рудные проявления контролируются полями распространения кислых магматических (интрузивных и вулканических) пород урацкого комплекса. Пространственная связь большей части урановых проявлений и образований урацкого комплекса объясняется его специализацией на уран. Так, фельзиты, фельзиориолиты экструзивной фации характеризуются содержаниями урана в 5,9 г/т-6,2 г/т, вулканы покровной фации - 4-5 г/т, интрузивные образования - 3,3-4,7 г/т. Это заметно выше, чем для кислых вулканитов амкинской свиты (2,5-3,6 г/т), андезитов и базальтов ульбериканской и хетанинской свит (1,9-2,8 г/т), девонских вулканитов (3,3 г/т), песчаников протерозоя (0,88-1,5 г/т), осадочных образований перми, триаса, юры (2,8-4,1 г/т), кристаллических пород метаморфического основания (2,0-2,5 г/т для гнейсов). Из вулканических

образований уракского комплекса явно повышенными надкларковыми концентрациями урана отличаются породы заключительных стадий магматической дифференциации, принадлежащие субвулканической и экструзивной фациям. Кислые вулканические породы как уракского, так и амкинского комплексов характеризуются "нормальными" торий-урановыми отношениями (3,5-4), чем отличаются от более древних магматических пород кислого состава, обедненных ураном (6.2 для девонских вулканитов, 14.2 для гнейсо-гранитов архея). Относительно более распространенных покровных образований, в экструзивных, субвулканических, интрузивных фациях магматических пород торий-урановые отношения несколько поднимаются. Повышенными торий-урановыми отношениями (3.3-3.8) обладают даже породы среднего и основного состава, что говорит о довольно высокой степени магматической дифференциации и коровом происхождении магм [6].

Исследования возраста урановых проявлений уран-свинцовым методом свидетельствуют, что они образовались в девонский, меловой и палеогеновый этапы тектоно-магматической активности (ТМА).

В качестве иллюстрирующих примеров для каждого типа урановородных объектов рассматриваются наиболее характерные рудопроявления района.

Единственным примером оруденением в аргиллизированных туфоогенно-осадочных породах наложенных впадин является рудопроявление Атаньджакан, локализованное в западной краевой части Ульинской впадины, в отложениях аланской свиты (рис.2). Основанием прогиба являются докембрийские гранитоиды. Осадочный разрез представлен туфоогенно-осадочными породами с мелкими обломками растительного детрита в низах, переслаивающимися алевролитами, песчаниками, конгломератами в верхах. Рудовмещающими являются отдельные горизонты нижней пачки аланской свиты, обогащенные (до 10%) углеродистым веществом. Мощность продуктивных горизонтов стратиформных, серпообразных в плане залежей составляет 20 м. Наиболее богатые руды контролируются участками пересечения залежей крутопадающими разрывными нарушениями.

Околорудные изменения представлены аргиллизацией, развивающейся на фоне предшествующей пропилизации. Минеральный состав метасоматитов представлен кварцем, халцедоном, монтмориллонитом, каолинитом, гидросерицитом. Из других характерных минералов присутствуют хлорит, лимонит. Заметно отсутствие карбоната и слабое развитие сульфидов. Минералы железа испытали гидротацию по схеме магнетит-гематит-гидроокислы железа.

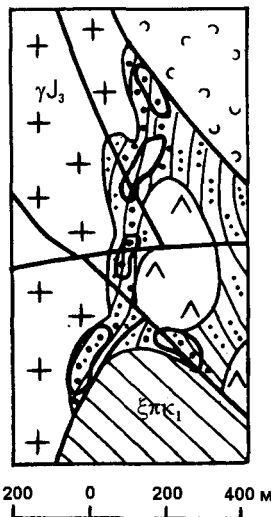


Рис.2. Геологическая карта рудопроявления "Атаньджакан"

1а - аланская свита, верхняя пачка, псефит-псаммитовые туфы радиодацитов; 1б - аланская свита, нижняя пачка, преимущественно грубозернистые песчаники гранитного состава, тефопесчаники, углистые алевролиты, туфо-алевролиты, туфогравелиты, обогащенные растительным детритом; 2 - эффузивные дациты; 3 - экструзивные дацит-порфиры; 4 - граниты биотитовые; 5 - разломы; 6а - рудные ореолы; 6б - ореолы аргиллизации.

Первичный урановый минерал представлен настураном, чаще встречаются вторичные минералы (табл.тип 1). Примесь уранового вещества находится и в других минералах, в том числе в растительных остатках. Урановые минералы образуют гнезда, вытянутые скопления, прожилки.

В рудах в повышенных концентрациях встречаются молибден, медь, свинец, серебро, цинк, ванадий. Возраст оруденения определен в 89-119 млн лет.

В связи с аргиллизитовыми изменениями в собственно вулканических депрессиях отмечаются только мелкие локальные проявления урановой минерализации (тип 2). Рудная минерализация представлена настураном характерной почковидной формы в ассоциации с галенитом. Аргиллизитовыми минералами являются каолинит и гидросерицит.

Рудные объекты в связи с аргиллизацией пород в вулкано-купольных и вулкано-экструзивных структурах встречаются в слабо эродированных частях Ульинского прогиба (табл.,тип 3). Преимущественно это мелкие проявления урановой минерализации, но встречаются и рудопроявления с кондиционными сечениями. Примером наиболее крупного рудопроявления является Мулаченское. Для проявлений этого типа характерна приуроченность к зонам крутопадающих разломов и узлам их сочленения, к покровным и экструзивным образованиям кислого состава уракского комплекса. Ореолы околорудных изменений часто находятся в полях крупнообъемных фумарольно-сульфатарных изменений. Из новообразованных минералов наиболее распространены каолинит, гидросерицит, колломорные формы кварца.

Таблица 1

Минеральный состав рудных зон урановых рудопроявлений Ульяновской и Куйдусунской впадин

Генетический тип изменений	Формация околорудных изменений, Возраст	Тип магматических структур	Тип проявлений	Изменяющийся субстрат	Собственно урановые минералы	Минералы-концентраторы урана
Гидротермально-гидрогенный		Наложенные терригенные впадины	1	Туффиты, граувакровые песчаники	Настуран(1), уранофан(2), бета-уранотил (2), лигбит(1), сабугалит(1)	Растительные остатки, пирит, апатит, лимонит
		Вулкано-тектонические стр-ры	2	Туфопесчаники	Настуран(1), казолит(1)	
Гидротермальный	Аргиллизиты, K2	Экструзивно-купольный, вулканокупольный	3	Лавы и вулканокластические породы кислого состава	Уранофан(5), метацейнерит(3), бета-уранотил(2), сабугалит(2), ураношпатит(2), салент(2), урановые черны(1), новачекит(1), отенит(1), метаанколит(1)	Монтиориллонит, ильменит, лимонит, фергусанит, бетафит
		Интрузивно-купольный	4	Интрузивные породы кислого состава	Настуран $a_0 = 5.38 \pm 0.01 \text{ \AA}$ (1), метацейнерит(2), новачекит(2), субугалит(1), метаторбернит(1), салент(1), уранофан(1), отенит(2)	Вольфрамит
		Экзоконтакты интрузий	5	Песчаники	Уранофан(1)	
		Березиты D3	6	Лавы и вулканокластические породы кислого состава	Уранинит $a_0 = 5.45 \pm 0.01 \text{ \AA}$ (1), настуран $a_0 = 5.39 - 5.40 \pm 0.01 \text{ \AA}$ (7), казолит(10), уранофан(1), фосфуранилит(1), бета-уранотил(1), ураноцирцит(2), ренардит(1), купроскладовскит(1), цейнерит, метацейнерит(1), трекерит(1), торбернит(1), самирезит(1), коффинит(1)	Хлорит, бетафит, браннерит
	Березиты K1-K2	7	Лавы и вулканокластические породы кислого состава	Уранинит $a_0 = 5.42 - 5.45 \pm 0.02 \text{ \AA}$ (7), настуран $a_0 = 5.37 - 5.42 \pm 0.02 \text{ \AA}$ (10), гидратированный настуран (1), уранофан(20), бета-уранотил(6), казолит(6), беккерелит (2), коффинит(2), иригинит (3), отенит(1), ненадквит(1), ренардит(1), вандендрисцент(1), болтвулдит(1), соддинит(1), ураноцирцит(1), метацейнерит(1), гуммит(1)	Лимонит, биотит, флюорит, хлорит, гетитизированный пирит, самирезит	
	Березиты ороговикованные, K2	8	Лавы и вулканокластические породы кислого состава	Настуран $a_0 = 5.41 - 5.42 \pm 0.02 \text{ \AA}$ (5), уранинит $a_0 = 5.47 - 5.48 \pm 0.02 \text{ \AA}$ (2), уранофан(6), маскойтит(1), скупит(1), складовскит(1)		
	Березиты K1-2	Вулкано-тектонические стр-ры	9	Туфогенно-осадочные породы	Настуран(1), уранофан(1)	Растительные остатки, самирезит
		Интрузивно-купольный	10	Интрузивные породы кислого состава	Настуран(1), купроскладовскит(1), уранофан(1), метаторбернит(1)	Серцит, ильменит, рутил, гетит
			11	Интрузивные породы умеренно кислого состава	Метацейнерит(1), метаторбернит(1), уранофан(1)	
	Эйситы K2	Вулкано-тектонические стр-ры	12	Лавы кислого состава	Маскойт	Гематит
Ортит-апатитовые метасоматиты K2	Интрузивно-купольный	13	Сениты	Ураноторианит	Ортит, циркон, фторапатит	
Гидротермально-пневматолитов	Пегматиты	Гнейсо-гранитовые куполы	14	Гранито-гейсы, граниты	Ураноторианит	Сфен

Примечание: для урановых минералов в скобках приведено количество случаев определения. Для уранинита, настурана указаны параметры кристаллической решетки, определенные рентгено-структурным анализом (УРС-2)

Рудопроявление Мулачен располагается в брекчированных фельзитах, туфах трахидацитового, дацитового, риолитового состава. Оруденение контролируется разломами северо-восточного простирания. В рудных зонах установлены изменения пород в следующей последовательности: адуляризация - образование глинистых минералов-окварцевание. Глинистые минералы представлены каолинитом, гидросерицитом; кварц-опалом и халцедоном. Окварцевание проявлено широко и интенсивно. Обширная "кварцевая шляпа" говорит о слабой степени эрозионного среза вулканитов. Первичные минералы урана отсутствуют; вторичные, из числа которых преобладает уранофан, встречаются в массах опала, часто ассоциируясь с ярозитом. Заметно, что фосфатные слюдки и силикаты урана обогащены мышьяком, урановые черни-сурьмой, молибденом, мышьяком. Из неурановых рудных минералов преобладают сульфиды, из более редких встречаются корнваллит, скородит, фергусонит. В рудах отмечаются повышенные содержания молибдена, серебра, свинца, мышьяка, сурьмы, золота. Возраст оруденения по уран-свинцовым изохронам составляет 72-127 млн лет.

Урановые проявления и рудопроявления в зонах аргиллизитовых изменений в связи с интрузивно-купольными структурами (табл., тип 4) встречаются на территории Тас-Кастабытского гранитоидного массива, находящегося в северо-восточной краевой части Охотского срединного массива. О последнем факте свидетельствуют ксенолиты метаморфических пород в гранитоидах. Интрузивный массив расположен среди триасовых терригенных отложений и имеет доплитообразную форму. Он характеризуется гетерогенным строением, претерпел гомогенное развитие и состоит из габбро, гранодиоритов основной фазы, порфировидных кварцевых диоритов, порфировидных субщелочных лейкократовых гранитов дополнительной фазы. Оруденение размещается преимущественно в специализированных на уран (9 г/т) порфировидных гранитах в зонах субпараллельных протяженных разломов северо-западного направления, контролирующих пояса даек стекловатых риолитов и фельзитов. Иногда оруденение накладывается на дайки и песчаники зоны экзоконтакта (табл., тип 5). Околорудные изменения представлены каолинитовыми аргиллизитами в центральных частях зон, гидрослюдистыми с хлоритом - в периферических. Аргиллизиты телескопированы на турмалин-мусковитые грейзены и березиты. Ураноносные зоны имеют линейную форму, выдержаны по простиранию. Текстуры руд вкрапленниковые, прожилковые, брекчиевые. Первичные урановые минералы представлены настураном, вторичные - преимущест-

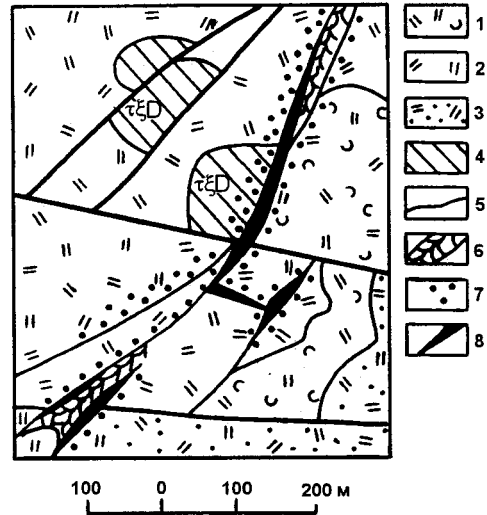


Рис. 3. Геологическая карта рудопроявления "Искра"

1 - туфы трахириолитов; 2 - трахириолиты массивные; 3 - сферолитовые трахириолиты; 4 - трахидациты экструзивные; 5 - разломы; 6 - зоны брекчирования; 7 - березитизация; 8 - оруденелые брекчии на кварц-гематитовом цементе.

венно слюдками, арсенатами и фосфатами, обогащенными медью и цинком. нерадиоактивные минералы относятся по большей части к сульфидам, которые, вероятно, образовались в грейзеновую стадию. В повышенных концентрациях в рудах встречаются медь, цинк, фтор, олово, мышьяк. Корреляционный анализ свидетельствует об отсутствии связи урана с другими элементами, т.е. о вероятной возрастной оторванности урановорудного процесса от формирования рудной минерализации раннего этапа. Возраст оруденения оценивается в 50-60 млн лет.

Оруденение в березитизированных породах распространено шире, чем в аргиллизитах. Березиты представлены преимущественно серицит-гидрослюдистой фацией, иногда с примесью хлорита и карбоната.

Проявления минерализации и рудопроявления урана в березитизированных породах в связи с вулcano-купольными и экструзивно-купольными структурами - наиболее часто встречающийся тип урановорудных объектов (табл., тип 6,7). К ним относятся рудопроявления Искра, Амагаран, Винто-Халыя, Дружное, Радужное, Зерган, Котла (рис.1). Большая часть проявлений размещается в пределах Куйдусунской впадины, относительно более эродированной, чем Ульяновская.

Купольные структуры, контролирующие урановые проявления, как правило, невелики по размерам и часто локализируются в пределах более крупных вулканических сооружений, преимущест-

венно вулcano-тектонических депрессий. Рудные проявления размещаются в центральных или краевых частях субвулканических и экструзивных тел или на некотором небольшом удалении от них. Во всех случаях они контролируются разрывными нарушениями. Субвулканические и экструзивные тела чаще всего представлены фельзитами и риолитами с повышенными фоновыми концентрациями урана. При некоторых сходных особенностях, выражающихся в одинаковой структурной позиции и околорудных изменениях, различные проявления характеризуются заметными отличиями в минеральном составе руд. Так, для рудопроявления Зерган отмечается обильная флюоритизация, Дружного - хлоритизация и разнообразная нерадиоактивная минерализация, рудопроявления Радужное, Котла, Винто-Халыя отличаются почти полным отсутствием нерадиоактивной рудной и жильной минерализации. Причиной различий в минеральном составе руд явилась разнотипная геохимическая специализация продуцирующих изменения гидротермальных растворов. Соответственно, встречаются проявления с широким набором элементов-спутников урана и проявления, где в повышенных концентрациях встречается только уран.

Многочисленные рудные тела и проявления минерализации в связи с березитизированными нижнепалеозойскими (девонскими) вулканическими породами и одновременным этапом ТМА отмечаются в обрамлении Ульяновского прогиба, в северной части Верхне-Майского кристаллического выступа (табл., тип 6). Девонские вулканы отмечаются в центральной части интрузивно-купольного поднятия, сложенного диоритами и лейкогранитами мезозойского возраста. Вулканогенные образования слагают вулcano-купольную структуру.

По данным А.А.Шитова, оруденение приурочено преимущественно к таабырдаахской свите, представленной лавами, игнимбритами, туфами кислого состава и локализуется в брекчиях на гематит-кварцевом цементе (рис.3). Основной рудоконтролирующей структурой является субмеридиональный разлом, рудофокусирующими - нарушениями северо-западного, северо-восточного, субширотного простирания. Субмеридиональная структура контролирует пояса даек и крупный (12 x 2 км) ореол березитовых изменений. Околорудными являются гидрослюдистые березиты, развивающиеся на фоне грейзеновых изменений. В составе березитов участвуют кварц, серицит, гидрослюда (шилсинит), анкерит, кальцит, гетит, гидрогетит, хлорит, барит, рутил. Урановорудная минерализация образовалась в период перерастания серицитовой березитизации в гидрослюдистую. К первичным урановым минералам относится настуран, формирующий

тонкие прожилки, гнезда, рассеянную вкрапленность в агрегатах криптокристаллического кварца. Настуран образует натечно-скорлуповатые, почковидные мелкие (тысячные доли миллиметра) выделения, окруженные по периферии каймой гидроокислов железа, иногда в сростании с пиритом. Отмечаются лейкоксеноподобные радиоактивные массы с мельчайшими включениями титаната урана. Вторичные урановые минералы представлены силикатами и урановыми слюдками (фосфоритами и арсенатами); из них наиболее распространенным является казолит. Заметно обогащение арсенатов медью и сурьмой, фосфатов - мышьяком, силикатов - мышьяком, свинцом.

В ураноносных зонах довольно широко распространена нерадиоактивная минерализация, представленная разнообразными сульфидами и минералами зоны окисления. Сульфиды образуют прожилковые образования, различной формы гнездообразные скопления и неравномерную вкрапленность. Из них наиболее распространенными являются галенит и пирит.

Для урановых руд характерны повышенные концентрации меди, цинка, свинца, серебра, сурьмы, мышьяка. Местами отмечаются аномальные концентрации молибдена (до 0.05%). Статистические максимумы на гистограммах рассчитанных возрастов, полученных с использованием уран-свинцового метода, свидетельствует о трех вероятных этапах формирования руд: 390-370 млн лет (девон); 215 млн лет (триас); 150-110 млн лет (мел). Два последних возраста говорят о регенерации урана, в том числе в период меловой ТМА. Абсолютный возраст слюдястых минералов, полученный калий-аргоновым методом по слюдам (определение лаборатории ВСЕГЕИ) свидетельствует о двух возрастах околорудных метасоматитов - 332 и 110 млн лет. Прямым свидетельством палеозойского возраста формирования уранового оруденения является наличие рудных галек в отложениях триаса. В этап мезозойской ТМА оруденение в рудоносных структурах перераспределялось, проникая в осадочные породы триаса и нижнемеловые туфогенно-осадочные породы аланской свиты.

В качестве примера мезозойского оруденения в связи с экструзивно-купольными структурами рассматривается рудопроявление "Дружное", размещающееся в пределах более обширной Нютской вулcano-тектонической депрессии (тип 7). Основанием структуры служат метаморфические образования Охотского массива и осадочные породы его чехла. Нютская вулcano-тектоническая структура выполнена вулканическими и вулканогенно-осадочными породами амкинского и ураковского комплексов. Рудоконтролирующими являются

нарушения северо-западного, северо-восточного направлений. Околорудные изменения и урановорудные проявления приурочены к вулканитам амкинского комплекса и экструзиям фельзориолитов урацкого комплекса. Околорудные изменения представлены березитами. Выделяются три фации березитов: мусковит-серицитовая, серицитовая, серицит-гидрослюдистая. Более высокотемпературные фации замещаются низкотемпературными. Рудная минерализация сформировалась в последний этап изменений совместно с железистым хлоритом (шамозитом) и карбонатом. Радиоактивные минералы представлены настураном, реже уранинитом, образующими тонкую вкрапленность и невыдержанные прожилки. Вторичная урановая минерализация относится преимущественно к силикатам, менее распространены водные окислы и фосфаты. Примечательным представляется наличие молибдатов, что следует связывать с аномальной молибденосностью структуры и ее окружения [7]. Из других, не радиоактивных металлов присутствуют преимущественно сульфиды молибдена, свинца, цинка, сурьмы, мышьяка. В целом, оруденение носит гнездовый характер. Уран обнаруживает тесные корреляционные связи с Co, Ni (концентрируются в хлорите), Ba и Sn. Характерно отсутствие связей урана и молибдена, что говорит о возрастном отрыве молибденовых минералов (связаны с калишпатизацией) и урановых минералов (связаны с березитизацией). Возраст уранового оруденения определен в 90-100 млн лет.

В пределах отдельных участков с околорудной березитизацией отмечаются признаки наложенного ороговикования (тип 8, рудопоявление Таракан, Кетанда). Проявления локализуются в такой же обстановке, что и типы 6,7 (оруденение в зонах березитизации в связи с вулкано-купольными и экструзивно-купольными структурами). Ороговикование развивается в вулканитах в экзоконтактах субвулканических интрузий урацкого комплекса. Его результатом явилась регенерация руд с их локальным перераспределением, перекристаллизация настурана в уранинит и появление специфических минералов роговиков, основным из которых является биотит.

Наиболее крупным является рудопоявление Таракан, расположенное в пределах вулкано-купольной постройки с широким развитием субвулканических риолитов. Рудные тела локализованы в березитизированных риолитах и их туфах в зонах разломов субмеридионального простирания. Из новообразованных минералов роговиков отмечаются андалузит, актинолит, мусковит, гранат (первая фаза изменений), хлорит, биотит, гидробиотит, шпинель, сульфиды (вторая фаза). Настуран и

уранинит ассоциируются с гидробиотитом и шпинелью. Иногда уранинит наследует сферически-концентрическую зональную или полусферическую форму кристаллов настурана (в этих формах определена кристаллическая решетка уранинита $a_0 = 5,48 + 0,02 \text{ \AA}$). Из рудных минералов наиболее распространены сульфиды, встречается торит. В рудах в повышенных концентрациях отмечаются свинец, висмут, медь, мышьяк, фтор, иттрий, торий.

Проявление урана в березитизированных вулканогенных породах тектонических депрессий (табл., тип 9) выявлены в центральных частях Куйдусунского прогиба. В качестве примера может рассматриваться проявление Астра, локализованное в зоне субмеридионального нарушения в туфоалевролитах с углефицированными остатками. Изменения представлены березитами гидрослюдистой фации с присутствием флюорита, хлорита, карбоната, гематита. Мелкие скорлуповатые выделения настурана отмечаются в растительных остатках. В повышенных концентрациях в рудах присутствуют молибден, свинец, мышьяк, цинк. Возраст оруденения оценен в 90-110 млн лет.

Многочисленные мелкие проявления минерализации в связи с березитизированными интрузивными породами (табл., тип 10.11) отмечаются в районе восточной части Нют-Ульбейского батолита (интрузивные массивы Архимед и Пестрая).

В пределах восточной части гранитоидного массива Архимед распространены среднезернистые биотитовые граниты и мелкозернистые субщелочные граниты. Последние образуют небольшие штоки, пластообразные тела и иногда бескорневые тела изометричной формы, тяготеющие к разрывным нарушениям. Мелкозернистые граниты относительно среднезернистых отличаются повышенными содержаниями урана (соответственно, 4,7 и 3,3 г/т), кремнезема и суммы щелочных окислов (8,1-8,3%). Возраст гранитов калий-аргоновым методом определен в 74-76 млн лет.

Околорудные изменения контролируются зонами протяженных нарушений северо-западного и субмеридионального простирания и обычно локализуются вдоль трещин, оперяющих основное нарушение. Первичные минералы урана представлены настураном, вторичные - силикатами и метаторбернитом. Из нерадиоактивных встречаются сульфиды меди, цинка, мышьяка. В повышенных концентрациях отмечаются медь, свинец, висмут, серебро, цинк, олово.

В пределах массива Пестрая урановорудные проявления отмечаются в гранодиоритах и, чаще, в субщелочных кварцевых диоритах. Последние характеризуются содержанием кремнезема 63%, суммы щелочных окислов 7,6%, повышенными

концентрациями урана (7 г/т). Рудные проявления локализуются в контактовых зонах интрузивных пород и погруженных в них крупных ксенолитов осадочных пород, а также в зонах разломов северо-восточного, субмеридионального простирания. Оруденение контролируется как крутопадающими, так и пологопадающими трещинами. Околорудные изменения представлены березитами, развивающимися на фоне предшествующих грейзенов. Первичная урановая минерализация не определена, вторичная относится к слюдкам и силикатам. Для урановых минералов установлен их гнездово-прожилковый характер распределения. Из нерадиоактивных отмечаются минералы мышьяка, свинца, цинка зоны окисления. Возраст руд определен в 69-70 млн лет.

Для описанных выше рудных проявлений в аргиллизитах и березитах отмечается много сходных минералогических и геохимических особенностей с однотипными гидротермальными месторождениями в вулканических и интрузивных структурах позднеорогенных подвижных поясов, областей ТМА, и в том числе девонского возраста [1,3,4,5].

Например, для известных зарубежных месторождений в округе Мерисвейл, США, размещающихся в бескальдерных депрессиях и в вулканических куполах, так же как для аналогичных проявлений Мулачен, Амагаран, Радужное, Таракан, характерна связь с вулкано-купольными структурами и субвулканическими интрузиями повышенной щелочности, локализация в разломах высоких порядков. Для месторождений Стрельцовской депрессии в Забайкалье, а также Камешунской депрессии ДВ России, так же как для рудопроявлений Дружное, Астра в вулканических кальдерах, отмечается сложная структура рудовмещающих полей. Преимущественно жильная урановая минерализация размещается в мелких экстрезивных куполах или на некотором, часто небольшом удалении от них в разнообразных эффузивных, вулкано-кластических или туфогенно-осадочных породах. Изменения во всех случаях представлены аргиллизитами или низкотемпературными фациями березитов; основным рудным минералом является настуран, ассоциирующийся с сульфидами.

Специфический набор типоморфных признаков (отсутствие видимой связи с магматическими породами, размещение рудных тел в осадочных породах в ореолах аргиллизитовых изменений с гидроокислами железа, геохимическая ассоциация урана с ванадием и фосфором) указывает на возможность принадлежности оруденения рудопроявления Атаньджакан к уран-ванадиевой рудной формации "песчаникового" (Колорадского) типа, связанной с зонами пластового окисления.

Урановые проявления в эйситах (табл., тип 12) встречаются в районе редко. Их отличает преимущественно альбитовый, с гематитом, хлоритом и апатитом, состав околорудных изменений, приуроченность к крутопадающим разрывным нарушениям в вулканитах кислого состава. Этот тип рассматривается на примере рудопроявления Булакаг, расположенного в центральной части Куйдусунского прогиба. Рудопроявление локализуется в пределах вулкано-тектонической депрессии, в нарушении северо-восточного простирания в игнимбритах уракской свиты.

Околорудные изменения развиваются на фоне более широко проявленной пропилитизации и характеризуются значительным выносом калия (с 4-5% до 0.п%) и заметным повышением содержания натрия (с 2 до 6%). Рудное тело образует линзообразную крутопадающую залежь. Урановосодержащим минералом является масюйит. Повышенными (0.2-0.3%) содержаниями урана обладает гематит. В рудах отмечаются высокие содержания молибдена, свинца и мышьяка. Корреляционный анализ говорит о геохимической ассоциации урана с мышьяком, свинцом, молибденом, серебром. Возраст руд определен в 104-132 млн лет. Рассматриваемый тип аналогичен урановым объектам, локализуемым в магматических породах областей активизации древних платформ [3].

В пределах Нют-Ульбейского батолита отмечаются урановорудные проявления, связанные с зонами дробления и изменений в сиенит-порфирах (табл., тип 13). Рудная минерализация отмечается в сближенных субпараллельных прожилках апатит-ортитового состава с примесью циркона и монацита. Апатит, ортит, циркон обладают повышенными концентрациями урана. Основным минералом-носителем урана является обогащенный иттрием ураноторианит.

В кристаллическом основании вулканических структур в высокордиоактивных ториеносных аляскитовых гнейсо-гранитах и пегматитах отмечаются многочисленные мелкие аномалии урановой, чаще ториевой или уран-ториевой природы (тип 14). Из урановых минералов в них отмечается ураноторианит, образующий мелкую вкрапленность или концентрирующийся в изометричные локальные неплотные скопления. Как правило, на таких участках отмечаются признаки высокотемпературного кварц-микроклинового метасоматоза.

В полях и ореолах гидротермально-метасоматических изменений всех описанных типов содержания урана значительно дифференцируются, местами с заметным локальным повышением его концентраций. Возрастает содержание "подвижного", "освобожденного" урана, определяемого

методом содовой вытяжки. Если для неизменных магматических пород кислого состава содержание "свободного", легко выщелачиваемого урана составляет около 10% (в гранитах обычно немного больше, чем в вулканитах), то для пород, подвергшихся изменениям, эта величина в среднем увеличивается до 20-30% от валового урана. В преобразованных породах торий-урановое отношение резко нарушается в сторону урана.

Исследование рудных минералов урана показывает, что они относятся как к первичным безводным окислам, образовавшимся из гидротермальных растворов, так и довольно многочисленным минералам зоны окисления. Всего выявлено 32 собственных минерала урана, 1-урана и тория, 5 ураносодержащих.

Из безводных окислов урана и тория отмечаются ураноторианит, из безводных окислов урана - настуран, уранинит, урановые черни. Водные окислы представлены беккерелитом, скупитом, вандендрисшеитом, масюиитом, силикаты-соддиитом, коффинитом, ненаджевитом, складовскитом, купроскладовскитом, уранофаном, бетауранотилом, казолитом, болтвулдитом. К фосфатам относятся фосфуранилит, отенит, ураношпатит, салеит, сабугалит, ураноцирцит, торбернит, метаторбернит, ренардит, метаанколит, к арсенатам-трегерит, новачекит, цейнерит, метацейнерит, к молибдатам-иригинит. Ураносодержащие минералы представлены торитом, фергюсонитом, бетафитом, самиреситом, браннеритом. Кроме этих, уран концентрируется в виде примеси в ряде других минералов - в гегите (0.2-0.3%), пирите (до 0.3%), флюорите (до 0.3%), вольфрамите (0.1%), ортите (0.7%), сфене (0.05%), растительной ткани (до 0.4%).

Исследование примесей в урановых минералах говорит, что наиболее распространенным элементом является мышьяк, из других, часто встречающихся - медь, цинк, свинец, иногда иттрий, цирконий, ниобий. Эти элементы содержатся в минералах в количестве 0.1%, мышьяк - 0.2%. В минералах, отобранных из измененных девонских вулканитов, содержания мышьяка, свинца, сурьмы возрастают до более чем 3%, меди до более чем 1%.

Изучение минеральных ассоциаций в рудах свидетельствует, что они могут быть отнесены к двум следующим минеральным типам: 1 - редкоземельно-торий-урановому (проявления в апатит-ортитовых метасоматитах и пегматитах), 2 - собственно урановому, который пользуется наибольшим распространением, развиваясь в березитизированных и аргиллизированных породах. Из подтипов второго типа можно выделить: а - настуран-сульфидный, б - настуран-кварцевый, в - настуран-гидрослюдистый.

Подтипы определены по преобладанию тех или иных минеральных компонентов.

ВЫВОДЫ

Обобщая вышесказанное, отметим, что большая часть урановых проявлений Куйдусунского и Ульяновского прогибов характеризуется определенными чертами сходства и могут быть отнесены к единой группе на основании следующих признаков:

1. образование преимущественно в период позднемезозойской тектоно-магматической активизации Охотского массива;
2. размещение в пределах интрузивных и вулканических образований;
3. связь с низкотемпературными гидротермальными изменениями, проявившимися в заключительные стадии становления рудовмещающих магматических тел и обычно совмещенными с грейзенами и пропилитами (явление аутометасоматоза).

Все наиболее крупные рудные объекты этой группы относятся к классу рудопроявлений. Слабая изученность объектов, в том числе и на глубину, не позволяет определить их действительные масштабы, но довольно сильная эрозионная расчлененность рельефа, наряду с хорошей обнаженностью, дают возможность с определенностью говорить о небольшом вертикальном размахе оруденения с небольшими параметрами по простиранию рудных зон.

Объекты не могут быть отнесены к классической уран-молебденовой рудной формации в связи с вулcano-плутоническими комплексами орогенных поясов, так как далеко не всегда устанавливаются корреляционные связи урана с молибденом, а в значительной части рудных объектов молебденовые минералы не установлены вообще.

Совмещение в околорудном пространстве нескольких типов гидротермально-метасоматических изменений, не выходящих за пределы геохимически специализированных на уран магматических тел, позволяет относить их к аутометасоматическим. Случаи наложения контактовых изменений более поздних магматических тел на урановое оруденение убедительно свидетельствуют о том, что урановое оруденение большинства рудных объектов формировалось на заключительных фазах становления конкретных магматических тел из остаточных растворов и источником урана являлись остаточные расплавы приповерхностных магматических камер, а не растворы из глубинных магматических очагов. Исходя из этого, перспективы промышленной ураноносности Охотского массива и вулканитов оцениваются нами невысоко. Дальнейшего изучения, по нашему мнению, заслуживают только урановые

проявления в эйситах и проявления зоны Билякчанского глубинного разлома.

Формационный тип уранового оруденения в эйситах является новым для района, и его перспективы могут определиться только после оценки рудопроявления Булакага на глубину.

Урановое оруденение в девонских вулканитах работами Таежной экспедиции оценено как непромышленное. Других полей девонских вулканитов, кроме Ядринского, в районе не зафиксировано и, следовательно перспектив выявления новых рудных объектов девонского возраста в вулканитах данного района не существует.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.В., Бузовкин С.В., Голубев Б.Б. и др. Металлогения урана континентальных блоков земной коры. Л.: Недра, 1980.

2. Вулканические пояса Востока Азии/ Под ред. Щеглова А.Д. М.: Наука, 1984.

3. Гидротермальные месторождения урана/ Под ред. Вольсона Ф.И. М.: Недра, 1978.

4. Лаверов Н.П., Смиркстын А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана. М.: Недра, 1983.

5. Лаверов Н.П., Рыбалов Б.Л., Величкин В.И. и др. Основы прогноза урановорудных провинций и районов. М.: Недра, 1986.

6. Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны. Новосибирск: Наука, 1974.

7. Ситников Н.В., Кириллов В.Е., Алексеев В.С. Молибденовое оруденение восточной части Охотского массива// Тихоокеан. геология. 1991. N 4. С.73.77.

Поступила в редакцию 21 декабря 1995 г.

V. Ye. Kirillov, M. V. Goroshko

Uranium metallogeny of the Ulyinsky and Kuidusunsky volcanogenic troughs (Western Priokhotie)

The paper deals with the problems of uranium metallogeny of the Ulyinsky and Kuidusunsky volcanogenic troughs in the Western Okhotsk sector of the Okhotsk-Chukotka marginal-continental volcanic belt. It is shown that uranium occurrences are widespread in different-type volcano-tectonic and volcano-plutonic structures of the region. They are mainly related to acid rocks, which are uranium-specialized and are the product of the final stages of magmatic differentiation. The ore formation age is determined as Cretaceous, and in one single case, as Devonian. The specific localization of uranium mineralization and the character of circum ore hydrothermal-metasomatic alterations are evidence of the relationship between major uranium occurrences and metasomatosis processes within the uranium-specialized complexes, and the uranium source is residual solutions of near-surface magmatic chambers. Further investigations are deservedly required in the Bilyakchansky fault zone that bounds the Ulyinsky volcanogenic trough on the west and controls uranium mineralization of Mesozoic age.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РИОЛИТОВ ЯКУТИНСКОЙ И АВГУСТОВСКОЙ ВУЛКАНОСТРУКТУР (ПРИМОРЬЕ).

В.К. Попов, А.В. Гребенников

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН г. Владивосток

Изложены результаты геологического и петролого-геохимического изучения риолитов Якутинской вулканоструктуры и Августовского серебро-полиметаллического месторождения, отражающих раннепалеогеновый этап вулканизма Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Показано, что "родоначальные" риолиты являются производными единого глубинного очага гранитной магмы. Характер дифференциации кислых расплавов в близповерхностных условиях определяется степенью открытости (закрытости) магматических очагов с внешней средой. Риолиты вулканических построек характеризуются укороченным трендом дифференциации (по кремнекислотности, щелочности, распределению редких и рудных элементов). Высококремнистые, ультракалиевые риолиты даек, флюидно-эксплозивные брекчии, автометасоматические и гидротемальные образования купольной структуры месторождения отражают процессы флюидной дифференциации гранитного расплава в квазистатических (закрытых) условиях, ведущие к формированию гидротермальных рудных систем.

ВВЕДЕНИЕ

Проводимые в последние годы теоретические и экспериментальные исследования по флюидно-магматическому распределению рудных элементов в процессе эволюции гранитных систем [5,6,12,18,19 и др.], требуют детального изучения процессов дифференциации кислых расплавов в близповерхностных магматических очагах, приводящих к обособлению и последующему отделению высокотемпературных флюидно-солевых расплавов-растворов, экстрагирующих рудные компоненты. Однако, реализация этого механизма зависит от многих в том числе и немагматических факторов. Важнейшим из них, на наш взгляд, является степень открытости или закрытости магматического очага с внешней средой.

В настоящей статье изложены результаты геологического и петролого-геохимического изучения магматических образований Якутинской вулканотектонической структуры и сопряженной с ней Августовской интрузивно-купольной структуры, в сводовой части которой расположено одноименное серебро-полиметаллическое месторождение жильного типа. На основании полученных данных вещественного состава риолитов и их производных, включая автометасоматически и гидротермально измененные породы, рассмотрены особенности близповерхностной дифференциации кислых расплавов в условиях открытой (вулканическая постройка) и закрытой (интрузивно-купольная структура) магматических систем.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЯКУТИНСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И АВГУСТОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Якутинская вулканотектоническая структура (ВТС) расположена в тыловой зоне Восточно-

Сихотэ-Алинского вулканического пояса на стыке крупных рудных районов - Кавалеровского, Дальнегорского и Краснореченского. По своей морфологии структура представляет вулканический массив, вытянутый в северо-западном направлении на 40 км, достигая в поперечнике 20 км (рис.1), образованный в результате деятельности нескольких вулканических аппаратов. Она ограничена прямолинейными и дугвыми разломами, часто залеченными субвулканическими телами гранит-порфиров и дайками риолитов. Северо-западная часть массива в значительной степени эродирована до уровня близповерхностных магматических очагов, выполненных субвулканическими гранитами.

В истории формирования Якутинской структуры можно выделить два этапа. В первый (маастрихт) произошло накопление пирокластических отложений, выполняющих вулканическую впадину (сияновская свита). Во второй (даний-палеоцен) сформировались мощные вулканические сооружения, сложенные разнофациальными вулканидами кислого состава (богопольский комплекс). Геологическое строение Якутинской структуры наиболее полно приведено в работе В.А. Михайлова [10].

Стратифицированные образования, выполняющие основание структуры, представлены лавами андезитов, туфами и игнимбритами дацитов и риодацитов сияновской свиты. Выходы этих пород наблюдаются в бортовых частях кальдеры и в эрозионных окнах среди вулканидов богопольского комплекса, характеризующегося широким развитием, наряду с пирокластическими, лавовых и экструзивно-интрузивных фаций. В целом для комплекса характерны кислый состав вулканидов, широкое развитие вулканических стекол, преобладание игнимбритов, гиаоигнимбритов и спекшихся туфов

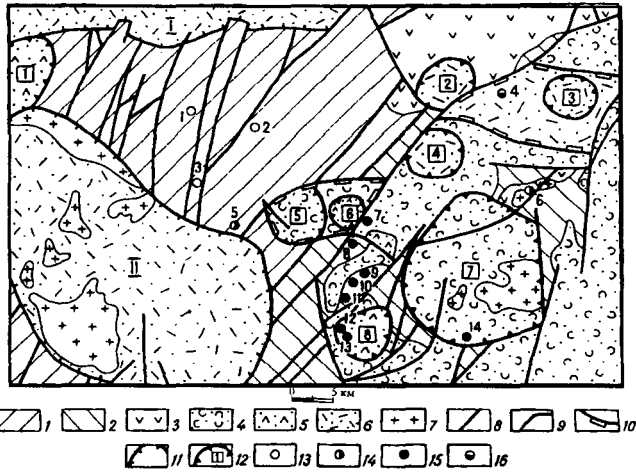


Рис. 1. Схема вулканотектонических структур Дальнегорского и Краснореченского рудных районов.

1-2 - терригенные образования: 1-Журавлевский террейн, 2-Таухинский террейн; 3-12 - Восточно-Сихоте-Алинский вулканический пояс: 3-Синаанчинская свита (андезиты, андезидациты и туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники); 4-Приморская серия - (туфы и игнимбриты риолитов, риодацитов, туффиты, туфопесчаники); 5-Сияновская свита (туфы дацитов и риодацитов, туффиты, туфы и лавы андезидацитов); 6-Богопольская свита (риолиты, перлиты, дациты, туфы и игнимбриты); 7-интрузии гранодиоритов; 8-разломы; 9-геологические границы; 10-вулканотектонические структуры длительного развития (полигенные). 11-вулканотектонические структуры (1-Березовская, 2-Якутинская); 12-кальдеры проседания (1-Караванная, 2-Верхне-Базовская, 3-Кедровская, 4-Перевальная, 5-Барачная, 6-Николаевская, 7-Дальнегорская, 8-Солонцовская); 13-16 - месторождения: 13-оловянные (1-Южное, 2-Ветренное, 3-Смирновское); 14-серебро-полиметаллические (5-Августовское, 6-Майминоское); 15-полиметаллические (7-Николаевское, 8-Верхнее, 9-Первое Советское, 10-Второе Советское, 11-Восточный Партизан, 12-Западный Партизан, 13-Светлый Отвод, 14-Садовое); 16-олово-полиметаллическое (4-Черемуховое).

риолитов. Субвулканические образования, слагающие купола, можно подразделить на два типа. К первому относятся экструзии риолитов и вулканических стекол (г. Нежданка, г. Горелая и др.), иногда переходящие в короткие мощные лавовые потоки. Второй представлен массивами гранитов и гранит-порфиров (интрузии г. Мира, г. Светлой). Последние прорывают вулканы сияновской свиты, туфы и игнимбриты риолитов нижней части разреза богопольского комплекса, не оказывая на них сколько-нибудь заметного термального воздействия. Кроме того, субвулканические тела гранит-порфиров выполняют кольцевые разломы, ограничивающие вулканоструктуру. Это свидетельствует о наличии на глубине крупного гранитного массива. Для вулканических построек подобного строения вполне применим термин "вулканы над интрузиями" [8].

Наиболее молодыми породами в пределах структуры являются экструзии и дайки андезитов и андезибазальтов, которые совместно с риолитами и гранит-порфирами образуют дайковый пояс в северо-восточной части структуры (междуречье руч. Березового и р. Нежданки).

Августовское серебро-полиметаллическое месторождение расположено в пределах одноименной купольно-горстовой структуры - южного фрагмента Смирновского блока (рис. 1), сложенного раннемеловыми терригенными образованиями уктурской свиты (флишевая формация). С юга месторождение примыкает к Якутинской вулканоструктуре. С востока оно ограничивается Прибрежным разломом, представляющим собой зону сочленения региональных тектоностратиграфических блоков (Журавлевского и Таухинского террейнов) с различной геологической историей [1] и металлогенической специализацией. Так, для западного (Журавлевского) террейна характерен оловянный профиль оруденения (Кавалеровский и Краснореченский рудные районы), для восточного (Таухинского) - полиметаллический (Дальнегорский рудный район). Серебряная минерализация, являясь "сквозной", генетически связана с формированием свинцово-цинковых руд. По отношению к оловянному оруденению она является наложенной и проявлена незначительно.

Особенностью структурного положения Августовского месторождения является его приуроченность к зоне сочленения указанных террейнов, слагающих фундамент Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и, следовательно, Якутинской вулканоструктуры. Это отразилось в специфике как магматизма, так и рудной минерализации месторождения.

Осадочные породы, слагающие фундамент Августовской структуры, представлены песчаниками аркозового состава, чередующимися с алевролитами и редкими прослоями гравелитов, конгломератов, кремней. По данным П.В. Маркевича [7], они сформировались в готериве-альбе и относятся к флишевой формации Сихотэ-Алиня. В пределах месторождения породы смяты в крутые складки волочения, часто разбитые и смещенные по зонам северо-западных, северо-восточных и субширотных тектонических нарушений.

В сводовой части горста осадочные образования прорываются штокообразными телами кварцевых монодиоритов, которые были впервые описаны М.А. Фаворской как "интрузии ключа Лапшина" [16]. На месторождении закартировано четыре интрузивных штока, имеющих незначительные размеры (от 0,1x0,3 км до 0,3x1 км) и крутые контакты. Конфигурация массивов сложная с

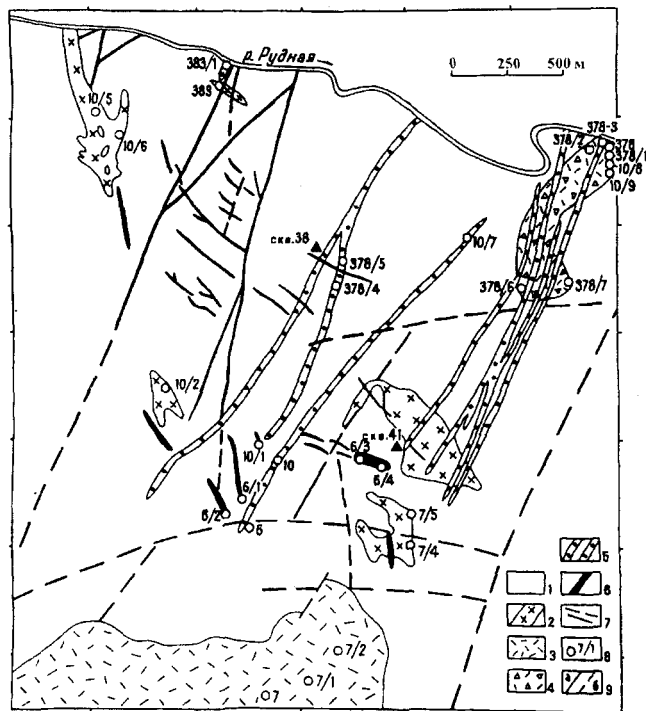


Рис. 2 Геологическая схема Августовского серебро-полиметаллического месторождения.

1-осадочные породы, 2-штоки и дайки монцодиоритов, 3-вулканические образования Якутинской ВТС, 4-риолиты флюидно-эксплозивной брекчии, 5-дайки андезибазальтов, 6-дайки риолитов, 7-кварц-полиметаллические жилы, 8-номера проб, 9-разломы: а-достоверные, б-предполагаемые.

многочисленными апофизами и крупными блоками вмещающих пород в теле интрузии. В плане штоки отчетливо вытянуты в северо-западном направлении, образуя сводовую структуру того же простирания (рис. 2). Эти данные, наряду с порфиоровидным обликом пород, позволяют относить их к апикальным выходам скрытого глубинного массива, с внедрением которого связано образование интрузивно-купольной структуры.

В северо-восточной части месторождения находится выход трубки взрыва, имеющей в плане вытянутую в северо-восточном направлении слабо изогнутую дугообразную форму размером 0,75x0,2 км. Эруптивное тело сложено полимиктовой брекчией, сцементированной магматическим материалом риолитового состава. По своей морфологии и составу оно относится к флюидно-эксплозивному типу брекчиевых тел [15]. Характеризуется слабой сортировкой материала, размеры обломков которого варьируют от нескольких миллиметров до первых метров. Обломки составляют 30-60% и представлены риолитами, песчаниками и алевролитами. Риолиты и песчаники имеют угловатую слабо "окатанную" форму. Обломки алевролитов значительно деформированы вплоть до появления фьямме- и лентообраз-

ной их формы, подчеркивающей флюидально-полосчатую текстуру магматического цемента. Обломки пород в значительной степени пиритизированы.

На юго-западном фланге месторождения развит комплекс даек риолитов. Дайки имеют северо-западное простирание, прослежены на первые сотни метров (при мощности от 1-2 до 5 метров). Взаимоотношения с другими магматическими породами выражены в пересечении дайковыми телами штоков монцодиоритов. С дайками пространственно (по простиранию) сопряжены рудные тела (зона N11). В отдельных случаях рудные тела развиваются по зальбандам даек риолитов, вследствие чего породы в значительной степени изменены (табл. 1 - обр. АВ-6/3, АВ-6/4, АВ-10/1).

Наибольшее развитие на месторождении имеют дайки андезитов и андезибазальтов, которые сформировали дайковый пояс северо-восточного простирания. Протяженность даек составляет порядка 1-2 км, мощность от 2 до 5 метров. По простиранию дайковые тела часто сближены и переходят друг в друга. Дайки прорывают монцодиориты и эруптивную брекчию, но пересекаются рудными телами (зоны N5 и N14).

Рудные тела приурочены к оси интрузивного купола и образуют жильную серию шириной до 600 м и общей протяженностью 2,5 км. Они представлены кварцевыми жилами мощностью от 5-10 см до 2 метров в раздувах. По простиранию протягиваются на 0,5-0,7 км. Рудная минерализация выражена в развитии сульфидов свинца, цинка, меди, сульфосолей серебра.

Тесная пространственная сопряженность рудных тел с дайками риолитов, характер авметасоматических и более поздних гидротермальных преобразований риолитов даек и эруптивной брекчии, сопровождаемых оруденением обломков в последней свидетельствуют о близко-одновременности проявления кислого магматизма и оруденения.

Следует отметить, что структурное положение Августовского поднятия относительно Якутинской структуры (см. рис. 1) таково, что риолиты северо-восточного "выступа" вулканоструктуры и месторождения образуют единый дайковый пояс.

ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Изучение экстрезивно-лавовых образований Якутинской ВТС в пределах вулканических построек, смежных с Августовским месторождением, показало следующее. Экструзия г. Горелой, находящаяся в непосредственной близости от Августовского поднятия, сложена флюидальными риолитами. Она прорывает туфы и игнимбриты риолитов, переслаивающиеся с лавовыми потоками вулканических теккол и игнимбриоподобных кластолав. Экструзив-

Таблица 1

Химический состав магматических пород Якутинской ВТС и
Августовского месторождения (мас. %)

Оксиды	АВ-7/4	АВ-10/5	П-379/2	П-379/3	П-379	П-378/5	П-378	П-378/2	АВ-10/8	АВ-6/1	АВ-6/2
SiO ₂	61.13	57.28	60.49	59.78	63.43	77.47	72.01	76.74	76.99	78.51	77.81
TiO ₂	0.70	1.06	0.76	0.73	0.54	0.14	0.02	0.03	0.03	0.16	0.16
Al ₂ O ₃	15.98	19.91	15.18	17.94	14.60	12.41	14.92	13.29	12.50	13.53	13.40
Fe ₂ O ₃	1.62	2.41	1.76	3.20	3.02	0.15	0.67	0.40	0.82	0.63	0.25
FeO	3.85	3.92	3.95	0.96	1.97	0.91	0.34	0.18	0.10	0.10	0.35
MnO	0.14	0.08	0.08	0.06	0.24	0.04	0.02	0.005	0.02	0.01	0.01
MgO	3.60	3.90	2.88	2.41	1.75	0.41	0.50	0.17	0.16	0.75	0.76
CaO	3.28	0.48	5.07	1.92	2.87	0.19	0.19	0.12	0.22	0.32	0.48
Na ₂ O	2.59	1.63	3.63	5.40	0.25	0.20	1.49	1.54	1.69	0.89	1.31
K ₂ O	3.53	6.28	2.16	4.57	3.79	4.36	6.35	4.53	4.97	3.15	3.49
P ₂ O ₅	0.16	0.09	0.16	0.14	0.18	0.02	0.02	н.о.	0.06	0.04	0.04
H ₂ O	н.о.	н.о.	0.17	0.14	0.27	0.40	0.20	0.30	н.о.	0.10	0.09
п.п.п.	2.98	2.53	3.20	2.76	7.25	2.95	2.95	2.25	1.94	1.32	1.71
Сумма	99.56	99.57	99.49	100.01	100.16	99.65	99.68	99.55	99.50	99.51	99.86

Таблица 1 (продолжение)

Оксиды	АВ-10/1	АВ-6/3	АВ-6/4	П-378/3	АВ-10/7	АВ-10	АВ-6	АВ-7/1	АВ-7	АВ-7/2
SiO ₂	84.50	78.87	78.31	47.36	48.40	50.95	68.40	67.37	73.97	74.00
TiO ₂	0.13	0.03	0.03	1.09	1.13	1.35	0.21	0.25	0.20	0.23
Al ₂ O ₃	8.12	13.79	13.39	16.40	16.25	16.16	12.20	13.10	13.56	11.40
Fe ₂ O ₃	0.36	0.08	0.12	1.67	2.79	3.61	2.09	1.87	2.00	1.36
FeO	0.33	0.18	0.14	6.59	5.01	4.11	0.70	1.06	0.41	0.87
MnO	0.02	н.о.	0.07	0.13	0.17	0.08	0.02	0.01	0.01	0.02
MgO	0.10	0.22	0.17	4.00	4.36	4.80	0.14	0.59	0.73	0.09
CaO	0.07	0.12	0.18	7.00	10.20	8.68	1.42	2.54	0.42	0.55
Na ₂ O	0.50	0.11	0.29	2.16	1.86	2.23	3.30	2.46	1.78	2.20
K ₂ O	2.84	3.25	5.02	1.91	0.91	1.19	2.20	2.43	4.39	5.00
P ₂ O ₅	н.о.	н.о.	н.о.	0.30	0.26	0.41	0.04	0.07	0.05	0.05
H ₂ O	0.15	0.24	0.18	0.13	0.29	0.08	0.32	2.13	0.27	н.о.
п.п.п.	2.51	2.61	1.77	11.33	7.97	6.69	8.64	5.72	1.70	4.20
Сумма	99.63	99.50	99.67	100.07	99.60	100.34	99.68	99.60	99.49	99.97

Примечание: Августовское месторождение: АВ-7/4 - кварцевый монцодиорит, руч. Мал. Лапшин, расчистка №26; АВ-10/5 - турмалинизированный монцодиорит, руч. Лев. Лапшин, расчистка №9, т. 300 м; П-379/2 - кварцевый монцодиорит из зоны контакта с адевролитами, скв. 41, инт. 165 м; П-379/3 - зона максимального осветления монцодиоритов, скв.41, 200 м; П-379 - метасоматит по дайке андезитов, скв. 38, инт. 96 м; П-378/5 - то же, расчистка №33; П-378 - риолит из матрицы эруптивной брекчин, правый борт р. Рудная; П-378/2 - то же (автометасоматический измененный), левый борт р. Рудная; АВ-10/8 - обломок риолита из брекчин, там же; АВ-6/1 - риолит, автоматометасоматически измененный, дайка, руч. Лев. Лапшин, расчистка №7; АВ-6/2 - то же, лев. борт руч. Лев. Лапшин, АВ-10/1 - риолит, гидротермально измененный, дайка, расчистка №10; АВ-6/3, АВ-6/4 - то же, руч. Мал. Лапшин, канава №106; П-383/1 - андезибазальт, дайка, штольня №2; П-378/3 - то же, устье руч. Мал. Лапшин; АВ-10/7 - то же, руч. Лев. Лапшин; АВ-10 - то же, в 400 м. от устья руч. Лев. Лапшин.

Якутинская структура: АВ-6 - вулканическое стекло, руч. Лев. Лапшин; АВ-7/1 - то же, 200 м от вершины г.Горелой; АВ-7 - риолит, экструзивный, вершина г.Горелой; АВ-7/2 - гналонгнимбрил риолита, основание вулканической постройки г.Горелой. Анализы петрогенных элементов выполнены методом "мокрой" химии, аналитики: З.С.Натарова, Л.В.Недашкова, В.Г.Коханова, ДВГИ ДВО РАН.

ные риолиты имеют порфировую структуру. Вкрапленники составляют 7-10 %, представлены кварцем и полевыми шпатами. Основная масса характеризуется стекловатой (до фельзитовой) структурой. Вторичные изменения незначительны, выражены в частичном выщелачивании калиевого полевого шпата, пелитизации и серицитизации альбит-олигоклаза, и слабой хлоритизации стекла основной массы в результате автометасоматоза экструзии. Вулканические стекла характеризуются порфировой структурой. Фенокристаллы и кристаллокласты (20-25% от общего объема породы) имеют следующий количественно-минеральный состав: кварц (20%-30%), олигоклаз- An_{23} (30-40%), калиевый полевой шпат (20%), авгит (5-8%). Содержание аксессуарных магнетита, циркона и ортита составляет от 0.5 до 1 %. Основная масса имеет флюидальную структуру за счет чередования бурого и прозрачного вулканического стекла. Вторичные изменения проявлены весьма незначительно.

Породы г. Горелой относятся к риодацитам - риолитам калиевой серии ($Na_2O/K_2O = 0.41$), в вулканических стеклах отношение щелочей близко к единице при незначительном преобладании натрия. Породы весьма высокоглиноземистые ($al' = 3.72-4.32$). Химический состав близок среднему составу аналогичных пород богопольского вулканического комплекса [9,10]. От вулканических стекол к экструзивным риолитам возрастает содержание кремнезема, калия, суммы щелочей, глинозема, наблюдается снижение концентрации CaO , Fe общ., MgO (табл.1). В геохимическом отношении вулканические стекла, так же как и породы богопольского комплекса, в целом, обогащены Pb , Zn , Ag , Ba , Sr , Zr и легкими РЗЭ (Nd , La , Ce). Характерно поведение этих элементов в экструзивных риолитах, где с привнесом B наблюдается рост содержания Sn , Pb , Zn и Ag , и одновременное падение концентраций всех щелочно-земельных элементов, особенно Sr , что коррелирует с поведением Na_2O и CaO .

Интрузивные образования Августовского месторождения сложены кварцевыми монцодиоритами. Аналогичные по составу тела были описаны М.А.Фаворской [16] за пределами рудного поля в бассейне руч.Шелепов, Ветвистый (левые притоки р.Рудной). Породы, слагающие эти тела, представляют собой переходный ряд от двупироксеновых с керсутитом монцодиоритов до биотит-роговообманковых гранодиоритов с постоянным присутствием кварца и ортоклаза. Монцодиориты образуют слабо дифференцированную серию с вариациями содержания SiO_2 от 54 до 62 (мас.%) при высокой глиноземистости ($al' = 1-1.7$) и преобладании натрия над калием (см. табл.1). Невысокие значения коэффициента окисленности железа ($f = Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Fe^{+2})$; мас.%) от

0.3 до 0.38 указывают на формирование пород в условиях сравнительно низкой фугитивности кислорода. Для комплекса в целом характерны повышенные содержания Co , Cr , V , Pb , Zn и B (табл.2). При этом наблюдается прямая корреляция между содержанием бора и рудных элементов. Аналогичное поведение обнаруживают рудогенные элементы и в измененных породах. Так, в турмалинизированных монцодиоритах резко возрастают концентрации Sn , Pb , Zn . В пропицитизированных породах значения этих элементов и B крайне невысоки. Это в определенной мере, указывает на геохимическую связь рудных элементов с боросодержащими флюидами. Содержания серебра для обоих типов метасоматически измененных пород резко понижены (ниже предела чувствительности метода). Геохимической спецификой пород этого комплекса являются повышенные концентрации Rb , Ba и низкие - Sr и Zr (табл.2).

Цементирующая (магматическая) масса флюидно-экструзивной брекчи сложена порфировыми риолитами. Фенокристаллы и кристаллокласты представлены кварцем, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом. Содержания полевых шпатов крайне неравномерны. В отдельных образцах (П-378) они представлены в основном калиевым полевым шпатом, в других (П-378/6) преобладает альбит-олигоклаз. Для вкрапленников калиевого полевого шпата характерны выщелоченные пустотки, в отдельных случаях заполненные серицитом. Аксессуарные минералы представлены единичными раздробленными кристаллами циркона. Основная масса имеет флюидальную текстуру, обусловленную чередованием слоев с фельзитовой и микрофельзитовой структурой. Она сложена кварц-полевошпатовым агрегатом, содержащим пылевидные выделения рудных минералов. Вторичные изменения проявлены незначительно. Необходимо отметить, что вкрапленники кислого плагиоклаза по краям замещены адуляром, в то время как по калиевому полевошпату развивается альбит, что, по всей видимости, связано с перераспределением щелочей в процессе автометасоматоза.

По химическому составу (см.табл.1) породы относятся к калиевой серии ($Na_2O/K_2O = 0.23-0.34$, мас.%), весьма и крайне высокоглиноземистых ($al' = 9.9-11.6$) риолитов. Составы пород приближаются к средним составам риолитов Березовской и Якутинской ВТС [10], отличаясь от них повышенными содержаниями глинозема и калия, пониженными титана, натрия, кальция и более низким коэффициентом железистости (см.табл.1). Породы обогащены оловом, свинцом, медью, серебром и бором, обеднены элементами группы железа. Характерной особенностью этих пород являются низкие (ниже кларковых) содержания Sr , Zr , Nd , La , Ce (см.табл.2).

Таблица 2

Микроэлементный состав магматических пород Якутинской ВТС
и Августовского месторождения (г/т)

Эле- менты	АВ- 7/4	АВ- 7/5	АВ- 10/2	АВ- 10/5	П- 379/2	П- 379/3	П- 379/1	П- 379	П- 378/4	П- 378/5	П- 378	П- 378/1	П- 378/2	П- 378/6
Ni	28	32	60	120	28	45	33	33	н.о.	н.о.	н.о.	20	н.о.	22
Co	17	19	28	26	12	14	18	12	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cu	7	55	51	12	24	14	23	26	13	7	32	9	15	5
Cr	86	100	120	240	54	120	79	74	н.о.	н.о.	н.о.	23	н.о.	14
V	150	160	280	370	130	140	140	98	5	н.о.	8	38	13	22
B	46	44	34	1000	27	н.о.	160	170	25	32	72	150	110	250
Sn	3	4	6	36	4	3	4	4	3	3	4	5	5	6
Pb	23	37	16	60	14	6	44	15	25	8	28	17	28	51
Zn	75	100	68	85	92	31	160	130	190	100	52	190	25	93
Ag	0.08	0.15	0.20	н.о.	н.о.	н.о.	0.13	0.23	н.о.	н.о.	0.49	н.о.	н.о.	н.о.
Rb	131	123	56	187	100	н.а.	104	154	н.а.	144	206	101	151	180
Ba	889	784	578	1338	432	н.а.	680	254	н.а.	1100	871	369	455	536
Sr	475	382	370	189	443	н.а.	416	104	н.а.	27	40	59	81	46
Zr	188	198	188	167	213	н.а.	179	136	н.а.	261	82	79	50	58
Y	22	17	19	25	22	н.а.	12	15	н.а.	22	22	н.о.	4	16
Nb	9	9	12	13	13	н.а.	11	12	н.а.	16	6	10	12	13
Nd	35	32	24	38	н.а.	н.а.	31	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	20	26	26
La	30	37	29	29	н.а.	н.а.	39	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	19	18	15
Ce	63	62	54	55	н.а.	н.а.	63	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	53	38	43

Таблица 2 (продолжение)

Эле- менты	АВ- 6/4	АВ- 10/1	П- 378/3	АВ- 10/7	АВ- 10	АВ- 6	АВ- 7/1	АВ- 7	АВ- 7/2	АВ- 10/8	АВ- 10/9	АВ- 6/1	АВ- 6/2	АВ- 6/3
Ni	12	н.о.	23	23	24	н.о.	н.о.	10	8	н.о.	9	н.о.	н.о.	н.о.
Co	н.о.	н.о.	21	46	36	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cu	17	5	75	43	48	6	10	25	17	22	21	6	5	4
Cr	н.о.	н.о.	120	210	160	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
V	н.о.	н.о.	250	430	430	5	13	33	24	17	6	3	6	н.о.
B	520	150	22	20	13	7	8	49	35	140	180	150	130	640
Sn	3	3	4	3	4	2	2	4	3	7	9	7	6	14
Pb	54	6	20	16	11	15	25	53	35	49	43	35	38	23
Zn	39	31	200	140	140	56	67	83	70	64	90	20	39	140
Ag	0.38	0.16	н.о.	н.о.	0.10	0.12	0.12	0.20	0.18	0.25	0.23	0.61	0.68	0.37
Rb	180	59	67	21	8	78	153	147	142	157	138	107	113	117
Ba	407	319	1522	682	645	1287	1946	1058	1096	652	767	562	1048	116
Sr	43	25	801	794	688	977	1204	63	60	71	41	42	46	30
Zr	79	278	151	96	114	321	346	278	286	38	36	294	276	71
Y	44	7	23	9	15	8	37	36	11	10	12	19	28	н.о.
Nb	15	11	8	9	6	14	16	13	16	4	1	13	11	11
Nd	26	22	н.а.	24	23	47	61	48	45	22	27	32	50	12
La	25	28	н.а.	22	18	79	89	77	50	19	22	40	61	7
Ce	54	67	н.а.	33	35	258	285	116	101	32	38	82	101	18

Примечание: АВ-7/5 - кварцевый монцодиорит, руч. Мал. Лапшин, расчистка №26; АВ-10/2 - то же, руч. Лев. Лапшин, в 65 м. от устья скв. 22; П-379/1 - то же, скв. 41, инт.214 м.; П-378/4 - метасоматит по андезиту, дайка, расчистка №33; П-378/1 - риолитовая матрица из эксплозивной брекчии, р.Рудная; П-378/6 - риолит флюидальный, обломок в эксплозивной брекчии, руч. Лев. Лапшин; АВ-10/9 - риолит оруденелый (обломок в эксплозивной брекчии), р.Рудная. Привязка остальных проб дана в табл.1.

Анализы (Ni, Co, Cu, Cr, Vb, Sn, Pb, Zn, Ag) выполнены методом оптической спектрометрии. Анализы (Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Nd, Nb, La, Ce) выполнены рентген-радиометрическим методом (лаборатория ПО "Приморгеология"); н.о. - не обнаружено; н.а. - не анализировалось.

Дайки риолитов в петрографическом отношении близки экструзивным риолитам г. Горелой, а приведенный в табл. 1, 2 их вещественный состав практически идентичен (АВ-7, АВ-6/2). Как отмечалось выше, иногда рудные тела развиваются по зальбандам риолитов и в этом случае метасоматические процессы в дайках проявлены в наиболее полной мере, что фиксируется в петрографическом и химическом составах. В частности, фенокристаллы калиевого полевого шпата полностью или частично (центральная часть) выщелочены и замещены гидрослюдами в ассоциации с бурыми агрегатами окислов железа. Основная масса перекристаллизована в тонкий афировый кварц-полевошпатовый агрегат. В химическом составе это выражено в заметном росте содержания кремнезема, глинозема, калия и бора при резком снижении концентраций титана, натрия, бария, циркония и легких РЗЭ (см. табл. 1, 2).

Как отмечалось выше, наибольшее распространение на месторождении имеют дайки плагиоклаз-пироксеновых андезибазальтов. Породы в значительной степени изменены. Содержание кремнезема (в пересчете на сухой остаток) в них варьирует от 53 до 55 мас. % (табл. 1, 4). Состав наименее измененных пород близок андезибазальтам [2], отличаясь от последних несколько большими значениями глинозема и калия при пониженных содержаниях натрия, что характерно для всех пород Августовского месторождения. Они обогащены Со, Сг, V, Pb, Zn, Cu и В при низких содержаниях Ag (см. табл. 2). Характерной особенностью являются высокие содержания бария и стронция при очень низких - рубидия.

Вторичные изменения, проявленные в дорудных андезибазальтах, связаны с наложенным гидротермальным процессом, вследствие чего эти породы в значительной степени пропитаны и осветлены и практически не отличимы от гидротермально измененных даек риолитов. Однако, если в риолитах с привнесом SiO_2 и K_2O и одновременным выносом других петрогенных элементов наблюдается рост содержания Sn, Pb, Zn, Cu и Ag, то в метасо-

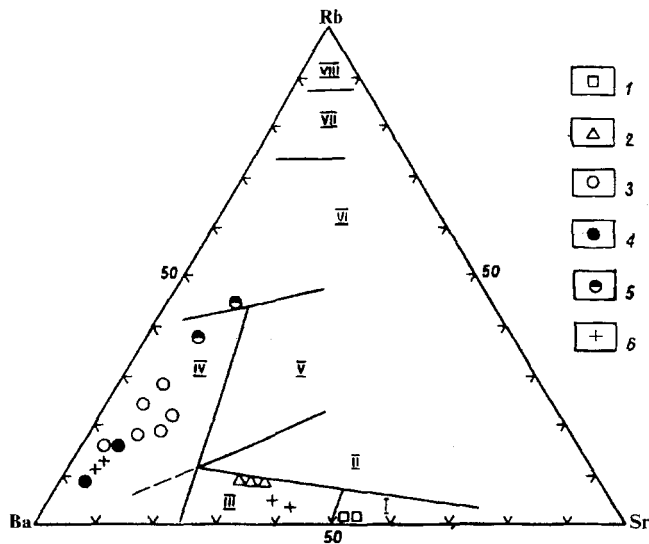


Рис. 3. Диаграмма Ba-Rb-Sr для магматических пород Августовского месторождения и Якутинской ВТС.

I-VIII - Поля гранитоидных фаций: I-толеитовых плагиогранитов, II-известковых гранодиоритов, III-монзонит-латитов, IV-ультраметаморфических гранитоидов, V-известково-щелочных гранитов, VI-плюмазитовых лейкогранитов, VII-агпаитовых калиевых гранитов, VIII-щелочных натриевых гранитов. Августовское месторождение: 1-андезибазальты, 2-монцодиориты, 3, 4-риолиты эруптивной брекчии (3) и даек (4), неизмененные и аутометасоматически преобразованные, 5-риолиты даек, гидротермально измененные. Якутинская ВТС: 6-вулканические стекла и экструзивные риолиты г. Горелой.

матически измененных андезибазальтах наблюдается полный вынос рудных элементов (см. табл. 1, 2). Это является их основным отличительным признаком.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные по геологическому строению, петрографо-геохимическому составу, а также распределению редких и рудных элементов в близких по фациальному типу риолитах Якутинской ВТС и Августовского месторождения позволяют рассмот-

Таблица 3

Среднее содержание щелочно-земельных элементов в кислых породах (г/м)

	К-во проб	K	Ca	Ba	Rb	Sr	K/Rb	Ca/Sr	Rb/Sr
Якутинская ВТС									
Вулканические стекла	2	9607	14157	1612	116	1091	83	13	0.106
Экструзивные риолиты	2	19484	3468	1077	145	62	134	56	2.339
Августовское месторождение									
Дайки риолитов	1	14484	3432	1048	113	46	128	75	2.457
Риолиты из эруптивной брекчии	2	22576	1108	663	179	61	126	18	2.934
Метасоматит по риолиту	2	17160	1073	262	149	37	115	29	4.027

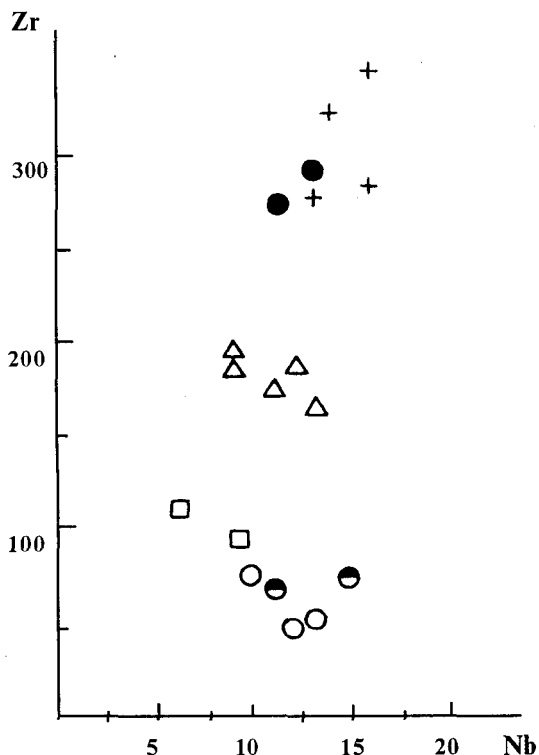


Рис. 4. Диаграмма Zr-Nb для магматических пород Августовского месторождения и Якутинской ВТС. Условные обозначения см. на рис.3.

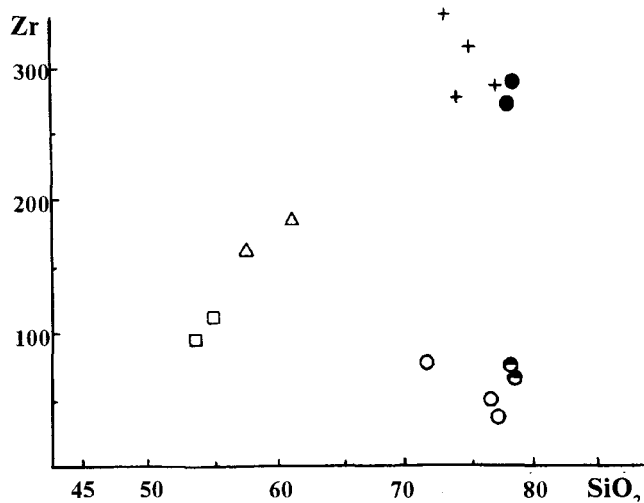


Рис. 5. Диаграмма Zr-SiO₂ для магматических пород Августовского месторождения и Якутинской ВТС. Условные обозначения см. на рис.3.

реть проблему генетической взаимосвязи риолитов, проследить эволюцию кислых расплавов и выявить особенности их дифференциации в близповерхностных магматических очагах под вулканическими постройками (открытые магматические системы) и в субвулканических купольных структурах (закрытые магматические системы).

Как было отмечено выше, в целом риолиты вулканоструктуры и месторождения имеют как

пространственную взаимосвязь, так и сходный петрографический и вещественный состав, что наводит на мысль об их генетическом родстве. Это подтверждается и особенностями распределения Rb, Ba и Sr - чувствительных индикаторов генезиса и эволюции гранитоидных магм [11, 14]. Так, на тройной диаграмме Rb-Ba-Sr (рис.3) точки составов риолитов Августовского месторождения и Якутинской структуры образуют единый эволюционный тренд, располагаясь в области ультраметаморфических гранитоидов, образование которых связано с палингенным плавлением корового материала [11]. В то же время сравнительный геохимический анализ этих пород указывает на неоднородность состава кислых магматических образований. Они характеризуются различными содержаниями K, Rb, Ba, Sr, Zr, La, Nd, Ce и рудных элементов, а также значениями отношений K/Rb, Rb/Sr и др. (табл.3). На диаграммах Zr-Nb, Zr-SiO₂ (рис.4-5, табл.3) точки составов пород (независимо от интенсивности проявленного автометасоматоза) формируют два обособленных поля. Первое образуют эффузивные породы г. Горелой и дайки риолитов месторождения. Во второе попадают риолиты взрывной брекчии и гидротермально измененные дайки риолитов, пространственно сопряженные с рудными телами. Самостоятельные поля на указанных диаграммах образуют точки составов монцодиоритов и андезитобазальтов.

Известно, что парные отношения редких элементов в магматических породах (Rb/Sr, K/Rb, Ba/Sr и др.) используются в качестве индикаторов, отражающих характер и степень дифференцированности магматического расплава [13, 14, 17]. Полученные геохимические характеристики пород риолитовой серии (см. табл.2) позволяют остановиться на некоторых вопросах эволюции кислых расплавов.

Таблица 4

Химический состав андезито-базальтов (пересчитанный на сухой остаток и приведенный к 100 %)

	П-378/3	АВ-10	АВ-10/7
SiO ₂	53.98	54.83	53.55
TiO ₂	1.24	1.45	1.26
Al ₂ O ₃	18.69	17.39	17.97
Fe ₂ O ₃	1.90	3.88	3.08
FeO	7.51	4.43	5.54
MnO	0.15	0.09	0.19
MgO	4.56	5.16	4.82
CaO	6.99	8.65	10.24
Na ₂ O	2.46	2.40	2.06
K ₂ O	2.18	1.28	1.00
P ₂ O ₅	0.34	0.44	0.29

Примечание: Привязка проб дана в таблице 1.

Как свидетельствуют низкие значения Rb/Sr отношений, наименее дифференцированными среди кислых магматических образований конечного этапа формирования вулканоструктуры являются вулканические стекла г.Горелой. Это подтверждается и химическим составом пород - относительно низкой кремнекислотностью и отношением щелочей калия и натрия, близким к единице. Экструзивные риолиты г.Горелой, завершающие вулканизм в пределах северо-восточной части Якутинской структуры, сформировались после излияния вулканических стекол, о чем свидетельствуют геологические взаимоотношения и более высокое значение Rb/Sr (табл.3). Условия дифференциации риолитового расплава с ростом содержания Si, Al, K и B приводит к накоплению Sn, Pb, Zn, Cu, Ag (см.табл.2). Как известно [4,5,20 и др.], повышение кремнекислотности расплавов, с одновременным накоплением калия (относительно натрия), магмофильных: бора, фтора и рудных компонентов, вплоть до появления аномальных высококремнистых, ультракалиевых риолитов может быть обусловлено фильтрацией флюидов, связанной с быстрой потерей летучих (в первую очередь легко отделяющихся CO₂, Cl) в результате быстрого подъема магмы к земной поверхности. Формированием аналогичных по составу риолитам г.Горелой экструзивных тел завершается магматическая активность и других вулканических центров (экструзии г.Нежданка, г.Березовая) Якутинской структуры, развивающихся по типу открытых магматических систем.

Близкие с экструзией г.Горелой значения Rb/Sr отношений имеют дайки риолитов Августовского месторождения, что в соответствии с приведенными выше данными свидетельствует о синхронности развития близповерхностных магматических очагов в пределах рассматриваемых структур. Однако, если вулканизм Якутинской вулкано-тектонической структуры завершился экструзией и незначительным аутометасоматозом риолитов, в пределах Августовского поднятия развитие магматического очага имело свое продолжение и осуществлялось в квазистатических (закрытых) условиях. Следствием этого явилось формирование флюидно-эксплозивного брекчиевого тела. Установлено [15], что флюидно-эксплозивные структуры подобного типа не связаны с поверхностью в момент их образования. Их формирование обусловлено длительной флюидизацией расплава и последующим взрывным (кессонно-эксплозивным) эффектом. Наличие в брекчии оруденелых обломков риолитов (аналогичных по составу магматическому цементу) свидетельствует о развитии доэруптивной пневмолито-гидротермальной деятельности магматического очага, а аутометасоматический характер изменения риолитового цемента - об активном участии магматических оста-

точных растворов. Дальнейшая эволюция очага кислой магмы привела к площадному гидротермальному метасоматозу в пределах месторождения. Зоны метасоматитов развивались по дайковому комплексу пород, в том числе и прорывающих флюидно-эксплозивную структуру. Значение отношений K/Rb и Rb/Sr в породах даек, флюидно-эксплозивной брекчии и гидротермально измененных риолитах (см.табл.3) позволяют говорить о генетическом единстве и последовательности развития магматических постмагматических процессов.

Как видно из табл.1,2 в процессе гидротермального изменения риолитов наблюдается привнос кремнезема, глинозема, калия и бора и вынос натрия, кальция, титана, железа, магния, а также - Ba, Zr, Nd, La и Ce. Обогащение метасоматически измененных риолитов калием и глиноземом и вынос инертных Zr и Ti свидетельствуют о сильно кислотном характере подпитывающих растворов, обогащенных B, S, K. Это подтверждается и характером метасоматических преобразований даек андезибазальтов в местах их пересечения рудными жилами, где они значительно осветлены и в химическом отношении не отличимы от риолитов (см.табл.1, обр.П-378/5). Аналогичное поведение петрогенных элементов было установлено Г.П.Зарайским [3] в экспериментах по кислотному выщелачиванию гранитов в высокотемпературных условиях (T=500° C), при участии соляной кислоты. В целом, направленность авто- и метасоматических процессов вписывается и завершает общий тренд геохимической дифференциации кислых магматических расплавов. Поведение рудных элементов в риолитах, пространственно совмещенных с рудными телами, крайне неоднородно и обусловлено их неоднократным перераспределением в магматическую, поздне- и постмагматическую стадии. Однако, характер распределения рудных элементов в магматических породах, развитие минерализации в обломках риолитов флюидно-эксплозивного тела и по зальбандам метасоматически измененных даек риолитов указывает на концентрацию рудных компонентов в процессе дифференциации расплавов. Логичным продолжением рассматриваемой магматической системы является появление в постмагматический этап гидротермальных растворов - производных остывающего очага кислой магмы, - обусловивших проявление серебро-полиметаллической кварцево-жильной минерализации в пределах поднятия.

Таким образом, полученные данные структурного и геологического строения, особенности геохимического состава кислых магматических образований Августовского серебро-полиметаллического месторождения и Якутинской вулканоструктуры, позволяют сделать следующие выводы:

1. Кислый магматизм завершающего этапа формирования Якутинской вулкано-тектонической структуры и Августовского месторождения развивался синхронно и генетически связан с единым глубинным очагом гранитной магмы.

2. Риолиты Якутинской вулканоструктуры характеризуются большими объемами, укороченным трендом дифференции по кремнекислотности, щелочности, распределению редких и рудных элементов, и в большей мере отражают эволюцию глубинного магматического очага.

3. Магматические образования Августовской купольной структуры с неоднородным составом риолитов, развитием флюидно-эксплозивных тел брекчий, аутометасоматитов и гидротермальных метасоматитов отражают особенности близповерхностной дифференциации флюидизированного кислого расплава, эволюционирующего по типу закрытой магматической системы, и завершающегося формированием гидротермальных жил с серебро-полиметаллической минерализацией.

*Работа выполнена при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных
исследований (код 93-05-14206).*

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихоте-Алинь): Препринт. Владивосток: ДВО РАН, 1992.
2. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 511 с.
3. Зарайский Г.П. О дифференциальной подвижности компонентов при экспериментальном диффузионном метасоматозе. // Проблемы физико-химической петрологии. т.2. М., 1979. С.118-144.
4. Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав. // Вестн. МГУ. Сер. геология. 1975. №1. С. 3-24.
5. Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование процесса рудной концентрации в гранит-

- ных системах. // Докл. РАН. 1993. т.330, №4. С 484 - 488.
6. Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование рудной концентрации во фторидных системах. // Петрология. 1994. Т. 2, №1. С. 4 - 23.
7. Маркевич П.В. Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток, 1979.
8. Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219с.
9. Матюнин А.П. Магматизм Кавалеровского и Верхнеарминского оловорудных районов: Автореф. дис.канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1988.
10. Михайлов В.А. Магматизм вулкано-тектонических структур южной части Восточно-Сихоте-Алинского вулканического пояса. Владивосток, 1989. 164с.
11. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Барий-рубидий-стронциевые отношения как индикатор эволюции и генезиса гранитоидов. // Тихоокеан. геология. 1992. № 4. С.117-127.
12. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 180с.
13. Ставров О.Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М.: Недра, 1978. 214с.
14. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280с.
15. Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М.: Наука, 1984. 93с.
16. Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихоте-Алиня. М.: Изд-во АН-СССР, 1956.
17. Фор Г., Пауэл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир. 1974. 214с.
18. Чевычелов В.Ю. Возможный механизм формирования рудоносного (свинца- и цинксодержащего) магматогенного флюида. // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск, 1987. С. 71 - 84.
19. Чевычелов В.Ю. Распределение полиметаллов между гранитоидным расплавом, флюидно-солевой и флюидной фазами. // Докл. РАН. 1992. Т. 325, №2. С. 378 - 381.
20. Эпельбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука. 1980. 225с.

Поступила в редакцию 5 декабря 1994г.

V.K.Popov, A.V.Grebennikov

Geological and geochemical correlation of rhyolites from the Yakutsk and the avgustovsk volcanostuctures (Primorie).

Results of geological and petrologic-geochemical study of the Yakutinskaya volcanostructure rhyolites and Avgustovskoe Ag-Pb-Zn deposit, reflecting early Paleogene stage of East Sikhote-Alin ridge volcanicity are stated. "Primary" rhyolites are derivative of the uniform deep-seated granitic magma chamber. Differentiation of the acid melts under sub-surficial conditions was defined by a degree isolation of magma chambers in respect to external environment. Rhyolites of volcanic edifices are characterized by shortened trends of differentiation (SiO_2 , high-potassium, distribution of rare and ore elements). High-sialic, high-potassium rhyolites in dikes, explosive breccias, autometasomatic and hydrothermally altered rocks of the deposit's dome structure reflect processes of differentiation of the granite melt under closed conditions, leading to the formation of hydrothermal ore systems.

РУДОНОСНЫЕ ЩЕЛОЧНОГРАНИТНЫЕ ДАЙКИ СЕВЕРО-УЧУРСКОГО ПЛУТОНА (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

П.Г. Недашковский, М.Н. Назаров, В.А. Пахомова, Б.А. Залищак

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Щелочногранитные дайки - пантеллериты, комендиты, пегматиты, грорудиты, экериты и рокалиты - генетически связаны с агпайтовыми щелочными гранитами третьей заключительной интрузивной фазы Северо-Учурского плутона, сформировавшегося из щелочнобазальтовой магмы путем кристаллизационной дифференциации по "пантеллеритовому" тренду. Практически важная и ранее неизвестная на Дальнем Востоке редкометалльно-редкоземельная минерализация проявлена в щелочных пегматитах и послепегматитовых грорудит-рокалитовых дайках. Доказано магматическое происхождение грорудит-рокалитов присутствием в них расплавных включений с температурами гомогенизации 1050-820°C и флюидным давлением 1.3-5 кбар. Оруденение представлено вкрапленностью многочисленных минералов циркония, ниобия, вольфрама, иттрия и редких земель и связано с процессами метасоматической альбитизации и эгиринизации.

Для выявления и перспективной оценки рудоносных гранитоидных интрузивов важную информацию дает изучение петрогеохимии дайковых и жильных образований, формирующихся на разных этапах становления интрузивов. Как правило, с каждым геохимическим типом гранитов генетически связаны дайки аналогичного петрогеохимического профиля. Так, формирование редкометалльных лейкогранитов плюмазитового геохимического типа обуславливает появление натриевых литий-фтористых онгонитов [2, 6], а образование редкометалльных гранитов субщелочного геохимического типа сопровождается дайками калиевых эльванитов [4, 9]. С третьим агпайтовым геохимическим типом редкометалльных гранитов прослеживается генетическая связь многочисленных щелочногранитных даек - пантеллеритов, комендитов, сельвсбергитов, экеритов, грорудитов, альбит-эгириновых гранитов, возрастные взаимоотношения между которыми не определены. В некоторых щелочногранитных дайках установлены высокие концентрации редких и редкоземельных элементов, сопоставимые с содержаниями их в промышленных редкометалльных пегматитах [2, 6, 16]. Все это побуждает к более детальному изучению условий генезиса и особенностей металлогении щелочногранитных дайковых образований.

Петрологически интересная ассоциация щелочногранитных даек с агпайтовыми редкометалльными гранитами выявлена в Северо-Учурском рапакивищелочногранитном плутоне [3; 5, 12, 13, 14.], имеющем площадь около 700 км² и размещающемся в Южно-Алданском глубинном разломе на юго-восточной окраине Алданского щита среди комагматичных с ним раннепротерозойских вулканитов элгэтейской свиты, вместе с которыми он составляет вулcano-плутоническую постройку,

выполняющую раннепротерозойский приразломный трог. Внутри плутона эрозией вскрыты штоки щелочных гранитов (Ныгваганский, Бугундынский и другие) и сопровождающие их щелочногранитные дайки заключительного этапа становления плутона. По многочисленным датировкам абсолютного возраста [3, 13, 14] длительность формирования этих пород составила около 100 млн лет, и по возрастным геологическим взаимоотношениям оно происходило в следующей последовательности: покровы риолитов и трахитов элгэтейской свиты с сиплами и дайками риолит-порфиров, риодацитов и трахитов → сиениты ранней интрузивной фазы с краевой фацией (на контакте с вулканитами) рапакивиподобных граносиенитов и дайками сиенит-порфиров, сельвсбергитов и бостонитов → оливин-гастингсит-биотитовые граниты рапакиви главной интрузивной фазы с краевой фацией пироксенсодержащих гранофиров и дополнительными интрузивами биотитовых лейкогранитов со шпирами гранитных пегматитов → щелочные астрофиллит-рибекитовые и эгиририбекитовые граниты заключительной интрузивной фазы с апофизами пантеллеритов и комендитов, с приконтактовыми и жильными телами щелочных пегматитов и послепегматитовыми дайками и жилами грорудитов, экеритов и рокалитов. Данное сообщение посвящено характеристике петрогеохимических особенностей и рудоносности щелочногранитных дайковых образований заключительной интрузивной фазы.

Допегматитовые комендиты и пантеллериты фиксируются в виде жилообразных апофиз и краевых эндоконтактовых фаций щелочногранитных штоков. Внешне это плотные полнокристаллические порфировидные породы желтовато-серого цвета с

вкрапленниками микроклин-пертита состава $Or_{64}Ab_{32}An_4$ в комендитах и анортоклаза состава $Or_{60}Ab_{40}$ в пантеллеритах, пироксенов (эгиринов и авгита) и эгирина в комендитах и диопсида в пантеллеритах), амфиболов (рибекита в комендитах и арфведсонита в пантеллеритах). Основная масса (ОМ) в них сложена тонкозернистым агрегатом зерен калишпата, кварца, пироксена и амфибола с примесью чешуек биотита и аксессуарных минералов: циркона, ильменита, магнетита, ортита и флюорита. Структура ОМ аплитовая, фельзитовая с участками микропойкилитовой и гранофировой. По химическому составу, содержанию элементов-примесей и индексам редкометалльности (ИР) комендиты и пантеллериты близки между собой и аналогичны щелочным гранитам (табл. 1, 2).

Щелочногранитные пегматиты по условиям локализации и морфологии тел соответствуют двум структурным типам: пегматитам внутриинтрузивной зоны (шлировые и приконтактные тела) и пегматитам надинтрузивной зоны (жильные тела во

вмещающих материнские граниты породах). Шлировые и приконтактные пегматиты слагают на западной и северной окраине Ныгваганского штока щелочных гранитов полосу шириной до 150 и протяженностью до 2000 метров. Пегматонды здесь сложены грубозернистыми агрегатами калишпата, кварца, рибекита, астрофиллита, пересекаемыми тонкозернистыми гнездово-прожилковыми агрегатами кварца, циркона, литиевой слюды, флюорита, гематита, колумбита, пирохлора. Жильные тела пегматитов локализируются в контракционных трещинах "усыхания", параллельных линии контактов материнских щелочногранитных тел [11, 14], и имеют зональное строение - аплитовидное в приконтактных участках и грубозернистое и блоковое с кварцевыми ядрами в центральных частях. В среднем все пегматитовые тела сложены микроклином и альбит-клевеландитом - до 75% объема, кварцем - 15-25%, рибекитом - 3-8%, астрофиллитом - до 5%, эгирином - до 3% и более 30 видами аксессуарных минералов (в их числе - фенакит, бертрандит, гага-

Таблица 1

Средние составы (мас.%) щелочных гранитов и щелочногранитных даек Северо-Учурского плутона

	1(16)	2(15)	3(3)	4(3)	5(8)	6(13)	7(5)	8(5)
SiO ₂	73.39	73.28	73.80	68.42	71.09	71.84	72.81	74.25
TiO ₂	0.21	0.20	0.08	0.40	0.26	1.16	1.20	1.61
Al ₂ O ₃	11.67	11.28	11.71	11.72	11.90	8.25	7.80	7.31
Fe ₂ O ₃	1.96	2.33	1.92	5.25	2.90	3.85	4.20	3.58
FeO	1.76	1.70	1.86	2.33	2.28	0.79	1.82	0.66
MnO	0.05	0.06	0.03	0.13	0.16	0.06	0.08	0.09
MgO	0.47	0.38	0.07	0.22	0.07	0.23	0.35	0.58
CaO	0.38	0.57	0.43	0.70	0.95	0.62	0.56	1.00
Na ₂ O	4.52	4.42	4.40	4.60	4.65	2.98	3.47	3.20
K ₂ O	4.59	4.71	4.66	5.02	4.77	4.75	2.94	3.46
Li ₂ O	0.01	0.02	сл.	сл.	0.01	0.04	0.06	0.10
Rb ₂ O	0.01	0.03	0.01	0.02	0.05	0.08	0.04	0.06
P ₂ O ₅	0.19	0.15	0.07	0.19	0.08	0.22	0.12	0.10
H ₂ O	-	0.06	0.56	0.50	0.20	0.86	0.49	0.60
п.п.п.	0.55	0.60	-	-	0.60	0.50	-	-
F	0.19	0.28	0.24	0.25	0.34	0.30	0.36	0.40
Сумма	99.87	99.86	99.92	99.63	99.95	96.40*	96.09*	96.84*
K _{Ag}	1.06	1.09	1.05	1.10	1.08	1.23	1.53	1.24
Na/K	0.88	0.84	0.84	0.73	0.78	0.95	1.76	1.42
f _{ок.}	1.12	1.37	1.03	2.26	1.27	4.80	2.30	5.40

Примечание. 1 - астрофиллит-рибекитовые и 2 - эгирин-рибекитовые щелочные граниты, 3 - комендиты, 4 - пантеллериты, 5 - незамещенные щелочные пегматиты, 6 - рибекитовые и 7 - рибекит-эгириновые грорудиты, 8 - рокалиты. * - без окислов Nb, Zr, Y и TR. K_{Ag} - коэффициент агаптивности, f_{ок.} - окисленность железа. Аналитик Т.Т.Вагунина. В скобках - число проб.

Таблица 2

Геохимическая характеристика вулканитов элгэтейской свиты и пород Северо-Учурского плутона (F - мас.%, остальные элементы - в г/т).

	1(21)	2(13)	3(15)	4(18)	5(50)	6(22)	7(36)	8(8)	9(3)	10(5)	11(3)	12(3)	13(8)	14(5)	15
F	0.26	0.38	0.21	0.36	0.22	0.28	0.25	0.34	0.24	0.16	0.26	0.25	0.30	0.40	0.20
Li	12	70	19	14	40	63	90	280	38	27	36	40	283	295	104
Rb	210	340	108	180	262	311	290	1150	272	356	168	210	322	400	270
Be	2.1	1.9	3	6.6	12	6	8.6	70	6	3	3.5	7	6	16	11.8
Ba	604	640	420	330	440	166	79	180	104	355	210	120	146	160	40
Sr	28	165	68	65	55	35	18	12	18	25	16	15	18	16	12
Mo	5.2	4	3.8	6.5	7.2	5.3	4	96	4.7	2.3	2.2	5.7	4.2	6.9	-
W	1.9	1.9	20	19	19	20	16	380	8	11	10	12	500	455	-
Sn	8	6.5	5.4	9.4	12.5	18	23.7	124	18	6	6.8	18	136	92	17.7
Nb	90	160	91	130	150	160	213	5560	160	86	94	116	20300	8600	320
Ta	9.6	9.5	10	10	11.5	21	28	28	20	8.3	16	12	21	46	18.5
Zn	196	182	170	183	621	141	304	500	27	58	56	100	210	413	390
Y	74	132	76	84	113	66	296	1090	127	58	77	100	1120	1023	102
Zr	513	568	613	844	530	1560	2860	29340	850	730	780	868	32620	28530	2170
Σ TR	558	520	510	746	630	360	740	687	340	125	275	364	1090	980	-
IP	956	1935	550	1770	1342	5210	9794	25320	6490	1814	2348	4630	11070	15795	1440
ΣTR	0.13	0.25	0.15	0.11	0.18	0.18	0.40	1.60	0.40	0.46	0.28	0.27	1.02	1.04	-

Примечание: 1-риолиты, 2-трахиты, 3-снениты, 4-граноснениты, 5-граниты рапакиви, 6-лейкограниты дополнительной фазы, 7-щелочные граниты, 8-щелочные пегматиты, 9-комендиты, 10-бостониты, 11-сельсвербергиты, 12-пантеллериты, 13-рибекитовые грорудиты, 14-рокалиты, 15-среднее в агпантовых гранитах по [18]. $IP = F \left(\frac{Li + Rb}{Ba + Sr} \right)$ - индексы редкометалльности. $\Sigma TR = Ce + La + Nd$. В скобках - число проб.

ринит, бастнезит, циртолит). По металлогенической специализации пегматиты относятся к ниобий-бериллий-циркониевому типу.

Грорудиты в форме прямолинейных, ветвящихся, местами сетчатых дайкообразных тел мощностью от нескольких сантиметров до 2-3 метров и протяженностью до 1000 метров локализованы в пределах широкой полосы катаклазированных и разбитых на блоки гранитоидов рапакиви, пересекающей Северо-Учурский плутон в центральной части с юго-востока (от Ныгваганского штока щелочных гранитов) на северо-запад. Один из таких блоков, сохранившийся от эрозии и пронизанный многочисленными телами грорудитов и хлорит-гематит-кварцевыми жилами, выделен как редкометалльно-редкоземельное рудопроявление Эталон (Рис. 1). В пределах этого блока грорудитовые дайки имеют северо-западное простирание с крутым падением на северо-восток и юго-запад. На участке № 1 в соседнем блоке несколько даек грорудитов интродуцированы в приконтактовые пегматиты Ныгваганского штока, простираясь (как и пегматиты) в субширотном направлении. При этом пегматиты интенсивно раздроблены и трещины в них заполнены телами грорудитов разнообразной формы - гнездово-прожилковой, сетчатой, линейной с раздувами и пережимами (Рис. 2), что однозначно указывает на более поздний возраст грорудитов.

Внешне грорудиты - светло-серые или зелено-вато-серые тонкозернистые, часто порфиридные, а местами тонкополосчатые породы с вкраплен-

никами розового ортоклаза, черного рибекита и зеленого эгирина. Основная масса в них сложена этими же минералами и мелкозернистым кварцем, сахаровидным альбитом, чешуйками полилитиюнита, магнетитом, флюоритом, цирконом, ильменитом, колумбитом, пирохлором, бастнезитом, чевкинитом, циртолитом, молибденитом и другими сульфидами. Особенностью кристаллизации грорудитов является образование нескольких генераций породообразующих минералов при широких вариациях содержаний, обусловивших развитие в объеме одной дайки нескольких фациальных разностей - от рибекитовых и эгирин-рибекитовых грорудитов до обедненных кварцем экеритов и обогащенных эгирином (свыше 40% объема) рокалитов с постепенными переходами друг в друга. Установлена общая для всех них последовательность кристаллизации минеральных парагенезисов: собственно магматических - ортоклаз + кварц + рибекит или микроклин-пертит + шахматный альбит + эгирин-авгит и постмагматических - яснорешетчатый микроклин + альбит-клевеландит + рибекит-крокидолит + игольчатый эгирин + кварц + полилитиюнит. Полный набор названных парагенезисов характерен только для наиболее мощных даек, а в тонких жилах и прожилках ранние минералы частично или полностью замещены поздними. Вмещающие катаклазированные гранитоиды в широкой приконтактовой полосе грорудитов интенсивно альбитизированы и

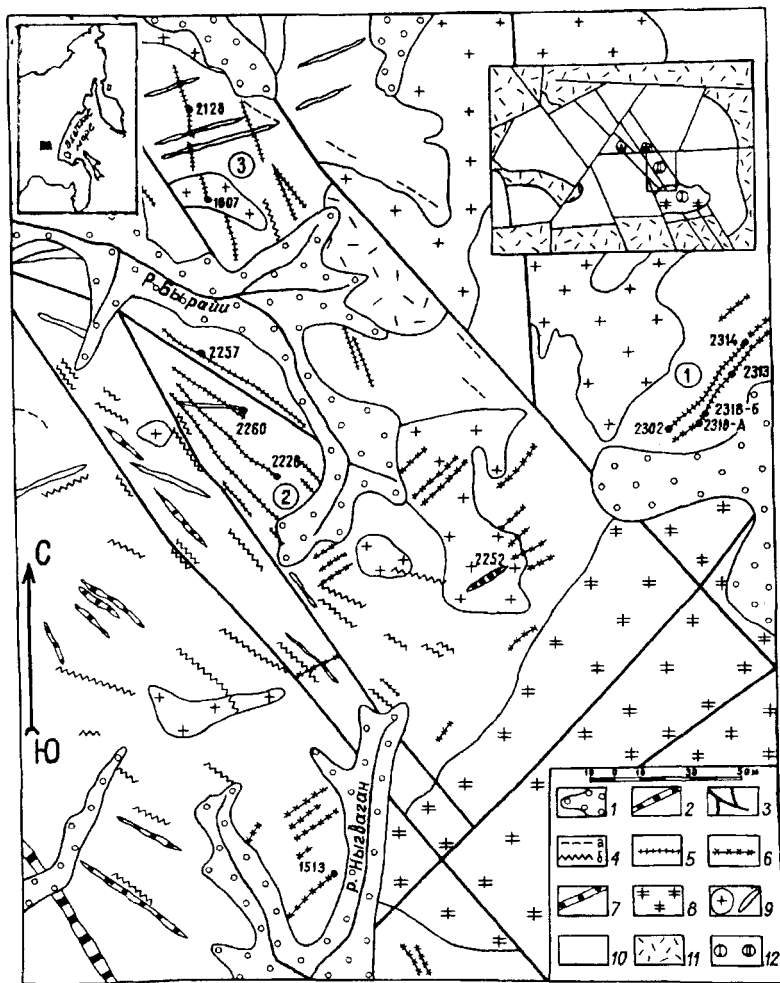


Рис. 1. Геологическая схема рудопроявления Эталон (составлена по материалам Назарова М.Н.).

1-речные отложения, 2-дайки палеозойских диабазов, 3-разломы, 4-кварц-хлоритовые (а) и кварц-гематитовые (б) жилы, 5-дайки грорудитов, экеритов и рокалитов, 6-жилы щелочногранитных пегматитов, 7-апофизы пантеллеритов и комендитов, 8-щелочные граниты Ныгванокского штока, 9-лейкограниты дополнительной интрузивной фазы, 10-гранитонды рапакиви, 11-вулканиты элгэтейской свиты, 12-на врезке очертание Северо-Учурского плутона среди вулканитов, пересеченного зоной катаклаза с локализованными в ней телами щелочных гранитов (I - Ныгванский шток) и рудопроявлением Эталон (II) с участками 1, 2 и 3. Точками и цифрами обозначены образцы проанализированных дайковых пород.

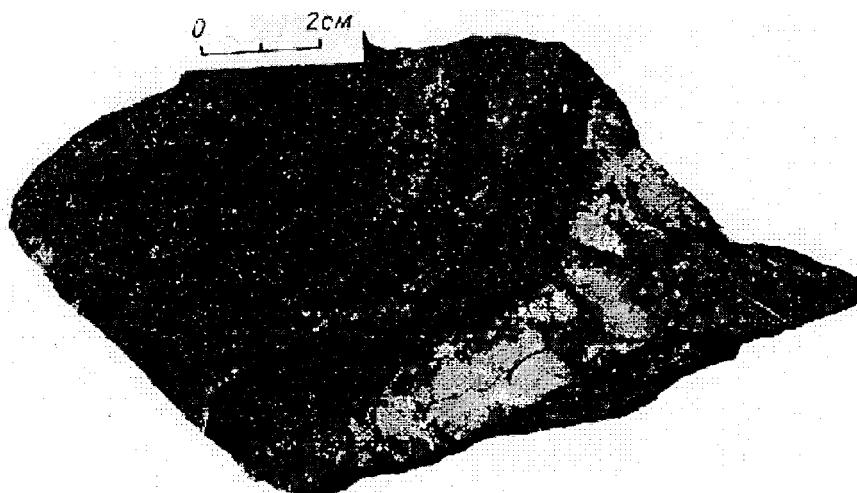


Рис. 2. Пересечение ветвящейся дайкой грорудита (темное) катаклазированной жилы щелочногранитного пегматита. Раздробленные кварц-пегматитовые агрегаты инъецированы тонкозернистым грорудитом и по трещинкам замещаются игольчатым эгиринном. Образец 2318.

эгиринизированы, т.е. превращены в метасоматиты - фениты.

Послепегматитовое образование грорудитов и интенсивное развитие в них процессов метасоматической перекристаллизации минералов рассматривались многими геологами как доказательства метасоматического происхождения грорудитов.

Возникла необходимость изучить условия их кристаллизации термобарогеохимическими методами. С этой целью в дайке грорудит-рокалита мощностью от 10 до 64 см и протяженностью более 120 метров были изучены включения минералообразующих сред в двух сечениях: в центральной наиболее мощной части грорудита и на фланговом выкли-

нивании дайки, где её состав соответствовал рокалиту. В обоих сечениях в кварце обнаружены и изучены первичные расплавные включения (РВ). В первом сечении РВ представлены вакуолями, содержащими обособленную флюидную фазу с незначительным содержанием CO_2 , минеральные фазы полевого шпата, эгирин, биотита, брукита, кубические кристаллы хлоридов и фторидов и неидентифицированную полупрозрачную фазу. Сопоставление результатов термометрических опытов с расчетными данными [17] показало следующие параметры расплава для этого типа включений: $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7-1.1\%$, $T_{\text{гом.}} = 1050-920^\circ\text{C}$, давление около 5 кбар. В кварце второго сечения грорудит-рокалита наряду с нормальными РВ присутствуют две разновидности сингенетических флюидных включений: существенно газовые углекислотные и кристаллофлюидные, содержащие от 3 до 6 кубических фаз галогенидов. Температура гомогенизации для РВ этого типа равна $840-820^\circ\text{C}$, $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}} = 4\%$ и флюидное давление 1.3 кбар. Полученные результаты хорошо согласуются с данными В.Ю. Прокофьева и др. [16], изучавших расплавные включения в грорудитах Карнийского рудного узла, где $T_{\text{гом.}} = 920-860^\circ\text{C}$ и флюидное давление 4.8-1.0 кбар, и подтверждают начало магматической кристаллизации грорудитов из маловодных, небогатых фтором и хлором силикатных расплавов при неравномерном распределении летучих в ходе кристаллизации, обусловленном декомпрессионным вскипанием флюидов при внедрении в трещины. Послемагматическая перекристаллизация первичных породообразующих минералов под воздействием углекислотно-фторидных флюидов завершила формирование грорудит-рокалитовых даек и способствовала концентрированию в них и в окружающих фенитизированных гранитоидах редкометалльно-редкоземельной минерализации.

Генетическая связь комендитов, пантеллеритов и пегматитов с интрузивами щелочных материнских гранитов однозначно доказывается как геологическими взаимоотношениями, так и сходством вещественного состава (табл. 1). Все они пересыщены щелочами (9.06-9.62 мас.%) и являются типичными агпаитовыми щелочными гранитоидами (агпаитность их 1.05-1.10) с калиевым характером щелочности ($\text{Na}/\text{K} - 0.73-0.88$) при низких содержаниях магния и кальция. В грорудит-рокалитах содержание щелочей снижается до 6.41 мас.% с возрастанием роли натрия ($\text{Na}/\text{K} - \text{до } 1.76$), но агпаитность их возрастает до 1.24 за счет более резкого снижения содержания глинозема (7.8-7.3 мас.%). Одновременно повышается содержание кремнезема, титана, общая железистость и коэффициент окисленности железа (табл. 1). Аналогичные петрохимические особенности характерны и для карнийских

ггорудитов [16] - в обоих примерах они отличаются от стандартного грорудита по Дели повышенной кремнекислотностью, высокой степенью окисления железа при пониженной щелочности с преобладанием натрия над калием и аномально низкими содержаниями глинозема. По мнению [11] влияние высоконасыщенных флюидов (преимущественно углекислотно-галогенных) на кристаллизацию калиевых щелочногранитных расплавов способствовало выносу калия и глинозема в позднемагматический и постмагматический этапы, росту агпаитности дайковых пород и интенсивному развитию натриевого метасоматоза (альбитизации и эгиринизации).

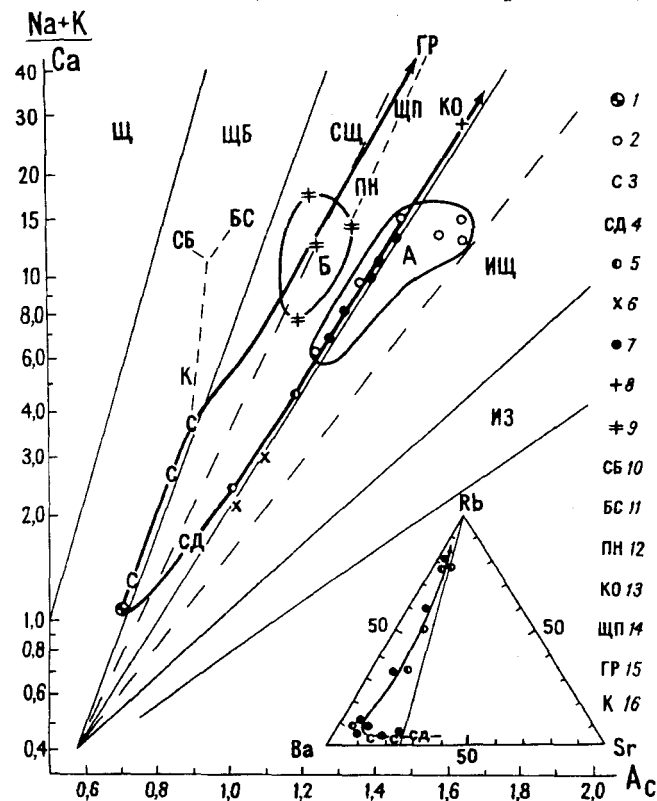


Рис. 3. Составы пород Северо-Учурского плутона на диаграмме $A_c-(\text{Na}+\text{K}/\text{Ca})$ по [1] (A_c -общая кислотность пород)

1-рассчитанный состав родоначальной щелочнобазальтовой магмы по [14], 2-вулканыты элгэтейской свиты, 3-сиениты ранней интрузивной фазы, 4-сиенито-диориты, 5-граносиениты, 6-гранодиориты, 7-граниты рапакиви, 8-лейкограниты, 9-щелочные граниты, 10-сельвербергиты, 11-бостониты, 12-пантеллериты, 13-комендиты, 14-щелочногранитные пегматиты, 15-ггорудиты, 16-калцишпатовые метасоматиты. Поля щелочности магматических пород [1]: ИЗ - известковистых, ИЩ - известково-щелочных, СЩ - субщелочных, ЩБ - щелочнобазальтовых, Щ - щелочных. Обведены поля составов вулкаников (А) и щелочных гранитов (Б). Толстые линии со стрелками - тренды эволюции. На врезке с треугольной диаграммой Ba-Rb-Sr линия из вершины разделяет поля составов протокоровых (слева) и мантийнокоровых гранитоидов по [15], линия со стрелкой - тренд эволюции гранитоидов Северо-Учурского плутона по барий-рубидий-стронциевым отношениям.

Ранее в работах [13, 14] была обоснована комагматичность вулканических, интрузивных и дайковых пород Северо-Учурского и других раннепротерозойских интрузивов, объединяемых в оломско-улжанскую габбросиенит-рапакивищелочногранитную петрохимическую серию. На петрохимической диаграмме в координатах $A_c = (Na+K)/Ca$ (рис. 3), составленной для этой серии по методу Л.С. Бородина [1], рассчитанный средневзвешенный состав исходной магмы соответствует полю составов щелочных базальтов. Мантийное происхождение её подтверждается и соотношением стронция, бария и рубидия. На треугольной диаграмме (см. врезку на рис. 3) исходный состав щелочнобазальтовой магмы фиксируется в поле щелочных мантийных выплавок. На диаграмме отчетливо прослеживаются два главных тренда эволюции исходной щелочнобазальтовой магмы: 1) щелочное габбро – габбросиенит – щелочногранитный, разветвляющийся на бостонит-сельвсбергитовую и пантеллерит-гроссидитовую ветви и 2) щелочное габбро – сиенит-диорит – гранодиорит-рапакивигранитный с риолит-трахитовыми аналогами вулканитов.

В работе [8] показано, что "пантеллеритовый" тренд дифференциации присущ кристаллизации калиевых щелочно-оливиновых базальтовых магм с незначительным содержанием нормативного нефелина. Такая магма после выпадения в твердую фазу оливина пересыщается кремнекислотой (становится трахитовой) и в ходе дальнейшей дифференциации генерирует остаточные пантеллеритовые расплавы. Признаками такой дифференциации щелочнобазальтовой магмы служат преобладание в интрузивных массивах щелочных габброидов и сиенитов в ранних фазах, развитие большого объема трахитовых пород и появление щелочных гранитов и пантеллеритов в самых поздних дифференциатах. Все это присуще Северо-Учурскому плутону.

Геохимическая характеристика изученных гранитоидов приведена в табл. 2, составленной по результатам количественных определений 17 элементов рентгено-спектральными методами. Изученные вулканиты, сиениты, граносиениты, граниты рапакиви и ассоциирующиеся с ними дайки сиенит-порфиров, бостонитов и сельвсбергитов в сравнении с типовым гранитом рапакиви [19] несколько обеднены барием и стронцием при близких к кларковым содержаниях других элементов. Щелочные агпайтовые граниты, комендиты и пантеллериты в сравнении с типовым агпайтовым гранитом [18] обогащены фтором, цирконием, иттрием и редкими землями, однако индексы редкометальности (ИР) их имеют низкие значения, не достигающие ИР рудоносных редкометалльных гранитов [9]. В щелочных пегматитах и дайках гроссидит-рокалитов при повышенных содержаниях

всех элементов особенно высокими являются концентрации вольфрама, ниобия, циркония, иттрия и редких земель (табл. 2), свидетельствующие о практически значительной рудоносности этих образований. Концентратами этих металлов являются циркон, пироклор, монацит, вольфрамит, чевкинит, астронилит, бастнезит, гагаринит, циртолит.

Ранее общепризнанным было мнение [7, 8, 11], что эволюция агпайтовых расплавов не сопровождается отделением флюидной фазы и кристаллизация их заканчивается постепенным переходом в гидротермальный процесс. Однако новые экспериментальные исследования [10] показали, что в закрытых гранитных системах при повышении концентрации флюидно-солевых компонентов обычные безрудные системы (остаточный гранитный расплав - гидротермальный раствор) переходят в трехфазные: силикатный расплав + гидротермальный раствор + солевая расплавная фаза, концентрирующая рудообразующие металлы. Такое жидкостное расслоение агпайтовых остаточных расплавов активно происходит при накоплении хлоридов натрия и в меньшей степени - фторидов калия. При этом первые хорошо экстрагируют из расплава олово, ниобий и тантал, а вторые - вольфрам и редкие земли. Аналогичную эволюцию развития испытали и остаточные агпайтовые расплавы Северо-Учурского плутона. Многофазность его указывает на беспокойные тектонические условия формирования, а обогащенность флюидами расплавных включений в кварце подчеркивает реальные возможности накопления рудно-солевых компонентов в закрытых условиях кристаллизации остаточных расплавов. Первыми тектоническими подвижками выжимались расплавы, обедненные флюидами и давшие при раскристаллизации безрудные щелочные граниты, пантеллериты и комендиты. Последующие тектонические подвижки выжимали более обогащенные флюидами пегматитовые, гроссидитовые и рокалитовые расплавы, сопровождающиеся интенсивными процессами альбитизации и эгиринизации как в самих дайках и жилах, так и во вмещающих гранитоидах. Высокотемпературное магматическое начало раскристаллизации гроссидитов свидетельствует о возможности обособления в них флюида.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По петрологическим и геохимическим данным кристаллизация Северо-Учурского плутона происходила из обогащенной флюидами щелочнобазальтовой магмы, эволюционировавшей в ходе кристаллизационной дифференциации по "пантеллеритовому" тренду с появлением на заключительном этапе агпайтовых щелочных гранитов и щелочногранитных даек. Интрузивные гранитоиды каждого

этапа сопровождалась дайками аналогичного петрогеохимического профиля.

Полученные термобарогеохимические данные позволяют утверждать, что кристаллизация грорудитрокалитов происходила из магматического силикатного маловодного расплава, который впоследствии насыщался флюидами, обусловившими метасоматическое изменение пород процессами альбитизации, эгиринизации и окварцевания.

Наличие в кварце грорудитов групп сингенетических расплавных и флюидных включений свидетельствует об отсутствии полной взаимной растворимости силикатных и флюидных компонентов системы при РТ-параметрах формирования изученных пород. Поэтому нельзя считать обоснованными попытки применить к рассматриваемым грорудитам модели, базирующейся на представлениях о непрерывном переходе магматических расплавов в постмагматические флюиды.

Согласно экспериментальным данным [10], концентрирование редких и редкоземельных элементов в остаточных агпаитовых расплавах происходило в обособленной рудно-солевой фазе в позднемагматическую стадию, а раскристаллизация их совершилась в постмагматическую стадию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л.С. Петрохимические тренды магматических серий как основа генетической типизации гранитоидов // Пробл. генетической типизации магматических пород. Иркутск, 1987. С. 29-47 (оперативные информационные материалы).
2. Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов (МНР). М.: Наука, 1981. 136 с.
3. Гамалея Ю.Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 3. С. 35-40.
4. Дергачев Б.В. Онгониты и эльваниты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 34-43.
5. Залищак Б.Л., Недашковский П.Г., Абисалов Э.Г. Улканский и ныгваганский гранитоидные комплексы бассейна верхнего течения р. Учур // Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука. 1966. С. 103-119.
6. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука. 1977. 206 с.
7. Коваленко В.И., Знаменская А.С., Пополитов Э.И., Абрамова С.Р. Поведение редкоземельных элементов и иттрия в процессе эволюции щелочных гранитоидов // Геохимия. 1969. № 5. С. 541-553.
8. Когарко Л.Н. Общие закономерности дифференциации пересыщенных щелочами магм // Геохимия. 1977. № 3. С. 332-351.
9. Козлов В.Д., Свядковская Л.Н. Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 253 с.
10. Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование рудной концентрации во фторидных гранитных системах // Петрология. М.: 1994. Т. 2, № 1. С. 4-23.
11. Минеева И.Г. Основные геохимические особенности щелочных пород калиевого ряда // Геохимия. 1973. № 3. С. 272-280.
12. Недашковский П.Г. Редкометалльные щелочно-гранитные пегматиты и фениты. М.: Наука. 1986. 89 с.
13. Недашковский П.Г., Ленников А.М. К петрологии алданских рапакиви // Тихоокеан. геология. 1984 № 6. С. 83-89
14. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия алданских рапакиви. М.: Наука. 1991.
15. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Барий-рубий-стронциевые отношения как индикатор генезиса и эволюции гранитоидов // Тихоокеан. геология. 1992. № 4. С. 117-127.
16. Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М., Гнилуша В.А., Ковалева В.Ф. Об условиях образования жильных щелочных гранитов Карнийского рудного узла по расплавному и флюидным включениям // Докл. АН. 1992. Т. 326, № 3. С. 521-523.
17. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука. 1975. 232 с.
18. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука. 1977.
19. Таусон Л.В., Петрова З.И., Собаченко В.Н. и др. Геохимический тип гранитов рапакиви // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 721-726.

Поступила в редакцию 9 августа 1995 г.

P.G.Nedashkovsky, M.N.Nazarov, V.A.Pakhomova, B.L.Zalishchak Ore-bearing alkali-granite dikes of the North-Uchur pluton (the Khabarovsk Territory)

Alkali-granite dikes-pantellerites, comendites, pegmatites, grorudites, ekerites and rockallites - related paragenetically with agpaite alkali granites of the closing intrusive phase of the North-Uchur pluton originated from the alkali-basaltic magma through the crystallization differentiation on "pantellerite" trend. Practically important and unknown earlier in the Far East rare-metal-rare-earth mineralization manifested itself in alkaline pegmatites and in post-pegmatite grorudite-rakallite dikes. Presence of melted inclusions with homogenization temperatures 1050-820° and fluid pressure 1.3-5 kbar in grorudite-rockallites proves their magmatic origin. Mineralization occurs as impregnation of abundant minerals of zirconium, niobium, tungsten, yttrium, and rare earths and is related with the processes of metasomatic albitization and aegirinization.

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ РУДОНОСНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА КЕТ-КАП (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

А.Б.Сушкин

Концертн "ГЕОЛОГОРАЗВЕДКА" "Таежная геологическая экспедиция, г.Хабаровск,

В статье рассмотрены геология территории, вещественный состав, структуры пород главных магматических комплексов и связанная с ними металлоносность. Особое внимание уделено вопросам связи золотых россыпей района с золоторудными проявлениями, условиям локализации благороднометалльного оруденения, колчеданной и радиоактивной минерализации. Обсуждаются перспективы выявления новых типов оруденения. На основе данных АГСМ-съемки и собственных геологических наблюдений излагается точка зрения автора на перспективы рудоносности различных частей описываемой территории

Рассматриваемый район, известный своей золотоносностью, расположен на границе Хабаровского края с республикой Якутия-Саха, в междуречье Учур и Май (бассейны рек Ярмарка-Хапчана, Бокур, Оннье, Улахан-Чайдах, Чульбэ). В металлогеническом отношении он относится к восточной части Алдано-Учурской зоны Алданской провинции Монголо-Охотского золотоносного пояса [8,23]. В 1988-89 гг. ПГО "Таежгеология" здесь были проведены специализированные геохимические работы в комплексе с аэрогамма-спектрометрической (АГСМ)-съемкой масштаба 1:50000-1:200000. Полученные при этом результаты и последующие геологические наблюдения автора позволяют дополнить существующие представления о геологическом строении и рудоносности этого района, ставшего в последние годы объектом интенсивного опоскования.

В геологическом строении района принимают участие терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя чехла Сибирской платформы, прорванные в пределах Кет-Капского поднятия интрузивными и субвулканическими образованиями этапа мезозойской тектоно-магматической активизации. Геологический разрез территории завершается аллювиальными четвертичными отложениями речных долин. Магматизм района впервые был охарактеризован М.Я.Столяром (1933), а также в 1937 году В.П.Кулешом при геологической съемке Улаханского гольцового узла. В настоящее время магматические комплексы района трактуются как восточное окончание Алданской орогенно-магматической системы [2,6,7,10]. Интрузивные массивы района образуют субширотную полосу, тяготея к осевой части хребта Кет-Кап (рисунок). С их внедрением связано образование отдельных интрузивно-купольных поднятий и выступов, самого хребта.

Большинство интрузий представлено пластовыми, лакколитоподобными телами. Среди интрузивных образований, принадлежащих алданскому и кет-капскому магматическим комплексам [5,6,10], выделяются следующие основные группы пород:

1) породы сиенитового ряда: сиениты, сиенит-порфиры, граносиениты.

2) породы диоритового ряда: диориты, гранодиориты, диоритовые порфириты, сиенито-диориты.

3) дайковый комплекс: роговообманковые порфиры и порфириты, слюдястые лампрофиры, сиенит-порфиры, трахит-порфиры, ортофиры, спессартиты, бостониты.

Сиениты образуют наиболее крупные массивы на водоразделах рек Ярмарка-Хапчана и Бокур, Левый Улахан-Чайдах и Чульбэ. Они сложены порфиридовидными (до 5-10 см) розовато-серыми, серыми разностями с пегматитовыми, микропегматитовыми структурами. В полях АГСМ массивы сиенитов выделяются отчетливыми ореолами калия с содержанием 3-5%. Радиоактивность сиенитов составляет в среднем 16-19 мкР/ч, но, вместе с тем, отмечены разности микросиенитов с уровнем радиоактивности 25-35 мкР/ч. Радиоактивность диоритов составляет 14-17 мкР/ч, содержание калия по данным АГСМ составляет 1-2%. Наиболее крупные массивы диоритов расположены на водоразделе рек Намысах и Ярмарка-Хапчана и в верхнем течении р.Дугуян. Среди диоритов также преобладают порфиридовидные разности. Сиениты и диориты имеют повышенную щелочность и относятся к субщелочному ряду калиево-натриевой серии. Вторичные изменения пород выражены в развитии альбитизации, серицитизации, эпидотизации, карбонатизации. На экзоконтактах сиенитовых, реже диоритовых интрузий отмечается интенсивное скарнирование, ороговикование,

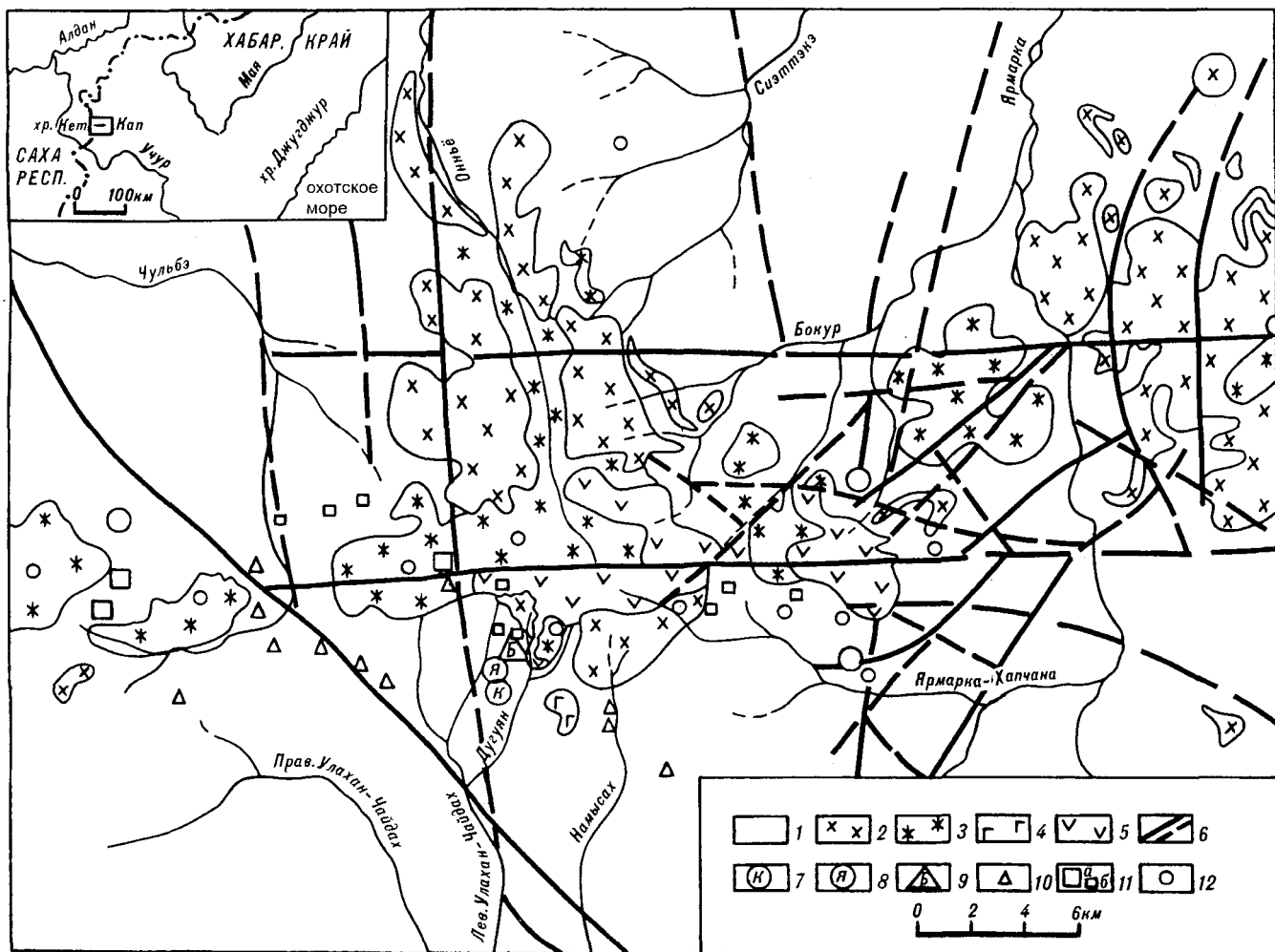


Рис. Геолого-структурная схема центральной части хребта Кет-Кап.

1. Терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя 2-4. Мезозойские интрузии: диоритового ряда(2), сиенитового ряда(3), амфибол-пироксеновых порфиров(4) 5. Вулканогенные породы 6. Разрывные нарушения: установленные(а), предполагаемые(б) 7-9. Разведанные рудные залежи: Комсомольская(7), Якутская(8), Брекчиевая(9) 10. Проявления золотоносных брекчий 11. Рудопроявления(а) и проявления(б) золотоносных скарнов 12. Проявления золото-сульфидно-кварцевого оруденения.

сульфидизация вмещающих карбонатных пород. Долины большинства водотоков, вскрывающих экзоконтакты интрузий обладают россыпной золотоносностью, в том числе в промышленных масштабах.

Диориты являются, вероятно, наиболее ранними мезозойскими магматическими образованиями района, они прорваны дайками и силлами андезитов, дацитов, их обломки установлены в туфобрекчиях и лавобрекчиях вулканогенного комплекса, залегающего на диоритовых массивах. В порфировидных диоритах Намысахской интрузии и верховья р.Дугуян отмечены довольно многочисленные мелкие(3-50см) ксенолиты пироксенитов, габбро-пироксенитов, сходных с породами кондерс-

кого магматического комплекса. Близки по составу породам кондерского комплекса и низкорadioактивные малые тела и дайки афиболовых, биотит-амфибол-пироксеновых порфиров. Наблюдения на правом берегу р.Ярмарка-Хапчана свидетельствуют, что их внедрение предшествовало внедрению диоритов. Это может пролить свет на строение фундамента золотоносного района, свидетельствовать о более основном составе его субстрата и его роли в генерации благороднометалльного оруденения. В свете этих данных требуют интерпретации и дальнейшего изучения установленные в районе аномалии платиноидов, в том числе в осадочной толще верхнего протерозоя. Сиениты и их дериваты, в свою очередь, являются, вероятно, одними из

наиболее поздних интрузивных образований, о чем свидетельствует ороговикование вмещающих вулканогенных образований на контакте с сиенитами. По нашим данным, ранний этап внедрения диоритов отделен от внедрения сиенитов этапом проявления эффузивного магматизма. Вулканогенные образования района слагают Бокурский мезозойский палеовулкан на водоразделе рек Бокур, Ярмарка-Хапчана, Левый Дугуян и Оннье, который отнесен по своим геологическим и геоморфологическим особенностям к памятникам природы и особо охраняемым территориям Хабаровского края. Слагающие его мезозойские стратифицированные вулканогенные образования, переслаивающиеся с песчаниками, алеволитами и углистыми сланцами, первоначально относились предшественниками к карауловской свите нижнего мела. При этом отмечалось залегание эффузивных покровов на меловых интрузиях, подчеркивался более молодой возраст эффузивов как по отношению к диоритам, так и сиенитам [5]. При последующем изучении вулканогенного поля были выделены Бокурская и Улаханская кальдеры (Забелин Г.Г., 1966, 1970; Кичигин Л.Н., 1971.). Вулканогенные образования по возрасту сопоставлялись с терригенно-вулканогенными образованиями Преддугджурской вулканогенной зоны, при этом отмечалась их более высокая щелочность. Вместе с тем, есть основания проводить параллели с другими проявлениями платформенного вулканизма, известными в пределах активизированной окраины Сибирской платформы, в частности, в зоне сочленения Алданского щита со Становой складчато-блоковой системой. Вулканогенные образования представлены кластолавами, лавобрекчиями, агломератовыми брекчиями, туфами щелочноземельных трахитов, фонолитов, трахиандезитов, реже трахибазальтов. Породы обладают характерным серым, зеленовато-серым, черным цветом. Наиболее лейкократовые разновидности, близкие по составу к трахидацитам, отмечены в пространстве, прилегающем к доминирующей отметке рельефа-горе Верхний Бокур. По своему химизму породы вулканического комплекса принадлежат калиево-натриевой серии с переменным типом щелочности. По сравнению с интрузивными породами уровень их радиоактивности варьирует в более широких пределах 19-26 мкР/ч. Ряд давних, таких как дискордантность расчлененному рельефу, широкое развитие агломератовых лавобрекчий и кластолав (верхнее течение реки Ярмарка-Хапчана), обилие магнитных аномалий, позволяют усомниться в их чисто эффузивно-пирокластическом происхождении и отнести часть вулканогенных образований поля к жерловой фации. Метасоматические изменения

вулканогенных пород выражены в серицитизации, карбонатизации, хлоритизации, сульфидизации, что позволяет отнести их к парагенезисам формаций пропицит-березитового ряда. Наиболее интенсивная сульфидизация наблюдается по периферии вулканогенного поля.

Вблизи северной границы Кет-Капского поднятия с Аимским погружением (в междуречье Большого и Малого Аима) нами также неоднократно отмечались элювиально-делювиальные щебенитые обломки красноцветных вулканогенных пород неустановленной принадлежности. По своим петрографическим особенностям они заметно отличаются от черно-серых пород Бокурского вулканогена и более близки образованиям улканского вулканогенного комплекса. Наиболее южный фрагмент Бокурского вулканогенного поля, представленный покровом трахиандезитов, закартирован в междуречье Левого и Правого Дугуяна и простирается вплоть до их слияния. На данном участке отмечено ороговикование, интенсивная сульфидизация, обломки колчеданных руд полосчатой текстуры. В слабосульфидизированных трахиандезитах здесь установлены содержания золота 1-8 г/т. Концентрации золота 1-3 г/т выявлены в вулканитах в цирке р. Левый Дугуян, истоках рр. Ярмарка-Хапчана и Оннье. На юго-западном склоне горы Верхний Бокур установлена вкрапленность крупных (5-20 мм) кристаллов пирита. При этом отмечена зональность по вертикали: смена снизу вверх кубических кристаллов на пентагондодэкаэдрические. Редкие обломки массивных колчеданных руд с повышенными концентрациями золота (1-2 г/т) встречены в аллювии верхнего течения р. Левый Дугуян, а в делювии здесь же установлены обломки золотоносных сульфидно-кварцевых и карбонат-кварцевых жил, в которых отмечено несколько генераций кварца. Они в целом сходны с другими известными золото-кварцевыми проявлениями в пределах Улахан-Буорской зоны активизации. Незолотоносные прожилки и маломощные жилы пирита субширотного простирания установлены в коренном ложе рр. Левый Дугуян и Беспозванный. Интенсивная сульфидизация вулканогенных пород отмечена также в верховьях рек Ярмарка, Дугуян и Оннье. С ней нередко связаны повышенные содержания свинца, цинка, меди, висмута, достигающие 0,2 %. Таким образом, колчеданная минерализация в вулканитах является их характерной металлогенической особенностью, тесно связанной генетически с эффузивным магматизмом района. С ним, вероятно, связаны и проявления колчеданной минерализации за пределами вулканогенного поля (Мощный, Порфиновый, Чюльбинский, Верхнеонньенский, Зодиак), а также в соседнем Чайдахском рудном поле

(уч.Змейка и др). Наложенная сульфидная минерализация наблюдается также в скарнах района. Среди всего многообразия скарнов наиболее широко распространены скарны эпидот-гранатового, эпидот-гранат-магнетитового, магнетитового состава, повсеместно отмечаемые на контактах сиенитовых интрузий с карбонатными отложениями. Наибольшее разнообразие скарнов отмечено в цирке р.Беспрозванного. Среди скарнов нередко отмечаются золотоносные разности. Наиболее высокие концентрации золота установлены в магнетитовых и магнетит-гранат-эпидотовых скарнах с наложенной медной сульфидной минерализацией (халькопирит). В зоне окисления по халькопириту развиваются азурит, малахит, хризоколла и другие вторичные минералы, придающие скарнам аномальную окраску. Подобная скарновая зона с незначительным содержанием золота и связанная с ней делювиальная россыпь были давно известны в верховье ручья Правый Дугуян [5]. В последние годы в отдельных линзах и гнездах скарнов этого проявления были установлены высокие содержания золота, достигающие в ряде случаев 100 г/т и более, что позволило приступить с 1994 года к его успешной разработке. Выходы подобных медистых скарнов прослеживаются в западном направлении (в том числе, канавами предшественников) до верховья р. Беспрозванного, а восточнее их обломки обнаружены и в делювии правого борта долины р.Левый Дугуян. Золотоносные скарны с содержанием золота до 3 г/т, развивающиеся по доломитизированным известнякам юдомской свиты, установлены нами в верхнем течении р.Ярмарка-Хапчана (руч.Средигорный, Тектонический). На западе описываемой территории, в истоках рр.Лев.Улахан-Чайдах и Чутьбэ в оруденелых медистых скарнах (рудопроявления Кет-Кап и Дальнее) содержание золота достигает в ряде случаев 10-20 г/т. Золото также тесно ассоциирует с халькопиритом, нередко покрыто пленкой гидроокислов меди. Слабозолотоносные магнетитовые скарны с наложенной медной сульфидной минерализацией установлены предшественниками и в районе гольцов Чайдахской группы в одноименном соседнем рудном поле. Учитывая широкое развитие скарнов, совершенно очевидно, что рудный потенциал золото-скарнового типа в районе далеко не исчерпан, хотя подавляющее большинство объектов имеют незначительные масштабы и крайне невыдержанные параметры оруденения. Данный тип оруденения развит и за пределами района, южнее, в архейском кристаллическом цоколе Северостановой зоны на границе Алданского щита и Становой складчато-блоковой системы [16], в других частях Монголо-Охотского золотоносного пояса [4,17,20]. Наложение продук-

тивного золото-сульфидного парагенезиса на благоприятную скарновую среду является характерной чертой проявлений золото-скарновой рудной формации [4,14,17,22].

Главным золоторудным объектом описываемой территории является сегодня расположенное в ее центре Улаханское рудное поле, известное с 40-х годов (П.И.Маркиндорф, 1942; С.Т.Борисенко, 1943; Ю.С.Яковлев, 1965). Оно представлено субгоризонтальными (Комсомольская и Якутская рудные залежи) и крутопадающими оруденелыми тектоническими зонами кварц-гематит-сульфидного состава, а также близкой по составу зоной оруденелых брекчий (зона Брекчиевая). В полях АГСМ Улаханское поле практически не выражено, характеризуется низкими содержаниями калия, урана и тория. В отличие от других участков Учурского золотоносного района, где золоторудные проявления тяготеют к тимулдурской, омахтинской и эннинской свитам [5,18], главные рудные объекты Улаханского поля локализованы в доломитах юдомской свиты. Вместе с тем, есть все основания полагать, что область распространения золотоносных брекчий не ограничивается тремя вышеупомянутыми рудными залежами, и вообще рамками Улаханского рудного поля, а имеет более широкие границы, распространяясь и на другие части разреза. Аналогичные рудам Комсомольского месторождения золотоносные кварц-гематит-лимонитовые руды ячеистой, сетчатой, реже брекчиевидной текстуры установлены также северо-западнее, в осевой части хребта, на одноименном проявлении Кет-Кап, представленном кварц-сульфидной минерализацией в зоне оруденелых скарнов по доломитам юдомской свиты. Это может свидетельствовать о значительно большей площади развития в геологическом прошлом оруденелого горизонта комсомольского типа, впоследствии уничтоженного эрозией, а также о генетической близости золоторудных скарнов и комсомольского типа оруденения, являющихся сутью вариациями, разными сторонами единого рудного процесса контактового типа в области экзоконтакта субпластовых интрузий [19,20]. Установленные в пределах Улаханского поля ореолы свинца, цинка, пористо-кавернозный характер руд, наличие в них наряду с кварцем и кальцита свидетельствуют о незначительном уровне эрозионного среза золотого оруденения комсомольского типа, имеющего, вероятно, многоярусное строение [9]. Восточнее Улаханского рудного поля единичные обломки золотоносных брекчий на гематитовом цементе с содержанием золота до 7 г/т (аналогичных рудам зоны Брекчиевой) отмечены в аллювии верховья р.Намысах. Вероятно, именно такие брекчии являлись источником формирования известной здесь

мелкозалегающей лентообразной россыпи. Слабоизмененные диориты Намысахской интрузии, вскрытые короткими V-образными каньонами, видимо, не могли служить источником золота россыпи. Коренной источник золота россыпи р. Намысах располагался, вероятно, в области их экзоконтакта, в пределах относительно древней, слабовыраженной в рельефе долины верхнего течения. Можно предполагать, что он находился в пограничной части разреза эннинской и омахтинской свит, но в настоящее время в основном эродирован. Его поиски затруднены и недостаточной обнаженностью. Часть золота здесь также, вероятно, была связана с золотоносными скарнами и кварцевыми зонами, о чем свидетельствуют сростки высокопробного (> 900) бледно-желтого и красновато-желтого пластинчатого и таблитчатого золота с магнетитом и кварцем [1, 11, 12, 14]. Выположенная долина р. Намысах в целом заметно отличается от соседних, глубоко врезаемых долин. В формировании ее и приуроченной к ней золотоносной россыпи, очевидно, принимали участие ледниковые процессы, о чем свидетельствуют отчетливая обширная наледная поляна в верховье долины, присутствие в разрезе флювиогляциальных отложений [21], а также многочисленные крупные валуны и глыбы ледникового происхождения на участке сочленения древней и вложенной в нее молодой долины, интенсивное врезание которой продолжается и в настоящее время.

Западнее Улаханского рудного поля, на правом берегу верхнего течения р. Чульбэ нами выявлено проявление золотоносных брекчий с содержанием золота 10-40 г/т. Брекчии сиренево-серого, буровато-серого цвета представлены обломками пиритизированных алевролитов, алевропесчаников на осветленном цементе с тонкой вкрапленностью сульфидов. Многие обломки имеют причудливую форму с "рваными" очертаниями. Эти брекчии образуют маломощные горизонты в зоне переслаивания полевошпат-кварцевых песчаников и кремнистых алевролитов эннинской свиты. Повышенные содержания золота отмечены здесь также в слабоизмененных песчаниках. Значительный объем аналогичных по составу брекчий установлен на тех же гипсометрических отметках (1130-1150 м) и с противоположной восточной стороны Чульбинского перевала, в правом борту р. Левый Улахан-Чайдах. Максимальное содержание золота 5 г/т отмечено здесь на верхней границе горизонта брекчий. Здесь же предшественниками установлен обширный (500x2500 м) ореол золота (0,2-0,5 г/т) в песчаниках, простирающийся вдоль разлома северо-западного простирания (проявление Кирпичное, Забелин, 1966). Вероятно, мы имеем здесь дело с единым горизонтом брекчий, в различной степени оруде-

тельных на разных участках, расположенным в разрезе значительно ниже юдомской свиты и локализованных в ней известных залежей. Весь участок, прилегающий к выявленному проявлению золотоносных брекчий, характеризуется развитием процессов окварцевания, тонкой сульфидизации пород. Установленные здесь ранее металлометрические и шлиховые ореолы золота, слабозолотоносные проявления на правом берегу реки Чульбэ (участок Кирпичный, аномалия Порфировая), а также протяженные зоны, прослеженные на 2-2,5 км на ее левобережье (зона Чульбинская), убедительно свидетельствуют о масштабности процесса рудообразования, связанного, вероятно, с зонами субгоризонтальных межпластовых срывов в осадочной толще верхнего протерозоя. Одновременно; выявленные проявления и ореолы пространственно тяготеют к крупным разрывным нарушениям северо-западного простирания, отчетливо дешифрируемым на аэрокосмофотоматериалах. Важную роль в структуре площади, контроле и локализации оруденения играют и разрывные нарушения ортогональной системы. Эта особенность предполагает наряду со значительными объемами бедных руд возможность обогащения оруденения в узлах пересечения разломов и геологических границ различной ориентировки, образование рудных столбов. Вместе с тем, расшифровка структуры данного перспективного участка значительно затруднена его слабой обнаженностью, напряженным тектоническим и неотектоническим режимом, молодыми пострудными дислокациями, выраженными отдельными эскарпами, участками грубообломочных континентальных моласс, являющихся признаками сбросов большой амплитуды (возможно, сотни метров). Первоочередного опоскования заслуживает слабоизученный водораздел рр. Чульбэ и Правый Улахан-Чайдах. Учитывая развитие на флангах данного участка карбонатных отложений омахтинской и юдомской свит, отдельных мелких карстовых воронок и тектонический режим общего воздымания, заслуживает, возможно, специального рассмотрения вопрос о роли карста в концентрации золота. Выявленные в районе Чульбинского перевала золотоносные брекчии, наряду со скарнами, служили источником тонкого золота при формировании россыпей рр. Левый и Правый Улахан-Чайдах, а также Чульбэ. Зоны тектонических брекчий, окварцевания и пиритизации были установлены также в сиенитах, сиенитодиоритах в истоках ручья Туруктах-притока реки Чульбэ. Здесь же найдены в делювии обломки золотоносных скарнов и кварцевых жил. Все эти образования могли служить источником более крупного высокопробного пластинчатого золота,

известного в россыпи р.Чульбэ с 30-х годов. Более того, часть золота в россыпи р.Левый Улахан-Чайдах, возможно, была принесена с верхней части русла р.Чульбэ, которое вместе с Улаханом образовывали в раннечетвертичную эпоху единую долину, проходившую по предлакколитовому желобу и впадавшую в Западный палеоУчур. Лишь в позднеплейстоценовое время долины Лев. Улахана и Чульбэ были разобщены в результате неотектонического воздымания Чульбинского перевала и всей Улахан-Буорской зоны новейшей активизации [18]. Возможными доказательствами существования этого палеорусла в районе Чульбинского перевала могут служить отдельные сохранившиеся фрагменты высоких террасовых россыпей (россыпь "Аляска" по ручью Беспрозванному), признаки палеороссыпи на водоразделе р.Беспрозванного и верховья р.Левый Улахан-Чайдах.

На сопредельной территории обломки кварцевых жил и перспективных на золото метасоматитов были обнаружены также в истоках р.Юеся-Сарбалах, водоразделе рек Ярмарка-Хапчана и Буор-Салаа, севернее Кет-Капского поднятия - в бассейнах рек Алтан и Дьэриэмэ (левобережье р.Большой Аим), на целом ряде других участков, заслуживающих дальнейшего изучения. В полях АГСМ обращают на себя внимание перспективные калиевые и совмещенные уран-калиевые ореолы, установленные на водоразделах рек Сиэттэкэ и Бокур, Ярмарка-Хапчана и Буор-Салаа, в истоках р.Буор-Салаа и на ее левобережье. Многолетний опыт оценки калиевых и уран-калиевых АГСМ-аномалий во многих золоторудных районах [3,13] свидетельствует, что эти участки заслуживают первоочередного изучения и опробования на рудное золото.

Наиболее специализированными в радиохимическом отношении осадочными породами района являются углистые, кремнистые алевролиты, аргиллиты и сланцы в подошве эннинской свиты, радиоактивность которых в среднем составляет 24 мкР/час, а в ряде случаев достигает 35-40 мкР/час. Подобные локальные повышения радиоактивности отмечены кроме того в подошве юдомской и кровле омахтинской свит, скарнах зоны экзоконтакта сиенитовых лакколитов. Наиболее контрастная урановая аномалия "Ярмарка" локализована в доломитах омахтинской свиты в непосредственном южном экзоконтакте интрузии сиенитов, осложненном субширотным тектоническим нарушением. Аномалия представлена локальной линзой с вкрапленностью пирротина, радиоактивной минерализации и, вероятно, также имеет контактовое происхождение. Большинство других гамма-аномалий также тяготеет к контактам интрузий, сопровож-

дается сульфидизацией и окварцеванием. Таким образом, известное в районе скарновое золото-сульфидно-кварцевое, магнетит-сульфидное, полиметаллическое оруденение и урановая минерализация тесно связаны с мезозойским магматизмом, многие проявления могут быть отнесены в широком смысле к оруденению контактового типа [20]. Металлогенический облик района в значительной мере определяется его положением на пересечении широтной системы кондерских разломов с мощной рудоконцентрирующей структурой "132 меридиана", контролирующей южнее золотое оруденение Купури-Майского, Маломыр-Верхнестойбинского, Ульма-Быссинского, Нонинского, Сутарского рудно-россыпных узлов и полей, редкометальное оруденение Тыркано-Учурского района, Буреинского и Ханкайского срединных массивов. В заключение автор выражает искреннюю признательность геологу Ю.В.Киселеву, своим коллегам, принявшим участие в обсуждении затронутых в статье вопросов и продолжающим исследование интереснейшего рудного района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: ГОНТИ. 1938. 495с.
2. Билибин Ю.А. Послеюрские интрузии Алданского района. Петрография СССР.1941.
3. Вавилин Л.Н., Воробьев В.П., Ефимов А.В. и др. Аэрогамма-спектрометрия в геологии. Л. Недра. 1982. 271с.
4. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново -золоторудной формации. Новосибирск: Наука, 1972. 189с.
5. Геологическая карта СССР. Серия Алданская. Лист О-53-ХІХ.Объяснительная записка. Составили И.П.Кузнецов. Редактор Ю.К.Дзевановский. М.: Недра, 1966.45с.
- 6.Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. Мезозойские магматические формации Алданского щита//Советская геология. 1971. N 7. С. 107-119.
7. Максимов Е.П., Уютов В.И. Мезозойские локальные магматогенные системы (магматогены) Алданского щита//Геология и геофизика. 1990. N 11.С. 29-33.
8. Мельников В.Д. Золоторудные гидротермалитовые формации. Наука.Владивосток. 1984.
9. Методика локального прогноза скрытых месторождений золота и серебра. М.: ЦНИГРИ, 1989. 160с.
- 10.Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский О.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 240с.
11. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 304с.
12. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 329с.
- 13.Портнов А.М., Островский Э.Я., Колотов Б.А. Поиски близповерхностных золото - серебряных месторождений аэрогамма-спектрометрическим методом//Разведка и охрана недр. 1971. N11. С.13-16.

14. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М.: ЦНИГРИ, 1989. 235 с.
15. Рожков И.С. Закономерности размещения золотых россыпей и их коренных источников на территории Якутии. Геология России. М. 1965.
16. Сушкин Л.Б. Некоторые геологические особенности золоторудного месторождения Колчеданный Утес//Тр. ассоц. "Дальнедра". Хабаровск: Дальнедра, 1991. Вып.1. С.171-178.
17. Фосс Г.В. Золото (Типы месторождений, история добычи, сырьевые базы). М.: Госгеолтехиздат, 1963. 173с.
18. Четвертков С.С. Геологическая информативность гидросети Якутии и Поволжья. Издательство Саратовского университета.1988. 211с.
19. Шахов Ф.И. Текстуры руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 179с.
20. Шахов Ф.И. Геология контактовых месторождений. Новосибирск: Наука,1976.133с.
21. Шило Н.В. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981. 383с.
22. Эйнауди М.Д., Мейнерт Л.Д., Ньюберри Р.Дж. Скарновые месторождения//Генезис рудных месторождений (пер.с англ.) М. Мир. 1984. Т. 1. С.401-515.
23. Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г., Некоторые закономерности распределения золотоносности Дальнего Востока России//Тихоокеан. геология. 1995. N 2. С.99-111.

Поступила в редакцию 30 декабря 1994 г.

L.B.Sushkin

**To characteristics of presence of ore in the central Ket-Kap range
(the Khabarovsk Territory)**

The paper deals with the data on geology, composition and structure of rocks in main magmatic complexes and associated metal content. Special attention is paid to the questions concerning the relations between placer-gold and ore gold deposits of the region and localization conditions for noble-metal, massive-sulphide and radioactive mineralization. The potentials for discovering new types of mineralization are considered too. Based on the new AGSM-survey data and his personal observations, the author gives an account of his own view on the prospects for presence of ore in different parts of the territory.

О ПРОГНОЗИРОВАНИИ ПОГРЕБЕННЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА В АМУРО-ЗЕЙСКОЙ ВПАДИНЕ (ПРИАМУРЬЕ)

З.Я.Богнар

ГГП "Амургеология" г. Благовещенск

В статье на примере Амуро-Зейской впадины рассматриваются особенности геоморфологического строения площадей в районах с погребенным рельефом. Исходя из особенностей соотношения погребенного и вновь образованного современного рельефа дневной поверхности, обосновывается общий подход к оценке россыпной золотоносности и приводится пример такого подхода в конкретном районе.

Большая часть Амурской области в кайнозой испытывала прогибание, частично или полностью перекрываясь толщей рыхлых отложений, и только в конце плиоцена - начале четвертичного периода испытала повторное эрозионное расчленение. На примере ряда золотоносных, хорошо отработанных долин Октябрьского золотороссыпного узла показано, что наиболее богатые по содержанию струи протяженных россыпей в плане накладываются на все эрозионно-аккумулятивные элементы долин. На одних отрезках долин эти струи протягиваются вдоль их днищ (или пересекают их под разными углами). Не прерываясь, они могут переходить на террасы разных гипсометрических уровней и возрастов (рисунок). Очевидно, что россыпи в долинах протягиваются независимо от расположения в них террас. Это может свидетельствовать о том, что основная часть россыпей в Октябрьском золотороссыпном узле сформировалась до того, как образовались видимые в настоящее время террасы, и при дальнейшем углублении и формировании долин они "проектировались" на вновь образующиеся их элементы. Это вполне согласуется с данными [1].

Иногда при решении вопросов, связанных с россыпной золотоносностью, слишком много внимания уделяют специальным геоморфологическим исследованиям. Рельеф и россыпи это разные вещи и развиваются каждый по своим законам. Самые тщательные отрисовки геоморфологии долин и междуречий не приближают нас к пониманию, где могут быть богатые россыпи, а где их нет. Здесь нужно правильное понимание причинных связей в развитии рельефа и россыпей. Россыпи золота, бедные и богатые, короткие и длинные, есть и в горных и равнинных районах, в больших и маленьких долинах, хорошо выраженных и плохо выраженных, с террасами и без террас и т.д. Для областей постоянного сноса правильно проведенное шлиховое опробование гидросети в целом достаточно для первич-

ной оценки территории на россыпи золота. Дальнейшее дело за специальным опробованием.

Совершенно другой подход нужен для площадей бывшего погребения рельефа. После погребения и последующего эрозионного расчленения территории на междуречьях остаются выполненные древним аллювием отмершие долины, часто погребенные на разной глубине, которые, в принципе, являются более перспективными на россыпное золото, чем современные долины в этом районе. Объяснение этому дается ниже. Эти долины к настоящему времени остались недоисследованными. Следует отдельно подчеркнуть, что отмершие долины на междуречьях остаются только в случае бывшего, частичного или полного погребения рельефа. В случае речных перехватов в областях сноса отмершие долины не образуются. При этом происходит только укорачивание (отсечение) одних долин (перехватываемых) и удлинение других (перехватываемых) за счет приращения отсеченных верхних участков перехваченных долин. Но в рельефе дневной поверхности они продолжают оставаться морфологически выраженными "действующими" долинами и их золотоносность можно определить шлиховым опробованием гидросети, так как мощность аллювия в них остается нормальной.

Известно, что преобладающее большинство аллювиальных россыпей накапливается в долинах постепенно, в процессе их углубления и перемыва больших масс обломочного материала, поступающего в русла водотоков со склонов и коренного ложа долин и содержащего в тех или иных количествах золото. Россыпная золотоносность гидросети при этом возрастает с увеличением глубины общего эрозионного среза. В случае последующего погружения и погребения территории под толщей осадков процесс формирования россыпей резко затухает, так как здесь идет уже не отмыв тяжелых фракций с постоянным удалением и поступлением новых порций обломочного материала, а отложение и

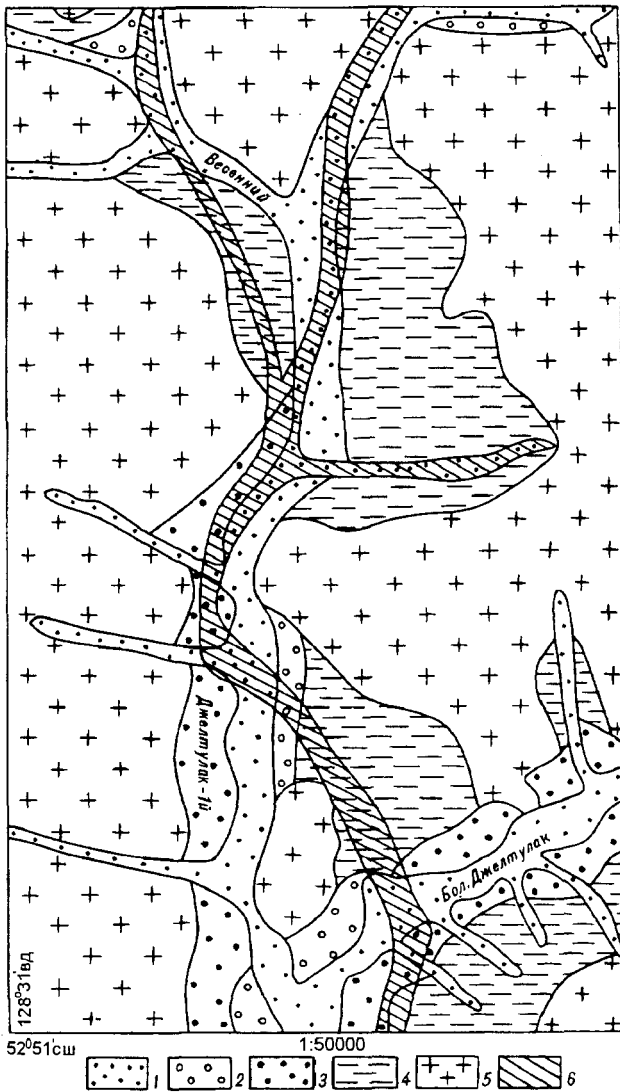


Рис. 1 - современные аллювиальные отложения, выстилающие днища долин; 2 - аллювиальные отложения верхне-четвертичного возраста, слагающие наиболее низкие надпойменные террасы; 3 - аллювиальные отложения средне-верхне-четвертичного возраста, слагающие террасовалы средних высот; 4 - аллювиальные отложения среднечетвертичного возраста, слагающие наиболее высокие террасовалы; 5 - коренные породы; 6 - разведанная и отработанная россыпь золота.

захоронение всей его массы. Этот материал отлагается свободно блуждающими водотоками по плоской аккумулятивной поверхности наносов и наслаивается по мере прогибания территории. При повторном эрозионном врезе в долинах врезающих водотоков сначала перемываются более поздние осадки, которые преимущественно не золотосны. В долинах, вскрывших фундамент, частично перемывался также и обломочный материал слагающих его пород. Но в силу незначительного врезания долин в этот фундамент (в условиях равнинного рельефа), даже при его золоторудной минерализации, новые

богатые россыпи в современных (новых) долинах еще не успели образоваться. Так как при повторном эрозионном расчленении неизбежно несовпадение плана старой и новой гидросети, то все россыпи, если они были, остаются в старых погребенных или отмерших долинах, а новая гидросеть слабо золотосна.

В современных долинах россыпи формируются только на участках их совпадений со старыми золотосными долинами. При перемыыве старой россыпи, где золотины освобождены от связей с породой, оно уже не разносится по новой долине [1]. Связь такой россыпи с коренным источником обычно не прослеживается. Это характерная особенность россыпей современных долин в районах бывшего погребения рельефа.

В основе формирования россыпей тяжелых металлов или минералов лежит процесс отмыыва тяжелых фракций в подвижной водной среде. В этой связи погребенные россыпи, в принципе, не отличаются от современных в областях постоянного сноса. В этих областях золото от коренных источников разносится по долинам в обломках и выпадает по мере дробления последних при их транспортировке водным потоком. Поэтому здесь есть возможность постепенного выхода на богатые содержания, что привлекло в прошлом искателей золота, и в этих районах белых пятен почти не осталось. В районах же бывшего погребения рельефа и повторного эрозионного расчленения связь вскрытых эрозией участков погребенных россыпей с коренными источниками вдоль современных долин не прослеживается. Здесь современные долины очень слабо золотосны. Богатые содержания в них появляются редко и неожиданно. Открыть здесь богатую россыпь можно было только случайно. Все это не привлекало искателей золота и эти районы остались недоисследованными на россыпное золото. В случае наличия в таких районах единичных россыпей или шлиховых потоков золота в современных долинах можно предполагать, что в отмерших или погребенных долинах в этом районе могут быть богатые россыпи. Следует иметь в виду, что богатые россыпи могут быть не во всех отмерших или погребенных долинах. В таких районах сначала нужно провести работы по определению особенностей плана древнего (в т.ч. и погребенного) рельефа, глубины залегания тальвегов древних долин. Это можно определить по сети мелких зондировочных скважин небольшого диаметра, или соответствующими геофизическими методами. После этого продумать способ оптимального опробования сети погребенных эрозионных долин и выделить наиболее перспективные участки для поисковых и разведочных работ. Это касается всех районов

бывшего погребения рельефа вообще, где известны единичные промышленные россыпи золота в современных долинах. К таким районам, в частности, относятся и районы, где на междуречьях остались реликты осадочного чехла покровных отложений, в первую очередь кайнозойского возраста.

В заключение приводится пример подхода к оценке россыпной золотоносности на площади полного погребения рельефа в пределах Амуро-Зейской впадины (правобережье р.Зeya, район устья р.Деп). Здесь погребенные долины разных порядков и разной степени выраженности протягиваются на междуречьях под толщей рыхлых осадков разной мощности и возраста. Под разными углами их пересекают современные долины, в которых известно несколько отработанных россыпей золота, и для которых не обнаружено связи с коренными источниками. В процессе геолого-съемочных работ масштаба 1:50000 установлено, что эти россыпи в современных долинах приурочены к тем их отрезкам, которые совпадают с древними долинами. Установлено, что местами тальвеги древних долин располагаются гипсометрически выше современных. В таком случае древние тальвеги иногда можно выделить по конфигурации границы между покровными рыхлыми образованиями и коренным фундаментом на склонах современных долин и междуречий. При наличии на данной площади россыпей в современных долинах и установленной устойчивой золотоносности нижних горизонтов древнего аллювия можно предполагать, что вся погребенная гидросеть здесь может представлять собой золотороссыпной узел.

На описываемой площади закартированы два больших массива и много небольших тел ультраосновных пород. Предполагается, что сэтими телами здесь связаны россыпи золота. Процессы серпентинизации ультраосновных пород приводят к их разуплотнению и увеличению объема. В плане орогидрографии погребенного рельефа крупные массивы ультрабазитов располагаются в пределах приводораздельных участков крупных междуречий, которые расчленились верховьями водотоков погребенной гидросети. В этой связи представляет интерес выход на дневную поверхность (из-под чехла кайнозойских отложений) крупного массива ультраосновных пород в верховьях ручьев Драночный и Аяк. К северу от этого выхода есть реальная возможность по сети зондировочных скважин малого диаметра определить характер погребенного рельефа и наметить тальвеги для опробования их на россыпное золото. При этом надо иметь в виду, что на склонах погребенного (несколько возвышенного в погребенном рельефе) массива ультраосновных пород, в непосредственной близости от его выхода на дневную поверхность, на небольшой глубине под покровными рыхлыми образованиями могут располагаться погребенные тальвеги верховий долин местных водотоков, которые начинались с этой возвышенности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко В.Н. Статистическое решение некоторых задач в геологии. М.: Недра. 1970.

Поступила в редакцию 3 июня 1995

Z. Ya. Bodnar

Forecasting buried placer gold deposits in the Amur-Zeya basin

As exemplified by the Amur-Zeya basin, the paper deals with the peculiarities of geomorphological structure of the areas in the regions with buried relief. Proceeding from the specifics of correlation between buried and a newly formed modern relief of the day surface, a general approach to the assessment of placer gold potential is substantiated, and an example of such an approach in a specific region is presented.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.242.1

НАМАГНИЧЕННОСТЬ ПОДВОДНЫХ ГОР ВАЛА ХОККАЙДО (ТИХИЙ ОКЕАН)

А.А. Андреев*, А.С. Сваричевский**

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

** Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Приводятся данные о рельефе и магнитном поле г. Морозко и г. Головнина, расположенных на валу Хоккайдо в Тихом океане, на траверсе о. Симушир Курильского архипелага. Расчитан угол намагничивания ($30^\circ - 34^\circ$) и положение палеомагнитного полюса.

Вал Хоккайдо - подъём Тихоокеанской плиты перед Курило - Камчатским желобом - представляет собой возвышенность шириной 350-450 км и высотой 200-400 м относительно средних глубин Северо-Западной котловины Тихого океана (рис.1). Горы краевого вала Хоккайдо, впервые показанные Л.К.Затонским и др. [4], имеют различные размеры и морфологию. Здесь выделяются довольно крупные конические вулканические постройки и менее значительные по размерам глыбовые сооружения - абиссальные холмы. Высота их варьирует от 300 до 2500 м при ширине основания от 5 до 60 км [1].

Согласно результатам регионального геомагнитного картирования [3] большая часть вала Хоккайдо расположена на земной коре, образовавшейся в эпоху нормальной полярности средне - нижнемелового возраста - длительного периода (≈ 30 млн лет) между эпохами ритмичной смены полярности поздне-мезозойского и кайнозойского возрастов. Специальных геомагнитных обследований имеющихся здесь подводных гор не проводилось. Ближайшая, изученная в геомагнитном отношении, гора Эримо находится на стыке Курильского и Японского желобов за пределами вала Хоккайдо [14,15].

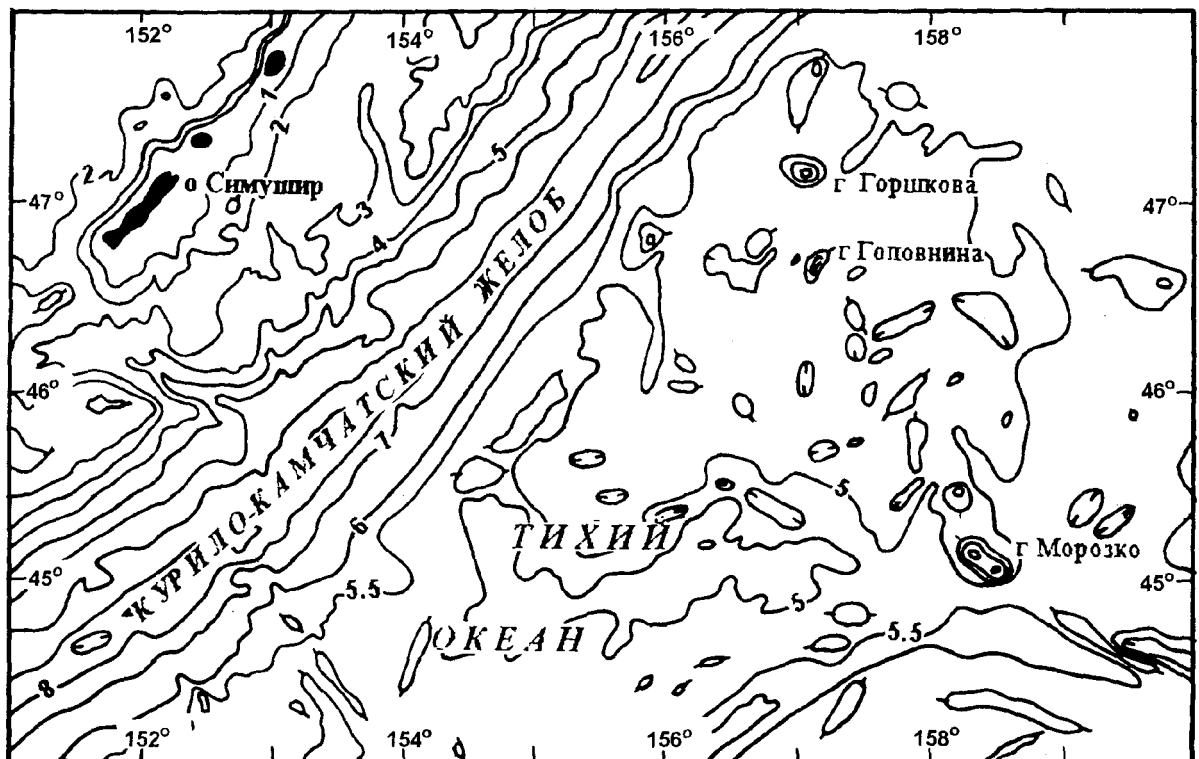


Рис.1. Обзорная карта. Расположение подводных гор.

Местоположение рассматриваемых далее подводных гор Морозко и Головнина уже почти четверть века показывается на обзорных картах масштаба 1:10000000, однако особенности рельефа, равно как и магнитные поля, с необходимой детальностью изучены лишь экспедицией ИМГиГ ДВО РАН лишь в 31 рейсе НИС "Морской Геофизик" (рис.1)

Магнитное поле измерено протонным магнитометром типа МПМ-1М. Навигация обеспечивалась спутниковой системой MAGNOVOX. В промежутках между наблюдениями курс судна корректировался с помощью видеоконтрольного графического устройства (ВКГУ), работавшего совместно с приёмником РНС JNA 760. По всем профилям выполнено одноканальное НСП. Полученные данные о намагниченности подводных гор вала Хоккайдо дополняют сведения [7] о намагниченности подводных гор в пределах океанического дна поздне-среднемелового возраста.

Геологическая обстановка. По данным НСП [1] вал Хоккайдо характеризуется интенсивными деформациями акустического фундамента и осадочного чехла с вертикальной амплитудой в сотни метров. Здесь можно выделить деформации 1) мел-палеогенового возраста, 2) миоценового возраста и 3) современные. Две последние фазы тектонических движений более выразительны. Сопоставляя схему трансформных разломов с рельефом, можно видеть, что подводные горы на валу Хоккайдо не образуют группы, вытянутые в определенном одном направлении, и не тяготеют с другой стороны исключительно к выявленным трансформным разломам. Вместе с тем обращает на себя внимание сдвоенный облик обследованных вулканических построек. Пока они могут объединяться в какие-либо цепи лишь весьма условно, поскольку располагаются на значительном расстоянии друг от друга.

Драгирование на валу Хоккайдо показало, что поднятый каменный материал можно разделить по крайней мере на два комплекса: верхний - шаровые лавы и нижний - интрузивные и вулканогенно-осадочные породы, входящие по всей вероятности в состав акустического фундамента [1]. Более детальное расчленение драгированных пород позволяет выделить среди них породы островодужной принадлежности [4]. Такая ситуация в океане не является исключительной. Недавно было показано, что базальты Чилийского поднятия (Chile Ridge) обладают геохимическими особенностями, сближающими их с базальтами островодужного типа [9]. Геомагнитными данными происхождение таких геохимических аномалий не освещается.

Массовые измерения намагниченности драгированных пород на валу Хоккайдо относятся почти

исключительно к величине магнитной восприимчивости [2], тогда как известно, что основная роль в намагниченности подводных гор принадлежит остаточной намагниченности. Исключением является работа [5], где приводятся сведения о естественной остаточной намагниченности подушечных лав с четырех подводных гор (без указания на их положение) на валу Хоккайдо. Носителем магнитных свойств являются титаномаггемиты ($J = 1.0 \text{ a/m}$, $Q = 11.2$).

Однородная намагниченность подводной горы встречается редко. Чаще для согласования наблюдаемого и модельного магнитных полей используется до сих пор неформализованная процедура разбиения на подгеты, намагниченность которых находится решением обратной линейной задачи. По мере усложнения модели устойчивость полученных результатов падает и одному и тому же формальному критерию ρ (как и любому другому) начинают удовлетворять целый спектр моделей и возникает необходимость в дополнительном критерии отбора моделей. Следовательно к объективности интерпретации в условиях сложной модели следует относиться с осторожностью: если само выполнение расчетного анализа является процессом однозначным, то сама постановка задачи (параметризация) содержит значительную долю субъективизма.

Вычисления выполнены на РС-компьютере с использованием алгоритма [11]. В качестве меры близости наблюдаемого и модельных полей использовалась широко применяемая в подобных случаях величина ρ - частное от деления средней абсолютной величины аномального поля (ΔT) на величину среднего значения остаточной аномалии, которая в свою очередь есть разность между наблюдаемым и модельным полями (ΔR).

$$\rho = \frac{\sum_{j=1}^n |\Delta T_j|}{\sum_{j=1}^n |\Delta R_j|}$$

Результаты вычислений. Все наиболее важные результаты помещены в таблицу и отображены графически на рис. 2 и 3. На рисунках кроме галсов НИС "Морской Геофизик", по которым выполнены необходимые измерения, показаны и точки наблюдения судна. Всё это позволяет объективно судить о возможных ошибках интерполяции измеренного магнитного поля в разных частях полигонов. Кроме того на рисунках также нанесены точки, данные по которым служили для подсчета коэффициента ρ . Отметим, что расположение и общее количество таких точек целиком определяется "здоровым смыслом" и поэтому расчетное значение коэффициента R подвержено определенному субъективизму.

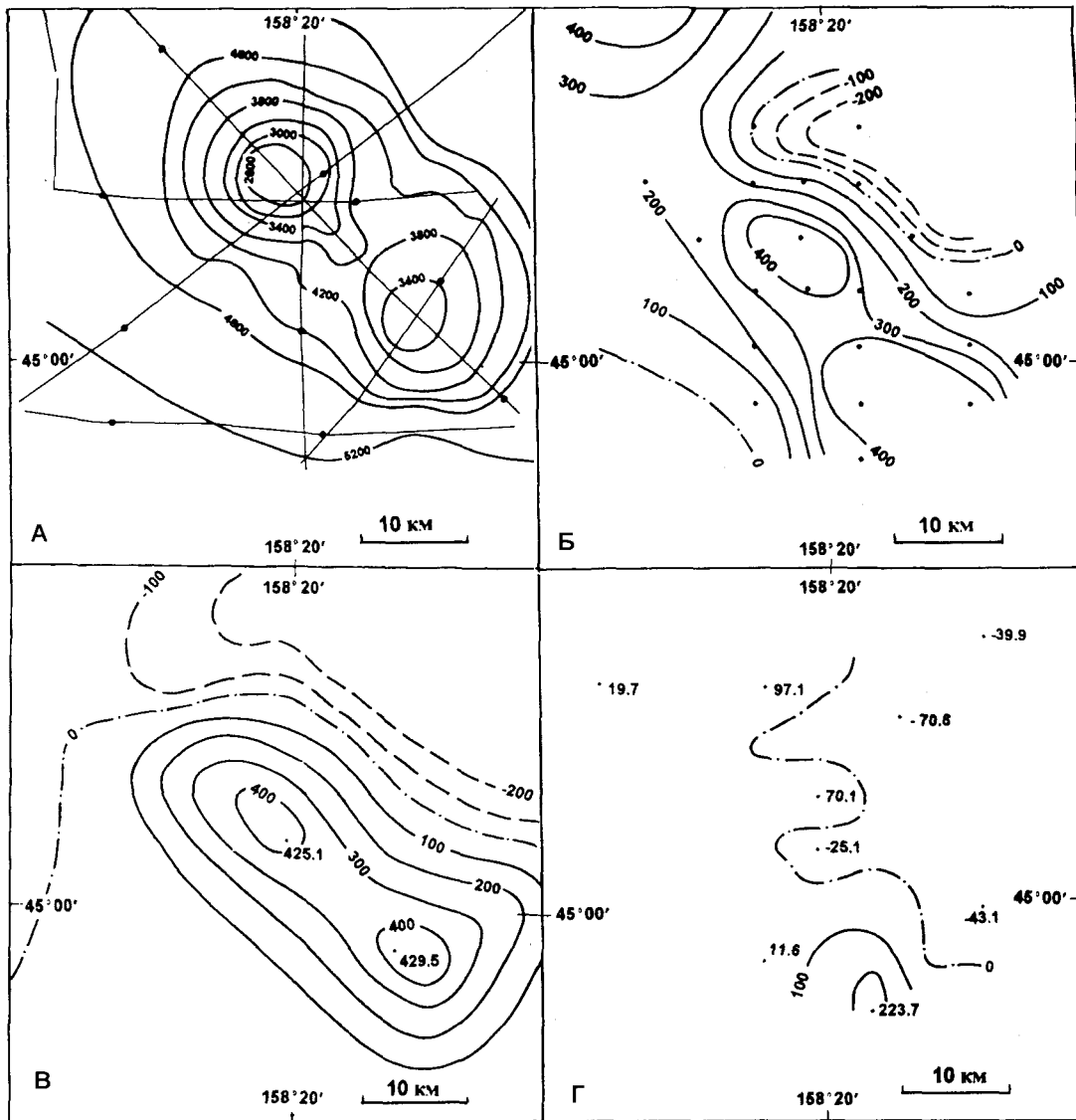


Рис.2. Гора Морозко

А. Рельеф горы. Тонкие линии - геофизические профили, точки на профилях - спутниковые наблюдения судна. Подписи изобат в метрах. Б. Аномальное магнитное поле. Значения поля в нанесенных точках использованы для подсчета коэффициента ρ (см. текст). В. Модельное магнитное поле. Г. Остаточное аномальное поле.

Намагниченные породы в объеме горы аппроксимировались тремя слоями многогранных призм с вертикальными сторонами, горизонтальные проекции которых повторяли контуры рельефа. Гипотезу об однородной намагниченности подводных гор пришлось сразу отбросить, т.к. модельное поле получается более высокочастотным, чем поле измеренное. Оптимальный результат моделирования (табл., рис. 2 и 3) получен рядом итераций в интерактивном режиме на компьютере.

Гора Морозко (рис.2) представляет собой сдвоенную вулканическую постройку с единым основанием, слегка вытянутым в северо-западном направлении, и многочисленными паразитическими конусами. Её наиболее высокая северо-западная

вершина возвышается над подошвой на 2800 м, достигая отметок менее 2300 метров. Она довольно острая. Седловина между вершинами располагается на глубине 3900 м. Осадки по склонам развиты спорадически и незначительны по мощности (до 0.2 сек. на разрезах НСП). На отдельных профилях ясно видны сбросовые дислокации. Мощность осадочных отложений вне пределов горы до 0.5 сек.

Максимальный размах значений аномального магнитного поля более 600 нТл.

Наилучшее соответствие с наблюдаемым полем показывает модель с немагнитной вершинной частью горы. Намагниченностью обладает лишь часть массива горы в диапазоне глубин 4.2-5.5 км с

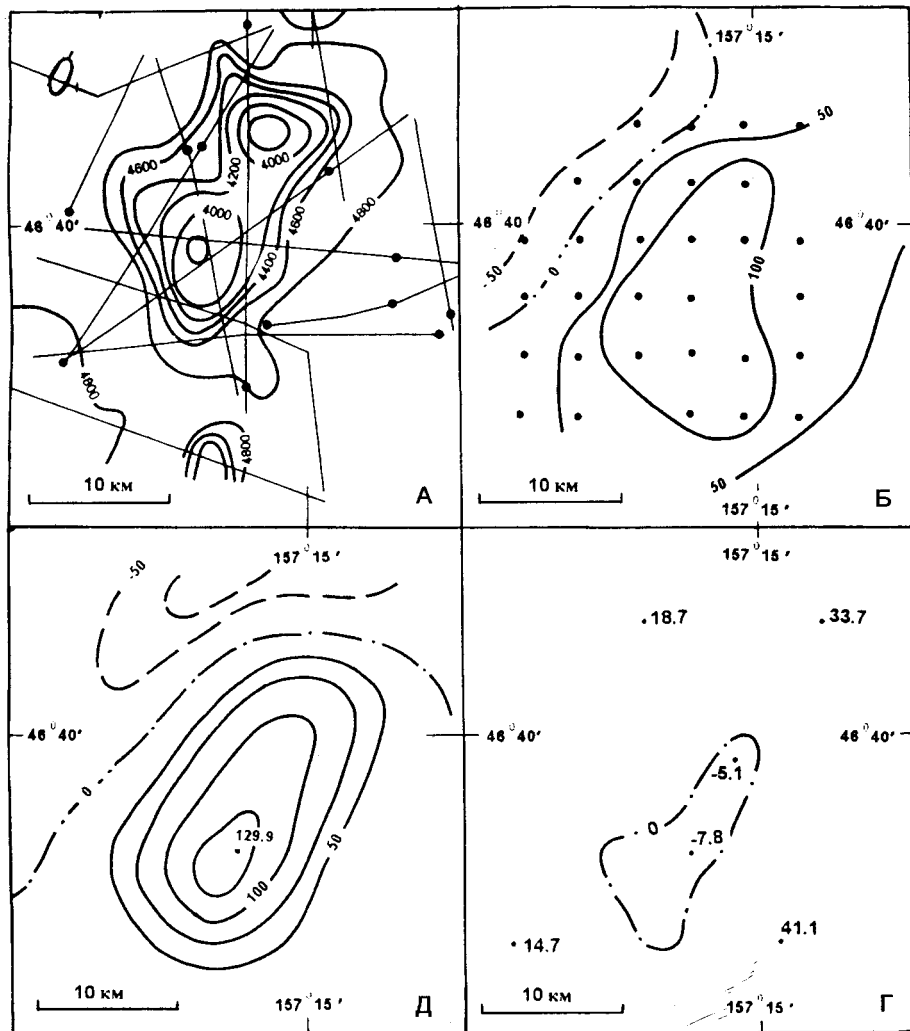


Рис.3. Гора Головнина.
Условные обозначения аналогичны
рис.2.

Таблица

Параметры намагниченности подводных гор

Параметры	г Морозко	г Головнина
Широта	45° 05'	46° 40'
Долгота	158° 24'	157° 12'
Современное наклонение магнитного поля	60°	60°
Современное склонение магнитного поля	0°	0°
Амплитуда аномалии, nTl	620	150
Интервал намагниченности, km	4,2 - 5,3	4,9 - 5,4
Расчетное значение намагниченности, a/m	0,6 - 1,05	0,6 - 1,0
Параметр ρ	4,99	4,18
Палеоширота	30°	34°
Широта палеомагнитного полюса	61°	62°
Долгота палеомагнитного полюса	21°	23°

углом намагничения 30°. Верхние и нижние грани призм располагались на глубинах соответственно 4.2 - 4.7 км, 4.7 - 5.3 км и 5.3 - 5.5 км.

В северо-западном углу полигона (рис.2) фиксируется положительная магнитная аномалия, не связанная с каким-либо заметным осложнением

рельефа. Это обстоятельство свидетельствует о том, что региональный фон для г. Морозко может быть довольно сложной формы, который неизвестно как учитывать. В наших расчетах мы не принимали во внимание этот неизвестный фон за исключением постоянной величины, которая составляет около 25 нТл.

В этой связи для подсчета коэффициента ρ вероятно оправдано расположение точек не слишком далеко от апикальной части аномалии. Карта остаточных аномалий отражает как влияние неучитываемого регионального фона, так и неоднородность намагничивания моделируемого объекта.

Гора Головнина представлена сдвоенными конусами на основании, вытягивающимися в северо-северо-восточном направлении (рис. 3). Её вершины располагаются примерно на глубине 3700 м. Таким образом, высота горы составляет всего 1200 м. Мощность осадков в привершинной части до 0.2 сек, склоны лишены осадков. Мощность осадков вне горы достигает 0.5 сек.

Максимальный размах значений аномального поля более 150 нТл. Максимум аномалии очень пологий.

Наилучшее соответствие с наблюдаемым полем показывает модель без намагничения двух вершин. Намагниченность горы сосредоточена в диапазоне 4.9 - 5.4 км, угол намагничения равен 34°.

Таким образом намагниченность акустического фундамента произошла в меловое время на более южных широтах, чем те, где ныне располагается вал Хоккайдо. Следовательно, не только принятая геохронологическая привязка так называемой Японской серии линейных магнитных аномалий [8], но и исследование магнитных полей отдельных подводных гор свидетельствует в пользу северного (северо-западного) дрейфа Тихоокеанской плиты. Отсюда, в частности, следует, что предполагаемая [4] последовательность режимов, сформировавших определенное геохимическое и вещественное разнообразие пород акустического фундамента вала Хоккайдо, не обусловлена обязательно близостью к Курило-Камчатской островной системе на современных широтах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б.И. Основные черты геологического строения Северо-Западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 192 с.
2. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Ред.: К.Ф.Сергеев, М.Л.Красный. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
3. Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 136 с.
4. Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф., Пискунов Б.Н. Магматические комплексы окраинно-океанического вала Хоккайдо // Тихоокеан. геология. 1989. N 6. С.16-23.
5. Райкевич М.И. Природа намагниченности магматических пород некоторых морфоструктур западной части Тихого океана. Автореф. канд.дисс., Л., 1990. 20 с.
6. Сергеев К.Ф., Красный М.Л., Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф. Вещественный состав кристаллического фундамента юго-западного окончания вала Зенкевича (поднятия Хоккайдо) // Тихоокеан. геология. 1983. N 2. С.3-8.
7. Harrison C.G.A., Jarrard R.D., Vacquier V., Larson R.L. Paleomagnetism of Cretaceous Pacific Seamounts // Geophys. J.R. astr.Soc. 1975. V. 42. P.859-883.
8. Hilde T.W.C., Isezaki N., Wageman J.M. Mesozoic Seafloor Spreading in the North Pacific. The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin Geophys. monogr. 19. /Ed: Sutton G.H., Manghnani M.H., Moberly R. Amer. Geophys. Union. Washington D.C., 1976. P. 205-226.
9. Klein E.M., Karsten J.L. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical from the Chile Ridge // Nature. 1995. V. 374. P. 52-57.
10. Plouff D. Derivation of formulas and FORTRAN programs to compute magnetic anomalies of prisms. Rep.USGS-GD-75-014, Nat.Tech. Ins.Serv.Springfield. Va, 1975. 112p.
11. Topography and structure of trenches around Japan.- Data Atlas of Franco-Japanese Kaiko project, phase I by Kaiko 1 Research Group. Ocean Res.Inst. Univ. of Tokyo. 1986. P.305.
12. Uyeda S., Richards M. Magnetization of Four Pacific Seamounts near the Japanese Islands // Bull. of the Earth. res. Inst. University of Tokyo. 1966. V. 44, P.1. P.179-214.

Поступила в редакцию 25 декабря 1995 г.

A.A. Andreev, A.S.Svarichevsky

Magnetization of seamounts of the Hokkaido swell (the Pacific Ocean)

The bathymetry and magnetic data of the Morozko and the Golovnino seamounts were collected in 1988 aboard R/V "Morskoy Geofizik". The magnetic modelling of the seamounts has been carried out. As a result, magnetic inclination (30°- 34°) and paleopole position were calculated.

СКЛАДЧАТЫЕ ДИСЛОКАЦИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

А.В.Кудымов

Хабаровское Государственное горно-геологическое предприятие, Июлийская партия, г.Хабаровск

В результате геометрического и статистического анализа дислокации, а также некоторых прямых наблюдений соотношений структурных форм, установлена многоэтапная деформационная история северной части Восточно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны. Ведущую роль сыграли деформации первого этапа, в результате которых сформировалась складчато-надвиговая структура района, напоминающая строение аккреционных призм. Она усложняется последующими складчатыми деформациями, а на заключительной стадии развития затушевывается сдвиговыми, взбросо-сдвиговыми и сопряженными с ними пликативными деформациями, не рассматриваемыми в настоящей статье.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И КРАТКАЯ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Меловые терригенные отложения междуречья Коппи-Аджалами Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ (рис.1) в результате геологических съемок 1:200 000 масштаба В.А.Шуршалиной (1962 г.) и М.А.Ахметьевым (1962 г.) были расчленены на сеноман-туронскую ларгасинскую и турон-сеноманскую удоминскую свиты. Кроме этого, М.А.Ахметьев в бассейне р.Коппи, приняв вулканомиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты за кварцевые порфиры, их туфы и туфоконгломераты, выделил сенон-датскую Ольгинскую серию, с разрывом залегающую на удоминской свите.

На севере района, в бассейне руч.Бапу, левого притока р.Аджалами, А.В.Деминым (1966 г.), а также западнее площади работ, по правобережью р.Коппи Л.Н.Серебряковым (1966 г.) в процессе геологосъемочных работ 1:50 000 масштаба осадочные образования были отнесены к готерив-альбской уктурской свите с разбивкой на подсвиты (нижнеуктурскую, среднеуктурскую и верхнеуктурскую) и альбской даргасинской свите. В бассейне р.Джауса, правобережного притока р.Коппи, Б.Г.Матвеев (1966 г.) выделил еще и турон-сеноманскую удоминскую свиту, с разрывом залегающую на Ларгасинской свите. М.В.Мартынюком (1972 г.) в бассейне верхнего течения р.Коппи, выше устья р.Июли, эти отложения были отнесены лишь только к уктурской свите.

В настоящее время в ходе проводимых геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 (руководитель В.А.Дьмович) стратифицированные отложения этого района сопоставляются с аналогичными образованиями смежных районов Приморского края. Выделяется готерив-барремская приманкинская, аптская каталевская, альбские дивнинская и светловоднинская свиты. Завершает разрез стратифицированных морских

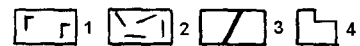
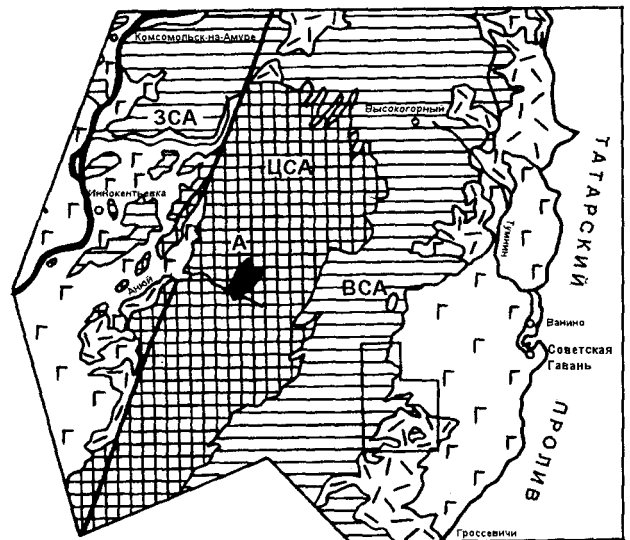


Рис.1 Схема главных тектонических элементов южной части Северного Сихотэ-Алия.

1 - неоген-четвертичные континентальные базальтоиды, 2 - поздне меловой-палеогеновый Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс, 3 - Центральный Сихотэ-Алинский разлом, 4 - площадь исследований.

ЦСА - Центрально-Сихотэ-Алинская структурно-формационная зона (СФЗ), ЗСА - Западно-Сихотэ-Алинская СФЗ, ВСА - Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ, А - Анюйский купол.

отложений с разрывом (?) залегающая вулканогенно-осадочная толща, вероятно, альб-сеноманского возраста.

Приманкинская свита сложена преимущественно однородными породами алевро-аргиллитового состава, каталевская - массивными полипетроклитическими песчаниками с редкими прослоями алевро-

литов. Дивнинская и светловоднинская свиты, в отличие от предыдущих свит, состоят из ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Роль алевролитов и аргиллитов в строении дивнинской свиты значительно больше, чем в светловоднинском свите. В составе вулканогенно-осадочной толщи преобладают вулканомиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты; в незначительном количестве встречаются вулканогенно-осадочные породы.

Упомянутые образования, за исключением вулканогенно-осадочной толщи, относятся к глубоководным отложениям турбидитовой ассоциации. Это горизонты массивных и пачки слоистых песчаников, а также ритмично переслаивающиеся массивные и параллельно-слоистые песчаники; косослоистые, параллельно-слоистые алевролиты и массивные аргиллиты, составляющие последовательности Боума разной полноты [4].

Мощность ритмов варьирует в широких пределах. В отложениях дивнинской свиты береговых обнажений р.Коппи они составляют от 3-7 см до 20 см, с элементами последовательности Боума СД, ВСД. Иногда, с появлением нижнего элемента А (0.2-1.5 м) - массивного мелко-среднезернистого песчаника, мощность ритмов значительно возрастает. В образованиях светловоднинской свиты этих же береговых обнажения р.Коппи, где распознаются трехэлементные ритмы среднезернистых турбидитов с последовательностью Боума АВС, ВСД, мощность последних превышает 1м.

Описываемые отложения обладают очень плохой сортировкой обломочного материала, низкой степенью окатанности обломков. Разнозернистые псаммитовые и алевроитовые частицы часто помещены в аргиллитовый матрикс. Наряду с преобладающими угловатыми присутствуют полуокатанные и оскольчатые обломки. Очевидно перемешивание обломков

различных классов по размерности и степени окатанности с глинистым материалом, что является характерным для турбидитов.

Кроме этого, на неровной границе ритмов нередко встречаются отторженцы аргиллитов, оторванные и перемещенные турбидитным потоком; на кровельной поверхности алевролита или аргиллита часты следы эрозии, возникшие также за счет мутьевого потока [3].

В результате изучения геометрии складок, статистического анализа дислокации, а также редких прямых наблюдений соотношений структурных форм, устанавливается сложная структура района, сформировавшаяся в несколько этапов деформаций.

Наиболее ранними деформационными структурами являются конседиментационные складки F_0 , возникшие в результате оползней нелигифицированных осадков (оползневые текстуры).

Задачей дальнейших исследований охарактеризованных отложений является фациальная расшифровка турбидитовой ассоциации. Она заключается в изучении конкретных последовательностей пород и распознаваний на этой основе морфологических обстановок единой долинно-верной системы конуса выноса [4]. От формы осадочных выполнений этих обстановок во многом зависит дислокационная структура района.

ПЕРВЫЙ СКЛАДЧАТЫЙ ЭТАП ДЕМОРАЦИЙ

Ведущую роль в создании общей структуры района сыграли деформации первого этапа. В этот этап образовались преимущественно опрокинутые на юго-восток складки F_1 (рис.2), иногда разделенные зонами спокойной складчатости. Последние опережают формирование опрокинутых складок. Размеры складок варьируют в широких пределах, в основном ширина их не превышает 2 м, редко достигая 10 м.

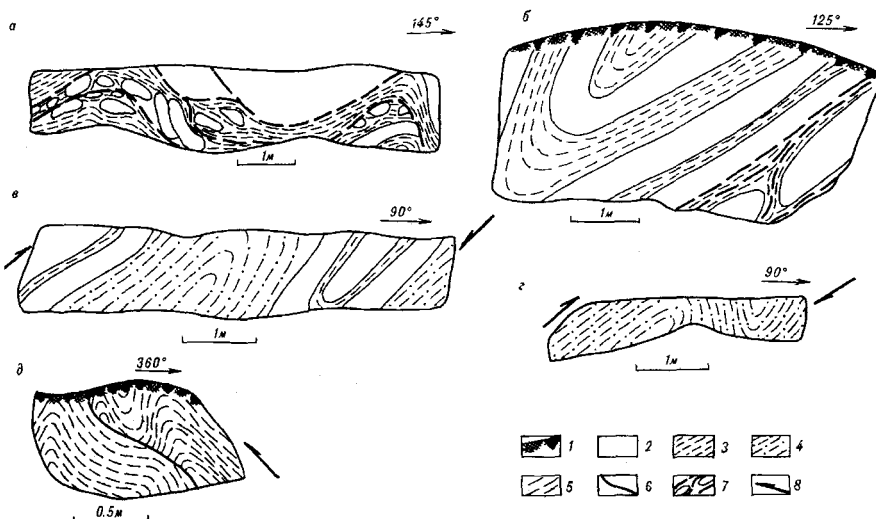


Рис.2. Складки F_1 и сопряженные с ними соскладчатые разломы S_1 первого этапа деформации в альб-ских отложениях (дивнинская и светловоднинская свиты) в верховье руч. Средние Июли (б); в береговых обнажениях среднего течения р.Коппи (в,г) и верхнего течения р.Аджалами в устьевой части руч.Бапу (а,д).

1 - почвенно-растительный слой; 2 - песчаники; 3 - алевролиты; 4 - тонкоритмичное переслаивание алевролитов и аргиллитов; 5 - аргиллиты, содержащие прослойки мелкозернистых песчаников; 6 - соскладчатые разломы; 7 - вязкие соскладчатые разломы; 8 - направление смещения масс. Зарисовки субвертикальных стенок обнажений.

Складки в зонах спокойной дислоцированности могут иметь ширину до сотен метров.

Шарниры этих складок с большим разбросом ориентированы в основном в северо-восточном направлении, имеют как пологие, так и крутые погружения. Крутое залегание шарниров некоторых складок объясняется переориентировкой последних в результате последующих сдвиговых дислокаций. Осевые поверхности складок F_1 падают преимущественно в северо-западном направлении, редко они вертикальны. Большинство задокументированных складок первого этапа деформаций имеют асимметричный профиль, т.е. северо-западные крылья у антиклиналей значительно больше и положе, чем юго-восточные. В исследованном районе и на территории всей северной части Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ, судя по материалам предшествующих исследований, преобладает северо-западный наклон слоистости. Повсеместно наблюдается юго-восточная вергентность складок. Это позволяет сделать вывод о преобладающем распространении на этой территории складок F_1 .

Происхождение этих складок может быть объяснено либо взбросовым перемещением масс с северо-запада на юго-восток, либо поддвигом с юго-востока на северо-запад. Перемещения масс с указанной кинематикой нередко осуществляются по разломам, генетически связанным с описанными складками (рис.2). Они часто являются вязкими (рис.2,3) и представляют собой зонки интенсивного расщепления в алевро-пелитовых породах. Зонки содержат мало мощные, с пологими удлинениями будины песчаников. Возникновение вязких разломов сопровождалось раздлиннованием слоев песчаника как на заключительной стадии формирования складок F_1 , так и в начальный период вдоль субгоризонтальной слоистости. Последние закартированы лишь в береговых обнажениях верхнего течения р.Аджалами и относятся к первому этапу деформации по некоторому подвороту будин по ходу часовой стрелки вдоль их удлинений (рис. 2а).

В местах концентрации этих складок и связанных с ними соскладчатых разломов заложилась взбросо-надвиговая зона. В результате на территории Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ в первом этапе деформации была сформирована складчато-надвиговая структура, в которой при юго-восточном омоложении крупнообъемных пластин разрез отложений внутренних частей последних нарастает в обратном, северо-западном направлении. Отмеченная закономерность территорий характерна для аккреционных призм.

К сожалению, взбросо-надвиговые зоны, фрагменты которых наблюдались в коренных обнажениях, уверенно протянуть по площади, из-за плохих условий наблюдений, не представляется возможным. Кроме

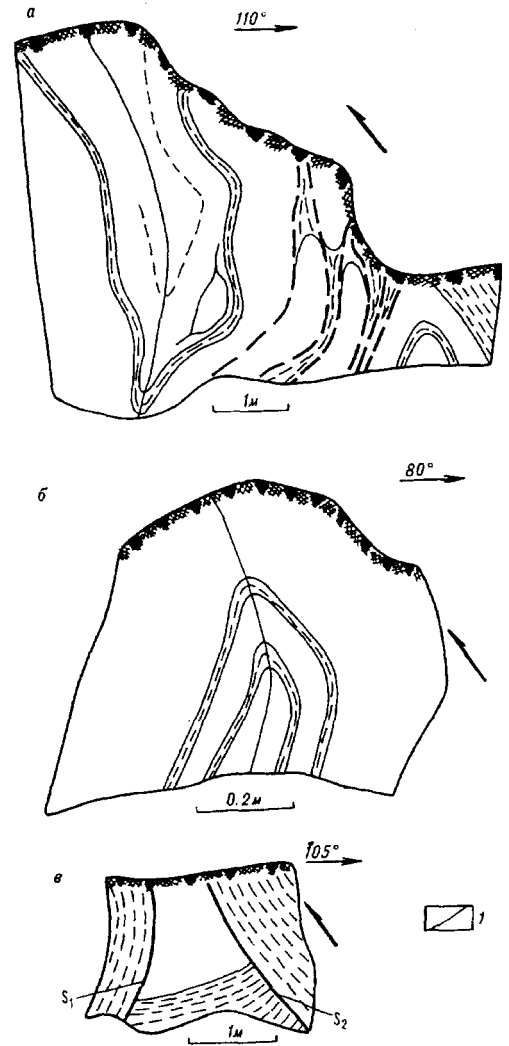


Рис.3. Комплексные складки и взаимоотношение разломов первых двух этапов деформаций в альбских отложениях (дивнинская свита) береговых обнажений среднего течения р.Коппи (а,в) и верхнего течения р.Аджалами (б).

1 - след осевой поверхности складок. Остальные условные обозначения см.рис.2. Зарисовки субвертикальных стенок обнажений

этого, складчато-надвиговая структура затушевывается наложенными молодыми сдвиговыми, взбросово-сдвиговыми и т.д. дизъюнктивами, не рассматриваемыми в настоящей статье.

На участках распространения опрокинутых на юго-восток мелких складок F_1 описываемого этапа развита сланцеватость осевой поверхности этих складок. Наиболее интенсивно она проявлена в алевро-аргиллитовых породах готерив-барремского возраста (приманкинская свита) в бассейне верхнего течения руч.Бапу, левого притока р.Аджалами. Линии пересечений слоистости и сланцеватости ориентированы здесь с большим разбросом в северо-восточном

направлении, т.е. так же, как и шарниры складок F_1 . Имеются как пологие, так и более крутые углы падения линий пересечений, так же как и у шарниров реальных складок F_1 . Крутые углы этих линий пересечений так же, как и шарниров складок - результат сдвиговых смещений наложенных деформаций.

Будинаж проявлен широко и может быть связан как со складками F_1 , так и с вязкими разломами S_1 . Будины не всегда сопровождают (а если и сопровождают, то с разной интенсивностью) складки первой генерации. Значительно сильнее соскладчатый будинаж развит в переслаивающихся породах альбского возраста на левобережье нижнего течения руч.Бапу. Соскладчатость будин здесь доказывается согласованием ориентировок их удлинений и шарниров складок F_1 . Причем удлинения будин вместе с шарнирами складок приобретают иногда крутопогружающиеся ориентировки в процессе отмеченных уже сдвиговых смещений последующих этапов, подобно линиям пересечений слоистости и сланцеватости. Однако имеются будины с крутопогружающимися удлинениями, своим происхождением обязанные лишь только сдвиговым вязким зонам разломов поздних этапов дислокаций.

Деформации первого этапа были, вероятно, конседиментационными, так же как и в терригенных отложениях Западно-Сихотэ-Алинской СФЗ [1]. Об этом косвенно свидетельствует наличие в песчаных турбидитах "конгломератовидных" пород и приуроченность их к местам распространения складок F_1 . Кроме этого на синхронность осадконакопления и этих деформаций указывает взаимосвязь последних с формационными дислокациями F_0 . Время проявления деформаций этого этапа можно оценить как готерив-альб.

ВТОРОЙ И ТРЕТИЙ СКЛАДЧАТЫЕ ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ

Второй этап деформаций уверенно реставрируется в редких комплексных складках, наблюдавшихся в береговых обнажениях среднего течения р.Коппи и по левобережью нижнего течения руч.Бапу (рис.3). Они возникли в результате взбросового смещения масс с юго-востока на северо-запад при сохраняющемся плане деформаций. При таких дислокациях изменений в ориентировке осей складок F_1 не происходит. Осевые поверхности складок, вместе с их крыльями и соскладчатыми разломами первой генерации, погружающиеся первоначально преимущественно в северо-западном направлении, подворачиваются до вертикального положения, затем запрокидываются до юго-восточного погружения. На таких участках наблюдается следующая закономерность: падающая на юго-восток более пологая слоистость всегда опрокинута, а крутая - оказывается нормальной.

В местах с "вторичной", падающей на юго-восток слоистостью наращивание разреза отложений наблюдается в северо-западном направлении.

Участки, оставшиеся с субгоризонтальным или наклонным на юго-восток положением слоистости после первого этапа деформации, дают при взбросовом движении масс с юго-востока на северо-запад складки второй генерации в чистом виде (F_2). По размерам они идентичны складкам F_1 . Это асимметричные, опрокинутые на северо-запад складки с пологими юго-восточными крыльями у антиклиналей, короткими и крутыми северо-западными - у синклиналей. Осевые поверхности последних имеют юго-восточное погружение. По юго-восточным крыльям складок F_2 иногда образуются генетически с ними связанные соскладчатые разломы второй генерации, согласные или субсогласные слоистости.

В местах развития комплексных складок иногда удается наблюдать взаимоотношения разломов второй генерации (S_2) с более ранними разломами первого этапа деформации (S_1). На рис.3в мы видим, как разлом первого этапа деформации запрокидывается до юго-восточного погружения, так же как и осевые поверхности и крылья складок F_1 .

Иногда разломы второго этапа деформации, так же как и первого, оказываются вязкими и представляют собой зонки интенсивного рассланцевания. Они содержат будины песчаников, возникшие в результате взбросового течения материала (алевро-пелитового) в плоскости слоистости и разлинзования песчаных прослоев. Редко разломы второй генерации выражаются в послонных срывах по алевро-пелитовым прослоям, дающих в итоге притертую гофрированную поверхность.

Структурные формы третьего этапа деформации имеют ограниченное распространение и наблюдались лишь в береговых обнажениях нижнего течения руч.Бапу, левого притока р.Аджалами. Они представляют собой лежащие складки с пологопогружающимися осевыми поверхностями в северо-западном или юго-восточном направлениях (рис.4). Эти складки возникли из складок F_2 в результате подворота крыльев при северо-западном поддвиге или юго-восточном надвиге по субгоризонтальной поверхности разлома S_3 .

Впоследствии складчатая структура претерпела взбросо-сдвиговые пликативные, затем хрупкие деформации, неоднократно упоминавшиеся ранее. Они приводили к переориентировкам существовавших и заложению новых структурных форм и будут служить предметом специального рассмотрения. Необходимо отметить, что продольные к генеральному простиранию складчатости сдвиговые дислокации привели к ундуляциям шарниров описанные складок.

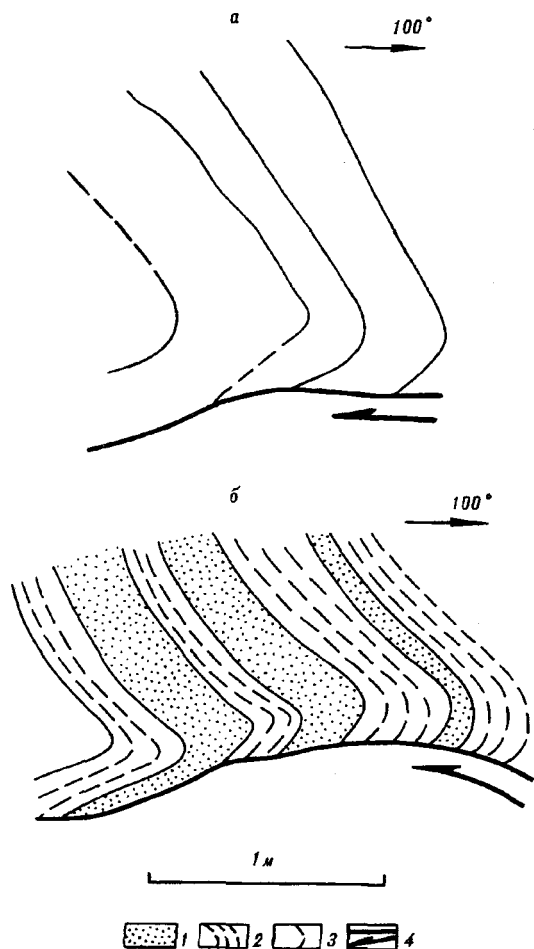


Рис. 4. Фрагменты лежащих складок F_3 в альбских отложениях (дивнинская свита) береговых обнажений верхнего течения р. Аджалами в устьевой части руч. Бапу. а - по фотографии: переслаивание песчаников (10-20 см) и алевролитов (до 5 см); б - зарисовка субвертикальной стенки обнажения.

1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - слоистость; 4 - разломы S_3 и направление смещения по ним.

Поступила в редакцию 2 марта 1995г.

A. V. Kudymov

Plicative dislocations of the northern East Sikhote-Alin structural-formational zone

As a result of the geometrical and statistical dislocations analysis and some direct observations of the structural form relations, multistaged deformation history of the northern East Sikhote-Alin structural formational zone has been defined. The first stage deformation has played a leading role resulted in the formation of the folded thrust structure in the region which resembles an accretion prism in structure. It is complicated by subsequent plicated deformations. At the final development stage, it has been concealed by shear, thrust-shear and associated plicative deformations which are not considered in the given paper

В заключении автор хочет отметить, что, по его мнению, описанные деформации первого этапа могли реализовываться в зоне субдукции океанической коры, заложившейся восточнее Самаркинского комплекса, после коллизии Анюйского микроконтинента в начале раннего мела [2]. В процессе субдукции глубоководный турбидитный материал в течение готеривальба вовлекался в складчато-надвиговые дислокации.

В позднем альбе-раннем сеномане, вероятно в результате столкновения и некоторого поглощения другого микроконтинента, движущегося в северо-западном направлении, под континентальную окраину, происходит воздымание области седиментации. Свидетельством этих событий служат грубые, значительно более мелководные альб-сеноманские вулканогенно-осадочные отложения. Это столкновение сопровождалось деформациями второго и третьего этапов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Натальин Б.А., Алексеенко С.Н. Тектоника фундамента среднеамурской впадины. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР. 1989.
2. Натальин Б.А., М.Фор, П.Монье и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции восточной Азии// Тихоокеан. геология. 1994. №6. С.
3. Осадконакопление и осадочные породы// Земля. Введение в общую геологию. М., 1974. Т.2.
4. Стоу Д.А.В. Морские глубоководные терригенные отложения// Обстановки осадконакопления и фации. М., 1990. Т.2.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ АЛДАНО-СТАНОВОГО ГЕОБЛОКА

В.В. Стогний, Г.А. Стогний

Якутский институт земной коры СО РАН, г. Якутск

Алдано-Становой геоблок рассматривается как совокупность блоков и чешуй разного порядка, обладающих характерными чертами геологического строения, магматизма и метаморфизма, сформированных главным образом в результате дифференцированных субгоризонтальных тектонических движений. Предложена модель формирования Станового мегаблока.

Алдано-Становой геоблок (АСГ), выделенный Л.И.Красным [7], является крупнейшим выступом фундамента Сибирской платформы. В настоящее время имеется несколько геологических и тектонических схем строения геоблока [3, 4, 22 и др.]. Авторами статьи на основе обработки и интерпретации аэромагнитных и гравиметрических материалов спектрально-статистическими методами и математическим моделированием, выполненным в пределах площади, ограниченной 54° и 60° с.ш., 117° и 135° в.д., с привлечением материалов других геофизических методов (сейсморазведка, МТЗ), обоснована модель тектонической расслоенности земной коры АСГ с чешуйчато-блоковым строением верхнего и промежуточного слоев [17, 19]. Под тектонической расслоенностью понимается мобилистская модель отражающая развитие тектонических и магматических процессов в литосфере, основанная на данных о вертикальных и латеральных структурных, вещественных, физических и реологических неоднородностях [21]. Аномальные тектонические напряжения в эпохи тектоно-магматических активизаций приводят к срывам внутрилитосферных горных масс (литопластин) и формированию сложных гетерогенных структурных планов. Принципиальная возможность внутренней подвижности кристаллического фундамента платформенных областей в холодном твердом состоянии показана в классической монографии "Тектоническая расслоенность...", изданной под редакцией Ю.М.Пушаровского [20], в трудах М.Г.Леонова [9, 10], Ю.Г.Леонова [11, 12] и других исследователей.

Рассматривая с этих позиций АСГ, отметим его геологические особенности, которые, с нашей точки зрения, несут следы тектонической расслоенности, в их числе: латеральная изменчивость метаморфизма; характер и зональность магматизма; шарьяжно-надвиговый характер разломных структур.

Структура АСГ сформировалась в результате длительной геологической эволюции и многоэтапной тектоно-магматической активизации. Наиболее ярко проявились позднеархейский (2,6-2,5 млрд лет), раннепротерозойский (1,7 - 1,9 млрд лет) и мезозойский этапы преобразования земной коры. Ведущую

роль в тектонических процессах мезозойского этапа играли горизонтальные тектонические напряжения, связанные с коллизией Восточно-Сибирской и Амурской плит [5], обусловившие тектоническую расслоенность.

В последнее время методами структурного анализа выявлены многочисленные тектонические границы и надвиговые структуры в метаморфических толщах докембрия [4]. Важная роль в строении юга Алданского щита принадлежит тектоническим покровам архейских пород [18]. На южных ограничениях впадин и грабен Южно-Якутской системы широко развиты протяженные зоны чередующихся между собой субгоризонтальных тектонических пластин юрских осадочных пород и докембрийских кристаллических сланцев и гнейсов [1].

Разработанная модель земной коры АСГ [17, 19] включает реологически и литологически разнородные три слоя. Наиболее гетерогенным и сложно-построенным является верхний слой земной коры (рис.1). Нижняя часть верхнего слоя включает три субширотные литопластины [17]: Ленскую, Чаро-Алданскую и Ларбинско-Чогарскую (рис.2), выделенные по элементам низкочастотной составляющей поля силы тяжести. Первые две литопластины рассматриваются в составе Восточно-Сибирской плиты, а Ларбинско-Чогарская - в составе Амурской плиты. За границу взаимодействия вышеуказанных плит принята Каларо-Чогарская тектоническая зона, соответствующая региональному градиенту гравитационного поля. Промежуточный слой земной коры отличается повышенной горизонтальной расслоенностью, прерывистым скольжением, локализацией дилатансионных деформаций в полосы разрушения [14] и является реологически наиболее ослабленным и подвижным. Нижний слой земной коры ограничен снизу поверхностью Мохоровичича, залегающей на глубинах 40-60 км, и характеризуется базит-ультрабазитовым составом пород высокой степени метаморфизма гранулитовой фации.

Тектонические перестройки данного региона, по нашему мнению, контрастно отразились в структуре геофизических полей. В региональном плане

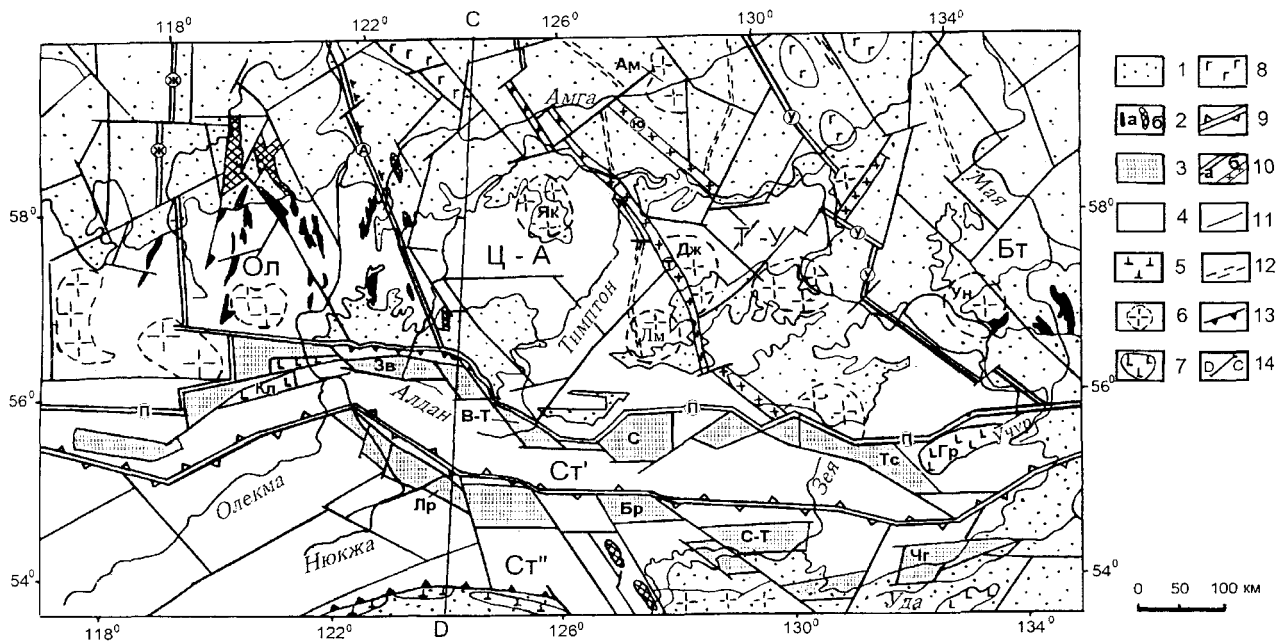


Рис. 1. Схема тектонического строения верхней части земной коры (0-7 км):

1 - осадочно-вулканогенные отложения Алданской антеклизы и Монголо-Охотской складчатой системы; 2 - верхнеархейские зеленокаменные пояса (а - по геологическим данным, б - по геофизическим данным); 3 - блоки нижнеархейских высокобарических гранулитов Предстанового (Зв - Зверевский, В-Т - Верхне-Тимптонский, Ст - Сутамский, Тс - Туксанийский) и Каларо-Чогарского (Лр - Ларбинский, Бр - Брянтинский, С-Т - Сивакано-Токский, Чг - Чогарский) поясов; 4 - нерасчлененные раннедокембрийские метаморфические образования; 5 - средне - позднемезозойские габброиды; 6 - гранитогнейсовые купола, выделенные по региональным минимумам силы тяжести: Як - Якокутский, Дж - Желтулинский, Лм - Ломамский, Ун - Уянский; 7 - архейские анортзитовые массивы (контуры массивов по материалам гравитметрических съемок масштаба 1:200000): Кр - Куранахский, Им - Имангакитовый, Гр - Геранский; 8 - массивы основных пород кристаллического фундамента, выделенные по гравитационным максимумам; 9 - Каларо-Чогарская тектоническая зона; 10 - межблоковые разломы: а - выделенные по гравитационным ступеням, б - по линейным минимумам поля силы тяжести: Ж - Жуинский, А - Амгинский, Т - Тыркандинский, У - Учурский; 11 - тектонические нарушения по геофизическим данным; 12 - зоны диафтореза архейских метаморфических образований; 13 - зоны надвига архейских метаморфических образований на мезозойские отложения; 14 - линия геолого-геофизического разреза. Блоки I порядка: Ол - Олекминский, Ц-А - Центрально-Алданский, Т-У - Тимптоно-Учурский, Бт - Батомгский, Ст', Ст'' - соответственно северная и южная части Станового мегаблока

магнитное поле АСГ характеризует главным образом докембрийские этапы преобразования пород земной коры, прежде всего характер и степень метаморфизма докембрийских комплексов. Так, блоки архейских пород, преобразованные в условиях гранулитовой фации метаморфизма, проявляются обычно слабоинтенсивным магнитным полем. Процессы регрессивного метаморфизма и диафтореза в условиях амфиболитовой фации способствовали высвобождению изоморфного железа из силикатов и шпинели и кристаллизации магнетита, увеличению намагниченности пород и формированию интенсивного магнитного поля. Тектоническая перестройка мезозойского этапа наиболее контрастно отразилась в структуре гравитационного поля.

Одним из индикаторов тектонической активности являются землетрясения. Проведенный анализ распределения очагов землетрясений по глубинам позволил выявить экстремумы частоты их встречаемости, соответствующие: 5 км; 11 км; 16 км; 19 км; 31 км. Основная часть землетрясений приурочена к Чаро-Алданской литопластине, ограниченной

поверхностями тектонического срыва, а отдельные узлы повышенной и очень высокой сейсмичности: Чарский, Олекминский, Ларбинский, Токинский, - к разломным структурам более высоких порядков. Характер распределения очагов землетрясений позволяет отметить, что экстремумы частоты их встречаемости приурочены к границам слоев предложенной модели АСГ, при этом наибольшее число очагов землетрясений сосредоточено в промежуточном слое.

На большей части исследуемой площади развиты выходы докембрийских метаморфических пород и разновозрастных магматических образований (рис.1). Платформенные терригенно-карбонатные отложения, трансгрессивно залегающие на породах кристаллического фундамента северного фланга АСГ, имеют мощность до 600-800 м, а во впадинах до 3-4 км.

В современной структуре АСГ по геолого-геофизическим особенностям наиболее существенные различия имеют Алданский и Становой мегаблоки. Алданский мегаблок включает следующие блоки I порядка (с запада на восток): Чаро-Олекминский,



Рис. 2. Тектоническое строение верхнего структурного этажа на уровне 5 - 20 км:

1 - гранито-гнейсовые купола; 2 - область максимального тектонического напряжения и гранитизации; 3 - Каларо - Чогарский межплитный разлом; 4 - Северо - Алданский разлом; 5 - тектонические нарушения

Центрально-Алданский, Тимптоно-Учурский и Батомгский. Блоки II порядка подчинены главным образом диагональной системе разломов и отличаются прежде всего мощностью и составом супра-крупного и интракрупного комплексов, интенсивностью проявления процессов магматизма и метаморфизма. Одним из индикаторов тектонической расчлененности являются фрагменты зелено-каменных поясов западной части АСГ, имеющие субмеридиональное простирание и сложенные вулканогенными, вулканогенно-терригенными и

терригенными породами субганского комплекса, метаморфизованными в широком диапазоне амфиболитовой (до эпидот-амфиболитовой) фации метаморфизма. Фрагменты представляют собой тектонические чешуи, "клинья", узкие синклиновые структуры небольшого (по данным интерпретации гравитационного и магнитного полей - от сотен метров до 6-8 км) вертикального распространения среди глубоко метаморфизованных докембрийских пород и ограничены, как правило, зонами тектонических нарушений. Внутренняя структура многих из этих фрагментов несет следы горизонтальных тектонических движений преимущественно меридионального направления [8].

Алданский и Становой мегаблоки различаются по интенсивности и характеру проявления мезозойского магматизма (рис.3).

В пределах Алданского мегаблока мезозойский магматизм представлен главным образом сиенитами и сиенит-порфирами. Узлы интенсивного проявления магматизма формируют ряд районов: Мурунский, Верхнеамгинский, Якутский, Желтулинский, Нингамский, Ломамский, Кет-Капский, Омнинский. Узлам развития мелового магматизма в плане соответствуют региональные минимумы поля силы тяжести (рис.3), которые отождествляются нами с гранито-гнейсовыми куполами, а формирование массивов мезозойских пород связано с заключительным этапом их становления.

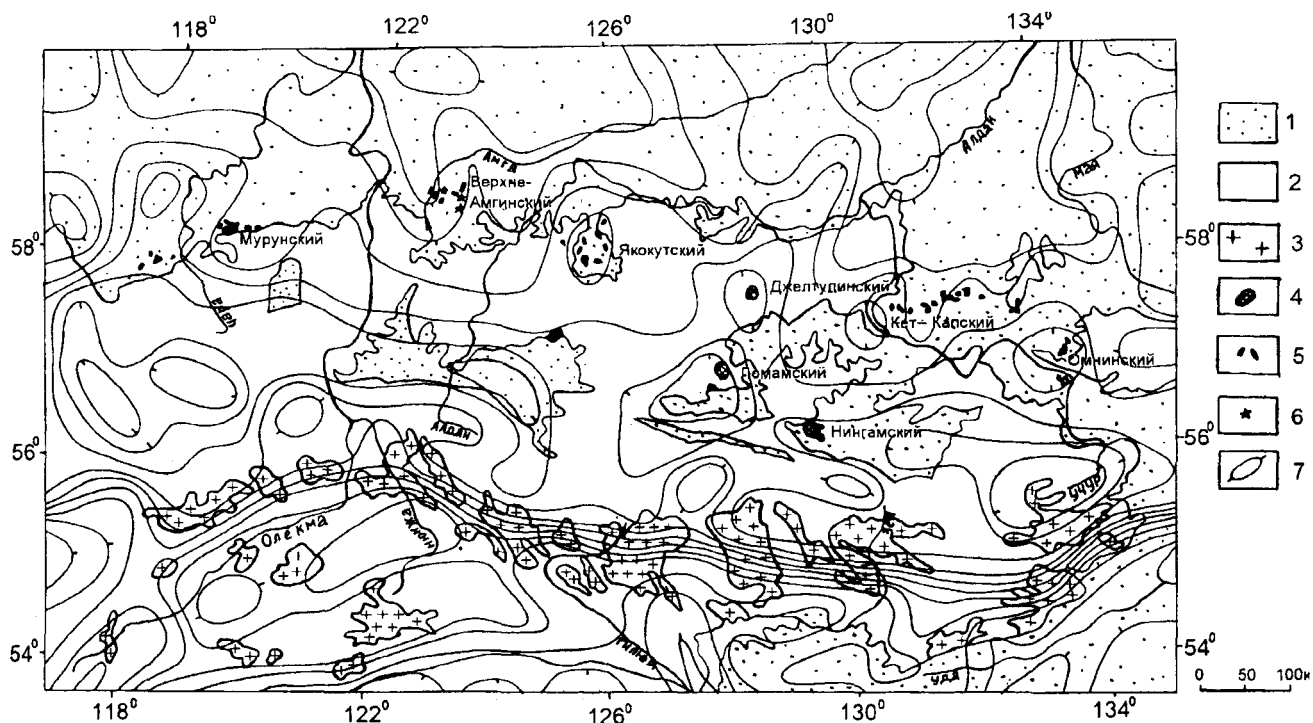


Рис.3. Схема мезозойского кислого и щелочного магматизма Алдано - Станового геоблока с элементами региональной составляющей поля силы тяжести:

1 - осадочные отложения платформенного чехла; 2 - метаморфические образования Алдано - Станового щита; 3 - массивы гранитоидов ($J_3 - K_1$); 4 - массивы меловых щелочных пород; 5 - массивы юрских щелочных пород; 6 - кимберлитовые трубки; 7 - изолинии региональной составляющей гравитационного поля

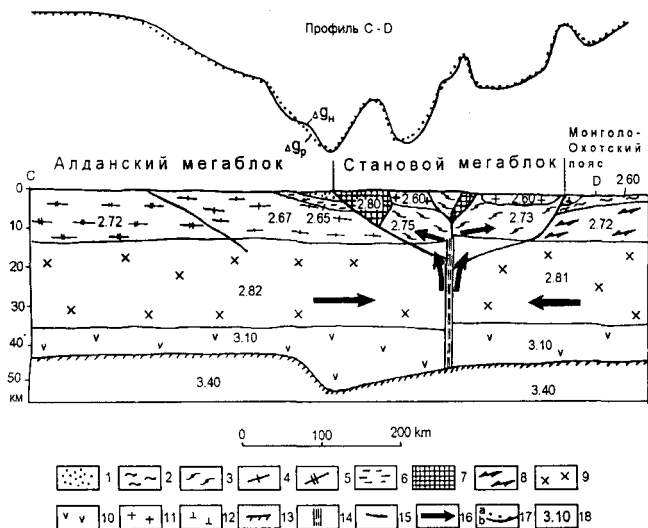


Рис. 4. Геодинамическая модель формирования Станового мегаблока:

1 - терригенные отложения Чульманской впадины; 2 - терригенно-карбонатные отложения Монголо-Охотского складчатого пояса; 3 - нижнеархейские метаморфические образования Станового мегаблока; 4 - 5 - нижнеархейские метаморфические образования Алданского мегаблока; 6 - область интенсивной гранитизации пород; 7 - нижнеархейские высокобарические гранулиты Зверевского и Ларбинского блоков; 8 - архейские метаморфические образования Гонжинского выступа Буреинского геоблока; 9, 10 - вероятный вещественный состав глубинных слоев земной коры: 9 - эндербито-гнейсы, флюорито-гнейсы, линзы основных и ультраосновных пород, фрагменты супракрасталльных толщ, метаморфизованных в гранулитовой фации повышенных давлений; 10 - диорито-гнейсы и амфиболиты, анортозиты, тела ультрамафитов, метаморфизованных в гранулитовой фации высоких давлений; 11 - граниты, гранодиориты; 12 - палеозойские габброиды; 13 - поверхность Мохоровичича; 14 - зона взаимодействия континентальных плит (Каларо-Чогарский глубинный разлом); 15 - главные тектонические границы; 16 - направления тектонических движений; 17 - аномалии силы тяжести Буге: а - расчетная, б - наблюдаемая; 18 - плотности структурно-вещественных комплексов, г/см³

Широко развитые в Алданском мегаблоке юрские щелочные породы, слагающие обычно силлы и пластовые интрузии мощностью 10-60 м при протяженности от 0,5 км до 6-7 км, в материалах гравиметрических съемок масштаба 1:50000-1:200000 не находят отражения. По данным В.Г.Ветлужских [2], при взбросово-надвиговых перемещениях блоков фундамента в слоистых толщах осадочного чехла, а местами и в фундаменте, возникли субгоризонтальные трещинные зоны, выполненные синкинematicкими интрузиями средне-позднеюрского магматического этапа, поэтому плоские формы интрузий ранних этапов щелочного магматизма (силлы, пластовые тела) широко распространены.

В Становом мегаблоке пояс мезозойских массивов гранодиоритов в плане приурочен к гравитационной аномалии типа "гравитационной ступени". Массивы гранодиоритов в поле силы

тяжести практически не находят отражения, что позволяет предположить их пластинчатую форму. По наблюдениям Т.В.Молчановой [13], для них характерна субгоризонтальная трещиноватость.

Одним из дискуссионных является вопрос формирования Станового мегаблока. Л.М.Парфенов [16] Становой мегаблок рассматривает как террейн. С.В.Нужнов с соавторами [15] предполагают, что Становая складчатая область представляет собой чашевидную поздне триасово-юрскую структуру, южная окраина которой была приподнята над погружающимися под нее структурно-вещественными комплексами Монголо-Охотского складчатого пояса, что привело к отрыву Становой области от Сибирской платформы и ее надвиганию на окраину платформы.

Проведенный анализ геолого-геофизических материалов позволил авторам обосновать модель формирования Станового мегаблока, в основе которой лежат следующие положения:

1) формирование Станового мегаблока произошло в результате коллизии Восточно-Сибирской и Амурской континентальных плит;

2) за границу взаимодействия Восточно-Сибирской и Амурской континентальных плит принята выделенная по элементам поля силы тяжести Каларо-Чогарская тектоническая зона;

3) интенсивное геодинамическое сжатие на уровне промежуточного слоя земной коры в Каларо-Чогарской тектонической зоне способствовало активному "задавлению" блоков Чаро-Алданской литопластины и сопровождалось ультраметаморфизмом, гранитизацией и гомогенизацией метаморфических комплексов, а также формированием зоны раздвиг в позднем слое.

Становой мегаблок можно рассматривать как совокупность тектонических блоков и чешуй, выведенных на поверхность с различной глубины в области взаимодействия континентальных литосферных плит. Причем, "выдавленные" на поверхность блоки раннеархейских высокобарических гранулитов с телами анортозитов и габбро-анортозитов, образуют два пояса: Предстановой и Ларбинско-Чогарский, протягивающиеся субпараллельно Каларо-Чогарской тектонической зоне (рис.4). Северная часть Станового мегаблока в процессе формирования раздвиг надвинута на Алданский мегаблок, а южная часть - на складчатые структуры Монголо-Охотского пояса. Согласно Л.П. Карсакову [6], условия образования глубинных гранулитов по геотермометрическим данным и по экспериментальным данным устойчивости минералов и минеральных ассоциаций в области высоких температур и давлений соответствуют условиям "нижней" коры (температура метаморфизма Чогарского комплекса составляла примерно 1000 - 1100° С при давлении 10-11 кбар, температура метаморфизма Тимптоно-Джелтулин-

ского комплекса составляла примерно 700 - 800° С при давлении 8 - 8.5 кбар).

Таким образом, процессы тектонической расчлененности являлись определяющими на многих этапах формирования АСГ. Они приводили к выдавливанию и скучиванию "тяжелых" блоков и анортозитовых пластин, совмещению в разрезах блоков пород различных фаций глубинности, формационного состава и степени метаморфизма. Эти же процессы во многом контролировали интенсивность и зональность магматических процессов. И, наконец, они являлись определяющими при формировании систем разломов, вызывая широкое развитие шарьяжно-надвиговых структур, листрический характер зон разломов.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Амарский В.Г., Ветлужских В.Г. Пакеты надвиговых пластин, меланж и формации мезозоя в зоне сочленения Становой области и Алданского щита // Геология и геофизика. 1990. N2. С. 8-12.
2. Геология зоны БАМ. Том I: Геологическое строение. Л.: Недра. 1988. 388 с.
3. Ветлужских В.Г. Пространственно-временные связи и геодинамические соотношения мезозойских структур на Алданском щите и в Джугджуро-Становой области // Тектоника Сибири. Том XI. Новосибирск, 1983. С. 173-177.
4. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука. 1986. 280 с.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
6. Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты (на примере Чогарского комплекса Становой складчатой системы Восточной Сибири). М.: Наука, 1978. 152 с.
7. Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. - М.: Недра. - 1980. - 159 с.
8. Кулаковский А.Л. Структурно-вещественная эволюция железоносных комплексов Алданского щита // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л., 1989. С. 269-275.
9. Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. N 5. С. 16-33.
10. Леонов М.Г. Глубинные диапиры и протрузии кристаллических пород как показатель расчлененности и подвижности фундамента активизированных платформ // Геология и разведка. 1994. N3. С. 12-26.
11. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расчлененности земной коры // Геотектоника, 1991. N 6. С. 3-20.
12. Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. N 5. С. 4-15.
13. Молчанова Т.В. Мезозойские гранитоиды Северо-Запада Тихоокеанского пояса (их тектоническое положение и происхождение). М.: Наука. 1981. 160 с.
14. Николаевский В.Н. Земная кора, дилатансия и землетрясения (Обзор) // Дж.Райс. Механика очага землетрясения. М., 1982. С. 133-215.
15. Нужнов С.В., Полеванов В.П., Сорокин А.П. Основные черты геологического строения и внутриконтинентальной плитной тектоники Джугджуро-Становой эпикратонной орогенной области (Дальний Восток России). Благовещенск, 1993. 30 с. (Препр. АмурНЦ ДВО РАН).
16. Парфенов Л.М. Структура и геодинамика южной и восточной периферии Сибирского кратона // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Новосибирск, 1991. С. 33 - 35.
17. Стогний В.В., Стогний Г.А., Васильев С.П. Гравимагнитная модель земной коры Алданского щита и Становой складчатой области // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Новосибирск, 1991. С. 96-97.
18. Стогний В.В., Стогний Г.А. Надвиги Алдано-Станового геоблока // Надвиги и шарьяжи платформенных и складчатых областей Сибири и Дальнего Востока и их металлогеническое значение: Тезисы докладов совещания. Иркутск, 1992. С. 98-99.
19. Стогний В.В., Стогний Г.А., Васильев С.П. Строение земной коры Алданского щита // Сборник рефератов докладов Международной научной конференции: "Геофизика и современный мир". М., 1993. С. 160-161.
20. Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования / А.А. Белов, В.С. Буртман, В.П. Зенкевич и др. Отв. ред. Ю.М. Пушаровский, В.Г. Трифонов. М.: Наука, 1990. 293 с.
21. Унксов В.А., Унксова М.В. Основные положения и понятия теории литосферных плит. М., 1992. 35 с./ Общ. и регион. геология, геол. картирование: Обзор МГП "Геоинформмарк".
22. Фотиади Э.Э., Шарловская Л.А., Захарова Т.Л. Строение земной коры и верхней мантии региона БАМ. Новосибирск: Наука. 1988. 103 с.

Поступила в редакцию 4 ноября 1991г.

V.V. Stogny, G.A. Stogny

Tectonic stratification of the Aldan-Stanovoy range

The Aldan-Stanovoy geoblock is considered as the combination of different order blocks and wedge scales with typical features of geology, magmatism and metamorphism. They were formed mostly due to differentiated sublateral tectonic movements. A model of the Stanovoy megablock formation is proposed.

ЛЕЙЦИТОВЫЕ БАЗАЛТЫ БОЛОНСКОГО ВУЛКАНА (ПРИАМУРЬЕ)

В.С.Приходько*, К.Е.Чеснер, Е.Д.Этлинггер***, А.Дейно****, М.Кифи*******

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН г.Хабаровск

**Университет Восточного Иллинойса, г.Чарльстон, США

***Институт природных ресурсов, г.Кёр Д'Ален, США

****Геохронологический центр Института происхождения человека, г.Беркли, США

*****Институт горного дела и технологий, г.Сокорро, США

В статье приведены данные химических анализов вулканитов, составы минералов вкрапленников и основной массы лейцитовых базальтов Болонского вулкана. С помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода определен изотопный возраст излияния этих базальтов, который составляет $9,60 \pm 0,06$ млн лет.

На территории юга Дальнего Востока России и северо-западных районов Китая развита серия кайнозойских рифтовых бассейнов С-СВ простирания [1,4]. Эти бассейны были местом углисто-терригенного осадконакопления и базальтового вулканизма. На северо-востоке Китая процессы растяжения начались в эоцене, а на территории Приамурья - в олигоцене и завершились образованием Амурского трога. В конце олигоцена и в течение миоцена в пределах данного рифта по трещинам происходило излияние мощных лавовых потоков оливиновых и кварцевых толеитов. С позднего миоцена началось формирование вулканических построек щелочных базальтов. На рассматриваемой территории в основном извергались натровые и кали-натровые разновидности щелочных эффузивов (Синдинский, Иннокентьевский вулканы и др.), и только в Болонском вулкане произошло излияние существенно калиевых, лейцитовых, базальтов. Вулканические породы близкого состава известны на северо-востоке Китая, в провинции Хэйлунцзян, в нескольких сотнях километров к западу от Болонского вулкана. Здесь, в 1721-1722 гг., в пределах вулканического района Уюнь-Холдонги, произошло излияние лейцитовых базальтов [2].

Останец Болонского вулкана слагает остров Ядасен, расположенный на озере Болонь, в 160 км северо-восточнее г. Хабаровска. Вулканическая постройка представляет собой овальное эродированное кольцо. Оно вытянуто в северо-западном направлении. Длина его составляет 230 м, ширина 110 м, а высота над уровнем озера достигает 15 м.

Тонкоритмичные нижнемеловые турбидиты перекрыты вулканическими отложениями Болонской структуры, представленными базальтовыми туфами и лавами. Туфы слагают большую часть вулканической постройки и состоят из угловатых везикулярных обломков базальтов в пепловом

матрикс. Потемнение туфов вверх по разрезу коррелируется с увеличением лавовой компоненты, что позволило Е. Ф. Малееву [3] разделить туфы на две группы: собственно туфы и "обожженные туфы". Менее распространенные агломераты перекрывают базальтовые туфы. Выходы лавовых базальтовых потоков находятся только в центральной и юго-восточной частях острова. Плотные и пористые разновидности базальтов содержат множество мелких ксенолитов шпинелевых перидотитов.

Базальты Болонского вулкана - это плотные, чуть везикулярные темно-серые породы с зеленоватым оттенком. Структура вулканитов микропорфировая, обусловленная присутствием вкрапленников оливина, клинопироксена и лейцита. Микрофенокристаллы оливина (до 15%), лейцита (20-40%) и небольшое количество титанавгита погружены в микрокристаллическую основную массу, состоящую из округлых зерен оливина, призмочек пироксена, пластинчатых выделений нефелина, лейцита, калинатрового полевого шпата, Fe-Ti окислов и апатита. Многие "фенокристаллы" оливина и пироксена, вероятно, являются ксенокристаллами, т.е. обломками дезинтегрированных ксенолитов шпинелевых перидотитов. Собственно базальты - достаточно свежие породы, тогда как многие зерна оливина подверглись замещению идингситом.

Результаты химических анализов рассматриваемых базальтов приведены в таблице 1. Согласно представленным данным, эффузивы Болонского вулкана являются калиевыми щелочными базальтами. Обращают на себя внимание высокие содержания щелочей, и особенно K_2O . Вместе с тем, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в них не превышает единицу, тогда как в лейцитовых базальтах северо-востока Китая, с меньшей суммой щелочей, подобное отношение больше единицы.

Таблица 1
Химический состав базальтов

Образец	1	2	3	4	895
SiO ₂	44.12	43.58	43.94	42.84	46.67
TiO ₂	2.26	2.26	2.35	2.49	2.02
Al ₂ O ₃	13.82	13.73	13.72	12.13	14.01
Fe ₂ O ₃	4.02	4.61	4.37	5.86	-
FeO	8.11	7.54	7.79	4.43	9.58
MnO	0.14	0.15	0.14	0.17	0.16
MgO	10.12	10.55	9.64	11.80	10.75
CaO	9.22	8.29	8.29	10.44	8.18
Na ₂ O	4.00	4.00	4.28	2.37	3.29
K ₂ O	3.65	3.73	3.58	3.68	2.55
P ₂ O ₅	1.05	0.98	0.96	0.55	0.60
H ₂ O	-	0.10	0.48	3.44	-
Сумма	99.51	99.52	99.54	100.20	97.82
or	21.57	22.04	21.16	14.80	15.07
ab	2.29	0.04	2.24	-	12.25
an	8.98	8.49	7.65	11.59	15.93
lc	-	-	-	5.45	-
ne	17.09	18.31	18.41	10.86	8.44
di	19.97	20.90	21.74	28.50	16.84
ol	17.05	16.39	14.84	11.33	24.03
mt	5.83	6.68	6.34	7.62	-
il	4.29	4.29	4.46	4.73	3.88
ap	2.43	2.27	2.22	1.27	1.39

Примечания. 1 - 4 - базальты Болоньского вулкана, 895 - лейцитовые базальты Манчжурии (СВ Китая).

Химические анализы минералов лейцитовых базальтов Болоньского вулкана, выполненные на рентгеноспектральном микроанализаторе "Самебах" (Институт вулканологии, г. Петропавловск-Камчатский, аналитик Г. П. Пономарев), приведены в таблице 2. Фенокристаллы оливина являются химически зональными, железистость ядра колеблется от Fo₇₀ до Fo₈₅, по краям она возрастает до Fo₃₃. В оливинах ксенокристов содержание фаялитового минала достигает 88%. Лейцит микрофенокристаллов и основной массы имеет идентичные составы, близкие к идеальной формуле минерала. Примеси FeO, CaO, TiO₂ и Na₂O в лейците крайне незначительны. Клинопироксены вкрапленников (Wo₅₀En₃₅Fs₃) более магнезиальны по отношению к пироксенам основной массы (Wo₅₁En₃₅Fs₁₄). В ксенокристалле ортопироксена содержится 89% энстатитовой молекулы. В составе нефелина из основной массы несколько больше SiO₂ и меньше Al₂O₃, чем в идеальной формуле минерала. Обнаружено две генерации плагиоклазов в основной массе: зерна андезина окаймлены ксеноморфным олигоклазом. Состав Fe-Ti окислов соответствует твердому раствору между ульвошпинелью и магнетитом.

Таблица 2

Химические составы минералов базальтов Болоньского вулкана

Образец	Ол-1	Ол-2-ц.	Ол-2-кр.	Лц.-1	Лц.-2	Неф.-1	Пир.-1	Пир.-2	Мгт.-1
SiO ₂	40.68	40.08	37.74	55.31	55.02	51.24	46.63	43.71	-
TiO ₂	-	-	-	0.10	0.11	0.07	2.53	3.47	21.71
Al ₂ O ₃	-	-	-	23.12	22.91	30.35	5.76	7.77	0.40
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	26.53
FeO	12.38	16.00	31.62	0.28	0.38	0.57	8.09	8.18	45.72
MnO	0.19	0.29	0.68	0.03	0.07	0.01	0.18	0.11	0.76
MgO	45.63	43.24	26.85	0.01	-	-	11.44	10.72	2.49
CaO	0.18	0.36	0.64	0.31	0.03	0.08	22.77	22.65	0.26
Na ₂ O	-	-	-	-	0.11	15.01	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	22.01	22.29	1.77	-	-	-
Сумма	99.06	99.97	97.53	101.17	100.92	99.10	97.40	96.61	97.87

Для датирования извержения Болоньского вулкана методом ⁴⁰Ag/³⁹Ag был отобран образец свежего базальта из потока, удовлетворяющий необходимым требованиям. Из раздробленной пробы были выделены с помощью тяжелых жидкостей микровключения лейцита размером 0, 1 - 0, 2 мм. Эти зерна были запакованы в алюминиевую фольгу, помещены в контейнер и облучены в течение 0, 5 часа с кадмиевым экраном в реакторе Omega West национальной лаборатории Лос Аламос, США. В качестве образца-мониторы использованы туфы из Fish Canyon с возрастом 27.84 млн лет [5], который уточнен с помощью широко используемого в геохронологической

практике монитора ММив-1 [8]. Четыре препарата по 5-10 облученных зерен лейцита были расплавлены с использованием 9-ваттного Ag-ионного лазера в сверхвысокой вакуумной системе. Затем были измерены содержания изотопов Ag в высокочувствительном газовом спектрометре (МАП 215). Более подробно аналитический процесс рассмотрен в работах [6, 7]. Полученные аналитические данные приведены в таблице 3. Повторные анализы разумно согласуются по содержанию радиогенного изотопа аргона и возрасту, давая взвешенный средний возраст 9.60±0.06 млн лет (таблица 3).

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ аналитических исследований

Лаб. N	Ca/K	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	^{40}Ar (Моли $\times 10^{14}$)	$\%^{40}\text{Ar}^*$	Возраст(млн лет) $\pm 1 \delta$
3300-01	0.0406	0.00352	13.372	3.6	92.8	9.64 \pm 0.03
3300-02	0.0587	0.00349	13.273	3.3	92.8	9.57 \pm 0.03
3300-03	0.1168	0.00559	12.935	1.6	88.7	9.33 \pm 0.05
3300-04	0.0517	0.00331	13.433	4.1	93.2	9.68 \pm 0.03
Средний возраст = 9.60 \pm 0.06						

Примечания: ошибка в возрасте для отдельных измерений составляет 1δ аналитической погрешности. Взвешенные средние значения рассчитаны с учетом веса измерений [9], а ошибки во взвешенных средних составляют 1δ стандартной погрешности среднего значения [8]. Ca/K вычислялось из отношения $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ с использованием множителя 1.96. $^{40}\text{Ar}^*$ является радиогенным аргоном. Мольная доля ^{40}Ar относится к общему количеству молей ^{40}Ar , выделившихся при плавлении. $\lambda = 5.543 \cdot 10^{-10} \text{ y}^{-1}$. Поправки за изотопные помехи ($^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$) Ca = $2.58 \cdot 10^{-4} + 6 \cdot 10^{-6}$, ($^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$) Ca = $6.7 \cdot 10^{-4} + 3 \cdot 10^{-5}$, ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) K = $8 \cdot 10^{-4}$. J = $4.007 \cdot 10^{-4} + 5 \cdot 10^{-7}$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варнавский В. Г., Малышев Ю. Ф., Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. N3. С. 3-13
2. Заварицкий А. Н. Избранные труды. Т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 610 - 656.
3. Малеев Е. Ф. Вулканы Амурско-Уссурийской низменности // Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 3-59
4. Натальин Б. А., Алексеенко С. Н. Тектоника фундамента Средне-Амурской впадины: Препринт. Хабаровск: ИТиГ ДВО АН СССР, 1989. 57 с.
5. Cebula G. T., Kunk M. J., Mehnert H. H., et al. The Fish Canyon Tuff, a potential standard for the ^{40}Ar - ^{39}Ar and Fission-track methods: Abstr. Sixth International Conference, Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Cambridge: in TERRA cognita, 1986. 6:2. P.139-140.
6. Deino A. L., Potts R., Single-crystal ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of the Ologesailie Formation, Southern Kenya Rift // Jour. Geophys. Res. 1990. 95:B6:8453-8470.
7. Deino A., Tauxe L., Monaghan M, Drake R., Single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and the litho- and paleomagnetic startigraphies of the Ngorora Formation, Kenya // Jour. Geol. 1990. 98: 567-587.
8. Samson S. D., Alexander E. C., Jr., Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard, MMhb-1: Chemical Geol. Isotope Geoscience, 1987. 66:27-34.
9. Taylor J. R., An Introduction to Error Analysis. University Science Books, 1982. Mill Valley. CA. 270 p.

Поступила в редакцию 10 марта 1996 г.

V.S.Prikhod'ko, C.A.Chesner, A.D.Ertlinger, A.Deino, M.O'Keefe

Leucite basalts of Bolon Volcano

The paper presents volcanic rock chemical data, chemical compositions of mineral phenocrysts and the groundmass of the Bolon volcano leucite basalts. Isotopic age of these basalts eruption, which is 9.60 \pm 0.06 Ma was determined by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method.

ДИСКУССИИ

УДК 551.24+528.2

ПРОБЛЕМЫ РАСШИРЕНИЯ ЗЕМЛИ В СВЕТЕ ДАННЫХ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ

М.Д.Герасименко

Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток

С позиций данных космической геодезии обсуждаются гипотезы расширяющейся (пульсирующей) Земли и тектоники плит. Делается вывод, что возможное изменение радиуса Земли может достигать ($\pm 3,0 \pm 0,2$) мм/год, а измеренные скорости движений литосферных плит хорошо согласуются с этими же скоростями, вычисленными по известной геотектонической модели NUVEL-1, полученной по палеомагнитным данным.

Достигнутые за последние десятилетия успехи в области космической геодезии позволяют уже сейчас определять скорости изменения базисных линий с точностью до первых мм/год при длинах самих базисных линий, соединяющих практически любые точки земной поверхности. К этим геодезическим методам относятся радиоинтерферометр со сверхдлинной базой (РСДБ) и спутниковая лазерная локация (СЛЛ). Данные, полученные этими методами, и результаты их предварительной обработки публикуются в виде отчетов Goddard Space Flight Center (GSFC), аналогичных [8]. В последние годы появилась возможность доступа к электронным вариантам этих отчетов через сеть Internet посредством "anonymous ftp". Главным практическим результатом этих исследований явилось подтверждение и уточнение гипотезы тектоники плит [7-11 и др.] на основе данных космических программ NASA (NASA Crustal Dynamics Project) и других международных организаций. Кроме того, эти данные вносят существенный вклад в решение ряда других глобальных проблем эволюции Земли.

Одну из таких проблем ставят гипотезы расширяющейся (пульсирующей) или же сжимающейся (контракционной) Земли. Приверженцев как той, так и другой до сих пор достаточно много, причем, как справедливо указывает Ю.А.Косыгин [2], "Основной ошибкой некоторых авторов гипотез (предположений, догадок) является жесткое отстаивание их истинности. ... Другой... является выборочное привлечение фактов, подтверждающих гипотезу, и игнорирование фактов, ей противоречащих". В целом же, судя по литературным данным, достаточно убедительных доказательств истинности ни одной из упомянутых гипотез до сих пор не обнаружено, поэтому привлечение новой независимой информации из области геодезии, возможно, прольет свет при разрешении данной проблемы. Краткий обзор литературы и ситуации, сложившейся в этой области, можно найти в работе [4].

Нами предпринята попытка разрешения данной проблемы на основе математической обработки РСДБ и СЛЛ измерений, для чего разработана специальная методика [1,5]. Эта методика применена для анализа РСДБ данных, приведенных в последнем отчете GSFC [8].

Одной из важнейших задач, требующих решения при математической обработке подобных геодезических данных, является выбор системы относимости (системы координат), относительно которой определяются подвижки пунктов сети РСДБ. Поскольку известно, что все точки земной поверхности испытывают перемещения, фиксация системы относимости, очевидно, должна быть сделана по максимальному числу пунктов РСДБ, которые имеют сравнительно малые взаимные подвижки. Такие пункты в дальнейшем называются квазистабильными, и относительно их центра тяжести определяются движения всех точек земной поверхности. Таким образом, величины и направления движений всегда зависят в некоторой степени от выбранной системы квазистабильных пунктов, но жесткий их отбор позволяет, как показала практика, удовлетворительно сохранять систему координат достаточно длительное время. Нами при обработке РСДБ и СЛЛ измерений принято, что пункт является квазистабильным, если его общая подвижка в пространстве dS не превышает 15 мм/год, а подвижка по высоте $|dH| < 10$ мм/год. Выбор последнего значения обусловлен тем, что по современным данным изменение радиуса Земли явно не превосходит 10 мм/год, а именно изменения высот пунктов в предложенной в [1] методике используются для его определения.

В численных экспериментах использованы РСДБ данные, полученные с 1979 по 1991 год из решения GSFC GLB868, при этом в учет нами взято 29 РСДБ-пунктов, составляющих сеть без дефекта конфигурации. Общее число измеренных скоростей изменения базисных линий равно 137.

Принимая модель однородного и изотропного изменения размеров Земли, по 137 измеренным скоростям нетрудно получить средневзвешенное значение изменения радиуса Земли

$$dR_{137} = (+3.79 \pm 1.97) \text{ мм/год.} \quad (1)$$

Как видно, это значение достаточно хорошо согласуется со значением +4,14 мм/год, полученным в сети СЛЛ, которая использовалась в работе [1] для отработки и тестирования предлагаемой методики, а также со значением порядка 3 мм/год, полученным в книге [3] по геофизической модели "горячей" Земли. Но средняя квадратическая ошибка 1,97 мм/год приведенной выше величины оказалась чрезмерно большой. Это легко объясняется тем, что измеренные скорости изменения расстояний отражают не только возможное изменение размеров Земли, но и локальные вертикальные подвижки отдельных блоков земной коры и особенно сильно - достаточно хорошо известные горизонтальные движения литосферных плит. По этим причинам непосредственно использовать измеренные скорости и гипотезу однородного и изотропного изменения геометрических параметров Земли для определения возможного изменения ее размеров нельзя.

Применение методики, предложенной в [1], дает по РСДБ измерениям изменение радиуса

$$dR_{(14)} = (+3.28 \pm 0.09) \text{ мм/год.} \quad (2)$$

Это значение получено лишь по 14 квазистабильным пунктам, все из которых, к сожалению, оказались расположенными лишь в Европе и Северной Америке. Если же для вычислений использовать при этих же квазистабильных пунктах все имеющиеся 21 пункт, для которых $|dH| < 10$ мм/год, получаем практически ту же величину

$$dR_{(21)} = (+3.24 \pm 0.09) \text{ мм/год,} \quad (3)$$

причем здесь в учет взяты пункты KASHIMA в Японии, SESHAN25 в Китае и KAUAI на Тихоокеанской плите, т.е. география использованных геодезических данных существенно расширилась. Пункт DSS45 в Австралии, к сожалению, включить в вычисления здесь не удастся из-за его большой вертикальной подвижки $dH = (-50,66 \pm 28,21)$ мм/год.

Кроме того, в усовершенствованной по сравнению с [1] методике нам удалось существенно исключить из измеренных скоростей изменений расстояний их горизонтальные составляющие, соответствующие движениям литосферных плит и отдельных блоков земной коры. Полученные по исправленным таким образом скоростям средневзвешенные значения изменения радиуса используются для контроля правильности выбора квазистабильных пунктов, а вычисленные изменения радиуса равны: для 56 линий, соединяющих только 14 квазистабильных пунктов

$$dR_{(56)} = (+2.74 \pm 0.25) \text{ мм/год;} \quad (4)$$

для 98 линий, соединяющих 21 пункт с $(dH) 10$ мм/год,

$$dR_{(98)} = (+2.42 \pm 0.19) \text{ мм/год.} \quad (5)$$

Методика вычисления величин (4) и (5) аналогична методике вычисления (1), но исключение здесь влияния горизонтальной составляющей движений пунктов на порядок повысило точность определений. Кроме того, значения (4) и (5) достаточно хорошо согласуются со значениями (2) и (3), что подтверждает правомерность применения предложенной методики и выбора квазистабильных пунктов для фиксации системы относимости. Окончательное значение изменения радиуса Земли по приведенным величинам (2)-(5) можно с достаточной точностью положить равным

$$dR = (+3.0 \pm 0.2) \text{ мм/год} \quad (6)$$

Полученное значение, естественно, преждевременно считать окончательной величиной реального увеличения размеров Земли, поскольку на его величину могли оказать влияние разнообразнейшие как случайные, так и систематические источники. Это могут быть еще не обнаруженные как систематические ошибки измерений, так и некоторые локальные изменения геометрических параметров самой Земли типа послеледниковой поднятия земной коры и др. В частности, тревожит тот факт, что для определения величины (6) практически использованы лишь пункты РСДБ, расположенные только в Северном полушарии: во всей сети лишь пункт DSS45 расположен в Южном полушарии, но и его из-за большой вертикальной подвижки использовать не удалось.

Вместе с тем значение $dR = +3.0$ мм/год совпадает, как указано выше, со значением, полученным по геофизической модели "горячей" Земли, а также позволяет объяснить некоторые эффекты расхождения скоростей движений плит, полученных в [7,10], и известной моделью тектоники плит NUVEL-1.

Расхождение этих результатов достигает 6% и в [9] предполагается три возможных объяснения причин, вызывающих расхождения: вековые или нелинейные вариации в движениях плит за последние три миллиона лет; возраст геомагнитных обращений, используемых для калибровки NUVEL-1, систематически занижен, т.е. угловые скорости в модели NUVEL-1 получены систематически завышенными; неоднородное географическое распределение пунктов космических геодезических сетей. Второе из приведенных объяснений как-будто подтверждается в работе [10], где получена величина наклона $1,007 \pm 0,007$ (ранее в работе [7] по данным СЛЛ наклон равнялся $0,937 \pm 0,009$) прямой, наиболее точно аппроксимирующей соответствие измеренных скоростей взаимных движений пунктов, полученных из космической

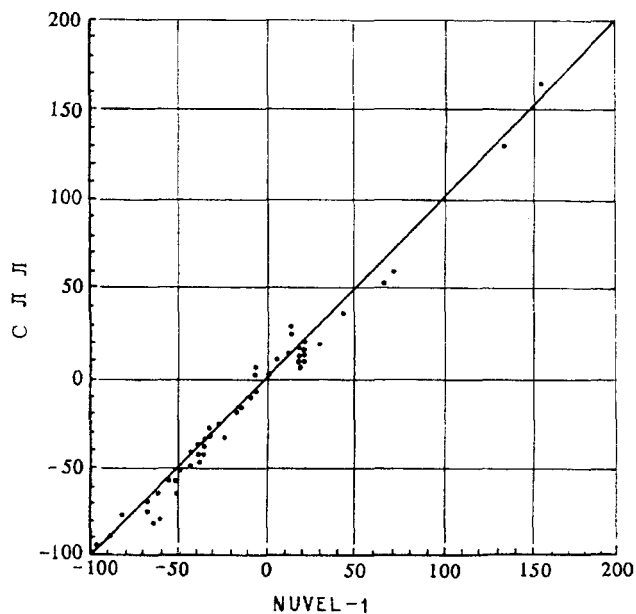


Рис. 1. Сравнение скоростей изменения геодезических линий, полученных по геологической модели NUVEL-1 и по данным спутниковой лазерной локации LAGEOS с учетом изменения радиуса Земли +3 мм/год. График построен для 54 межплитовых линий, соединяющих 12 станций на пяти плитах. Наклон аппроксимирующей прямой равен $1,002 \pm 0,023$ при коэффициенте корреляции данных 0,990.

геодезии за последний десяток лет, и аналогичных скоростей, вычисленных из последней модели тектоники плит NUVEL-1A [6]. В этом анализе авторы [10] использовали 182 относительные скорости по линиям, пересекающим 15 межплитовых границ и соединяющим 23 пункта РСДБ и СЛЛ, расположенные на 6 плитах достаточно далеко от их границ, т.е. в сравнительно стабильных районах.

Но самими авторами новой модели NUVEL-1A указано, что угловые скорости NUVEL-1A лишь на 4,4% меньше, чем в модели NUVEL-1, т.е. у авторов [10] должно еще остаться расхождение в пределах 2% между космическими данными и данными по NUVEL-1A. Кроме того, в [6] указывается, что один из авторов этой работы Д.Ф.Аргус (со ссылкой на неопубликованный анализ 1994 г.), а также Т.Херринг (устное сообщение 1994 г.) пришли к выводу, что РСДБ данные находятся в лучшем согласии с предсказанными по NUVEL-1, чем с аналогичными, получаемыми по NUVEL-1A. У нас остается и ряд других вопросов, касающихся самой процедуры математической обработки измерений авторами работы [10].

Для устранения полученных несоответствий между моделью NUVEL-1 и космическими данными, авторы работ [7,9] использовали в своих выводах скорости изменения геодезических линий, соединяющих пункты. А эти скорости, очевидно, существенно

зависят от принятого для обработки референц-эллипсоида и его размеров. В работах [7,9] принято, что размеры эллипсоида постоянны во времени, поэтому полученные по "измеренным" геодезическим линиям величины их изменений во времени, характеризующие якобы только горизонтальные движения литосферных плит, на самом деле могут быть искажены возможными изменениями размеров самой Земли. Так как в работе [7] имеются все необходимые исходные данные для проверки выдвинутого объяснения, в нашей работе использованы именно эти данные, т.е. 54 скорости изменения расстояний по геодезическим линиям, соединяющих 12 пунктов СЛЛ, а также величина изменения радиуса Земли (6), т.е. +3 мм/год.

Для контроля нами проведены вычисления, аналогичные [7], и получены практически те же результаты, т.е. наклон аппроксимирующей линии оказался равным $0,949 \pm 0,017$ при том же коэффициенте корреляции 0,989. Вычитая из приведенных в [9] скоростей изменения геодезических линий поправки за изменение размеров Земли $\gamma_{ij} dR = 3,0 \gamma_{ij}$ мм/год, где γ_{ij} - центральный угол, стягивающий дугу между пунктами i и j , и проведя по исправленным скоростям аналогичные [9] вычисления, нами получен наклон аппроксимирующей прямой $1,002 \pm 0,023$ при коэффициенте корреляции данных 0,990. Рисунок дает графическую иллюстрацию проведенного численного эксперимента и по смыслу аналогичен соответствующим графикам, приведенным в работах [9] и др.

Таким образом, учет величины изменения радиуса Земли + 3 мм/год полностью снимает вопрос о расхождении результатов между скоростями движений литосферных плит, выведенными из данных космической геодезии и геологической модели NUVEL-1, а также подтверждает сомнения авторов работы [6] о преимуществе (большей точности?) тектонической модели NUVEL-1A по сравнению с моделью NUVEL-1.

Остаются, однако, некоторые сомнения в географической представительности использованной геодезической информации, поскольку, как указано выше, абсолютное большинство геодезических пунктов расположены в Северном полушарии Земли и, возможно, отражают лишь геодинамические процессы, происходящие именно в этом полушарии. На это в некоторой степени наталкивают и результаты наших вычислений по определению возможного изменения размеров Земли по последним СЛЛ данным, любезно представленным нам Д.Е.Смитом и Дж.У.Роббинсом. К сожалению, эти данные в связи с изменением методики обработки СЛЛ в GSFC NASA являются не непосредственно "измеренными" изменениями расстояний между пунктами, а уже совместно уравненными изменениями расстояний, поэтому подходить к их интерпретации, особенно к

получаемой точности определений параметров, следует весьма осторожно. Из совместной обработки этих данных, включающих 38 пунктов, в том числе пункты YARAGADE и ORRORAL в Австралии, SHNGHAI в Китае, SIMOSATO в Японии, AREQUI03 в Южной Америке, EASTER 1 (о.Пасхи) на плите Наска, HUANINE и MAUI на Тихоокеанской плите, нами получено изменение радиуса Земли $dR = +1.3$ мм/год по 406 скоростям изменений расстояний, соединяющих 29 пунктов. Причем из окончательного решения по определению dR пришлось исключить, к сожалению, пункты ORRORAL и MAUI, как имеющие большие вертикальные подвижки -14,5 мм/год и 16,7, соответственно.

Как видно, география расположения пунктов СЛЛ значительно шире географии пунктов РСДБ, а полученное изменение радиуса Земли оказалось более чем вдвое меньше. Но здесь, что еще раз следует подчеркнуть, использована не совсем корректная методика обработки уже уравненных результатов, полная ковариационная матрица которых нам не известна. По этой причине полученной величине 1.3 мм/год не следует особо доверять, хотя с качественной точки зрения тенденция увеличения радиуса Земли очевидна.

Для окончательного вывода о величине возможного изменения радиуса Земли следует, во-первых, корректно переобработать все измерения совместно, для чего необходимо иметь в распоряжении всю измерительную информацию. Во-вторых, при обработке результатов космической геодезии следует учитывать локальные вертикальные подвижки геодезических пунктов относительно уровня моря, так как, по-видимому, размеры Земли следует считать ограниченными именно поверхностью, совпадающей с некоторым средним уровнем морей и океанов. К сожалению, эти данные по вертикальным движениям отсутствуют, согласно частному сообщению Дж.У.Роббинса, и у группы аналитиков CSFC. И, наконец, в-третьих, следует расширить сети космической геодезии так, чтобы они более равномерно покрывали весь Земной шар. Очевидным недостатком космических программ NASA по геодезии следует считать ситуацию, когда абсолютное большинство пунктов РСДБ и СЛЛ расположены в Северной Америке и Европе. О некоторых других недостатках этих программ, не

позволяющих их в полной мере использовать для целей геодинамики, указывается и в работе [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасименко М.Д. Оценка и моделирование во времени размеров и формы Земли по высокочастотным геодезическим измерениям// Геодезия и картография. 1993. N 10. С.12-16.
2. Косыгин Ю.А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка девятая. О новой контракционной гипотезе// Тихоокеанская геология. 1983. N 4. С.114-120.
3. Кузнецов В.В., Семаков Н.Н., Доровский В.Н. и др. Физика Земли: новый взгляд на некоторые проблемы. Новосибирск. Наука. 1989.
4. Машимов М.М. Стиль, рождающий парадоксы // Геодезия и картография. 1994. N 5. С.22-30.
5. Gerasimenko M.D. Modelling of the change of Earth dimensions and deformations from space tracking data// Proceedings of the Eighth International Symposium on Recent Crustal Movements (CRCM'93), Kobe, December 6-11, 1993. Special Issue of Journal of the Geodetic Society of Japan, September, 1994. P.215-217.
6. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.P. at el. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal scale on estimates of current orlate motions// Geophysical Research Letters. 1994. V.21, N 20. P.2191-2194.
7. Robbins J.W., Smith D.E., Ma C. Horizontal crustal deformation and large scale plate motions inferred from space geodetic techniques/Contribution of space geodesy to geodynamics: Crustal Dynamics. Geodynamics, 23. Ed. by D.E.Smith and D.L.Turcote. American Geophysical Union, Washington, 1993. P.21-36.
8. Ryan J.W., Ma C., Caprette D.S. NASA space geodesy program - GSFC data analysis. 1992. Final Report of the crustal dynamics project VLBI geodetic results 1979-91, NASA Technical memorandum, 104572.
9. Smith D.E., Kolenkiewicz R., Dunn P.J. at el. Tectonic motion and deformation satellite laser ranging to LAGEOS // Journal of geophysical research. 1990. V. 95, N B13. P.22013-22041.
10. Smith D.E., Kolenkiewicz R., Neren R.S. at el. A global solution for plate kinematics.Paper presented to the 1st International Symposium on deformation in Turkey/ Ed. by M.Sahin and P.Cross. 1994. 8p.
11. Sun F., Zhao M. An instantaneous plate motion model from integrated VLBI and SLR data// Proceedings of the Eighth International Symposium on Recent Crustal Movements (CRCM'93). Kobe, December 6-11, 1993. Special Issue of Journal of the Geodetic Society of Japan, September. 1994. P.107-111.

Поступила в редакцию 26 июня 1995 г.

M.D.Gerasimenko

The problem of the extension of the Earth in the light of space geodesy data

From the position of space geodesy data, the hypotheses of the extending (pulsating) Earth and plate tectonics are discussed. It is concluded that a possible change of the Earth's radius may reach $(\pm 3.0 - \pm 0.2)$ mm/year, and the measured rates of lithosphere plates movement are well correlated with these rates calculated by the known geotectonic model NUVEL-1 based on paleomagnetic data.

РЕЦЕНЗИИ

НОВАЯ СВОДКА ПО РУДОНОСНОСТИ ПОДВОДНЫХ ГОР ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ*

Обширный труд (объемом 34,4 печ.листа) коллективов сотрудников ДВГИ и ТОИ ДВО РАН, ПО "Дальморгеология" посвящен итогам морских экспедиций названных организаций, осуществленных в течение последнего десятилетия. Как видно из рецензируемой монографии, это огромный фактический материал по стратиграфии и литологии осадочных толщ, слагающих чехол многочисленных гайотов, по вулканическим породам фундамента гайотов, по комплексным месторождениям фосфоритов, железомарганцевых корок и конкреций, образующих свалы на вершинных поверхностях и склонах гайотов. Эти материалы большей частью получены по районам и геологическим структурам, которые ранее были слабо изучены (плато Огасавара, Мегаллоновы горы, хребет Маркус-Уэйк, Филиппинское море), что делает монографию особенно ценной. Очень важна также насыщенность работы аналитическими данными - химическими, спектрохимическими, рентгеноструктурными анализами большого числа проб вулканических пород, фосфоритов, железомарганцевых корок и конкреций.

Авторы попытались осмыслить собранный ими материал и в ряде общих глав изложили свои представления об условиях образования и закономерностях размещения фосфоритов и железомарганцевых образований. Эти представления, хотя и имеют во многом дискуссионный характер, позволяют рассматривать книгу как изложение целостной концепции.

В первой главе (автор покойная Т.А.Денисова) дается подробный обзор литературы по геологии гайотов Западной Пацифики, на основании чего предлагается оригинальная их систематика. Так, выделяются три главных типа этих подводных гор: (1) гайоты с полным двучленным разрезом чехла (нижний рифогенный, верхний относительно глубоководный); (2) гайоты с чехлом только рифогенных осадков; (3) гайоты с чехлом только глубоководных пелагических илов, залегающих непосредственно на базальтовом фундаменте. В последующем изложении подчеркивается значение этой систематики для оценки перспектив рудной минерализации.

Вторая глава посвящена данным по геологическому строению полигонов детальных работ, проведенных авторами во время экспедиций на судах ДВО РАН "Академик Александр Несмеянов", "Академик Александр Виноградов" и судне ПО "Дальморгеология" "Геолог Петр Антропов". Эти же экспедиции дали материалы для составления последующих специальных глав, посвященных магматическим породам (глава 3), фосфоритам (глава 4), железомарганцевым коркам (глава 6,9). При составлении обобщающих глав (5,7,8,10) авторы, наряду с собственными материалами, широко используют литературные данные, что несомненно придает монографии фундаментальный характер.

В главе 3 наибольший интерес представляет описание магматических пород гайотов поднятия Маркус-Уэйк. В то время как петрологические материалы по другим гайотонесущим морфоструктурам (Императорский хребет, плато Огасавара, Магеллановы горы) достаточно охарактеризованы в имеющихся публикациях, в том числе и принадлежащих самим авторам, поднятие Маркус-Уэйк впервые предстает как специфическая петрологическая провинция с широким распространением несвойственных для Тихого океана калиевых субщелочных базальтов. Не менее важным является выявление ведущей роли в этой ассоциации анкарармитов - субщелочных пикробазальтов, в других структурах океана имеющих незначительную распространенность. Полученный авторами большой материал по химизму анкарармитов, в том числе по кларковым содержаниям платиноидов и золота, позволяет усматривать связь этих пород с тектоно-магматической активизацией погребенных в литосфере древних блоков расслоенных интрузий типа Бушвельда. Это предположение, имеющее значение для последующей оценки платиноносности железомарганцевой минерализации пояса Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, очень интересно, но требует серьезного дальнейшего обоснования. В первую очередь необходимо корректное определение возраста анкарармитов и трахибазальтов и выяснение их генетических отношений. Желательно также подкрепление полученных

* Рецензия на монографию коллектива авторов "Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность", опубликованную в 1995 г. издательством "Наука", отв.редакторы И.Н.Говоров, Г.Н.Батурина.

спектрохимических определений благородных металлов нейтронно-активационными анализами.

Глава 4, самая обширная в монографии (около 80 стр.), содержит богатый, тщательно обработанный материал по фосфоритам многочисленных подводных возвышенностей западной части Тихого океана. Особенно впечатляют детальные петрографические описания и таблицы полных химических анализов фосфоритов и фосфатизированных пород. Эти материалы позволили выделить литотипы (мадстоуны, вакстоуны, пакстоуны и др.) и фациальные обстановки фосфоритообразования.

Приведенный фактический материал убедительно показал, что фосфатизация проявилась преимущественно в двух комплексах отложений верхних частей гайотов: в более древнем комплексе, отвечающем тому времени, когда подводные горы достигали поверхности океана и формировались рифовые и околорифовые фации атоллов-островов (в работе удачно приведены примеры таких современных аналогов) и в комплексе отложений планктонных илов, иногда с примесью бентосных организмов, формирующихся тогда, когда поверхность гор опустилась ниже уровня океана.

Показано исключительное разнообразие форм проявления фосфатонности - в слоях нанофораминиферовых отложений, где собственно фосфатные обособления образуют линзочки, неправильные обособления; в виде выполнения пор, каверн, трещин в базальтоидах и даже в трещинах более ранних фосфоритов, сложенных тем же полностью или частично фосфатизированным нанофораминиферовым известняком. При этом часто сохраняются все признаки первичного осадка, включая исключительную сохранность органических остатков. С другой стороны, отмечена и постседиментационная перекристаллизация фосфатизированных пород с разрушением первичных биогенных структур.

В общем можно отметить, что обобщенные в главе материалы дают вполне исчерпывающую картину характера типов и форм проявления фосфатизации на подводных горах.

В главе 5 обсуждаются фактические материалы, изложенные в предыдущей главе, и с использованием представительных литературных данных проводится систематизация фосфоритоносных образований и разбираются геологические и биогеохимические условия фосфатонакопления на подводных горах океана.

Важно отметить, что приведенные материалы и их анализ вполне определенно показали исключительно раннедиагенетический характер фосфатизации на подводных горах в биогенных осадках, при полном отсутствии какой-либо прямой связи с

явлением вулканизма, хотя, конечно, не может отрицаться косвенное влияние вулканических процессов на поставки фосфора в океаническую воду и роль вулканических построек, как сооружений, на которых разворачиваются седиментационные процессы.

Этим по сути завершена многолетняя дискуссия о роли вулканизма в формировании фосфоритов на подводных горах.

Главное значение в формировании планктонной седиментации и связанному с ней фосфатогенезу придается апвеллингу, возникающему у значительных возвышений океанического дна (в данном случае подводных гор). Именно интенсивная планктонная седиментация, обусловленная такими апвеллингами, по своему характеру, однако, периодическая, обуславливает резкие различия окислительно-восстановительных условий в накапливающихся осадках и стимулирует аутигенную, "мягкую" по характеру замещения, раннедиагенетическую фосфатизацию. Такая интерпретация базируется на данных многочисленных экспедиций, как российских, так и зарубежных, подтвердивших подъем богатых биогенами глубинных вод над подводными возвышенностями, но показавшими и периодичность таких апвеллингов, с резкими колебаниями скоростей седиментации планктогенных осадков. Именно поэтому и получается, что практически на любом гайоте, имеющем соответствующую "шапку", присутствуют фосфориты в принципе вполне определенного набора типов. В этом отношении и просматривается значительная масштабность фосфатгенерирующего процесса на подводных горах.

Однако, детали этого процесса, в части касающейся собственно причин замещения органических остатков - этой удивительной, но к стати, видимо, широко распространенной формы накопления рудных компонентов, в работе полно не рассматриваются. Можно понять, что рецензируемая работа, имеет больше региональный характер, чем ставит своей целью решать проблемы расшифровки деталей явлений. Тем не менее авторам от этой проблемы не уйти и они все-таки будут вынуждены обратиться к этим важным деталям, при продолжении исследования.

Глава 6., одна из наиболее крупных (75 стр.), посвящена систематическому изложению результатов исследования железомарганцевых корок и конкреций, поднятых с подводных гор всех наиболее значительных морфоструктур Западной Пацифики (исключая экономзоны Японии, США и островных государств). Подробное описание морфологии, внутреннего строения и минерального состава корок и конкреций, иллюстрируемых удачно выполненными рисунками, многочисленные таблицы с

результатами атомно-абсорбционного, рентгено-радиометрического, рентгенофлуоресцентного анализа широкого спектра элементов по индивидуальным пробам придают этой главе особую ценность как крупного вклада в банк параметров рудоносности океана. Однако ценность исследования значительно шире, поскольку им впервые выявлена зональность в распределении рудоносных Fe-Mn - и образований на поверхности гайоты, а также аналогия состава корок и конкреций. Последнее определенно указывает на сходство физико-химических механизмов образования корок и конкреций на подводных горах и их различие с механизмом образования конкреций в абиссальных котловинах. К сожалению, вопрос этот в монографии специально не рассматривается. Обсуждение проблемы платиноносных кобальт-марганцевых корок находит свое логическое продолжение в главе 7. В ней обобщается весь обширный опубликованный материал, включая районы восточной и южной частей Тихого океана, где корки также пользуются достаточно широким распространением. Это обобщение показывает, что изученные авторами рудоносные корки Западной Пацифики по своему химическому составу и концентрациям полезных компонентов (Mn, Co, Ni, Pt) близки к средним содержаниям, выведенным для всей совокупности данных. Вместе с тем остаются неясными причины неравномерного распределения многих химических элементов, в том числе и полезных металлов, в конкрециях и корках с различными условиями локализации.

В небольшой, но насыщенной интересными данными по изотопии кислорода главе 8 показано, что источником вещества железомарганцевых образований является вынос химических элементов (Mn, Fe, Ni, Co и др.) из базальтов второго слоя коры подводными гидротермами. Главную компоненту их составляет морская вода. Эта концепция совпадает с данными по источникам фосфора в фосфоритах и платиноидов в кобальт-марганцевых корках, приведенными в заключительном разделе главы, посвященной вулканическим породам.

В двух последних главах монографии сконцентрированы материалы по оценке Западной Пацифики как рудной мегапровинции. Здесь характеризуются основные рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки месторождений платиноносных кобальт-марганцевых руд (глава 9), обсуждаются общие закономерности размещения комплексных месторождений фосфоритов и кобальт-марганцевых корок в Тихом океане (глава 10). При формулировке поисковых признаков и оценочных критериев учтены опубликованные материалы, разработанные в основном сотрудниками Геологи-

ческой службы США. Месте с тем, в главе 9 представлен первый в мировой практике опыт подсчета ресурсов кобальт-марганцевых руд по наиболее детально изученному гайоту Дальморгео (188 станций опробования) и в целом вмещающими его Магеллановым горам. Эти подсчеты и технико-экономические соображения о возможном промышленном значении объекта выдвигают Магеллановы горы, находящиеся вне экономзон Японии, США и других государств, как первоочередной район постановки детальных поисковых, разведочных, а затем и эксплуатационных работ России в Тихом океане.

Рассматривая общие закономерности размещения комплексных месторождений фосфоритов и кобальт-марганцевых корок на подводных горах, авторы исходят из двух главных геодинамических посылок: (1) стабильное положение ядра Тихоокеанской литосферной плиты, разраставшейся по периферии в течении мел-палеогенового этапа; (2) общий дрейф Тихоокеанской плиты в северо-западном ("Гавайском") направлении начиная с миоцена. К первому этапу относится уникальный по масштабам внутриплитный вулканизм и процесс фосфатогенеза на подводных горах, локализованный преимущественно в пределах поднятия Дарвина, выделенного Г. Менардом. Во второй этап происходила реювенация конвективно-трещинных систем гайотов и интенсивное отложение рудоносных железомарганцевых корок. Эта концепция авторов монографии, учитывая представления известных в литературе по Тихому океану сторонников классической (Ю.М. Пущаровский, А.М. Смирнов) и новой глобальной (Г. Хесс, Э. Винтерер, Э. Натланд) тектоники представляется рациональной, хотя, вероятно, будет вызывать критику как с одной, так и с другой стороны.

Общим недостатком как двух последних глав, так и в монографии в целом является отсутствие оценки общих ресурсов руд комплексных месторождений. В главе 9 такая оценка проведена для Магеллановых гор только по кобальт-марганцевому оруденению, хотя, судя по имеющимся в книге материалам, она может быть сделана и по фосфоритам. В книге изложены также материалы, позволяющие дать оценку ресурсам и других изученных авторами районов - плато Огасавара, поднятий Маркус-Уэйк и Мид-Пацифик, гор Милуоки. Учитывая сказанное, мы настоятельно рекомендуем авторам восполнить отмеченный пробел исследования и подготовить к публикации специальную статью по количественной оценке ресурсов фосфоритов и кобальт-марганцевых руд Западной Пацифики.

Отмеченные недостатки книги "Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность" не влияют на нашу высокую оценку научного и прикладного

значения этого капитального труда. Если говорить о Тихом океане, то рассматриваемая монография становится в один ранг с такими выдающимися изданиями, как книги Г. Менарда “Геология дна Тихого океана” (1966 г.), Ю.М. Пущаровского и Е.Н. Меланхолиной “Тектоника Тихоокеанского сегмента Земли” (1991 г.). Особая ценность прорецензированной коллективной монографии заключается в том, что она дает систематизированное обобщение новых фактических материалов по геологии и рудоносности Западной Пацифики,

собранных морскими экспедициями Академии наук Мингео СССР и Госкомнедра России и до последнего времени оставшихся неопубликованными. Трудно ожидать, что работы российских экспедиций в Тихом океане достигнут когда-либо такого же размаха, как в 70-х и 80-х годах. Но можно предвидеть, что в ближайшие десятилетия страны Азиатско-Тихоокеанского региона станут перед необходимостью освоения морских рудных месторождений и прорецензированная книга займет в решении этой задачи почетное место.

Член-корр. РАН В.Г. Моисеенко

В журнале №5 за 1995г. была опубликована статья "Кимберлитоподобные алмазоносные породы северной части Ханкайского массива (Приморье). Авторы Ю.Т.Гурулев, А.П.Матюнин, В.Г.Сахно, С.И.Дмитрук, С.С.Зимин. В конце статьи по вине редакции было опущено наименование организации, а именно, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток. Редакция приносит извинения.

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Редакция журнала "Тихоокеанская геология" предлагает оформить подписку на II полугодие 1996 г.

Организуется три пункта подписки на журнал "Тихоокеанская геология":

**- редакция журнала "Тихоокеанская геология"
680063, Хабаровск, Ким Ю Чена, 65.
Обращаться к Ставицкой С.М., тел. 21-08-59.**

**- Геологический институт ДВО РАН
680022, Владивосток, пр.100-летия Владивостока, 159.
Обращаться к ученому секретарю, тел.31-87-55**

**- Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г.Магадан, ул.Портовая, 16.
Обращаться к ученому секретарю, тел.3-00-51.**

Подписку можно оформить в любое время.

Номер можно получить с момента выхода его из печати.

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой под руководством И.Е.Авдеевой
Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г.Хабаровск, ул.Ким-Ю-Чена, 65

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.91г. Подписано к печати 06.05.96г.
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л. 21. Уч.-изд.л. 19.7
Тираж 200 экз. Заказ 391

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г.Владивосток, ул.Радио, 7

Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1996. Т. 15, № 3