

Том 15, номер 1
ISSN 0207-4028

Январь - Февраль 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



Российская академия наук
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
Том 15 № 1 1996 Январь - Февраль

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.Моисеев
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.Вашеилов, В.Н.Гагаев, Д.Граибек (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.Сесни (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 № 1 1996 January - February

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.Kulimich, 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.Vashechilov, K.Crook (Australia),
Ki-Hong Chang (Korea), V.N.Gagaev, D.Grybeck (USA), M.L.Krasny, J.Krasson (USA),
Liu Guangding (PRC), T.Nozawa (Japan), H.Okada (Japan), V.P.Pan, A.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 г.

СОДЕРЖАНИЕ

СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИЯ

<i>Ю.Д.Захаров, А.В.Игнатъев, Г.В.Котляр, Н.Г.Уханева, А.К.Чербаджи.</i> Стабильные изотопы углерода и Са-Mg отношения карбонатов пермо-триаса и массовое вымирание организмов	3
<i>В.С.Вишневецкая, Н.И.Филатова.</i> Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России	16
<i>Л.А.Баскакова.</i> Стратиграфическое значение пыльцы липовых в разрезе дочетвертичного кайнозоя Западного Приморья	44
<i>А.М.Короткий, Н.Г.Разжигаева, Л.М.Мохова, Л.А.Ганзей, Т.А.Гребенникова, В.Б.Базарова.</i> Береговые дюны - индикатор глобальных похолоданий (о.Кунашир, Курильские острова).	53

ТЕКТНИКА

<i>В.Н.Патрикеев, В.Л.Ломтев.</i> Покровная структура курильского фронта деформации Охотоморской плиты Евразии	60
<i>Б.М.Тишкин.</i> Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества	67
<i>Б.Н.Пискунов.</i> Об еще одной попытке установления связи вещества с тектоническим положением (по поводу статьи Б.М.Тишкина "Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества")	80

МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

<i>М.Л.Гельман.</i> Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на Северо-Востоке России. Статья 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах.	84
<i>Л.Н.Хетчиков, В.А.Пахомова, М.Д.Рязанцева, И.Н.Говоров.</i> Некоторые особенности генезиса гродковских гранитов (Приморье)	94
<i>Э.Л.Школьник, Тан Тяньфу, Суэ Яосон, Ю.Цонлю.</i> Электронно-микроскопическое изучение фосфоритов гайота ИОАН (Тихий океан)	102

ГЕОФИЗИКА

<i>В.В.Мишин.</i> Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки	110
<i>В.В.Николаев, Р.М.Семенов, Б.М.Козьмин, В.С.Имасв.</i> Сильное землетрясение на юге Якутии 20 (21).04.1989 г	120

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ

<i>В.Г.Варнавский.</i> Нефтегазогеологическое районирование Приамурья и сопредельного шельфа	129
--	-----

ГЕОЭКОЛОГИЯ

<i>П.В.Ивашиов.</i> Биогеохимическая индикация загрязнения окружающей среды химическими элементами	142
--	-----

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>А.П.Сорокин.</i> Типы древних золотоносных россыпей Приамурья (с позиции морфотектонического анализа)	149
--	-----

ЮБИЛЕИ

<i>Ю.И.Бакулин (к 60-летию со дня рождения)</i>	156
<i>Правила оформления рукописей</i>	158

CONTENTS

STRATIGRAPHY, PALEOCLIMATOLOGY

- Yu. D. Zakharov, A. V. Ignatiev, G. V. Kotlyar, N. G. Ukhaneva, A. K. Cherbadzhy.* Stable carbon isotopes and Permian/Triassic Ca - Mg carbonate relations and mass organisms extinction..... 3
- V. S. Vishnevskaya, N. I. Filatova.* Radiolarian Mesozoic biostratigraphy of the northeastern Russia..... 16
- L. A. Baskakova.* Stratigraphic implication of Tiliacea pollen in the pre-Quaternary Cenozoic section of Western Primorye..... 44
- A. M. Korotky, N. G. Razjigaeva, L. M. Mokhov, L. A. Ganzey, T. A. Grebennicova, V. B. Bazarova.* Coastal dunes - indicator of global cooling, Kunashiri island, Kuril Islands.....53

TECTONICS

- V. N. Patrikeyev, V. L. Lomtev.* Nappe structure of the Kuril deformation front of the Okhotsk Sea plate of Eurasia..... 60
- B. M. Tishkin.* Relation of the geodynamic parameters of tectonic structures with the composition of endogenous matter..... 67
- B. M. Piskunov.* On one more attempt to determine the relations between matter and tectonic setting..... 80

MAGMATISM AND MINERALIZATION

- M. L. Gelman.* Phanerozoic granite-metamorphic domes in Russia northeast. Part 2. Magmatism, metamorphism and migmatization in the Late Mesozoic domes..... 84
- L. N. Khetchikov, V. A. Pakhomova, M. D. Ryazantzeva, I. N. Govorov.* Some specific features of Grodekovo granite genesis Primorye)..... 94
- E. Y. Shkolnik, Tang Tianfu, Sue Yaosong, Yuo Qonglin* Electrone microscope study of phosphorites in IOAN Guyot, the West Pacific..... 102

GEOPHYSICS

- V. V. Mishin.* Deep structure and types of earth's crust in Kamchatka's south.... 110
- V. V. Nicolaev, P. V. Semenov, B. M. Kozmin, V. S. Imaev.* The large 20 (21) April, 1989 earthquake in southern Yakutia. 120

FUEL-ENERGETIC RESOURCES

- V. G. Varnavsky.* Oil and gas geological zonation of Priamurie and adjacent shelf. 129

GEOECOLOGY

- P. V. Ivashov.* Biogeochemical indication of the enviromental contamination by chemical elements. 142

BRIEF COMMUNICATIONS

- A. P. Sorokin.* Types of ancient gold placers in Priamurie pertaining to the morphotectonic analysis. 149

ANNIVERSARIES

- Yu. I. Bakulin (60-th birthday)*..... 156
- Rules for arrangements of manuscripts* 158

СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИЯ

УДК 550.4

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И Ca-Mg ОТНОШЕНИЯ КАРБОНАТОВ ПЕРМО-ТРИАСА И МАССОВОЕ ВЫМИРАНИЕ ОРГАНИЗМОВ

Ю.Д.Захаров*, А.В.Игнатъев*, Г.В.Котляр**, Н.Г.Уханева,
А.К.Чербаджи

* Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток; ** Всесоюзный геологический институт, г.Санкт-Петербург

Данные по изотопному составу углерода карбонатов верхней перми и низов индского яруса позволяют различать два крупнейших изменения условий среды, оставивших существенный след в эволюции биосферы. Позднекептэнско-джульфинское событие, фиксируемое по аномально высокому значению $\delta^{13}\text{C}$ (до 4,1-7,5‰) карбонатов Евразии (Цехштейн, Альпийская область, Южное Приморье, Шпицберген?) и Северной Америки (Техас) объясняется беспрецедентно высоким содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ в океане того времени, что связано, очевидно, с высокой продуктивностью биоты, существовавшей в условиях преимущественно теплого гумидного климата. Резкий спад содержания тяжелых изотопов углерода в подошве индского яруса, сопровождаемый существенным снижением магнезиальности карбонатов Тетической области, мог быть вызван резким сокращением фотосинтеза на континентах под влиянием холодного аридного климата и значительным снижением биологической продуктивности морей в условиях регрессии и усиливающегося дефицита кислорода. Можно согласиться с тем, что основной причиной предполагаемого кратковременного похолодания, приходящегося на зональный момент $\delta^{13}\text{C}$ индского яруса, сменившегося потеплением, явились вулканические процессы, проявившиеся на рубеже перми и триаса.

В последние годы в печати появилось большое число работ, посвященных изучению изотопного состава органических карбонатов палеозоя и мезокайнозоя, а также реконструкции условий среды обитания ископаемых организмов. Наибольший интерес, на наш взгляд, представляют исследования, фиксирующие резкие сдвиги в изотопном составе углерода на крупнейших рубежах фанерозоя, а также изотопные аномалии, проявляющиеся накануне этих событий [15,17,20,25,27-32,37-42,44,46-48].

В настоящей работе впервые приведены материалы по углеродно-изотопной аномалии, открытой в перми Южного Приморья, а также сведения о Ca-Mg отношениях карбонатов верхней перми и низов нижнего триаса (с учетом данных изотопного анализа) на примере опорных разрезов Закавказья, Приморья и Южного Китая.

Авторы признательны Л.И.Сокур за техническое оформление рукописи.

ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ

Карбонатные толщи перми в Южном Приморье наиболее полно представлены в бассейне р. Партизанской и в районе города Находка. Основная масса известняков приурочена к чандалазскому горизонту верхней перми, в составе которого различаются три фузулинидовые зоны и несколько слоев с фауной [6,10,33]. Разрез перми в Южном Приморье венчается людянзинским горизонтом,

представленным в основном терригенными отложениями. Геохимическому и физическому исследованию подверглись лишь породы чандалазского горизонта верхней перми (если следовать оригинальной трактовке [13], известняки Находкинского рифа принадлежат верхней части этого горизонта).

Гора Сенькина шапка

Стратотипом трех фузулинидовых зон, составляющих основную часть чандалазского горизонта, является разрез горы Сенькина Шапка [7,10,33]. Он расположен на правом борту р. Партизанской, в 2,5 км юго-западнее железнодорожной станции Лозовая.

Ниже приведена литолого-палеонтологическая характеристика основных его подразделений (снизу вверх), в скобках здесь и далее указаны места отбора проб:

1. Зона *Monodiexodina sutschanica* - *Metadoliolina dutkevichi*. Известняки, алевролитистые и песчанистые известняки (851-1 - в подошве зоны, 851-3 - в 8,9 м, 851-5 - в 12,9 м, 851-7 - в 15,9 м, 851-8 - в 17,9 м, 851-10 - в 19,9 м, 851-11 - в 20,8 м, 851-13 - в 24,4 м, 851-15 - в 28,6 м, 851-17 - в 32,1 м, 851-19 - в 35,8 м и выше подошвы зоны, 851-21 - в кровле зоны) [7]. Мощность 40 м.

Фораминиферы - *Sichotenella*, *Reichelina*, *Monodiexodina*, *Neomisellina*, *Pachyphloia*, *Cylindrocyclonella*, *Minojapanella*, *Chusenella*, *Pseudofusulina*, *Parafusulina*, *Arenovidalina* [10,33].

Мшанки - *Dyscritella*, *Coscinostrya*, *Fistulipora* [33].

Брахиподы - *Derbya grandis* Waag., *Linoproductus ex gr. lineatus* Waag., *Waagenoconcha cf. kristofovichi* Fred., *W. maliavkini* Fred., *Spiriferella cf. keilhavi* (Buch.) [10,33].

Конодонты - *Hindeodus minutus* Ellis (определение С.В.Рыбалки [33]).

2. Зона *Parafusulina stricta*. Известняки с маломощными прослоями аргиллитов (851-23 - в 4,0 м, 851-25 - в 12,0 м, 851-27 - в 18,2 м выше подошвы зоны). Мощность 21 м.

Фораминиферы - *Sichotenella*, *Rauserella*, *Kahlerina*, *Pseudokahlerina*, *Parareichelina*, *Minojapanella*, *Codonofusiella*, *Lantchichites*, *Parafusulina*, *Pseudofusulina*, *Lepidolina*, *Pseudoliolina*, *Agathammina*, *Langella*, *Pachiphloia*, *Cylindrocolaniella* [10,33].

Мшанки - *Dyscritella*, *Fistulipora*, *Eridopora*, *Fistulammina*, *Epiactinotrypa*, *Streblascora*, *Primorella*, *Fenestella*, *Septopora*, *Polypora*, *Girtyporina* [33].

Брахиподы - *Tyloplecta yangtzeensis* Chao, *Leptodus richtofeni* Keys., *L. nobilis* (Waag.), *Haydenella kiangsiensis* (Keys.), *Cleiothyridina accola* (Reed), *Gefonia plicata* Lich., *Notothyris nucleolus* Kut., *Rostranteris cf. ovale* (Gemm.) [10,33].

3. Зона *Neomisellina lepida* - *Lepidolina kumaensis*.

Известняки с маломощными прослоями глинистого и мергелистого состава и желваками кремнистых известняков (851-30 - в 4,7 м, 851-32 - в 9,8 м, 851-34 - в 16,6 м, 851-36 - в 22,1 м, 851-38 - в 28,8 м, 851-40 - в 35,7 м, 851-43 - в 44,9 м, 851-45 - в 52,6 м, 851-47 - в 58,2 м, 851-49 - в 63,9 м, 851-51 - в 69,0 м, 851-53 - в 76,7 м, 851-55 - в 82,3 м, 851-57 - в 87,2 м выше подошвы зоны). Мощность 144 м.

Фораминиферы - *Sichotenella*, *Kahlerina*, *Pseudikahlerina*, *Neomisellina*, *Lantchichites*, *Pseudofusulina*, *Lepidolina*, *Reichelina*, *Parareichelina*, *Rauserella*, *Pseudodoliolina*, *Yabeina*, *Codonofusiella*, *Minojapanella*, *Bradyina*, *Robuloides*, *Partizania*, *Pseudowanganella*, *Pachyphloia*, *Dagmarita*, *Abadehella* [10,33].

Мшанки - *Fistulipora*, *Parastenodiscus*, *Girtypora* [33].

Кораллы - *Wentzelella orientalis* Ivan., *Polythecalis flatus* Huang, *P. chandalasiense* Krop., *Waagenophyllum wenghengense* Huang, *W. orlensis* Krop., *W. kueichowense* Huang, *Polythecalis yangtzeensis hochovensensis* Font., *P. pulchrum* Krop. [33].

Брахиподы - *Rhipidomella cf. vediensis* Sok., *Bathymyonia barabaschensis* Kotl., *Haydenella tumida* Waag., *H. kiangsiensis* Masl., *Cleiothyridina maynci* Dunb., *Hemiptychina himalayensis* Dav., *Transennatia gratiosa* (Waag.), *Tyloplecta yangtzeensis* Chao, *Phricodothyris asiatica* Chao, *Husatedia grandicosta* (Dav.) [33].

Находкинский риф

Продолжением пермского разреза горы Сенькина Шапка общепринято считать известняки Находкинского рифа [6,9,10,33], расположенного в районе нефтебазы (старый карьер) города Находка, в 35,5 км юго-западнее горы Сенькина Шапка.

Здесь различаются следующие слои (снизу вверх):

1. Слой без аммоноидей. Известняки серые, органогенные (854-4, 4а, 4б - в 31-41 м, 854-3 - в 39-49 м выше подошвы пачки). Мощность 54-67 м.

В обломках из осыпи встречены мшанки.

Слой со *Stacheoceras orientale*. Известняки рифогенные, серые, брекчированные, криноидные. Мощность 10-17 м.

Фораминиферы - *Geinitzinita*, *Robuloides*, *Tuberitina*, *Neoendothyra*, *Nodosaria*, *Lasiotrochus*, *Arpella* [9,10,33].

Мшанки - *Fistulipora*, *Stenodiscus*, *Streblascopora*, *Rectifinestella*, *Girtyporina* [33].

Кораллы - *Paracania subtilis* (Nierman), *Polycelia* sp., *Lophocarinophyllum* sp. [9,10].

Сфинктозоа - *Taumastocoelia* sp., *Solassia arta* Bel., *Henricellum* sp.1, *Celyphia permica* Bel., *Follicatena callosa* Bel., *Apocoelia orientalis* Bel., *Colospongia globosa* Bel., *Ambysiphonella asiatica* Ju, *A. yini* Zhang, *A. obliquisepta* Zhang, *Intrasporeocoelia orientalis* Bel., *I. robusta* Bel., *Rhabdactinia columnaria* Yabe et Sug., *Cystotalamia crassa* Bel., *C. aff. nodulifera* Girti, *Polycystocoelia cf. huaijapengensis* Zang [33].

Криноидеи - *Araxicrinus aff. papillaris* Stuk [22].

Брахиподы - *Edriosteges poyangensis* (Keys.), *Strofolocina tibetica* (Dien.), *Leptodus nobilis* (Waag.), *Squamularia grandis* Chao, *Chenxianoproductus nachodkensis* Kotl., *Lamnimargus himalayensis* (Dien.), *Anidantus sinus* Huang, *Stenosisma margaritovi* (Huang) [9,10,33].

Цефалоподы - *Pseudothoceras?* sp., *Eumedlicottia nikitinae* Zakh., *Neogeoceras thaumastum* Ruzh., *Stacheoceras orientalis* Zakh. [6].

За пределами Находкинского рифа вид-индекс слоев (*Stacheoceras orientale*) встречается в известковистых конкрециях глинистых фаций бухты Тунгус [6].

3. Слой с *Xenodiscus subcarbonarius*. Известняки рифогенные, серые и темно-серые, брекчированные, криноидные (854-1,2 - из подошвы слоев). Мощность 3-4 м.

Мелкие фораминиферы - *Lasiotrochus*, *Glomotrocholina*, *Agathammina*, *Robuloides*, *Arpella* [9,10,33].

Фузулиниды - *Codonofusiella*, *Reichelina*, *Rauserella* [33].

Мшанки - *Fistulipora*, *Stenodiscus*, *Streblascopora*, *Rectifinestella*, *Girtyporina* [33]. По-видимому, из этих слоев Находкинского рифа происходят также *Rhabdomeson*, *Clausotrypa*, *Pennireteropa* (определение А.В.Киселевой).

Кораллы - *Pseudofavosites kotljarae* Ivan. et Krop., *Callophyllum kabakovitchae* Iljina [9,10].

Сфинктозоа - *Solassia arta* Bel., *Celyphia permica* Bel., *Follicatena callosa* Bell., *Apocoelia orientalis* Bel., *Colospongia nachodkiensis* Bel., *C. globosa* Bel., *Ambysiphonella asiatica* Ju, *A. eleganta* Bel., *A. yini* Zhang, *A. vesiculosa* (Kon.), *A. obliquisepta* Zang, *Polysiphonella insolita* Bel., *Intrasporeocoelia robusta* Bel., *I. orientalis* Bel., *Cystotalamia crassa* Bell., *Preverticillites columnella* Parana [33].

Брахиподы - *Peltichia nachodkensis* Kotl., *Strophalosina tibetica* (Dien.), *Chenxianoproductus nachodkensis* Kotl., *Lamnimargus himalaensis* (Dien.),

Spinomarginifera grandis (Kotl.), *Anidanthus sinosus* (Huang), *Caucasoproductus primoricus* Kotl., *Leptodus nobilis* Waag., *Choristitella wynnei* (Waag.), *Squamularia grandis* Chao [9,10,33].

Двустворки - *Parallelodon*, *Myaolina*, *Aviculopecten*, *Acanthopecten*, *Streblochondria*, *Eocamptopecten*, *Cyrtorostra*, *Paleolima*, *Edmondia* [9].

Цефалоподы - *Neocycloceras?* sp., *Lopingoceras* sp., *Paratainonutilus* sp., *Permonutilus* sp., *Permorhynchus dentatus* Zakh., *Neogeoceras thaumastum* Rruzh., *Xenodiscus subcarbonarius* Zakh. [6].

Конодонты - *Sweetognatus* sp. nov. aff. *iranicus* Koz., *Gondolella* sp. (обломок плохой сохранности, принадлежащий, вероятно, *G. orientalis* Bars. et Koz. (определение Х.Коцура) [12].

Глинистые сланцы людянзинского горизонта, перекрывающие известняки в данном местонахождении, содержат остатки позднепермских аммоноидей - *Propinacoceras* sp., *Cyclolobus* sp. (в 10 м выше подошвы горизонта).

Известняки Находкинского рифа существенно отличаются от пород горы Сенькина Шапка (за исключением верхних слоев этого разреза) по содержанию тяжелых изотопов углерода и магния.

Значение $\delta^{13}\text{C}$ в них достигает 3,6-4,1‰, в то время как в большинстве слоев горы Сенькина Шапка (нижняя часть разреза) оно составляет только 1,4-2,2‰ (табл.1). Существенных изменений в содержании тяжелых изотопов кислорода в разрезе карбонатной перми Южного Приморья не обнаружено (табл.1). Вместе с тем, резкое увеличение магниальности известняков приходится на слои, располагающиеся выше зоны *Metadoliolina lepida* - *Lepidolina kumaensis* (табл.2).

ЮЖНЫЙ КИТАЙ (ЧУНЦИН)

В описанном ниже разрезе приведены оригинальные данные по образцам, собранным во время экскурсии, состоявшейся в рамках международной конференции по пермо-триасу (Пекин, сентябрь, 1987).

Разрез пермо-триаса в районе Лианфуня (Чунцин) [44] снизу вверх представлен следующими подразделениями:

Формация Чансин. 1. Мергели, известняки и аргиллиты. Мощность 8,6 м. Брахиоподы - *Oldhamina*, *Haydenella*, *Uncinunellina*.

Соотношение изотопов углерода и кислорода в известняках чандалазского горизонта Южного Приморья

Таблица 1

Проба	Зона, слой	Местонахождение	Пачка	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)‰	$\delta^{18}\text{O}$ (POB) ‰
851-5	<i>Monodioxodina sutchanica</i> - <i>Neomisellina dutkevichi</i>	Сенькина Шапка	1	+ 1.4	+20.7	-9.2
851-9	— " —	— " —	2	+1.4	+22.1	-7.8
851-10	— " —	— " —	2	+1.8	+21.9	-8.0
851-11	— " —	— " —	3	+2.0	+22.4	-7.5
851-13	— " —	— " —	4	+2.2	+22.3	-7.6
851-17	— " —	— " —	4	+1.5	+22.6	-7.3
851-27	<i>Parafusulina stricta</i>		5	+1.3	+23.1	-6.2
851-38	<i>Neomisellina lepida</i> - <i>Lepidolina kumaensis</i>		9	+1.7	+21.6	-7.7
851- 40	— " —	— " —	10	+2.1	+22.0	-7.3
851- 43	— " —	— " —	11	+3.0	+22.3	-7.0
851- 45	— " —	— " —	11	+2.8	+21.3	-8.0
851- 51	— " —	— " —	12	+3.8	+23.6	-5.7
851- 53	— " —	— " —	13	+3.2	+21.1	-8.2
851- 55	— " —	— " —	15	+2.5	+21.2	-8.1
851- 57	— " —	— " —	15	+2.2	+21.7	-7.6
851- 4	Слой без аммоноидей	Находка	19	+3.9	+22.1	-7.8
854- 4ас	— " —	— " —	19	+4.1	+24.1	-5.8
854- 3	— " —	— " —	20	+4.0	+21.8	-8.1
854- 1	<i>Xenodiscus subcarbonarius</i>		22	+3.6	+20.5	-9.4

Таблица 2

Содержание Са и Mg в известняках чандалазского горизонта Южного Приморья

Проба N	Зона, слои	Местонахождение	Са, %	Mg, %	Са/Mg
1	2	3	4	5	6
851-1	<i>Monodioxodina sutchanica</i> - <i>Neomisellina dutkevichi</i>	Сенькина Шапка	39.1029	0.19329	202.301
851-2	— " —	— " —	38.489	0.2122	181.38
851-3	— " —	— " —	39.496	0.194	203.566
851-5	— " —	— " —	39.9877	0.1967	203.292
851-7	— " —	— " —	38.13	0.1879	202.927
851-8	— " —	— " —	38.4404	0.1831	209.942
851-10	— " —	— " —	38.1024	0.1924	198.037
851-11	— " —	— " —	38.1473	0.1973	193.345
851-13	— " —	— " —	38.2042	0.1902	200.86
851-15	— " —	— " —	38.2424	0.19	201.275
851-17	— " —	— " —	38.486	0.2001	192.333
851-19	— " —	— " —	38.4791	0.221	174.9
851-21	— " —	— " —	38.506	0.1996	192.915
851-23	<i>Parafusulina stricta</i>		38.4421	0.188	204.479
851-25	— " —	— " —	38.51	0.1909	201.729
851-27	— " —	— " —	38.448	0.19	202.357
851-30	<i>Neomisellina lepida</i> - <i>Lepidolina kumaensis</i>		38.541	0.2042	188.741
851-32	— " —	— " —	38.44	0.19	202.315
851-34	— " —	— " —	38.5111	0.1913	201.312
851-36	— " —	— " —	39.4932	0.1941	203.468
851-38	— " —	— " —	37.66	0.21	179.35
851-40	— " —	— " —	37.86	0.219	172.2
851-43	— " —	— " —	37.4	0.22	169.5
851-45	— " —	— " —	37.58	0.22	170.55
851-51	— " —	— " —	37.38	0.208	179.55
851-53	— " —	— " —	37.59	0.218	172.35
851-55	— " —	— " —	38.62	0.232	166.35
851-57	— " —	— " —	37.62	0.209	179.7
854-5	Слои без аммоноидей	Находкинский риф	33.0181	0.2614	126.312
854-4	— " —	— " —	31.9681	0.2701	118.356
854-46	— " —	— " —	32.1238	0.2688	119.508
854-3	— " —	— " —	34.8462	0.2633	132.344
854-1	<i>Xenodiscus subcarbonarius</i>		33.65	0.2608	129.33
854-2	— " —	— " —	35.6572	0.2981	119.616

2. Известняки, глинистые известняки, известково-сланцы (проба N KT-17). Мощность 3,5 м. Брахиоподы - *Oldhamina*, *Araxathyris*.

3. Известняки, кремни, аргиллиты. Мощность 12 м. Фораминиферы - *Palaeofusulina*, *Codonofusiella*, *Reichelina*. Брахиоподы - *Perigeyerella*, *Leptodus*, *Dielasma*, *Tschernyschewia*, *Haydenella*.

4. Мергели, известняки, аргиллиты. Мощность 13,5 м. Фораминиферы - *Palaeofusulina*, *Reichelina*.

Брахиоподы - *Perigeyerella*, *Leptodus*, *Dielasma*, *Tschernyschewia*, *Haydenella*, *Squamularia*.

5. Известняки. Мощность 43,5 м.

Фораминиферы - *Palaeofusulina*, *Reichelina*, *Colaniella*.

Брахиоподы - *Enteletina*, *Meekella*, *Perigeyerella*, *Chonetinella*, *Waagenites*, *Leptodus*, *Neowellerella*, *Araxathyris* и др.

6. Известняки, кремнистые известняки, глинистые сланцы. Мощность 6,3 м. Фораминиферы - *Palaeofusulina*. Брахиоподы - *Acosarina*, *Waagenites*, *Leptodus*,

Haydenella, Uncinunellina, Araxathyris, Squamularia, Spiriferellina, Hustedia. Аммоноидеи - *Pleuronodoceras*.

Формация Фэйсяньгуань (Низы). 7. Мергели, глинистые известняки, известковистые аргиллиты, глинистые сланцы [проба N КТ-24А - в 0,55 м выше подошвы формации, в слое, охарактеризованном триасовыми *Claraia griesbachi* (Bittner). Мощность 0,75 м.

Данные анализов показывают, что известняки низов индского яруса (слои с *Claraia*) района Чунцин отличаются от пород пермской формации Чансин низкими (отрицательными) значениями $\delta^{13}\text{C}$ (табл. 3,4), что подтверждает результаты ранее проводимых в Южном Китае исследований [17,44,47,51].

Хуанши. Разрез пограничных слоев перми и триаса в районе Хуанши (провинция Хубей) [49] представлен следующими отложениями (снизу вверх):

Формация Далун. 1. Глинистые породы, известняки (КТ-33 - в 1,2 м, КТ-30 - в 0,7 м, КТ-31 - в 0,5 м ниже кровли формации). Мощность 6 м.

Брахиподы - *Crurithyris pigmaea* Liao, *Cathaysia* sp.
Аммоноидеи - *Pseudotyrolites*, *Pseuronodoceras*,
Pseudogas trioceras.

Конodontы - *Gondolella subcarinata* (Sweet), *Gondolella* sp. nov.

Таблица 3

Соотношение изотопов углерода и кислорода в раковинах брахиопод и известняках верхней перми Закавказья и Южного Китая

Проба	Материал	Район	Зона, слои (ярус, формация)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ‰
516-1	Кальцит (раковина)	Ахура	<i>Hemigordius irregulariformis</i> - <i>Orthotetina axariani</i> , верхи (мидийский)	+1.0	-6.3	
526-6	- " -	Огбин	<i>Pseudodunbarula orpaensis</i> - <i>Araxilevis intermedium</i> , верхи (мидийский)	+1.3	-5.5	
521-3	- " -	Карабагляр- 2	<i>Araxoceras latissimum</i> (низы)	+2.1	-6.8	
437-1	- " -	Дорашам- 2	<i>Araxoceras latissimum</i>	+2.5	-4.2	
КТ- 17	Известняк	Лианфуня (Чунцин)	<i>Araxathyris</i> - <i>Oldhamina</i> (Чансин, пачка 2)	+1.4	-8.5	21.4

Таблица 4

Соотношение изотопов углерода и кислорода в известняках (Южный Китай, Закавказье) и раковинах аммоноидей (Приморье) индского яруса

Проба	Материал	Район	Зона, слои (формация)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ‰
КТ- 24 А	Известняк	Лианфуня (Чунцин)	<i>Claraia griesbachi</i> (Фуйсяньгуань)	-1.5	-11.2	+18.7
525-5	- " -	Огбин	<i>Ophiceras medium</i> , низы ("")	-0.1	-6.4	+23.5
428-4	- " -	Веди		+0.1	-7.6	+22.3
515-5	- " -	Ахура	<i>Ophiceras medium</i> , верхи ("")	+0.8	-7.5	+22.4
438-15	- " -	Карабагляр- 1	- " -	+0.5	-9.2	+20.7
525-6	- " -	Огбин	- " -	+0.8	-7.5	+22.4
91- К- 1	Кальцит (раковина)	Уссурийский залив, район мыса Серый	<i>Gyronites subdharmaus</i> ("")	-5.3	-9.9	+20.0

Содержание Са и Mg в известняках верхней перми Южного Китая
(провинция Хубей, Хуанши)

Проба N	Формация (слой)	Са, %	Mg, %	Са/Mg
КТ- 33	Далун (в 1,2 м ниже кровли)	39.066	0.2454	159.18
КТ- 30	Далун (в 0,7 м ниже кровли)	39.223	0.2561	153.15
КТ- 31	Далун (в 0,5 м ниже кровли)	38.824	0.2644	146.835
КТ- 32	Далун (в 0,3 м ниже кровли)	39.144	0.2693	145.335
КТ- 34	Дае (в 0,2 м выше подошвы)	38.761	0.277	139.905

Формация Дае (Низы). 2. Тонкое переслаивание известняков и глинисто-кремнистых пород (КТ-34 - в 0,2 м выше подошвы формации). Мощность 0,32 м.

3. Тонкое переслаивание известковистых сланцев и глинистых пород. Мощность 2,48 м.

Двустворки - *Claraia* sp. Аммоноиден - *Lytophiceras* sp., *Ophiceras tingi* Tien.

Поскольку нижняя пачка формации Дае (0,32 м) не имеет палеонтологической характеристики, граница перми и триаса в этом разрезе может быть проведена либо в ее подошве, либо в ее кровле, по первому появлению триасовых *Lytophiceras* (последнее представляется более предпочтительным).

Са-Mg отношение карбонатов пермской части пограничных слоев формаций Далун и Дае в провинции Хубей колеблется от 139,905 до 159,180 (табл.5), что свидетельствует об их большей магнезиальности по сравнению с чандалазскими известняками горы Сенькина Шапка в Южном Приморье.

ЗАКАВКАЗЬЕ

Верхняя пермь Закавказья представлена аснийской (известняки), гнишиксской (известняки, глинистые известняки), арпинской (известняки, глинистые известняки с прослоями кремней), хачикской (аргиллиты, известняки, кремни), ахуринской (известняки, мергели, глины) свитами, а также базальными слоями карабаглярской свиты (глины, мергели, известняки) [13]. Мощность верхней перми в Закавказье составляет около 380-410 м.

Наиболее высокое содержание тяжелых изотопов углерода установлено в раковинах брахиопод из джувльфинского яруса [4,53] (значение $\delta^{13}\text{C}$ в зоне *Araxoceras latissimum* разрезов Дорашам-2 и Веди достигает 2,5‰) (табл.3). Содержание тяжелых изотопов углерода резко снижается в нижней части индских слоев с *Lytophiceras medium* (значение $\delta^{13}\text{C}$ колеблется от -0,1 до +0,1 в разрезах Веди и Огбин), в верхней части этих слоев оно несколько повышается

($\delta^{13}\text{C}$ в разрезах Огбин, Ахура и Карабагляр достигает 0,5-0,8‰) (табл.4).

Отмечается крайне низкое содержание тяжелых изотопов кислорода в карбонатах как верхней перми, так и нижнего триаса (табл.3,4).

Обращает на себя внимание изменчивый характер магнезиальности карбонатов верхней перми Закавказья. Са-Mg отношение известняков низов гнишинской свиты (мургабский ярус) в районе Джагадзур составляет 166,905, средней части гнишиксской свиты в районе Веди-2 - 191,175, верхов арпинской свиты (низы мидийского яруса) района Джагадзур - 173,385, зоны *Hemigordius (Midiella) irregulariformis - Orthotetina azariani* хачикской свиты (мидийский ярус) района Ахура - 175,035, зоны *Pseudodunbarula arpaensis - Araxilevis intermedius* хачикской свиты (верхи мидийского яруса) районов Огбин и Веди - 181,350-182,020, зоны *Araxaceras latissimum* ахуринской свиты (низы джувльфинского яруса) районов Ахура, Карабагляр-1 и 2, Огбин, Дорашам-1 и 2, Кабаглы-Чай - в среднем 180,240, зоны *Vedioceras ventrosulcatum* ахуринской свиты (верхи джувльфинского яруса) районов Ахура, Карабагляр, Огбин, Гортун, Дорашам-2 - в среднем 180,660, зоны *Phisonites triangularis* ахуринской свиты (низы дорашамского яруса) районов Ахура и Дорашам-2 - 181,800-183,180, зоны *Iranites transcaucasius* (дорашамский ярус) районов Дорашам-1 и 2 - 187,755-191,700, зоны *Shevyrevites shevyrevi* (дорашамский ярус) районов Ахура, Веди, Дорашам-2 - в среднем 189,470, зоны *Paratirolites kittli* верхов ахуринской свиты (дорашамский ярус) районов Ахура, Авуш, Карабагляр-2 - в среднем 175,900, зоны *Pleuronodoceras occidentale* низов карабаглярской свиты (верхи дорашамского яруса) района Ахура - 185,329, нижней части слоев с *Lytophiceras medium* карабаглярской свиты (низы индского яруса) района Карабагляр-1 и 2, Огбин, Веди-2, Карабаглы-Чай - в среднем 193,470, верхней части слоев с *Lytophiceras medium* районов

Карабагляр-2 и Огбин - в среднем 197,920, средней части слоев с *Gyronites* карабаглярской свиты (индский ярус) района Авуш - 172,617, верхней части слоев с *Gyronites* района Карабагляр-1 - 199,305 (табл.6). Причем наиболее высокое Ca-Mg отношение в разрезе зафиксировано в слоях с *Lytophicerias medium* индского яруса.

КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ И НИЖНЕГО ТРИАСА ПО ХАРАКТЕРУ ИЗМЕНЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА

Обращают на себя внимание два крупнейших изменения в содержании тяжелых изотопов углерода в карбонатах верхов перми и нижнего триаса.

Первое из них является аномалией, впервые обнаруженной в бассейне Цехштейн (Германия, Англия) [41]. Она установлена здесь в базальных слоях формации Цехштейн (Kuperdchifer, Marl Slate) [36,41], обогащенных органическим веществом (С орг.=5%) и содержащих высокие концентрации Cu, Pb, Zn. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в мергелистом сланце английского Цехштейна достигают 5,2%. Возраст базальных слоев формации Цехштейн, судя по находке здесь конодонта рода *Merrillina* [34], не древнее верхов формации Абаде Ирана и не моложе низов джульфинского яруса Закавказья.

Наиболее высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (от +2,5 до +3,5‰) в Карнийских Альпах установлены в карбонатах нижнего подразделения (IA) формации Беллерофон [28,31,38,39], возможно, джульфинского возраста. Сведений об изотопном составе отложений, подстилающих эту формацию, нет (они представлены в основном песчаными фациями).

В верхней перми Закавказья наиболее высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (2,1-2,5‰), как было показано выше, обнаружены лишь в слоях нижней части джульфинского яруса, характеризующихся местами повышенным содержанием фосфора (до 1,67-2,20% P_2O_5). Точное положение слоев, соответствующих появлению цехштейновой аномалии, как и в случае с Южными Альпами, здесь не установлено.

В Техасе позднепермская аномалия приходится на верхнюю часть верхнего подразделения (Claystone III) формации Белл Кэньон гваделупской серии и нижние подразделения формации Кэстайл серии Очоа (Basal limenstone, Anhydrite I) [24,37]. В кровле гваделупской серии (верхний кептэн) значение $\delta^{13}\text{C}$ достигает более 3‰; в нижнем подразделении Очоа (Basal limenstone) оно колеблется в больших пределах, не превышая 2,5‰, в нижней части следующего подразделения $\delta^{13}\text{C}$ равно 6,5‰ [37]. Аномально высокое содержание тяжелых изотопов продолжает удерживаться (при низком содержании С орг.) и в

остальной части формации, соответствующей, вероятно, джульфинскому ярусу.

В нижней части разреза (формация Белл Кэньон, за исключением ее верхних слоев) значения $\delta^{13}\text{C}$ "нормальные" (от -2,5 до +1,8‰).

Таким образом, данная углеродно-изотопная аномалия возникла в Техасе не раньше конца кептенского (мидийского) времени и продолжала существовать по крайней мере в начале джульфинского века.

Аномально высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (3,6-4,1‰) в Южном Приморье, как отмечалось выше, установлены в верхах зоны *Neomisellina lepida* - *Lepidolina kumaensis* (пачки 10-13) и в перекрывающих их отложениях в интервале между слоями без аммоноидей и слоями с *Xenodiscus subcarbonarius* Находкинско-го рифа.

Первое появление аномально высокого содержания тяжелых изотопов углерода в подошве серии Цехштейн Германии (Kuperschiefer) и Англии (Marl Slate), в верхней части Кептена (Bell Canion, Claystone III) Техаса, в верхах зоны *Metadoliolina lepida* - *Lepidolina kumaensis* в Южном Приморье и, по-видимому, в подошве Беллерофоновой формации Южных Альп отражает, скорее всего, синхронное (позднекептенское) событие. Не исключено, что этому же стратиграфическому уровню соответствует и аномалия ($\delta^{13}\text{C} = 4,5-7,5‰$), недавно установленная в средней части формации Кэпп Старостин [25] Шпицбергена. Описываемая углеродно-изотопная аномалия, несомненно, является одной из крупнейших в фанерозое.

Пермские кавернозные доломиты формации Цехштейн, как известно, содержат большие запасы нефти. В значительной мере это связано, видимо, с интенсивным накоплением С орг. в конце кептенского - начале джульфинского времени. В связи с этим карбонатные отложения этого уровня прочих районов мира представляются перспективными на поиски нефти. Обращает на себя внимание тот факт, что в мощной толще чандалазских известняков Южного Приморья широко развиты карстовые явления, известняки местами битуминозные, толща карбонатов здесь перекрыта глинистыми породами, что может быть использовано в качестве косвенных поисковых признаков.

Другим важнейшим событием поздней перми и начала триаса является резкий спад в содержании изотопов углерода в осадках пограничных слоев перми и триаса, часто сопровождаемый накоплением элементов платиновой группы (Ir, Co, Cr, Ni) и других металлов (As, Se, Sb и др.) [31,51], это может быть учтено при их детальной корреляции.

Как уже указывалось выше, крайне низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (-1,5‰) в разрезе Чунцин Южного Китая

Таблица 6

Содержание Са и Mg в известняках верхней перми и нижнего триаса Закавказья и Северного Кавказа

Проба N	Свита (зона)	Местонахождение	Са, %	Mg, %	Са/Mg
1	2	3	4	5	6
507-2	Гнишикская (низы)	Джагадзур	38.811	0.2325	166.905
429-9	— " — (средняя? часть)	Веди- 2	36.933	0.1932	191.175
506-2	Арпинская (верхи)	Джагадзур	37.313	0.2152	173.385
516-2	Хачикская (<i>Hemigordius irregularifor-</i> <i>mis - Orthotetina azarjani</i>)	Ахура	37.722	0.2155	175.035
522-3	Хачикская (<i>Pseudodunbarula arpaen-</i> <i>sis - Araxilevis intermedius</i>)	Веди-1	38.188	0.2098	182.020
526-6	— " —	Огбин	38.002	0.2095	181.350
513-1	Ахуринская (<i>Araxoceras latissimum</i>)	Ахура	38.112	0.2187	174.266
525-2	— " —	Огбин	38.544	0.2164	178.576
526-7	— " —	Огбин	37.558	0.2067	181.635
431-1	— " —	Дорашам- 2	37.214	0.1928	192.990
521-4	— " —	Карабагляр- 2	37.850	0.2143	176.580
513-2	— " —	Ахура	38.452	0.2254	170.520
447-1	— " —	Кабаклы- Чай	38.003	0.2111	180.000
435-7	— " —	Дорашам- 1	37.800	0.2120	178.290
439-1a	— " —	Карабагляр- 1	37.426	0.1952	191.670
439-1	— " —	Карабагляр- 1	37.388	0.1940	192.705
521-4	— " —	Карабагляр- 2	37.850	0.2143	176.580
521-5	— " —	— " —	38.020	0.2202	172.661
521-2	— " —	— " —	37.953	0.2144	177.00
526-3	Ахуринская (<i>Vedioceras ventro-</i> <i>sulcatum</i>)	Огбин	37.718	0.2204	171.134
440-4	Ахуринская (<i>Vedioceras ventrosul-</i> <i>catum</i>)	Карабагляр 2	37.881	0.2020	185.070
441-4	— " —	Карабагляр 2	37.683	0.1978	190.500
514-5	— " —	Ахура	37.660	0.2044	183.900
514-8	— " —	Ахура	37.888	0.2104	180.000
524-1	— " —	Гортун	37.896	0.2210	171.475
431-9	Ахуринская (<i>Phisonies triangularis</i>)	Дорашам - 2	37.289	0.2051	181.800
514-16	— " —	Ахура	37.672	0.2056	183.180
434-13	Ахуринская (<i>Iranites transcaucasius</i>)	Дорашам - 1	37.681	0.1965	191.700
433-3	— " —	Дорашам - 2	37.884	0.2017	187.755
433-9a	Ахуринская (<i>Shevyrevites shevyrevi</i>)	— " —	37.847	0.2044	185.145
433-9b	— " —	— " —	37.383	0.2094	178.470
522-5	— " —	Веди- 1	37.930	0.2060	184.050
515-1	— " —	Ахура	37.458	0.1969	190.230
517-3	Ахуринская (<i>Paratirolites kittli</i>)	Авуш	37.562	0.2208	170.118
514-32	— " —	Ахура	38.440	0.2223	172.379
515-2	— " —	— " —	37.903	0.2069	179.164
514-12	— " —	— " —	37.998	0.2180	173.685
514-5	— " —	— " —	37.624	0.2040	184.431
514-32	— " —	— " —	38.428	0.2213	173.640
518-6	— " —	Карабагляр - 2	38.029	0.2238	169.924
518-7	— " —	— " —	37.338	0.2074	179.970

Окончание таблицы 6

1	2	3	4	5	6
526- 3	Ахуринская (<i>Paratiroilites kittli</i>)	Огбин	37.938	0.2095	181.005
432- 2	— " —	Дорашам - 2	37.553	0.2052	182.955
515- 5	Карабаглярская (<i>Pleuronodoceras occidentale</i>)	Ахура	38.011	0.2051	185.329
424- 1	Уруштенская	Массив Раскол Скала (р.Белая)	37.400	0.1935	193.290
438- 11	Карабаглярская (<i>Lytophiceras medium</i> , низы)	Карабагляр- 2	37.210	0.1820	204.255
438- 9	— " —	— " —	37.861	0.1920	197.055
518- 2a	— " —	— " —	38.200	0.2191	174.300
518- 2	— " —	— " —	38.120	0.2168	175.830
428- 4	— " —	Веди - 2	37.400	0.1934	193.290
525- 6	— " —	Огбин	38.012	0.2231	170.380
441- 2	Карабаглярская (<i>Lytophiceras medium</i> , верхи)	— " —	37.121	0.1852	200.340
441- 3	— " —	— " —	37.017	0.1753	211.080
517- 5	Карабаглярская (<i>Gyronites</i> , низы)	Авуш	37.786	0.2189	172.617
438- 15	Карабаглярская (<i>Gyronites</i> , верхи)	Карабагляр - 2	37.353	0.1870	199.305

установлены в 0,55 м выше подошвы формации Фэйсяньгуань (слои с *Claraia griebachi*), в заведомо индских отложениях. Судя по литературным данным [47,51], в разрезе Мейшан, предлагаемом в качестве стратотипа границы перми и триаса, минимальный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ (-6,0‰) приходится на нижний 6-см интервал слоя 27 (mixed bed 2) формации Инькэн (Цинлун), общая мощность которого 16 см. Непосредственно выше этой части слоя обнаружены конодонты *Hindeodus parvus* (Kozur et Pjatakova) принимаемые в качестве индекса базальных слоев триаса [51]. В подстилающих слоях 26 и 25 (mixed bed) той же формации Инькэн значения $\delta^{13}\text{C}$ колеблются около нуля, в верхней же части более древней формации Чансин они значительно выше (достигают +2‰) [51]. Иридий и другие элементы распределены в пограничных слоях перми и триаса крайне неравномерно (существование здесь иридиевой аномалии не подтверждается). Небольшой иридиевый пик обнаружен лишь в интервале 1 см прикровельной части слоя 26 [47,51].

В Закавказском пермо-триасе наиболее низкое содержание тяжелых изотопов кислорода обнаружено в нижней части индских слоев с *Lytophiceras medium* (значения $\delta^{13}\text{C}$ колеблются от -0,1 до +0,1‰), в верхней их части $\delta^{13}\text{C}$ = 0,5-0,8‰. Пограничные слои перми и триаса демонстрируют здесь лишь низкий уровень содержания иридия (0,004-0,039 ppm); наиболее заметный его пик в разрезе Советошен установлен примерно в 10 см ниже подошвы водорослевых известняков [16], что соответствует уровню, где были

встречены последние представители пермских брахиопод (*Haydenella* sp.) зоны *Pleuronodoceras occidentale* [54].

Верхнеджульфинские и дорашамские отложения, а также переходные слои перми и триаса на обширной территории Закавказья окрашены преимущественно в красные цвета (содержат Fe).

В Карнийских Альпах (Гартнеркофель) значение $\delta^{13}\text{C}$ в верхах формации Беллерофон и в низах горизонта Тезеро Верфенской формации составляют +1,0-1,5‰, в верхней части горизонта оно снизилось до -1,0‰ [31]. В пределах нижней пачки (3А) подразделения Маззин Верфенской формации отмечаются три резких спада в содержании тяжелых изотопов углерода. Первый из них ($\delta^{13}\text{C}$ = -1,5‰) располагается в 5 м выше кровли горизонта Тезеро, второй ($\delta^{13}\text{C}$ = -0,6‰) - в 32 м, третий (0,9‰) - в 39 м выше кровли этого горизонта. В вышележащих отложениях Верфенской формации значение $\delta^{13}\text{C}$ достигает 1,3‰ [31].

Повышенное содержание иридия в скважине района Гартнеркофель приходится на два уровня Верфенской формации. Нижний пик (165 ppm) обнаружен в кровле горизонта Тезеро, в 4,5 м ниже слоя с максимально низким значением $\delta^{13}\text{C}$ (-1,5‰). Верхний пик (230 ppm) установлен в слое, расположенном в 40 см выше уровня, характеризующегося третьим низким значением (-0,9‰) $\delta^{13}\text{C}$ [31].

Крайне низкое содержание тяжелых изотопов углерода обнаружено в раковинах позднедорашамских брахиопод формации Кэпп Старостин Западного

Шпицбергена [25] и в пограничных слоях перми и триаса Гренландии [42]. Эти разрезы требуют дальнейшей детализации.

Исходя из приведенных выше данных границу перми и триаса в Южном Китае логичнее всего проводить по подошве слоя 27 (mixed beds) формации Инькэн (Цинлун), в основании которого установлен минимальный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ (-6,0‰), или несколько выше (в 8 см выше подошвы этого слоя), где предполагается первое появление конодонтов *Hindeodus parvus*. В Закавказье она совпадает, видимо, с кровлей зоны *Pleuronodoceras occidentale* [5,54], учитывая приуроченность к ней небольшого пика в содержании иридия и особенности распространения конодонтов *Hindeodus parvus*. Точное определение положения границы перми и триаса в Карнийских Альпах Австрии вызывает некоторое затруднение, учитывая тот факт, что здесь обнаружено несколько уровней, характеризующихся низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и повышенным содержанием иридия и других рассеянных элементов. Можно было бы предполагать положение границы перми и триаса в Альпах в пределах нижней части подразделения Маззин Верфенской формации, где установлено наиболее низкое значение $\delta^{13}\text{C}$ и где, по данным Х.Коцура, отмечается первое появление конодонтов *Hindeodus parvus*, но это противоречит некоторым палеонтологическим материалам, приводимым Х.Б.Шонлаубом [43].

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ СРЕДЫ РУБЕЖА ПЕРМИ И ТРИАСА

Накоплен большой фактический материал, свидетельствующий в пользу того, что высокие содержания тяжелых изотопов углерода в осадках перми являются свидетельством обилия орг. С в океане позднепермского времени, а резкий спад значений $\delta^{13}\text{C}$ в пограничных слоях перми и триаса совпадает с сокращением накопления орг. С и развитием бескислородных условий [2,17,18,25-31,35,37-42,45,51]. Вместе с тем, вопросы, касающиеся климатических изменений в начале триаса, остаются остро дискуссионными.

Существуют два диаметрально противоположных мнения относительно механизма образования больших объемов CO_2 в атмосфере пермо-триаса, вызывающих парниковый эффект, в результате которого повышается температура.

У.Холзер и М.Грушинский с соавторами [17,25,27-31,37-39] объясняют предполагаемую высокую концентрацию CO_2 в атмосфере рубежа перми и триаса массовым окислением больших запасов углерода в условиях регрессии.

Большая группа исследователей [2,21,22,50] придерживается представления о ведущей роли вулканической активности в балансе атмосферного

CO_2 . При этом отдельные ее представители расходятся относительно датировок важнейших климатических событий пермо-триаса. М.И.Будыко [2] предполагает похолодание в конце перми-начале триаса в связи с сокращением объема вулканических пород этого интервала фанерозоя. И.Кэмпбелл с соавторами [21], П.Конэгхэн, С. Шоу и Дж.Виверс [22], напротив, придают большое значение излиянию Сибирских траппов, что, по их мнению, совпадает по времени с уточненной датировкой рубежа перми и триаса (251,2+3,4 млн лет [51]). Это событие, как они полагают, вызвало внедрение пыли и вулканического SO_2 в стратосферу, что привело вначале к кратковременному похолоданию (при низком уровне моря), а затем, в результате парникового эффекта, к длительному потеплению, в условиях трансгрессии.

Р.А.Бернер [18], дискутируя с У.Холзером, М.Грушинским и другими авторами [25,30], объясняет резкое снижение значения $\delta^{13}\text{C}$ в морской воде и в органических карбонатах и концентраций кислорода в атмосфере рубежа перми и триаса в основном за счет аридных условий этого времени, приведших к редукции фотосинтеза на континентах, что существенно сократило поступление органических веществ в океан. Вместе с тем, М.Мэгэриц с соавторами [37,40] обращают внимание на тот факт, что хотя в Техасе и в бассейне Цехштейн Западной Европы высокие содержания тяжелых изотопов углерода и появились в осадках верхней перми задолго до образования эвапоритов, но высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ отмечаются и в карбонатах непосредственно эвапоритовых толщ этих районов.

Для решения проблемы, касающейся температурных условий рубежа перми и триаса, использование наиболее надежного кислородно-изотопного метода не представляется возможным из-за особенностей диагенеза карбонатных органических остатков известных разрезов пограничных слоев перми и триаса и смежных с ними подразделений (по полученным значениям $\delta^{18}\text{C}$ могут быть рассчитаны лишь явно нереальные палеотемпературы [25,52]).

Са-Мг метод, предложенный Т.С.Берлином и А.В.Хабакимовым [1] для определения палеотемператур по карбонатным органическим остаткам или вмещающим их породам, как показали специальные исследования [8,11,14], не может быть использован в предлагаемом виде в силу сложной зависимости Са-Мг отношения в морской воде и в скелете морских организмов от целого ряда факторов физико-химических условий среды. По мнению ряда исследователей [19,23], доломитизация карбонатов, отлагающихся в водах с нормальной соленостью, в какой-то степени связана с трансгрессиями, характеризующимися высоким pCO_2 .

В Закавказье, судя по таксономическому разнообразию пермской биоты, в условиях трансгрессии (и в данном случае, скорее всего, в условиях климатического оптимума) могли накапливаться гнишикские, верхнеарпинские, нижнеджульфинские и некоторые верхнедорашамские (зона *Paratirolites kittli*) карбонаты [52]; именно они, как выяснилось, выделяются на фоне других пород верхнепермского разреза наибольшим содержанием магния.

Исходя из того, что наиболее низкая магнезиальность в разрезе установлена в базальных слоях нижнего триаса (слои с *Lytophicerias medium*), а значительные колебания в Ca-Mg отношении зафиксированы в перекрывающих их слоях с *Gyronites*, можно предполагать, что именно на зональный момент *Lytophicerias medium*, характеризуемый в Закавказье резким спадом содержания тяжелых изотопов углерода в морских водах, приходится наиболее низкий уровень мирового океана конца перми и начала триаса и наибольшее похолодание. С предполагаемой регрессией рубежа перми и триаса можно связывать усиление аридизации климата, наметившейся, судя по развитию эвапоритов в бассейне Цехштейн Западной Европы [36] и в Техасе [37], а также данным по фосфатогенезу [56], в конце джульфинского века и продолжавшейся в индском веке. Яркие выраженные свидетельства развития теплого и влажного климата в начале раннетриасовой эпохи, предполагаемого рядом исследователей [31], мы не имеем. Небольшое проявление бокситов карстового типа в одном из районов Закавказья [3] и продукты коры выветривания (сиаллитовые слои) в Юго-Восточном Памире [13] развиты по породам перми, принадлежность которых к верхним слоям дорашамского яруса не доказана.

Усиливающаяся аридизация климата, вызванная крупнейшей регрессией, и резкое похолодание климата, очевидно, и явились причиной беспрецедентного сокращения численности и таксономического разнообразия основных групп органического мира рубежа перми и триаса, что привело к летальным последствиям большой ряд их представителей (фузулинид, ругоз, продуктид, гониатидов, трилобитов, многих групп земноводных, пресмыкающихся и растений [53] и целых экосистем (например систем рифов). Положение усугубилось резким снижением содержания кислорода в атмосфере и океане в связи с уничтожением значительной части фотосинтезирующих организмов.

Роль засушливого климата в разрабатываемой модели образования позднекептенско-джульфинской углеродно-изотопной аномалии и резкого спада $\delta^{13}\text{C}$ на рубеже перми и триаса не совсем ясна. Но представляется естественным некоторое отставание в изменении изотопного состава морских вод от процес-

са изменения климатических особенностей. Нельзя предполагать также устойчивый характер климата в джульфинско-дорашамское время (могла иметь место частая смена аридных и гумидных условий в конце перми).

Потепление климата после изменений, проявившихся на рубеже перми и триаса, могло наступить в конце зонального момента *Lytophicerias medium* индского века, когда несколько повысилась магнезиальность карбонатов в области Тетис; но заметное увеличение содержания кислорода в водной среде произошло, вероятно, не ранее начала оленекского века. Именно к этому времени смогли восстановить свою былую численность и таксономическое разнообразие аммоноидеи, оказавшиеся в этом отношении прогрессивнее многих других уцелевших групп организмов. Возможно, правы в связи с этим исследователи [21,22], связывающие кратковременное резкое похолодание в начале индского века, сменившееся затем потеплением, с внедрением Сибирских траппов (248 ± 4 млн лет - U/Pb метод, по циркону; $249 \pm 1,6$ млн лет Ag метод, по биотиту [22]). Абсолютный возраст Эмэйшанских базальтов западной части Китая составляет 230-280 млн лет [7], но основная их масса излилась в позднепермское время [50]. Непосредственно в пограничных слоях перми и триаса на обширной территории Южного Китая (провинции Сычуань, Хунань, Гуанси, Фуцзянь, Чжэцзянь, Хубей и др.) [50] и в верхней части дорашамского яруса перми Южного Приморья [55] известны вулканогенные образования (пеплы, туфы) среднего и кислого состава.

The research in this publication was made possible in part by grant № NSV 000 from the International Science Foundation and grant № NSV 300 from the ISF and Russian Government.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берлин Т.С., Хабаков А.В. Результаты определений палеотемператур кальций-магнийным методом по карбонатным органическим остаткам и вмещающим породам // Геохимия. 1974. N 4. С.594-601.
2. Бudyко М.И. Изменение окружающей среды и формирование последовательных фаун // Палеонтол. журн. 1981. N 4. С.3-11.
3. Гулнев Р.Г., Джабранлов М.С., Зейналов М.Б., Шишаков В.Б. Распределение бокситовых пород в северо-восточной части Шарудо-Джульфинского антиклинориума в Малом Кавказе // Докл. АН СССР. 1972. Т.206, N 1, С.163-165.
4. Захаров Ю.Д., Игнатъев А.В., Худоложкин В.О. Стабильные изотопы кислорода и углерода раковин мелпалеогеновых беспозвоночных Сахалина // Изв. Акад. наук СССР. Сер.геол. 1984. Т.2. С.24-34.
5. Захаров Ю.Д., Рыбалка С.В. Эталоны перми и триаса Тетической области // Пробл. биостратиграфии перми и

- триаса СССР/ДВНЦ АН СССР. Владивосток. 1987. С.6-48.
6. Захаров Ю.Д., Павлов А.М. Пермские цефалоподы Приморья и проблема зонального расчленения перми Тетической области // Корреляция пермо-триасовых отложений Востока СССР. Владивосток. 1986. С.5-32.
 7. Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991.
 8. Игнатьев А.В., Краснов Е.В., Романенко И.М. О связи магнетизма раковин мидий с их минералогическим составом, температурами роста и возрастом // Экспериментальная экология морских беспозвоночных. Владивосток. 1976. С.85-86.
 9. Котляр Г.В., Вукс Г.П., Кропачева Г.С., Кушнар Л.В. Находкинский риф и место людяньинского горизонта Южного Приморья в ярусной шкале пермских отложений Тетической области // Пробл. биостратиграфии перми и триаса Востока СССР. Владивосток. 1987. С.54-62.
 10. Котляр Г.В., Кропачева Г.С., Соснина М.И., Пронина Г.П., Чедия И.О. Зональное расчленение верхнепермских отложений Южного Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дал. Востока. Владивосток. 1990. С.104-116.
 11. Краснов Е.В., Позднякова Л.А. Кальций-магниевый метод в морской биологии. М.: Наука, 1982.
 12. Мовшович Е.В. Первые конодоты СССР и проблемы корреляции перми Лавразии // Корреляция пермо-триасовых отложений Востока СССР. Владивосток. 1986. С.33-49.
 13. Позднепермский этап эволюции органического мира. Джульфинский и дорашамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1983.
 14. Позднякова Л.А. Кальций и магний скелетных карбонатов морских беспозвоночных как индикаторы условий их роста. Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук Владивосток. 1982.
 15. Aharon P., Schidlovski M., Singh I., Chronostratigraphic markers in the end-Precambrian carbon isotope record of the lesser Himalaya// Nature. 1987. V.327, N6124. P.699-702.
 16. Alekseev A.S., Barsukova L.D., Kolesov G.M., Nazarov M.A., Grigoryan A.G. The Permian-Triassic boundary event: geochemical investigation of the Transcaucasia section// Lunar Planet. Sci. 1983. V.14. P.7-8.
 17. Baud A.M., Magaritz M., Holser W.T. Permian-Triassic of the Tethys: carbon isotope stratigraphy// Rundschau. 1989. V.78. P.649-677.
 18. Berner L.A. Drying, O₂ and mass extinction// Nature. 1989. V.340. N6235. P.603-604.
 19. Boeckelmann K., Magaritz M. The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 core (Carnic Alps, Austria): dolomitization of the Permian-Triassic sequence// Abhandl. Geol. Bundesanstalt. 1991. Bd.45. S 61-68.
 20. Brasier M.D., Magaritz M., Corfield R., Luo Huilin, Wu Xiche, Ouyang Lin, Jiang Zhiweng, Hamadi B., He Tinggui. The carbon- and oxygen-isotope record of the Precambrian-Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation// Geol.Mag. 1990. V.127, N4. P.319-322.
 21. Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.I., Stepanov V. Synchronism of the Siberian Traps and Permian-Triassic boundary// Science. 1992. V.258. P.1760-1763.
 22. Canaghan P.J., Shaw S.E., Veivers J.J. Sedimentary evidence of the Permian/Triassic global crisis induced by the Siberian hotspot// Canad. Soc. Petrol. Geol. 1994. Mem.17. P.785-795.
 23. Given R.K., Wilkinson B.H. Dolomite abundance and stratigraphic age constrates on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation// J. Sed. Petrol. 1987. V.57. P.1068-1078.
 24. Glenister B.F., Boyd D.W., Furnish W.M. et al. The Guadalupian: proposed international standard for a Middle Permian series// Intern. Geology Review. 1992. V.34, N 9. P.857-888.
 25. Gruszczynski M., Halas S., Hoffman A., Malkowski K. A brachiopod calcide of the oceanic carbon and oxygen isotope shifts at the Permian/Triassic transition// Nature. 1989. V.337, N6202. P.64-68.
 26. Hallam A. The earliest Triassic as an anoxic event, and its relationship to the end-Palaeozoic mass extinction// Canad. Soc. Petrol. Geol. 1994. Mem.17. P.797-804.
 27. Holser W.T. Gradual and abrupt shifts in ocean chemistry during Phanerozoic time// Patterns of Change in Earth Evolution. Berlin, Heidelberg New York, Tokyo: Springer-Verlag 1994. S.123-143.
 28. Holser W., Magaritz M. The Late Permian carbon isotope anomaly in the Bellerophon basin, Carnic and Dolomite Alps// Jb. Geol. Bundesanstalt. 1985. Bd.128. H.1 S.75-82.
 29. Holser W.T., Magaritz M., Clark D.L. Carbon isotope stratigraphic correlations in the Late Permian// Amer. J. Sci. 1986. V.286. P.390-402.
 30. Holser W.T., Schonlaub H.-P., Boeckelmann K., Magaritz M. The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 core: synthesis and conclusions// Abhandl. Geol. Bundesanstalt. 1991. Bd.45. S.213-232.
 31. Holser W.T., Schonlaub H.P., Attrep M. et al. A unique geochemical record at the Permian-Triassic boundary// Nature. 1989. V.337, N6202. P.39-44.
 32. Irwin H., Curtis C., Coleman M. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic rich sediments// Nature. 1977. V.262. P.209-213.
 33. Koltjar G.V., Belyaeva G.V., Kiselsva A.V. et al. Nakhodka reef// A field guide to the Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific bio- and geological events. Vladivostok, 1992. P.59-62.
 34. Kozur H. The correlation of the Zechstein with the marine standard// Int. Symp. Zechstein 1987, Abstracts Bochum, 1987. P.58-59.
 35. Kozur H. The Permian/Triassic boundary and possible causes of the faunal changes near the P/T boundary// Permophiles. 1994. N24. P.51-54.
 36. Kulick J., Paul J. Zur stratigraphic und Nomenclatur des Zechsteins, Glossar. Stratigraphy and nomenclature of the Zechstein// Zechstein 87. Int. Exkursionfuhrer II. Wiesbaden, 1989. S.9-18.
 37. Magaritz M., Anderson R.Y., Holser W.T. et al. Isotope shifts in the Late Permian of the Delaware basin, Texas, precisely timed by varved sediments// Earth and Planetary Science Letters. 1983. V.66. P.111-124.

38. Magaritz M., Bar R., Baud A., Holser W.T. The carbon isotope shift at the Permian/Triassic boundary in the southern Alps is gradual// *Nature*. 1988. V.331, N6154. P.337-339.
39. Magaritz M., Holser W.T. The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-I core (Carnic Alps, Austria): carbon and oxygen isotope variation// *Abhandl.Geol.Bundesanstalt*. 1991. Bd.45. S.149-163.
40. Magaritz M., Turner P., Kading K.-Ch. Carbon isotopic change at the base of the Upper Permian Zechstein sequence// *Geol. Jb.* 1981. Bd.16. S.243-254.
41. Magaritz M., Turner P. Carbon cycle changes of the Zechstein Sea: isotopic transition zone in the Marl Slate// *Nature*. 1982. V.297, N5865. P.389-390.
42. Oberhansli H., Hsu K.J. Piasecki S., Weissert H. Carbon isotope anomaly in Greenland and in the southern Alps// *Historical Biology*. 1989. N2. P.37-49.
43. Shonlaub H.P. The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-I core (Carnic Alps, Austria): conodont biostratigraphy// *Abhandl.Geol.Bundesanstalt*. 1991. Bd.45. P.79-98.
44. The final conference on Permo-Triassic events of East Tethys region and their intercontinental correlation// China IGCP National Committee. Beijing, 1987.
45. Wignall P.B., Hallam A. Griesbachian (Earliest Triassic) palaeoenvironmental changes in the Salt Range, Pakistan and southeast China and their bearing on the Permo-Triassic mass extinctions// *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1993. V.102. P.215-237.
46. Xu Daoyi, Zhang Qinwen, Sun Yiyin. Mass extinction. A fundamental indicator for major natural division of geological history// *Acta Geol. sin.* 1988. V.1, N1. P.1-12.
47. Xu D.Y., Yang Z. Carbon isotope and iridium event markers near the Permian-Triassic boundary in the Meishang section, Zhejiang Province, China// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1993. V.104. P.171-176.
48. Yang Zunyi, Lian-Pang Ye. Carbon isotope event markers near the K/T boundary at Shanshan section, Kingjiang, China// 29th Int.Geol.Congr., Kyoto.Abstr. Kyoto, 1992. Vol.1. P.236.
49. Yang Zunyi, Li Zishun. Permo-Triassic boundary relation in south China// *Permo-Triassic events in the Eastern Tethys. World and regional geology 2*. Cambridge Univ. Press. 1992. P. 9-20.
50. Yin Hongfu, Huang Siji, Zhang Kexing et al. The effects of volcanism on the Permo-Triassic mass extinction in South China// *Permo-Triassic events in the Eastern Tethys. World regional geology 2*. Cambridge, New York, Port Chester, Melbourn, Sydney: Cambridge Univ.Press, 1992. P.146-157.
51. Yin Hongfu, Wu Shunbao, Din Meihua et al. The Meishang section candidate of the global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary (PTB)// *Albertiana*. 1994. N14. P.15-31.
52. Zakharov Y.D. Palaeosuccessions and the basic factors of syngeneses during the time of the Permian-Triassic boundary// *Sitzber.osterr.Akad.Wiss. (mathnatw. Kl,Abt.I)*. 1983. V.192/1-4. S.37-58.
53. Zakharov Y.D. Macroevolution and the major boundaries in the Phanerozoic// *Eclogae geol.Helv.* 1986. V.71, N1. P.227-235.
54. Zakharov Y.D. The Permian-Triassic boundary in the southern and eastern USSR and its international correlation// *Permo-Triassic events in the Eastern Tethys. World and regional Geology 2*. Cambridge, New York, Port Chester, Melbourn, Sydney: Cambridge Univ.Press, 1992. P.46-55.
55. Zakharov Y.D., Oleinikov A.V. New data on the problem of the Permian-Triassic boundary in the Far East// *Can.Soc. Petrol.* 1994. Mem.17. P.845-856.
56. Zakharov Y.D., Shkolnik E.L. Permian-Triassic cephalopod facies and global phosphatogenesis// *Mem.Geol. (Lausanne)*. 1994. N22. P.171-182.

Поступила в редакцию 20 марта 1995 г.

Yu.D. Zakharov, A.V. Ignatiev, G. V. Kotlyar, N. G. Ukhaneva, A. K. Cherbadzhy

Stable carbon isotopes and Permian/Triassic Ca - Mg carbonate relations and mass organisms extinction

Data on the Upper Permian and Lower Indian carbon isotopes permit to reveal two major environmental changes being significantly traced in the biosphere evolution. Late Capitanian - Dzhulfian event fixed by anomalously high value of carbons $\delta^{13}\text{C}$ (up to 4.1 - 7.5%) in Eurasia (Zekstein, Alpien region, South Primorye, Spitsbergen (?)) and North America (Texas) is explained by high content of C-bearing organisms in the ocean of that time that was probably related to high biota productivity in the conditions of the predominantly warm humid climate. A sharp decrease in heavy carbon isotopes content at the basement of the Indian stage followed by essential lowering of the Tethian carbon magnesiumity should be contributed to rapid reduction of photosynthesis on the continents due to cold arid climate and considerable decreasing the biologic sea productivity in the conditions of regression and increasing anoxic events. The suggested short-term cooling occurred in the *Litophiceras medium* of the Indian stage and replaced by warming, were caused by volcanic processes manifested at the Permian/Triassic boundary.

РАДИОЛЯРИЕВАЯ БИОСТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА
РОССИИ*В.С.Вишневская, Н.И.Филатова**Институт литосферы РАН, г.Москва*

В статье доказана высокая перспективность применения радиоляриевых методов. На его основе в ранее слабо датированных ранне-среднемезозойских образованиях удалось выявить десять комплексов радиолярий следующих возрастных интервалов: 1) среднетриасовый, 2) поздне триасовый, 3) геттанг-синемюрский, 4) плинсбах-раннебайосский, 5) позднебайос-раннебатский, 6) позднебат-келловейский, 7) позднекелловей (?) - среднетитонский, 8) познетитон-берриасский, 9) позднеберриас-средневаланжинский, 10) поздневаланжин-готеривский. Выявление этих разновозрастных комплексов радиолярий позволило не только провести детальное стратиграфическое расчленение среднемезозойских образований, но и осуществить корреляцию на площади Анадырско-Корякского региона отдельных частей их разреза, тектонически разобнесенных или, напротив, тектонически совмещенных.

ВВЕДЕНИЕ

Завершение на Северо-Востоке России крупномасштабного картирования и поисковых работ все настоятельнее требует создания провинциальных зональных шкал или схем для расчленения мезозойских вулканогенно-кремнистых толщ по общепризнанным парастратиграфическим группам. При этих исследованиях важно не только датировать конкретные толщи, но и провести их корреляцию в пределах региона. Без такого рода исследований невозможно осуществить сколько-нибудь убедительные палеотектонические и палеогеодинамические реконструкции северо-западного континентального обрамления Тихого океана, многочисленные варианты которых предлагаются в последнее время [7,8,16,17].

В мезозойских вулканогенно-кремнистых отложениях Северо-Востока России одной из наиболее широко распространенных и быстро эволюционирующих групп фауны является кремневая микрофауна, а именно - радиолярии. Мезозойские радиолярии на северо-востоке нашей страны были обнаружены еще в 20-е годы [19]. Начиная с 50-х годов, они привлекают все большее внимание не только палеонтологов, но и геологов-съемщиков и тектонистов, ведущих геологические изыскания на Северо-Востоке России.

Впервые расчленить меловые отложения Северо-Востока нашей страны по радиоляриям предприняла попытку Р.Х.Липман [14]. С конца 50-х годов в эту работу включился А.И.Жамойда. К 70-м годам А.И.Жамойда и Р.А.Липман [9] выделили три самостоятельных радиоляриевых комплекса: койвэрэланский, пекульнейский, нижнемеловой и впервые привели их фотографии по шлифам.

В конце 70-х годов Л.И.Казинцова [11] переопределила по шлифам койвэрэланский радиоляриевый комплекс. В начале 80-х Н.Ю.Брагин и В.С.Вишневская [7,8,10] установили в этом районе триасовые и верхнеюрские-нижнемеловые или кимеридж-готеривские радиолярии, а Б.Б.Назаров - палеозойские. И.Е.Пральниковой [15] в этом регионе обнаружены комплексы радиолярий поздневаланжинско-готеривского и готерив-раннебарремского возраста. В конце 80-х В.С.Вишневская опубликовала фотографические изображения в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) ранне-среднеюрских [3] и позднеюрских-раннемеловых [3,5] объемных форм радиолярий из бассейнов рек Майн, Койвэрэлан, Ваега, Хайидин, Эльгевая и др., что сделало возможным проведение надежной корреляции радиоляриевых комплексов Северо-Востока с комплексами других регионов. В последние годы нами [4] предложено более детальное расчленение по радиоляриям отложений раннего-среднего мезозоя Корякского нагорья (табл.1).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу наших исследований было положено два главных принципа. Во-первых, детальное геологическое картирование многочисленных узловых участков Северо-Востока (Анадырско-Корякский регион) в масштабе 1:50000 с послойным отбором проб на радиоляриевый анализ и последующей расшифровкой тектонической структуры мезозойских образований. Во-вторых, выделение объемных форм радиолярий из породы с помощью фтористоводородной и других кислот, а затем дальнейшее исследование их под биноклем и фотографирование характерных и руководящих видов в сканирующем электронном микроскопе, при помощи которого проводилось заключительное изучение радиолярий.

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>P. media</i>						?									
<i>P. profunda</i>							—	—							
<i>P. cf. elegans</i>							—	—							
<i>P. ex. gr. khabakovi</i>							—	—							
<i>P. schoolhousensis</i>							—	—							
<i>P. sodaensis</i>							—	—							
<i>P. vera</i>							—	—							
<i>P. aff. boesii</i>							—	—							
<i>Podobursa helvetica</i>							—	—							
<i>Ristola decora</i>							—	—							
<i>Hsuum maxwelli</i>							—	—							
<i>H. cuestaensis</i>							—	—							
<i>H. obispoensis</i>							—	—							
<i>Napora pyramidalis</i>							—	—							
<i>N. deweveri</i>							—	—							
<i>Ristola altissima</i>							—	—							
<i>R. procera</i>							—	—							
<i>Parvicingula blowi</i>							—	—							
<i>Parvicingula hsui</i>							—	—							
<i>Eusyringium anglicum</i>							—	—							
<i>Mirifusus guadalupensis</i>							—	—							
<i>M. fragilis</i>							—	—							
<i>M. mediodilatatus</i>							—	—							
<i>Dibolachras chandrica</i>							—	—							
<i>D. tythopora</i>							—	—							
<i>Podobursa tricola</i>							—	—							
<i>P. fichli</i>							—	—							
<i>P. spinosa</i>							—	—							
<i>Thanarla broweri</i>							—	—							
<i>T. pulchra</i>							—	—							
<i>Spongocapsula palmerae</i>							—	—							
<i>S. perampla</i>							—	—							
<i>Syringocapsa lucifer</i>							—	—							
<i>Acanthocircus dicranacanthos</i>							—	—							
<i>Pantanellium fisheri</i>							—	—							
<i>Bernoullium cristatus</i>							—	—							
<i>Emiluvia premyogii</i>							—	—							
<i>E. salensis</i>							—	—							
<i>Milax flexuosus</i>							—	—							
<i>M. alienus</i>							—	—							
<i>M. inflatus</i>							—	—							
<i>Pseudocrucella magna</i>							—	—							
<i>P. plana</i>							—	—							
<i>Chitonastrum tricuspidatum</i>							—	—							
<i>P. venadoensis</i>							—	—							
<i>Paronaella mulleri</i>							—	—							
<i>P. pessagnoii</i>							—	—							
<i>P. venusta</i>							—	—							
<i>P. worzeli</i>							—	—							
<i>Triactoma blakei</i>							—	—							
<i>T. echiodes</i>							—	—							
<i>T. cornuta</i>							—	—							
<i>T. tithonianum</i>							—	—							
<i>T. jonesi</i>							—	—							
<i>Orbiculiforma multifora</i>							—	—							
<i>Spongosaturnalis suboblongus</i>							—	—							
<i>S. protoformis</i>							—	—							
<i>Mirifusus hunni</i>							—	—							
<i>Parvicingula citae</i>							—	—							
<i>P.? chimenaensis</i>							—	—							
<i>Napora lospensis</i>							—	—							
<i>Zhamoidellum ventricosum</i>							—	—							

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Z. ovum</i>															
<i>Williriedelum salumicum</i>															
<i>Mirifusus baileyi</i>															
<i>Parvicingula cosmoconica</i>															
<i>Ristola cretacea</i>															
<i>R. jonesi</i>															
<i>Podocapsa amphipteriata</i>															
<i>Emiluvia orea</i>															
<i>Archaeodictyomitra excellens</i>															
<i>Ditrabs sansalvadorensis</i>															
<i>Pantanellium berriasianum</i>															
<i>P. lanceola</i>															
<i>P. riedeli</i>															
<i>Alievium helenae</i>															
<i>Acaeniotyle diaphorogona</i>															
<i>Cecrops septemporatus</i>															
<i>Podobursa polilophia</i>															
<i>P. triacantha</i>															
<i>Mirifusus mediodilatata minor</i>															
<i>Xitus clivosa</i>															
<i>X. alievi</i>															
<i>X. spicularius</i>															
<i>Thanarla elegantissima</i>															
<i>Parvicingula ananassa</i>															
<i>Pseudodictyomitra? leptoconica</i>															
<i>P. depressa</i>															
<i>P. carpartica</i>															
<i>S. cribata</i>															
<i>Stichocapsa arca</i>															
<i>Stichocapsa conosphaeroides</i>															
<i>Sethocapsa leiostraca</i>															
<i>Sethocapsa trachyostraca</i>															
<i>S. uterculus</i>															
<i>C. cetia</i>															
<i>Thanarla conica</i>															
<i>Pseudocrucella procera</i>															
<i>Crolanium precuneatum</i>															
<i>Eucyrtis temuis</i>															
<i>Pantanellium squinaboli</i>															

Именно этот подход позволил выявить существенно новые данные о возрасте рассматриваемых вулканогенно-кремнистых образований.

В результате выполненных исследований установлено, что по разрезам радиолярии сгруппированы в разновозрастные комплексы, отличающиеся систематическим и количественным составом. На их основе выделены слои с микрофауной, охватывающие определенные возрастные интервалы. В процессе детальных монографических исследований и обобщения всех имеющихся материалов по Северо-Восточному региону для юры-мела установлены местные микрофаунистические подразделения [4]. В основу выделения возрастных подразделений положены широко распространенные комплексы, различия в составе которых обусловлены как разнообразием условий существования, так и филогенезами отдельных представителей радиолярий. Нижние границы зон установлены

преимущественно по первому появлению новых семейств, родов и видов, а верхние - по вымиранию тех или иных таксонов. Таким образом, возрастной комплекс - это группа сосуществующих видов радиолярий, заключенная в конкретных слоях. Для всех интервалов разреза, охарактеризованных выделенными разновозрастными микрофаунистическими комплексами, в соответствии с требованиями стратиграфического кодекса указаны виды-индексы, типовые разрезы, номенклатура, литологическая характеристика, мощность, границы, распространение и корреляция с другими стратиграфическими подразделениями. Выделенные комплексы сопоставлены не только с разновозрастными из данного региона, но и предпринята попытка скоррелировать их с комплексами других регионов (таблица 1,2).

Корреляция предложенных среднемезозойских радиоляриевых интервалов с существующими шкалами

Возраст	Vaumgartner, 1987	Aita, 1987	Тихомирова, 1987	Vishnevskaya, 1988, 1994	Aita, 1987	Matsuoka, Yao, 1985	Pessagno, Mizutani, 1990	Pessagno, et al., 1987, 1990	Murchey, 1984	Тихомирова, 1986, 1987	Виншевская, 1988, 1994	Schaaf, 1986; Matsuoka, 1991, 1992	Sanfilippo, 1974; Foreman, 1977			
	Тетис		Карпаты	Кавказ	Япония			Северная Америка			Дальний Восток России	Северо-Восток России	Тихий океан	Атлантика и Пацифика		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
K ₁	al			<i>H. barbui</i> - <i>A. stocki</i>												
				<i>P. pseudomacrocephala</i> - <i>H. barbui</i>												<i>P. pseudomacrocephala</i>
	a			<i>L. elegantissima</i> - <i>E. tenuis</i>	<i>A. umbilicata</i> - <i>T. conica</i>								<i>C. pythiae</i>		<i>S. zamoraensis</i>	<i>A. umbilicata</i> - <i>A. cortinaensis</i>
					<i>C. pythiae</i> - <i>X. alievi</i>										<i>A. similis</i>	
	b			?											<i>C. pythiae</i>	<i>E. tenuis</i>
	h				<i>C. septemporatus</i> - <i>S. trachyostraca</i>	<i>C. septemporatus</i> - <i>S. uterchilus</i>									<i>M. chenodes</i> - <i>S. trachyostraca</i>	<i>D. tythopora</i>
v	E ₂	<i>S. septemporatus</i>			5C											
		E ₁	<i>D. sansalvadorensis</i>	<i>D. clivosa</i> - <i>D. cosmoconica</i>	<i>P. polylophila</i> - <i>P. cosmoconica</i>	<i>D. sansalvadorensis</i>						<i>D. carpatica</i> - <i>P. (?) cosmoconica</i>			<i>C. septemporatus</i>	
bs	D													<i>M. bailayi</i> - <i>P. khabakovi</i>	<i>P. carpatica</i>	<i>S. lanceola</i>

Виншевская, Филатова

		D		D. sansalvadosis		A. dicranacanthos - E. khabakovi - T. bicornispinosa - T. armenica		T. tithonianum - R. altissima		D. sansalvadosis		P. primitiva		4		E. khabakovi - P. altissima		P. primitiva		S. lanceola	
J ₃		C ₂		S. cetia		N. deveveri - P. helvetica		M. guadalupensis - M. fragilis		S. cetia		C. carpatica		3		P. helvetica - M. guadalupensis		C. carpatica			
J ₃		C ₁		P. amphitrepiera		M. rakhoven- sis - A. cf. crassa		H. mayvelli - G. carpatica		Z. mikanense		C. carpatica		2		G. sakawa- ensis - M. guadalupensis		M. fragilis - M. guadalupensis			
J ₂		B		P. hippo- dertosis				H. mayvelli - G. carpatica		F. hippo- dertosis		T. conexa		2		G. sakawa- ensis - L. (?) mudata		P. vera - R. turpicula			
J ₂		A ₂		A. tsi- noensis				H. mayvelli - G. carpatica		A. tsi- noensis		T. conexa		2		D. conoformis - S. lecta		T. conexa			
J ₂		?						R. turpicula - H. lupheri		Ar. mirabilis		T. plicarum		?		G. oblonga - T. conexa		B. maudense			
J ₁								T. medium		G. mudata				1A		T. (?) fusifor- mis - T. pli- carum		T. plicarum			
J ₁								L. officinense sp. - E. hungaricus		E. unamaense		L. juras- sicum		1A		U. tunicum		L. jurassicum			
J ₁								P. cruciferum - T. elkhor- nensis		Ar. mirabilis		L. juras- sicum		01		B. modestum - D. sp.		A. pachy- derma + Parahsum sp. C.			
J ₁										T. tetragona		P. simplicium		02		K. (?) cf. bicornis - L. stichotica		P. simplicium			
J ₁										O. magnilobosa		P. simplicium		03				Archeocyrtum sp. - Arche- tyrum sp.			
J ₁										E. unamaense		P. simplicium		04							
J ₁												P. simplicium		05							

КОМПЛЕКСЫ РАДИОЛЯРИЙ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В данной статье более подробно освещены стратиграфические подразделения пекульнейвеемской, тополеводской и чирынайской "серий", возраст которых в настоящее время является предметом постоянных дискуссий [12, 16, 17].

Ранее большинством исследователей возраст этих "серий" рассматривался как позднеюрско-раннемеловой или титон-неокомский. Единичным находкам раннесреднеюрских радиолярий в бассейне р. Эльгеваем в поле развития вышеперечисленных "серий", несмотря на их хорошую фотодокументированность, удовлетворительную сохранность и богатую таксономическую представительность [3], не придавалось никакого значения. Возможно нежелание давать какую-либо интерпретацию этим данным вызвано общим постоянным недоверием к радиоляриям, которые многими советскими специалистами консервативно продолжали изучаться в шлифах. С.Д.Соколов [7, 8, 16], описывая систему покровов Корякского нагорья, выделяет пекульнейвеемский и чирынайский структурно-вещественные комплексы верхней юры - нижнего мела, объединяющие вулканогенно-кремнисто-граувакковые отложения. Кроме того, С.Д.Соколов [16] доказывает присутствие в Корякии экзотических толщ - глубоководных океанических кремнистых и вулканогенно-кремнистых отложений, содержащих экзотические блоки мелководных известняков, вулканитов, плагногранитов, кремней, "накопление которых происходило в тропических широтах, в области, подвергшейся деструкции в связи с раскрытием субширотного океана Мезотетис".

На Государственной геологической карте масштаба 1:200000 [6] возраст пекульнейвеемской свиты принят позднекимеридж-готеривским на основе комплекса радиолярий и находок макрофауны (бухий, иноцерамов) [18]. Согласно выделенным Н.Ю.Брагиным [10] из этой свиты позднекимеридж-раннетитонскому (*Acanthocircus variabilis* Squinabol, *Crusella corralitosensis* Pessagno, *Tripociclia jonesi* Pessagno) и валанжин-готеривскому (*Praeconocaryomma* aff. *uhlenensis* Pessagno, *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida)) радиоляриевым комплексам она была подразделена на две подсвиты. В.С.Вишневской [3, 4] показано присутствие в составе этих свит плинсбах-оксфордских образований. В.Т.Крымсалова [12], проводившая дальнейшее изучение радиолярий из пекульнейвеемской свиты междуречья Талаяин-Правый Талаяин, пересмотрела ее состав и возраст, выделив самостоятельные толщи: талаяинскую (байоскелловой), зучувьткнскую (кимеридж-ранний титон) и кэптчакыльскую (берриас-готерив).

Изучение радиолярий в бассейне р. Пикасьваем в поле развития так называемой "чирынайской серии титон-неокома" также показало присутствие разновозрастных комплексов юры и мела [7, 8]. Указания о возможном нахождении более древних комплексов радиолярий (ранняя? - средняя юра) в нижнечирынайском комплексе приводились и ранее [7].

Также отмечалось, что известный в литературе [8] сводный разрез чирынайской серии не имеет стратиграфической последовательности, а состоит из тектонически совмещенных блоков [16].

В последнее время появилось значительное число находок триасовых и ранне-среднеюрских радиолярий в поле развития верхнеюрско-раннемеловых вулканогенно-кремнистых толщ Центральной Корякии [2, 4].

Верхнетриасовый возрастной интервал включает две в целом синхронные, но разнофациальные толщи, распространенные в восточной части Койвэрэланско-Майницкой зоны и в Пикасьваемской зоне. Вследствие интенсивной тектонической нарушенности (превышающей степень изменения более молодых, среднемезозойских образований) и фрагментарности выходов не удалось детально изучить разрезы этих самых древних нижнемезозойских толщ и проследить изменение их фациального состава.

В верховьях р. Пикасьваем в толще (60-100 м) серых кремней, пересланяющихся с темными до черных кремнистыми аргиллитами (1-5 см), реже туфопесчаниками (прослой мощностью до 10-15 см) определены радиолярии: *Arhaeospongoprimum helictum* Nakaseko et Nishimura, *A. tenue* Nak. et Nish., *A. japonicum* Nak. et Nish., *A. compactum* Nak. et Nish., *Eptingium* Dumitrica, *Pentactinocarpus ? tetracanthus* Dumitrica, *Staurodorax dercourtii* De Wever, *Pantanelium silberlingi* Pessagno, *Capnodoce sarisa* De Wever, *Triassocampe deweveri* Nak. et Nish., *Yeharaita annulata* Nak. et Nish., *Y. japonica* Nak. et Nish., *Y. elegans* Nak. et Nish., *Xiphotheca* sp., однозначно указывающие на средне-позднетриасовый возраст.

Сходный по возрасту комплекс определен в хр. Кэнкэрэн и в отдельных блоках из меланжа в бассейне р. Эльгеваем.

Раннеюрская толща широкой, ограниченной сдвигами полосой северо-восточной ориентировки протягивается из бассейна р. Чирынай в верховьях р. Мал. Научирынай. Основная площадь ее выходов располагается в правобережье р. Эльгеваем. Несмотря на интенсивную нарушенность сдвигами и надвигами, эта толща заметно отличается от других отложений рассматриваемого региона и уверенно картируется при полевых работах. Ранее большая часть этой толщи рассматривалась в качестве эльгеваемского структурно-вещественного комплекса позднеюрско-неокомского возраста внешнего склона островной дуги.

Однако к этому же комплексу были отнесены туффи-то-терригенные отложения, по нашим данным, действительно имеющие позднеюрский-неокомский возраст.

Раннеюрская толща сложно по надвигам контактирует с гипербазитами. Мощность этой толщи не менее первых сотен метров. Сложена она чередующимися серыми и черными кремнями, черными мелкозернистыми песчаниками, серыми кремнистыми алевролитами и подчиненными прослоями красных яшм. Мощность отдельных прослоев - первые сантиметры, редко десятки сантиметров. Породы интенсивно катаклазированы, многочисленные трещины заполнены халцедоном. Песчаники и алевролиты рассматриваемой толщи имеют субаркозовый состав. Преобладающий состав обломков (обычно они угловатые и угловато-окатанные) - плагиоклазы, кварц, плагиограниты, риолиты, дациты, андезидациты, яшмы, кремни, редко - пироксены, базальты, песчаники, алевролиты. Биотит в этих породах практически отсутствует (чем они резко отличаются от субаркозовых альб-верхнемеловых терригенных пород).

В кремнях и яшмах рассматриваемой толщи (см. рис. 1*, табл. 3) обнаружены плохой сохранности радиолярии (разрез 27 обр. ДН 1140/2) начала ранней юры: *Acanthocircus breviaculiatu*s Donofrio et Mostler, *Triactoma sp. cf. acythus* De Wever, *Protopsium sp.*, широко распространенные в Средиземноморской провинции (Армения, Азербайджан, Турция).

Синхронная по возрасту толща в небольших тектонических блоках (где видимая ее мощность не превышает первых десятков м) вскрывается на многих участках правобережья р. Эльгеваем, а также на северном и южном склонах г. Средней и в левобережье р. Научирынай. Наиболее мощные пластины этой толщи расположены на северном склоне г. Средней. Здесь в сложном тектоническом чередовании вскрывается толща, состоящая из переслаивающихся щелочных высокотитанистых базальтов типа WPB (мощностью 0,5-2 м) и красных яшм. Местами присутствуют пачки серых перекристаллизованных известняков (доли м и первые м). Вследствие зеленой окраски базальтов (усиленной пропилизацией) и сургучно-красного цвета яшм толща имеет пестрый зелено-фиолетовый облик и обычно хорошо выделяется на местности. Породы "средненской" толщи подвержены интенсивному метаморфизму, милонити-

зации и катаклазу. Нередко указанные выше разности превращены в чередующиеся изумрудно-зеленые и красные сланцы.

В яшмах (разрез 27, обр. ДН III/6) определены радиолярии: *Saitoum keki* De Wever, *Parvicingula ? grantensis* Pessagno et Whalen, *Parahsnum simplum* Yao, *Multimonilis sp.* В. Yeh, указывающие на геттанг-синемюрский возраст слоев.

Раннеюрский комплекс радиолярий бассейна р. Эльгеваем отличается бедностью состава. По характерным видам он обнаруживает сходство как с одновозрастным северо-американским из олистолигов кремнистых пород, описанных из штата Орегон [21], так и японским [23], несколько в меньшей мере - со средиземноморским [22].

В яшмах из нижележащей тектонической пластины (разрез 27, обр. ДН 1079/1) определены: *Zartus sp.*, *Paleosaturnalis sp. A.*, *Pantanellium ? inornatum* Pessagno et Poisson, *Canoptum? cf. rugosum* Pessagno et Poisson, *Saitoum cf. keki* De Wever, *Bipedis sp.*, *Parahsnum simplum* Yao, *Katroma cf. triangularis* Kishida et Hisada, *Katroma neagui* Pessagno et Poisson, также указывающие на геттанг-синемюрский возраст.

Наиболее полный разрез (табл. 4) низов средней юры сохранился в правобережье р. Талякаурухын [5]. Здесь в серии сближенных надвигов вскрываются бордовые известковистые и туффиговые яшмы и кремнистые алевролиты, в которых обнаружены радиолярии плинсбаха-тоара, возможно включая начала средней юры - аалена-раннего байоса (разрез 17, обр. Л 152): *Laxtorum? jurassicum* Isozaki et Matsuda, *Eucirtidium ex. gr. elementarius* Carter, *Parahsnum sp.*, *Foremanina sp.*

Гипсометрически ниже в наклонной (60°) на север пластине, налегающей на альб-верхнемеловые отложения, снизу вверх располагаются:

1. Серые известняки видимой мощностью 3 м.
2. Серые кремни брекчированные (20 м), содержащие радиолярии байоса-бата (Л 152/3): *Pantanellium cf. foveatum* Mizutani et Kido, *Turanta cf. ancoriformis* Pessagno, *Parvicingula cf. inornata* Blome.
3. Коричневые известковистые, с примесью вулканического пепла яшмы (7 м) с радиоляриями поздней юры (Л 152/2): *Parvicingula cf. khabakovi* (Zhamoida), *P. hsui* Pessagno, *Archaeodictyomitra ? apiara* Rust., *Hsuum cf. mirabundum* Pessagno et Whalen, *Stichocapsa ? cetia* Foreman, *Zhamoidellum mikamense* Aita (см. табл. 4). Выше залегают голубовато-серые яшмы и кремни (15 м) с радиоляриями раннего мела (Л 152/1, см. табл. 4, берриас-валанжин).

Тонкие (первые м) чешуйки пород, содержащие комплекс радиолярий конца ранней, начала средней юры (Л 113, Л 143): *Zartus cf. dickinsoni* Pessagno et Blome, *Hsuum cf. lupheri* Pessagno et Whalen, *Parvicingula sp.* С. Carter обнаружены еще в двух участках бассейна р. Талякаурухын (разрез 16). Породы, вмеща-

* Здесь и ниже цифрами в скобках обозначены местонахождения комплексов радиолярий на рис. 1, причем часть включающих этих комплексы разрезов под этими же номерами дана на рис. 2. Цифры с буквенными обозначениями указывают на конкретные образцы радиолярийсодержащих пород.

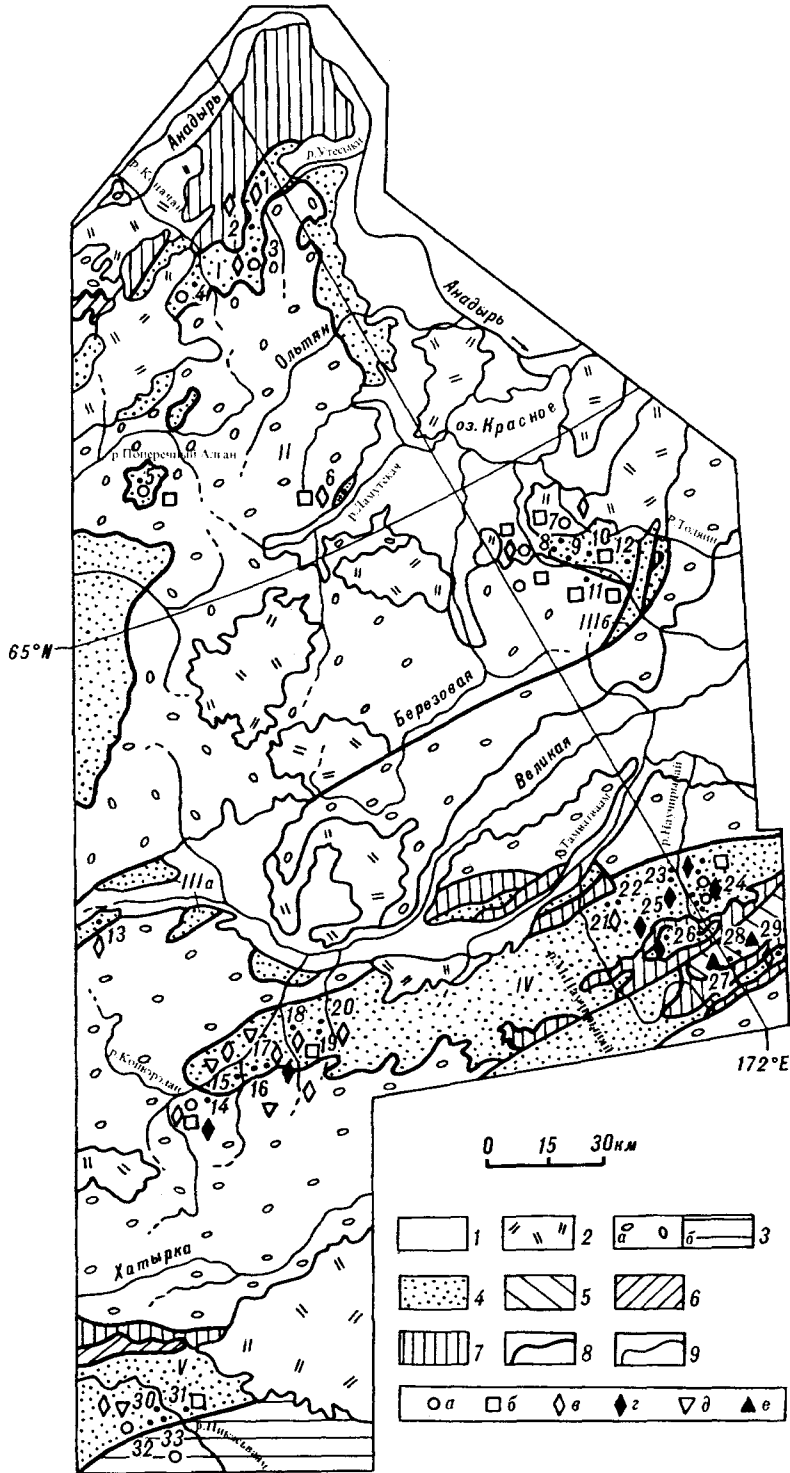


Рис. 1. Схема размещения юрско-неокомских комплексов радиолярий (геологическая основа по [5])

1 - четвертичные отложения; 2 - палеоген-неогеновые терригенно-вулканогенные отложения; 3 - альб-верхнемеловые отложения: а - терригенные, б - яшмо-вулканогенные; 4 - нижнеюрские-готеривские яшмо-вулканогенные, терригенно-кремнистые и терригенно-вулканогенные отложения (на отдельных участках тектонически совмещенные с палеозойскими, триасовыми и альб-верхнемеловыми отложениями); 5 - нижнеюрские терригенно-кремнистые и яшмо-базальтовые отложения; 6 - палеозойские и нижнеюрские осадочные и вулканогенные образования нерасчлененные; 7 - габбро-гипербазитовый комплекс, существенно серпентинизированный (включая тектонические пластины плагиогранитов, мигматитов и зоны меланжа); 8 - тектонические границы (сдвиги и надвиги); 9 - стратиграфические границы; 10 - комплексы радиолярий: а - позднеитон-готеривский нерасчлененный, б - среднекелловей-среднеитонский, в - позднебат-раннекелловейский, г - позднебайос-раннебатский, д - плинсбах-раннебайосский, е - геттанг-синемюрский.

Цифры на рисунке. I-IV - зоны распространения юрско-неокомских комплексов: I - Таловско-Майнская, II - Васжско-Алганская, III - Великореченско-Рарыткинская (а - Верхне-Великореченская подзона, б - Западно-Рарыткинская подзона), IV - Койвэрэлан-Майницкая, V - Пикасьваам-Эконайская.

Местонахождения комплексов радиолярий 1-33: 1 - левобережье р.Утески (долина р.Перевальной), 2-3 - левобережье р.Утески (верховья), 4 - р. Прав.Коначан, 5 - левобережье р.Поперечный Алган, 6 - левобережье р.Ламутской; 7-12 - хр.Рарыткин: 7 - междуречье Прав.Талыйнын - Кэптэчакыла, 8 - правобережье р.Прав.Талыйнын, 9 - правобережье р.Прав.Талыйнын

(приустьевая часть долины руч. Ясного), 10 - междуречье Прав.Талыйнын - руч. Ясный, 11 - левобережье р.Прав.Талыйнын, 12 - междуречье Прав.Талыйнын - Прав.Талыйн, 13 - верховья р.Великой (правобережье); 14-18 - правобережье р.Койвэрэлан: 14 - гора Семглавая, 15-17 - долина р.Талыкаурухын, 18 - низовья р.Койвэрэлан, 19,20 - долина р.Завитой, 21,22 - правобережье Мал.Научирынай, 23-26 - бассейн р.Научирынай: 23 - левобережье р.Научирынай, 24 - группа местонахождений в правобережье р.Научирынай, 25 - междуречье Волчок - Межгорный (левобережье р.Научирынай), 26 - руч. Виртуоз (левобережье); 27-29 - правобережье р.Эльгеваям, северный склон г.Средней; 30-33 - бассейн пр.Пикасьваам.

Таблица 3

Разрез 27

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст								
		T ₂	T ₃		J ₁				J ₂	J ₃
			k	n-k	g	sm	pl	t		
ДН 1111/6	<i>Saitoum keki</i> De Wever									
	<i>Parvicingula grantensis</i> Pessagno et Whalen									
	<i>Parahsuum simplum</i> Yao									
	<i>Multimonilis</i> sp. B Yeh									
ДН 1079/1	<i>Zartus</i> sp.									
	<i>Paleosaturnalis</i> sp. A									
	<i>Pantanellium inornatum</i> Pessagno et Poisson									
	<i>Canoptum</i> cf. <i>rugosum</i> Pessagno et Poisson									
	<i>Saitoum</i> cf. <i>keki</i> De Wever									
	<i>Bipedis</i> sp.									
	<i>Parahsuum simplum</i> Yao									
	<i>Katroma</i> cf. <i>triangularis</i> Kishida et Hisada									
	<i>Katroma neagui</i> Pessagno et Poisson									
ДН 1140/2	<i>Acanthocircus breviaculeatus</i> Donofrio et Mostler									
	<i>Acanthocircus</i> sp. C									
	<i>Triactoma</i> sp. cf. <i>acythus</i> De Wever									
	<i>Parvicingula</i> ? sp.									
	<i>Protopsium</i> sp.									

ющие этот комплекс радиолярий, представлены черными кремнями, чередующимися с серыми слонстыми известняками, существенно обогащенными кислым пеплом. Более молодой, среднеюрский комплекс радиолярий выявлен еще в одном тонком тектоническом клине, зажатом между чешуями флишоидно-песчаниковой нижне-верхнемеловой толщи и расположенном на водоразделе рек Койвэрэлан-Тальякаурхын (разрез 15), где снизу вверх вскрываются три пачки:

1. Красные яшмы (10-12 м), содержащие радиолярии (Л 123/2) (табл.5) *Eoxitus hungaricus* Kozur, *Eucyrtidium* ? ex gr *elementarius* Carter, *Triversus* cf. *japonicus* Takemura, *Triversus* sp., *Archaeodictyomitra* ex gr *rigida* Pessagno, *Droltus* cf. *Droltus* sp. A., *Bagotum* sp., внизу постепенно переходящие в серые кремни (Л 123/3) с *Pantanellium* cf. *buntonense* Pessagno et Blome, *Parvicingula vera* Pessagno et Whalen, *P.* cf. *media* Pessagno et Whalen, *Ristola* sp., *Podobursa* sp., *Hsuum* cf. *mirabundum* Pessagno et Whalen, *Laxtorum*;

2. Серые слонстые известняки (3 м);

3. Алевролиты (10-20 м).

Таким образом, в этой маломощной пачке представлен разрез от байоса до бата включительно, причем не исключено присутствие и нижнеюрских пород плинсбах-тоара в низах разреза.

Сходная с "тальякаурхынской" толща вскрывается и западнее, в массиве г.Семиглавой, интерпретация геологического строения которого вызывает большие дискуссии.

Наши работы показали, что на южных склонах г.Семиглавой тектонически сближены несколько пластин среднемезозойских образований (см.рис.2, разрез 14, табл.6), причем "тальякаурхынская" известняково-кремнеяшмовая толща вскрывается в трех из них. Наиболее нижняя, надвинутая на альб-верхнемеловые отложения пластина представлена базальтами типа MORB и гиалокластитам (40 м) и палеонтологически не охарактеризована. В вышележащей второй пластине "тальякаурхынская" толща (до 60 м) представлена светло-серыми битуминозными извест-

Разрез 17

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст																		
		J ₁	J ₂ ¹	J ₂ ²	J ₂ ³		J ₃		K ₁											
					cl	ox	km	tt	bs	v	h									
Л- 152	<i>Laxtorum? jurassicum</i> Isozaki et Matsuda <i>Eucyrtidium ex.gr. elementarius</i> Carter <i>Parahsuum</i> sp. <i>Foremanina</i> sp.		—	—																
Л- 152/1	<i>Acanthocircus dicranacanthos</i> (Squinabol) <i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica <i>Parvicingula khabakovi</i> (Zhamoida) <i>Parvicingula ex. gr. boesii</i> (Parona) <i>Parvicingula ? citae</i> Pessagno <i>Podobursa polylophia</i> Foreman																			
Л- 152/2	<i>Parvicingula hsui</i> Pessagno <i>Parvicingula cf. khabakovi</i> (Zhamoida) <i>Archaeodictyomitra apiara</i> (Rust) <i>Hsuum ex. gr. maxwelli</i> Pessagno <i>Hsuum cf. mirabundum</i> Pessagno et Whalen <i>Stichocapsa? cetia</i> Foreman <i>Zhamoidellum mikamense</i> Aita																			
Л- 152/3	<i>Pantanelium cf. buntense</i> Pessagno et Blome <i>P. cf. foveatum</i> Mizutani et Kido <i>Turanta cf. ancoriformis</i> Pessagno <i>Parvicingula cf. inornata</i> Blome																			

Рис.2. Стратиграфические разрезы нижнеюрских - неокомских образований Анадырско-Корякского региона.

1 - песчаники, алевролиты субаркозовые, аргиллиты; 2 - алевролиты и аргиллиты, в том числе кремнистые; 3 - туффиты и туфы основного состава, туфопесчаники, прослойки пепловых туфов кислого состава; 4 - туфы и туффиты известковистые; 5 - пепловые туфы и туффиты кислого состава; 6 - кремни зелено-серые, серые, черные; 7 - яшмы сургучно-красные; 8 - известковистые яшмы и кремнистые известняки; 9 - известняки; 10-12 - базальты: 10 - осроводужные толенты и бониниты, 11 - толенты типа MORB, 12 - толенты и щелочные базальты типа WPB (океанических островов); 13 - габбро-гипербазитовый комплекс, существенно серпентинизированный (включая тектонические пластины плагиогранитов, мигматитов и зоны меланжа); 14 - тектонические границы (надвиги); 15 - стратиграфические границы; 16 - местонахождения комплексов радиолярий: а - поздневалданжинско-готеривского, б - позднеберриас-средневалданжинского, в - позднетитон-раннеберриасского, г - среднекелловей-среднетитонского, д - позднебат-раннекелловейского, е - позднебайос-раннебатского, ж - плинбах-раннебайосского, з - геттанг-синемюрского; 17 - местонахождения макрофауны: а - бухий, б - аммонитов, в - иноцерамов, незатушеванные знаки показывают вероятное происхождение.

Номера колонок соответствуют номерам местонаждений комплексов радиолярий на рис.1. В первой графе колонок указаны возрастные интервалы (для среднемеозойских образований проставлены только в палеонтологически датированных частях разрезов), в гряде - мощности (видимые) в метрах, в четвертой - номера конкретных проб с комплексами радиолярий.

На врезке - возраст комплексов (по палеонтологическим данным), рассмотренных в тексте: 1 - кремнисто-терригенный, 2 - яшмо-щелочнобазальтовый (WPB), 3 - яшмо-кремневый, 4 - яшмовый, 5 - яшмо-базальтовый (MORB), 6 - ферротитанистых базальтов (WPB), 7 - туффито-яшмо-базальтовый (MORB), 8 - терригенно-вулканогенный (островодужный).

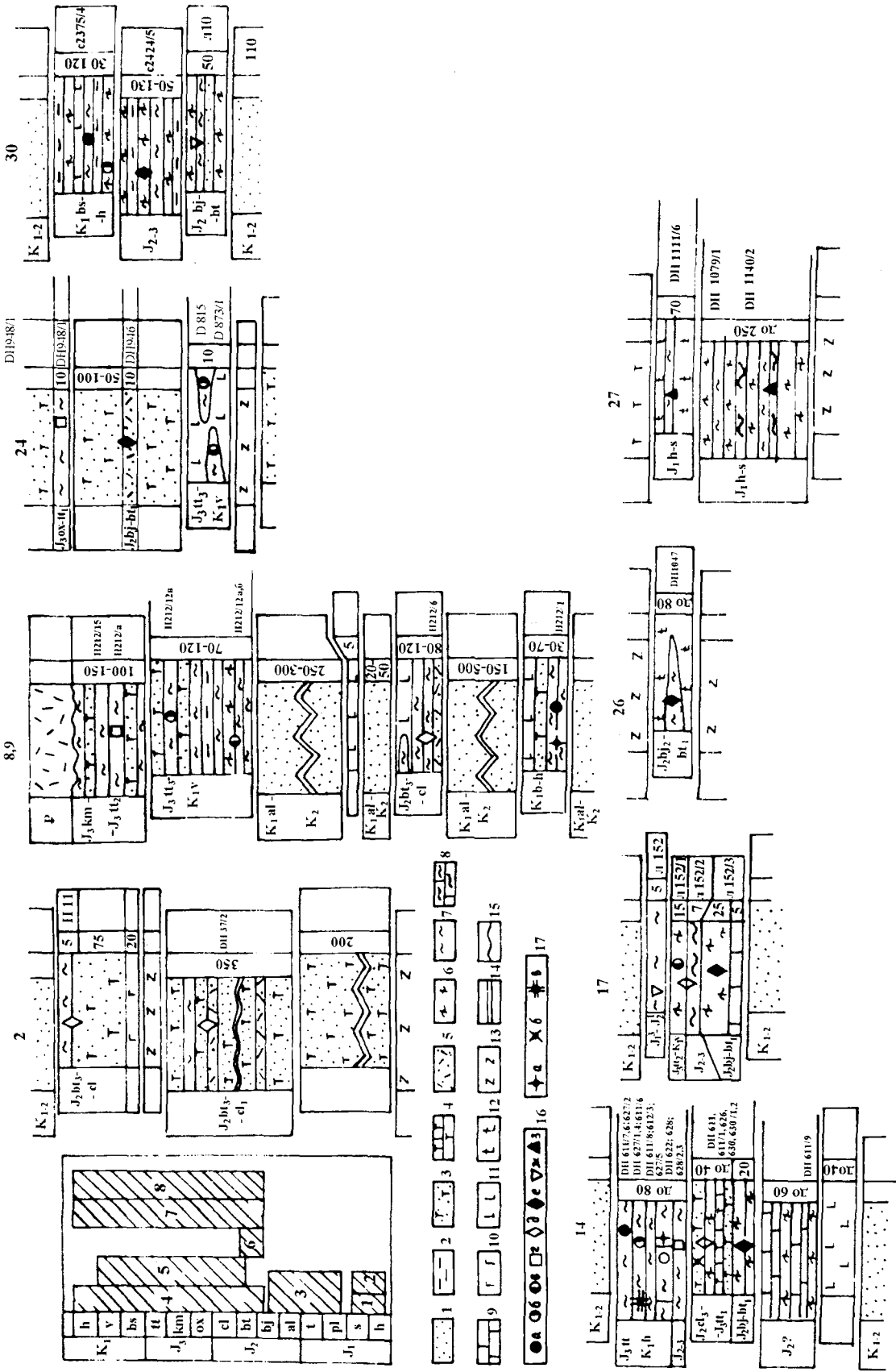


Таблица 5

Разрез 15

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст																		
		T	J ₁ ¹	J ₁ ²	J ₁ ³	J ₂ ¹	J ₂ ²	J ₂ ³	J ₃											
									cl	ox	km	tt								
Л- 123/3	<i>Pantanellium cf. buntonense</i> Pess. et Blome <i>Parvicingula vera</i> Pessagno et Whalen <i>P. cf. media</i> Pessagno et Whalen <i>Hsuum cf. mirabundum</i> Pessagno et Whalen <i>Laxtorum?</i> sp.																			
Л- 123/2	<i>Eoxitus hungaricus</i> Kozur <i>Eucyrtidium ex. gr. elementarius</i> Carter <i>Triversus cf. japonicus</i> Takemura <i>Archaeodictyomitra ex. gr. rigida</i> Pessagno <i>Droltus cf. Droltus sp.A</i> Carter <i>Bagotum</i> sp.																			

няками (мелкокристаллическими органогенно-обломочными, водорослево-криноидно-мшанковыми и микроолитовыми), в нижней части содержащими прослон (5-10 см) спонголитовых, реже спонгиево-радиоляриевых кремней. В известняках обнаружены остатки кораллов семейства *Microsolenidae* [18] юрского, скорее всего кимеридж-титонского, по мнению Е.В.Краснова, возраста. Кремни сложены мелкими спикулами губок, их астрами и рабдами. Иногда в них присутствуют единичные радиолярии родов *Willeriedellum* и *Zhamoidellum* (обр. ДН 611/9-10) со скрытым цефалотораксом, которые впервые появляются ниже границы средней юры. В верхах этой толщи из кремней определены байос-батские радиолярии (обр. Д 630/3): *Eoxitus* sp., *Unuma echinatus* Ichikawa et Yao, *Protunuma fusiformis* Ichikawa et Yao, а в низах плинсбах-ааленские: *Trillus elkhornensis* Pessagno et Blome. Третья пластина имеет двухчленное строение, причем "талякаурыханская" толща слагает только нижнюю ее часть (до 20 м), состоящую из чередования тонкослоистых черных кремней и зеленовато-черных алевролитов мощностью 5-15 см. Кремни черные, иногда с примесью кислого пепла, спонголитовые, местами обогащенные радиоляриями или даже представлены переходными разностями - спонгиево-радиоляриевыми и даже радиоляриевыми. Эти кремни содержат байос-батский комплекс радиолярий (см. обр. Д 670): *Triirabs* sp., *Archaeospongoprium? imlayi* Pessagno, *Pantanellium* sp. А., *Triactoma cf. jonesi* Pessagno, *Podobursa cf. helvetica*

Rust, *Hsuum matsuoikai* Isozaki et Matsuda gr., *Canutus? sp.*, *Parvicingula? sp.*, *P.? Boesii* Parona, (обр. Д670.3) *Eoxitus hungaricus* Kozur, *Tricolocapsa rusti* Tan, *T. yaoi* Matsuoka, *Eucyrtidium elementarius* Carter.

Выше в третьей пластине "талякаурыханская" толща без признаков несогласия перекрыта базальт-туффитовой толщей, представленной зеленовато-серыми и черными туфогенными песчаниками и алевролитами (иногда известковистыми), туффитами, мелко-среднеобломочными туфами основного состава с прослоями черных кремней. Отмечены остатки растений, а также ходы илоедов. Из кремней Н.Ю.Брагиным [18] определены радиолярии *Hsuum maxwelli* Pessagno, *Mirifusus mediodilatatus* Rust, *Zhamoidellum? sp.*, *Tripocyelia blakei* Pessagno, согласно которым возраст датирован поздним кимериджем-ранним титоном. В песчаниках О.П.Дундо и др. [18] были собраны многочисленные аммониты *Perisphinctes* sp., *Putealicerus cf. Zietenicerus zieteni* (Tsutovitch), *Lunulocera cf. lulula* Reinecke, *Choffatia cf. cobra* Waagen, *C. cf. leptonota* Spath, указывающие на несомненно юрский возраст вмещающих песчаников, а по мнению Е.Д.Калачевой - келловейский. Но в то же время, в этих же песчаниках были собраны растительные остатки, в частности, отпечатки листьев рода *Gleichenia*, указывающие, по мнению одних авторов, на среднеюрский-меловой, других - позднемеловой возраст песчаников [18]. А.Д.Чехов [18] на основании фитологических данных считает эти отложения верхнемеловыми. Однако плохая сохранность флоры

Таблица 6

Разрез 14

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст									
		J ₁	J ₂	J ₂ ³		J ₃			K ₁		
				cl	ox	km	tt	bs	v	h	
ДН 628-2	<i>Triactoma echoides</i> Foreman <i>T. jonesi</i> (Pessagno) <i>Acanthocircus</i> sp. A Pessagno <i>Paranaella mulleri</i> Pessagno <i>Parvicingula khabakovi</i> (Zham.) <i>Parvicingula boesii</i> (Parona) <i>Hsuum</i> aff. <i>lupheri</i> Pessagno et Whalen <i>Hsuum</i> cf. <i>rosebudense</i> Pessagno et Whalen <i>Zhamoidellum</i> cf. <i>ovum</i> Dumitrica			■		■					
ДН 628	<i>Mirifusus mediodilatatus</i> (Rust) <i>M. baileyi</i> Pessagno <i>Parvicingula boesii</i> (Parona) <i>Ristola altissima</i> (Rust) <i>Williriedellum salumicum</i> Kozlova						■				
ДН 628-3	<i>Sethocapsa? trachyostraca</i> Foreman <i>Parvicingula boesii</i> (Parona)									■	
ДН 611/7	<i>Amphlimentum</i> sp. <i>Podobursa helvetica</i> (Rust) <i>Parvicingula khabakovi</i> (Zham.) <i>P. boesii</i> (Parona) <i>Williriedellum salumicum</i> Kozlova						■				
ДН 611/6	<i>Stichocapsa Petzoldti</i> Rust <i>Parvicingula</i> ex gr <i>khabakovi</i> (Zham.)			■		■					
ДН 611/8	<i>Paranaella mulleri</i> Pessagno <i>Mirifusus mediodilatatus</i> (Rust) <i>M. mediodilatatus minor</i> Baumgartner <i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan) <i>A. aplara</i> (Rust) <i>Podobursa triacantha</i> (Fischli) <i>P. polyacantha</i> (Fischli) <i>Parvicingula boesii</i> (Rust)			■		■					

Разрез 21,22

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст								
		J ₂	J ₃			K ₁				
		cl	ox	km	tt	bs	v	h	br	ap
ДН 757/6	<i>Triactoma</i> ex. gr. <i>echioides</i> Foreman	[Diagram showing stratigraphic ranges for various radiolarian species across geological stages J ₂ , J ₃ , and K ₁ . The diagram consists of a vertical column with horizontal lines indicating the stratigraphic range of each species. A shaded area covers the J ₂ and J ₃ stages. Species names are listed on the left, and their corresponding ranges are shown on the right. Some species have question marks next to their names, indicating uncertain stratigraphic positions.]								
	<i>T. blakei</i> (Pessagno)									
	<i>T. cf. cornuta</i> Baumgartner									
	<i>Tripocyclus</i> cf. <i>T. sp.</i> B Carter									
	<i>Pseudocrucella magna</i> Blome									
	<i>P. plana</i> Blome									
	<i>Paronaella pessagnoii</i> Blome									
	<i>P. cf. venusta</i> Blome									
	<i>P. worzell</i> Pessagno									
	<i>Spongosaturnalis protoformis</i> Yao									
	<i>Orbiculiforma cf. multifora</i> Pessagno									
	<i>Spongocapsula perampla</i> (Rust)									
	<i>Bernoullius</i> ? sp.									
	<i>Podobursa helvetica</i> (Rust)									
	<i>Tetracapsa jucunda</i> Rust									
	<i>Napora lospensis</i> Pessagno									
	<i>Ristola altissima</i> (Rust)									
	<i>Mirifusus baileyi</i> Pessagno									
	<i>Mirifusus</i> sp. nov.									
	<i>Suringocapsa pacifica</i> Vishnevskaya									
	<i>Hsuum cf. mirabundum</i> Pessagno									
	et Whalen									
	<i>Hsuum rosebudense</i> Pessagno et Whalen									
<i>Parvicingula dhimenaensis</i> Baum.										
<i>Parvicingula elegans</i> Pess.										
<i>P. sp. aff. P. burnensis</i> Pess.										
<i>P. cf. vera</i> Pessagno et Whalen										
<i>P. praecosmoconica</i> (Foreman)										

Praeconocaryomma whiteavesi Carter, *P. ? fasciata* Carter, *Spongostaurus pugiunculus* Carter, *Milax ? flecsuosus* Blome, *Canoptum* cf. *annulatum* Pessagno et Poisson, *Parvicingula* cf. *blackhornensis* Pessagno et Whalen, *P. burnensis* Pessagno et Whalen, *Hsuum* cf. *mirabundum* Pessagno et Whalen, *Eucyrtidium ? cf. elementarius* Carter. Эта пластина ниже-среднеюрских пород залегает на пластине, породы которой отличаются существенно аркозовым составом терригенной составляющей, присутствием пепловых туфов и туффигов. Среди этих пород обнаружен маломощный прослой яшм (разрез 21) с чрезвычайно богатым комплексом радиолярий (обр. ДН 757/6) позднего келловей-раннего титона (см. табл. 7).

В долине р. Пикасьваям среди нарушенных надвигов терригенных альб-меловых отложений зажаты небольшие разрозненные чешуи, (разрезы 30-33), сводный разрез которых (30) дан на рис. 2, табл. 8. Здесь преобладают яшмы, серые кремни и кремнистые алевролиты, иногда содержащие маломощные потоки базальтов типа MORB. Суммарная мощность не менее 250-300 м. В нижней части из алевроитокремнистого разреза в левобережье р. Пикасьваям (30) собраны радиолярии плинсбаха-раннего бата (обр. Л 10, Л 10/1): *Parvicingula* cf. *inornata* Blome, *Parvicingula ? vera* Pessagno et Whalen, *P. ? khabakovi* (Zhamoida), *Droltus* sp., *Katroma* sp.; в средней, в правобережье р. Пикасьваям (разрез 32) из яшм, чередующихся с базальтами, выделен средне-позднеюрский комплекс

Разрез 30

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст								
		T	J ₁				J ₂	J ₃	K ₁	
			g	sm	pl	t			bs-v	h-b
Л-10	<i>Bagotum</i> sp. <i>Droltus</i> sp. <i>Katroma</i> sp. <i>Triversus</i> sp. <i>Parvicingula</i> s. l. <i>P. cf. blackhornensis</i> Pessagno et Whalen									
С 2424/5	<i>Eusyringium anglisi</i> Neviani <i>Podobursa helvetica</i> (Rust)									
Л-50/1	<i>Alievium helenae</i> Schaaf <i>Thanarla conica</i> (Aliev) <i>T. cf. pulchra</i> (Squinabol) <i>Podobursa polylophia</i> Foreman									
С-2375/1	<i>Acaeniotyle diaphorogona</i> Foreman <i>Alievium helenae</i> Schaaf <i>Mirifusus mediodilatatus</i> (Rust) <i>M. chenodes</i> (Renz) <i>Sethocapsa trachyostraca</i> Foreman <i>Xitus clivosa</i> (Aliev) <i>Thanarla? conica</i> (Aliev) <i>Parvicingula boesii</i> (Parona) <i>P. ananassa</i> (Rust)									

радиолярий (обр. С 2424/5): *Eusyringium? anglisi* Neviani, *Kafanella? sp.*, *Parvicingula? media* Pessagno et Whalen, *P. vera* Pessagno et Whalen, *Podobursa* sp.

Более древний, среднеюрский, уровень широко представлен севернее в верховьях р.Великой. По обоим склонам ее долины среди альб-сенонских отложений зажаты узкие тектонические клинья, в которых, кроме туфо-терригенных юрско-неокомских отложений, присутствуют также чешуи, сложенные сильно измененными толеитовыми базальтами типа MORB с редкими линзами красных яшм. В последних на правом берегу Великой (разрез 13) обнаружены (обр.С 2817/2) радиолярии *Podobursa cf. helvetica* (Rust), *Parvicingula sodaensis* Pessagno et Whalen, *P. matura* Pessagno et Whalen, позволяющие установить

возраст вмещающих пород в пределах позднего байоса-келловея.

Восточнее, в правом берегу р.Койвэрэлан (разрез 18) среди островодужных юрско-неокомских терригенно-вулканогенных образований в тонких (первые десятки м) расщепленных чешуях, сложенных яшмами и толеитами типа MORB, также обнаружен среднеюрский бат-келловейский комплекс радиолярий (обр. ДН 592): *Podobursa helvetica* (Rust), *Parvicingula vera* Pessagno et Whalen, *P. cf. blackhornensis* Pessagno et Whalen. Еще севернее на правом берегу р.Правый Талыйнин среди чешуй юрско-неокомских и ниже-верхнемеловых пород в катаклазированной пачке переслаивающихся яшм (обр.С 2548/16) и алевролитов определены радиолярии

видов *Parvicingula vera* Pessagno et Whalen, *Parvicingula media* Pessagno et Whalen, характерных для батараннего келловея.

На западных отрогах хр.Рарыткин, в бассейне р.Прав. Таляйнын располагаются широтно ориентированные, наклоненные в северных румбах чешуйчато-надвиговые пластины, в которых чередуются чешуи аллохтонных среднеюрских-готеривских туффито-яшмо-базальтовых и параавтохтонных альб-верхнемеловых терригенных образований (разрезы 8, 9). Здесь в нижней части пластины, сложенной пакетом потоков толеитов, из тонкой линзы красных яшм (обр. Н 212/6) определены радиолярии, характерные для бат-келловея: *Praeconocargomma immodica* Pessagno et Whalen, *Conosphaera sphaeroconus* (Rust), *Parvicingula elegans* Pessagno et Whalen, *P. cf. schoolhouseensis* Pessagno et Whalen, *P. blowi* Pessagno, *P. hsui* Pessagno, *Parvicingula boesii* (Parona), *Parvicingula cf. vera* Pessagno et Whalen, *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), *Parvicingula profunda* Pessagno et Whalen, *Ristola aff. turpicula* Pessagno et Whalen, *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Hsuum* sp. Сходный комплекс радиолярий обнаружен еще севернее, в междуречье низовьев рек Майн и Утесики.

В левобережье р.Утесики с запада на восток вскрывается пакет наклоненных в восточных румбах пластин. Здесь (см.рис.2, разрез 2), на серпентинизированных гипербазитах располагаются две пластины. Во второй из этих пластин обнаружены прослойки яшм мощностью первые десятки сантиметров, которые содержат (обр. ДН 37/2) многочисленные радиолярии (табл.9), на основе которых их возраст может быть определен в интервале поздний бат-кимеридж: *Gorgansium pulchrum* (Kocher), *Higumastra cf. inflata* Baumgartner, *Tritrabs cf. rhododactylus* Baumgartner, *Triactoma jonesi* (Pessagno), *Parvicingula? dhimenaensis* Baumgartner, *Podobursa helvetica* (Rust). Выше располагаются четыре пластины, сложенные (снизу вверх): серпентинизированными гипербазитами, толеитами островодужного типа, туффитами и туфопесчаниками, слоистыми красными яшмами. В верхней тонкой линзовидной пластине в яшмах обнаружены (обр. Н- 11) многочисленные радиолярии. По временному распространению наиболее характерных видов возраст яшм установлен как поздний бат-келловей: *Orbiculiforma multifora* Pessagno, *Triactoma cornuta* Baumgartner, *Podobursa helvetica* (Rust), *Ristola decora* Pessagno et Whalen, *Ristola prisca* Pessagno, *Parvicingula?khabakovi* (Zhamoida), *Parvicingula elegans* Pessagno et Whalen, *Parvicingula vera* Pessagno et Whalen, *Parvicingula inornata*, *Hsuum cf. obispaensis* Pessagno, *Mirifusus mediodilatatus* (Rust), *Mirifusus guadalupensis* Pessagno, *Napora pyramidalis* Baumgartner, *Milax cf. alienus* Blome, *Milax? inflatus* Blome, *Archaeodictyomitra exigua* Pessagno. Блоки

островодужных базальтов и сопровождающие их яшмы встречены и на более северном участке левобережья р.Утесики, в долине реки Перевальной (разрез 1). Здесь в яшмах (обр. С 2966/5) встречен позднебат-келловейский комплекс, близкий по таксономическому составу описанному в т.н. Н-II.

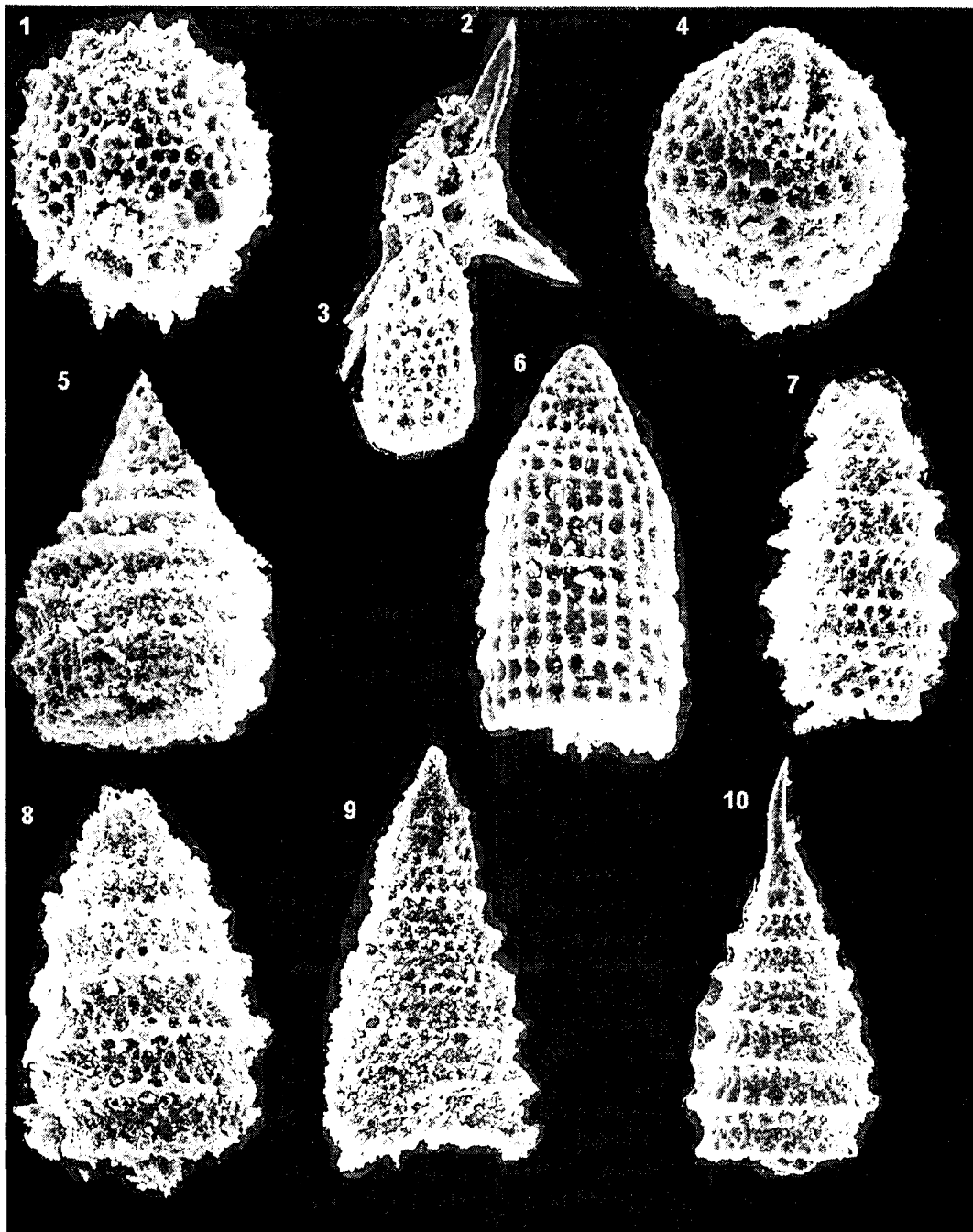
Среднеюрские радиолярии широко распространены и в восточных и юго-восточных частях рассматриваемого региона. В долине р.Научирынай встречена туфо-терригенная толща с немногочисленными маломощными тектоническими линзами яшм. В последних на двух различных уровнях (см. рис.2, разрез 24), выделены радиолярии (табл.10), характерные для байоса-бата Тихоокеанского региона (обр. Д 804, ДН 946): *Parvicingula matura* Pessagno et Whalen, *P. elegans* Pessagno et Whalen, *P. vera* Pessagno et Whalen, *Hsuum hisuikyoenense* Izotari et Matsuda, *Parvicingula cf. inornata* Blome, а также начала поздней юры, (обр. ДН 948/1), среди которых присутствуют виды, известные как в Пацифике, так и в Средиземноморье: *Parvicingula elegans* Pessagno et Whalen, *Pseudodictyomitra primitiva* Matsuoka et Yao, *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Hsuum directipora* (Rust), *Eucyrtidium ptychium*, *Bernoullius diceros*, *Andromeda* sp. На левобережье р.Научирынай (разрез 23) в такой же геологической ситуации в чешуях обнаружен также байос?-бат-раннекелловейский комплекс (обр. Л 234/1) с *Parvicingula elegans* Pessagno et Whalen, *P. khabakovi* (Zhamoida), *P. vera* Pessagno et Whalen, *Hsuum rosebudense* Pessagno et Whalen.

Следует подчеркнуть, что ранее [17] признаки тектонических ограничений (надвигов) пачек яшмо-базальтового и яшмового состава в бассейне р.Научирынай не принимались во внимание, и эти образования вместе с туфами и туффитами рассматривались в качестве единого непрерывного стратиграфического разреза. Между тем, даже по условиям накопления эти два типа образований резко различны: содержащиеся в яшмо-базальтовой толще комплексы радиолярий характеризуют глубоководную обстановку открытого бассейна, тогда как туфо-туффитовые образования являются типично островодужными и, несомненно, мелководными, а возможно и субаквальными, с высоким содержанием крупно- и среднеобломочного пирокластического материала.

Чрезвычайно сложное чередование чешуй, к тому же нарушенных системой сближенных сдвигов, располагается южнее, в долинах рек Волчок и Межгорной, в левобережье р.Научирынай (разрез 25). Здесь чередуются чешуи гипербазитов, яшмо-базальтовых толщ двух типов (с толеитами MORB и с базальтами типа WPB), а также толеитов островодужного типа и бонинитов. В яшмах, ассоциирующих с базальтами типа MORB и обогащенных дистальным пепловым материалом, также установлено (обр. ДН 915) обилие высоких конических парвицингул.

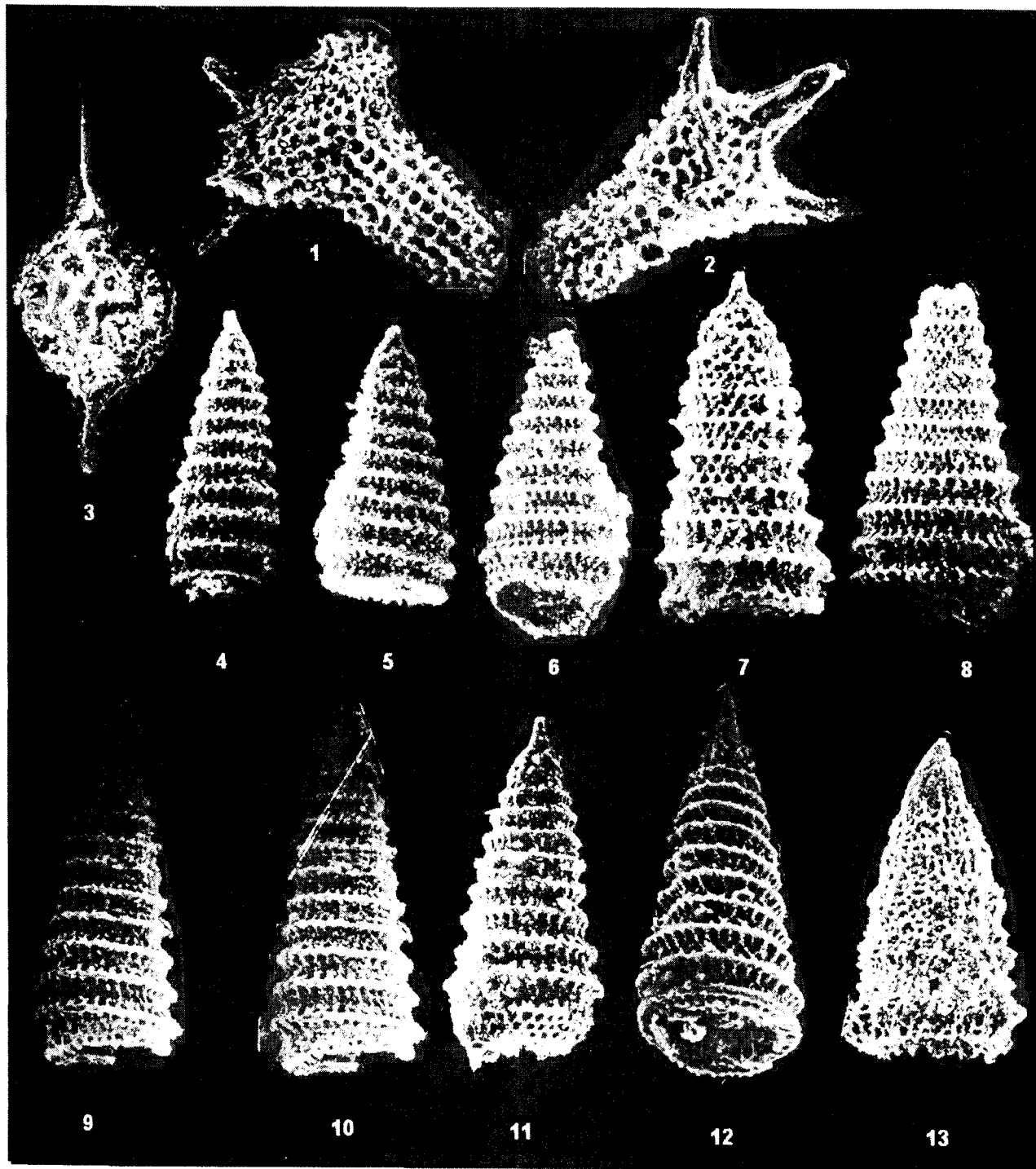
Фототаблица 1

Бат-раннекелловейские и поздневаланжин-гогеривские радиолярии Корякского нагорья
(1, 4, 6, 7, 8, 9 -обр. Н-212-12а, гогерив; 2,3,5 - обр. Н-212-1а, валанжин; 10 - обр.212-6,
бат, калловей, бассейн р. Талыйнын)



1 - *Spumellaria* gen. et.sp.indet; 2 - *Cecrops septemporatus* (Parona); 3,6 - *Archaeodictyomitra apiara* (Rust),
4 - *Willriedellum* sp.; 5 - *Parvicingula ? ananassa* (Rust); 7,8 - *Parvicingula* ex.gr. *boesii* (Parona); 9 - *Parvicingula* cr.
elegans Pessagno et Whalen; 10 - *Parvicingula khabakovi* Zhamoïda

Кимеридж?-титонские радиолярии Корякского нагорья (бассейн р.Талыйнын, обр.Н-212-15а)



1,2 - *Chitonastrum tricuspdatum* (Rust); 3 - *Pantanellium* sp.; 4-12 - *Parvicingula khabakovi* Zhamoida gr. ; 13 - *Parvicingula* sp.

Таблица 9

Разрез 2

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст								
		J ₂		J ₃			K ₁			
		bt	cf	ox	km	tt	bs	v	h	b
Н-51	<i>Pantanelium lanceola</i> (Parona)						—	—		
	<i>Acaeniotyle diaphorogona</i> (Foreman)						—	—	—	—
	<i>Parvicingula khabakovi</i> (Zhamoida)	?	—	—	?	—	—	—		
	<i>Thanarla cf. pulchra</i> (Squinabol)						—	—		
	<i>Thanarla? elegantissima</i> (Cita)						—	—		
	<i>Thanarla broweri</i> (Tan Sin Hok)						—	—		
	<i>Stichocapsa cf. uterculus</i> (Parona)						—	—		
Н-11	<i>Orbiculiforma multifora</i> Pessagno		—							
	<i>Triactoma cornuta</i> Baumgartner									
	<i>Podobursa helvetica</i> (Rust)									
	<i>Ristola decora</i> Pessagno									
	et Whalen									
	<i>Ristola prisca</i> Pessagno									
	<i>Parvicingula? khabakovi</i> (Zhamoida)									
	<i>Parvicingula elegans</i> Pessagno									
	et Whalen									
	<i>Parvicingula vera</i> Pessagno et Whalen									
	<i>Parvicingula inornata</i> Blome									
	<i>Parvicingula sodaensis</i> Pessagno									
	et Whalen									
	<i>Hsuum cf. obispaensis</i> Pessagno									
	<i>Milax cf. alienus</i> Blome									
	<i>Milax? inflatus</i> Blome									
	<i>Archaeodictyomitra exigua</i> Pessagno									
<i>Mirifusus mediodilatatus</i> (Rust)										
<i>Mirifusus guadalupensis</i> Pessagno										
<i>Napora pyramidalis</i> Baumgartner										
ДН-37/2	<i>Gorgansium pulchrum</i> (Kocher)									
	<i>Higumastra? cf. inflata</i> Baumgartner									
	<i>Tritrabs cf. rhododactylus</i> Baumgartner									
	<i>Triactoma jonesi</i> (Pessagno)									
	<i>Hsuum cf. obispaensis</i> Pessagno									
	<i>Parvicingula? dhimenaensis</i> Baumgartner									
	<i>Podobursa helvetica</i> (Rust)									

Яшмы, ассоциирующие с базальтами типа WPB, представлены в рассматриваемом регионе более фрагментарно. Они слагают относительно небольшие фрагменты пластин в правобережье руч. Ягельный, в левобережье руч. Virtuoz и в ряде других мест междуречья Мал. Научирынай-Научирынай, в том числе в бассейнах рек Волчок и Межгорная, где яшмо-базальтовая толща по надвигам контактирует с гипербазитами и габбро, либо с базальтами типа JAT

и MORB. Преобладающими среди базальтов являются высокожелезистые и высокотитанистые базальты внутриплитного типа, обычно характерные для океанических островов, причем их мощность достигает 100-150 м. Линзы яшм в них довольно многочисленны, но маломощны (первые м и десятки см). В левобережье руч. Virtuoz (разрез 26) на пластине серпентинизированных гипербазитов располагается чешуя, образованная высокотитанистыми и высокоже-

Разрез 24

Номер образца	Перечень видов радиолярий	Возраст								
		J ₂	J ₂ ³		J ₃			K ₁		
			cl	ox	km	tt	bs	v	h	b
ДН 948/1	<i>Parvicingula elegans</i> Pessagno et Whalen	—		■						
	<i>Pseudodictyomitra primitiva</i> Matsuoka et Yao	—		■						
	<i>Archaeodictyomitra apiara</i> (Rust)	—		■						
	<i>Hsuum directipora</i> (Rust)	—		■						—
	<i>Eucyrtidium ptychum</i> Riedel et Santillippo	—		■						
	<i>Bernoullius diceros</i> Baumgartner	—		■						
	<i>Andromeda</i> sp.	—		■						
ДН 946 ДН 804	<i>Hlistiastrum</i> cf. <i>amurense</i> Zhamoida	■								
	<i>Parvicingula matura</i> Pessagno et Whalen	—		■						
	<i>Parvicingula</i> cf. <i>inornata</i> Blome	—		■						
	<i>Parvicingula vera</i> Pessagno et Whalen	—		■						
	<i>Hsuum hisulkyoense</i> Isozaki et Matsuda	—		■						
Д 837/1 Д 815	<i>Acanthocircus dicranacanthos</i> (Squinabol)				■					
	<i>Archaeodictyomitra apiara</i> (Rust)	—		■						
	<i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan)	—		■						
	<i>Pseudodictyomitra cosmoconica</i> Foreman	—		■						
	<i>Parvicingula</i> ex.gr. <i>boesii</i> (Parona)	—		■						
	<i>Mirifusus mediodilatatus</i> (Rust)	—		■						
	<i>Thanaarla pulchra</i> (Squinabol)	—		■						
	<i>Willriedellum</i> ? <i>salumicum</i> Kozlova	—		■						

лезистыми базальтами с линзами яшм, в которых (обр. ДН 1047) также обнаружены многочисленные высококонические парвицигулиды бата, скопление которых характерно для зон подъема глубинных вод: *Parvicingula inornata* Blome, *P. ex. gr. khabakovi* (Zhamoida), *P. cf. burnensis* Pessagno et Whalen.

Итак, если возраст рассматриваемой яшмо-базальтовой толщи ранее считался в основном позднеюрским-неокомским, то по собранным нами комплексам радиолярий основание этой толщи датируется средней юрой, но нельзя исключить, что начало ее накопления относится к концу ранней юры, а завершение - к валанжину-готериву.

Позднеюрские радиолярии наиболее широко распространены в Коряжско-Анадырском регионе. Кроме описанных ранее позднеюрских радиолярий из разреза г. Семиглавой, бассейна рек Тальякаурухан, Малый Научирынай, их выходы известны как в бассейнах рек Майн (притоки Алган, Коначан), Ламутской, Тальянын, Великой (притоки Койвэрэлан,

Тамватней, Научирынай), так и на самом юге - в бассейне р. Пикасьваям.

В левобережье р. Поперечный Алган (разрез 5) в яшмах среди толлитов обнаружены (обр. ДН 435) радиолярии позднего келловоя-среднего титона (*Mirifusus guadalupensis* Pessagno, *M. mediodilatatus mediodilatatus* (Rust), *M. ovatoidea* (Zhamoida)).

Юго-восточнее, в левобережье р. Ламутской (разрез 6) в яшмах аналогичного типа встречены (обр. Д 512/1,2) многочисленные радиолярии келловей-раннетитонского возраста: *Archaeospongoprimum imlayi* Pessagno, *Tripocyelia trigonum* Rust, *Bernoullius cristatus* Baumgartner, *Podobursa helvetica* (Rust), *Podobursa polyacantha* (Fischli), *Mirifusus mediodilatatus baileyi* Pessagno, *Hsuum ex gr maxwelli* Pessagno.

В наиболее северной полосе концентрации чешуй юрско-неокомских образований, занимающей междуречье р. Прав. Тальянын-Кэпэтчакыль (разрез 7), в притоках последней из-под пластин с мощными толлитами типа MORB (обладающих шаровыми и

канатными отдельностями) вскрываются разлинзованные на тонкие чешуйки чередующиеся пачки яшм, красных кремнистых алевролитов, зеленовато-серых туфоалевролитов и туфопесчаников, причем чешуйки этих пород зажаты между более мощными чешуями флишоидной ниже-верхнемеловой толщи. В одной из наиболее южных в этой полосе чешуй красных яшмовидных кремнистых алевролитов мощностью первые десятки метров обнаружены (обр. С 2548/4а) радиолярии *Parvicingula boesii* (Parona), *Parvicingula cf. procera* Pessagno, *Ristola sp. cf. altissima* (Rust), *Hsuum cuestaensis* Pessagno, указывающие, скорее всего, на кимеридж-раннетитонский возраст.

В яшмах одной из чешуй в междуречье Правый Талыйнын - ручей Ясный определен синхронный по возрасту комплекс радиолярий, включающий виды: *Archaeospongoprimum imlayi* Pessagno, *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *Parvicingula hsui* Pessagno, *Spongocapsula palmerae* Pessagno, *Hsuum maxwelli* Pessagno. В бассейне р. Правый Талыйнын (разрез 8,9) систему чешуй венчает пластина, состоящая из чередования красных яшм, черных алевролитов, зеленовато-черных туфогенных песчаников; в яшмах нижней части этой пластины (обр. Н 212/15) найдены радиолярии (см. фототаблица 2) кимериджа-раннего титона: *Chitonastrum tricuspdatum* Rust, *Pantanellium cf. fischeri* Pessagno, *Andromeda sp.*, *Mirifusus cf. fragilis* Baumgartner, *Parvicingula cf. dhimenaesis* Baumgartner, *P. boesii* (Parona), *P. procera* Pessagno, *Podobursa helvetica* (Rust), *Dibolachras aff. chandrica* Kocher, *Hsuum? cuestaensis* Pessagno, *H. obispaensis* Pessagno. Перекрывается рассмотренная система тектонических чешуй субгоризонтально залегающими игнимбридами красненской свиты палеогена, являющимися неавтохтоном.

Кимеридж-титонский комплекс радиолярий также встречен в тектоническом блоке яшм в междуречье Койвэрэлан-Малый Научирынай (обр. С-2802): *Podobursa cf. helvetica* (Rust), *Mirifusus? sp.*, *Parvicingula cf. elegans* Pessagno et Whalen, *P. cf. vera* Pessagno et Whalen, *P. ex gr. khabakovi* (Zhamoida).

Непосредственно к югу от этого выхода обнаружены еще два богатых местонахождения (18,19) оксфорд-раннетитонских радиолярий (см. обр. С-2799/1 и С-2799). На самом юге рассматриваемой территории в бассейне р. Пикасьваям в левых истоках определены позднеюрские радиолярии: *Eusyringium anglisi* Neviani, *Parvicingula cf. elegans* Pessagno et Whalen.

В разрезе г. Семиглавой, описанном нами ранее [5], верхняя четвертая пластина (по надвику перекрываемая альб-сенонской терригенной толщей) целиком сложена единой толщей, имеющей здесь преимущественно яшмовый состав с тонкими линзами известковистых яшм и кремнистых известняков, причем суммарная мощность этого фрагмента разреза не превы-

шает 60-80 м. Толща имеет трехчленное строение. В нижней (20 м) части она сложена слоистыми красными, буровато-серыми, реже зелеными радиоляриевыми яшмами с радиоляриями (см. табл. 6) позднекелловей-кимериджского комплекса (обр. ДН-628-2): *Triactoma echiodes* Foreman, *T. jonesi* Pessagno, *Acanthocyrcus sp. A*, *Paronaella mulleri* Pessagno, *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), *Parvicingula boesii* (Parona), *Hsuum aff. lupheri* Pessagno et Whalen, *Hsuum cf. rosebudense* Pessagno et Whalen, *Zhamoidellum cf. ovum* Dumitrica. В средней части пластины (30 м) железистые микрослоистые яшмы переслаиваются с красными и розовыми известковистыми яшмами и кремнями, местами со значительной примесью карбонатного материала, а в верхах пачки даже с серыми и розово-серыми кремнистыми известняками. В яшмах основания средней пачки (обр. ДН 622,628) определены радиолярии титон-берриасского комплекса: *Triactoma cf. blakei* Pessagno, *Spongosaturnalis suboblongus* Yao, *Pantanellium lanceola* (Parona), *Mirifusus cf. hanni* (Tan), *Podobursa triacantha* (Fischli), *Parvicingula citae* Pessagno, *P. chabakovi* (Zhamoida), *P. cf. inornata* Blome, *P. cf. cosmoconica* (Foreman), *P. boesii* (Parona), *Ristola? altissima* (Rust), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *A. excellens* (Tan), *Zhamoidellum ventricosum* Dumitrica, *Bernullius sp.*, *Mirifusus mediodilatatus* (Rust), *M. baileyi* Pessagno, *Williriedellum? salunicum* Kozlova. Аналогичный по возрасту комплекс радиолярий обнаружен в черных микрослоистых кремнях (обр. ДН 611/8) из верхов средней пачки: *Paronaella mulleri* Pessagno, *Mirifusus mediodilatatus* (Rust), *M. mediolatatus minor* Baumgartner, *Archaeodictyomitra excellens* (Tan), *A. apiara* (Rust), *Podobursa triacantha* (Fischli), *P. polyacantha* (Fischli), *Parvicingula boesii* (Parona). В верхах этой пластины, образованной яшмами с линзами известковистых яшм, из последних собраны бухии валанжина: *Buchia cf. inflata* (Toula), *B. cf. sibirica* Zakharov. [18]. В кремнистых известняках (мощностью до 40 м) из этой части разреза (обр. ДН 611-7, 611-6) определены радиолярии титон-берриас-валанжина: *Amphimenum lanceolatum* (Rust), *Podobursa helvetica* (Rust), *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), *P. boesii* (Parona), *Williriedellum salunicum* Kozlova, *Stichocapsa petzoldti* Rust. В самых верхах этой пластины встречен (обр. ДН 628-3) вид *Sethocapsa trachystraca* Foreman, *Parvicingula boesii* (Parona), расцвет которых приходится на конец валанжина-готерива. Таким образом, в разрезе г. Семиглавой в пределах одной пластины по радиоляриям прослежены слои от позднего келловей до готерива включительно.

Яшмы в фациях, характерных для разреза г. Семиглавой (бассейны рек Койвэрэлан-Завитая), встречены и в северо-восточной части Таловско-Майнской зоны. Здесь, в цоколе террасы р. Правый Коначан (разрез 4) среди островодужных толеитов и

толеитов типа MORB зажата маломощная (первые м) тектоническая чешуя, сложенная красными яшмами, постепенно переходящими в розовые известковистые яшмы. Нами здесь выявлен берриас-средневаланжинский комплекс радиолярий (обр. С-2646-2В): *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Pantanellium lanceola* (Parona), *P. riedeli* Pessagno, *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *A. trizonalis* (Rust), *Mirifusus mediodilatatus* (Rust), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Parvicingula ananassa* (Rust), *Parvicingula blowi* Pessagno, *P. khabakovi* (Zhamoida), *Sethocapsa cetia* Foreman, *Williriedelum salumicum* Kozlova, *Podobursa triacantha* (Fischli), *Podobursa polylophia* Foreman, *Dibolacharas tythopora* Foreman. В одном с радиоляриями образце найдены многочисленные бухии (впервые обнаруженные В.А.Захаровым), которые К.В.Паракецов отнес к раннему-среднему валанжину.

Тектоническая линза яшм с неокомскими радиоляриями (обр.Н 51, см.табл.9): *Pantanellium lanceola* (Parona), *Acaeniotyle diaphorogona* (Foreman), *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), *Thanarla* cf. *pulchra* (Squinabol), *Thanarla?* *elegantissima* (Cita), *Thanarla broweri* (Tan Sin Hok), *Stichocapsa* cf. *uterculus* Parona, зажата между пластинами туфо-туффитовых пород, встречена и в левобережье р. Утесики (3), непосредственно к югу от вышерассмотренного разреза чешуй.

В междуречье Поперечный Алган-Ламутская располагается несколько небольших тектонических чешуй, сложенных красными, реже зелеными слоистыми яшмами (с прослоями серых кремнистых алевролитов) и потоками зеленовато-черных диабазов типа MORB. Максимальная видимая мощность этих образований достигает 80-120 м. В одной из тектонических пластин непосредственно выше яшм с радиоляриями позднего келловей-среднего титона залегают яшмы, содержащие радиолярии позднего титона-берриаса *Alievium helenae* (Schaaf), *Syringocapsa lucifer* Baumgartner, *Xitus alievi* (Foreman), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Padocapsa amphitreptera* (Foreman). В междуречье Прав.Талыйнин - руч.Ясный вскрывается серия чешуй, сложенных пачками слоистых красных яшм с мощными (до 500 м) пакетами потоков базальтов с зажатыми линзами яшм. В верхних чешуях чередуются серые кремни, кремнистые алевролиты, зеленовато-серые пепловые кислые туфы, единичные маломощные потоки базальтов, красные яшмы с немногочисленными небольшими (длиной до 0,5 м) линзами и желваками известняков. В верхней части из этих яшм в двух контактирующих по надвигу чешуях обнаружен позднетитонский-валанжинский (обр. Н 223) комплекс радиолярий *Emiluvia orea* Baumgartner, *Pantanellium lanceola* (Parona), *Parvicingula ananassa* (Rust), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Mirifusus mediodilatatus minor* Baumgartner. В более восточных выходах этой полосы в известковистых

яшмах и кремнистых известняках Г.П.Тереховой определены поздневаланжинские бухии. В верхней чешуе Г.П.Тереховой и ее коллегами обнаружены фрагменты предположительно *Inoceramus colonicus* готеривского возраста (определение В.П.Похиалайна).

Узкие, ограниченные разломами, субмеридиональные полосы рассматриваемой толщи протягиваются восточнее, на западном склоне и в приводораздельной части хр.Рарыткин. Это также перемежающиеся яшмы, туфы и туффиты кислого и основного состава, реже кремни и базальты. В яшмах одной из таких полос в междуречье Прав.Талыйнин-Прав.Талыйнин (разрез 12) нами обнаружен валанжинский комплекс радиолярий (обр. Н 302/3): *Pantanellium lanceola* (Parona), *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman *sensu lato*, *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), *Parvicingula boesii* (Parona).

В бассейне р. Талыйнин встречена серия тектонических чешуй среди альб-верхнемеловых образований. Здесь верхняя пластина образована красными слоистыми яшмами (с подчиненными прослоями серых кремней), чередующимися с серыми кремнистыми алевролитами. В средней части пластины (разрез 8,9, обр. Н 212/12а) определены радиолярии (см. фототабл.1) позднего титона-берриаса, возможно, включая низы валанжина: *Alievium helenae* Schaaf, *Emiluvia sedecimporata elegans* (Wishniowski), *Ditrabs? sansalvadorensis* Pessagno, *Pantanellium* cf. *berriasianum* Baumgartner, *Podobursa* cf. *polylophia* Foreman, *Sethocapsa cetia* Foreman, *Stichocapsa conosphaeroides* Rust, *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Parvicingula cosmoconica* Foreman, *Ristola* aff. *altissima* (Rust), *Xitus alievi* Foreman, *X. praespineus* sp. nov., *X. clivosa* (Aliev), *Crolanium praecuniatum* sp. nov., *Hsuum* sp. В верхах пластины (обр. Н 212/126) из яшм определены радиолярии позднего берриаса-среднего валанжина: *Stichocapsa conosphaeroides* Rust, *Mirifusus mediodilatatus* (Rust), *Pseudodictyomitra carpatica* Lozinyak.

В правобережье р. Прав. Талыйнин (разрезы 8,9) встречена крутонаклоненная на север чешуя мощностью 30-70 м, с юга контактирующая по разлому с альб-верхнемеловыми отложениями. Эта чешуя лучше всего вскрывается в устье руч.Ясного. В нижней части она сложена пачкой (видимая мощность 12-15 м) красных слоистых яшм, в которых Г.П.Тереховой, В.Б.Шмакиным и их коллегами собраны (1985 г.), а Н.Ю.Брагиным определены радиолярии берриас-готерива: *Ristola boesii* (Parona), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozinyak), *Parvicingula* sp. Эти яшмы перекрываются пачкой (20 м) красных яшм с валанжин-готеривским (см. фототабл.1) комплексом радиолярий (обр. 212/1): *Emiluvia? orea* Baumgartner, *Cecrops? septemporatus* (Parona), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Xitus alievi* (Foreman), *X. spicularius* (Aliev), *Parvicingula boesii* (Parona), *P. ananassa* (Rust),

P. aff. hsui Pessagno, *P. cosmoconica* (Foreman), *Mirifusus* cf. *chenodes* (Renz), *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Sethocapsa uterculus* (Parona), *Podobursa* cf. *polylophia* (Foreman), *P. cf. triacantha* (Fischli), *Pseudodictyomitra depressa* Baumgartner, *P. leptoconica* (Foreman).

К югу от рассматриваемого района в бассейне р. Научирынай в тектонической пластине, образованной толеитами типа MORB с линзами яшм, в последних обнаружены (обр. ДН 873/1) радиолярии, характерные для позднего берриаса-раннего валанжина Тетиса: *Triactoma jonesi* Pessagno, *Saturnalis dicranacanthos* (Squinabol), *Podobursa triacantha* (Fischli), *Eucyrtidium ptyctum* Riedel et Sanfilippo, *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *A. excellens* (Tan Sin Hok), *Pseudodictyomitra cosmoconica* (Foreman), *Willriedellum ? salumicum* Kozlova.

Выше по разрезу в яшмах обнаружен позднеберриас-валанжинский комплекс (обр. Л 278): *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *Parvicingula ananassa* (Rust), *Stichocapsa trachyostraca* Foreman, *Podobursa polylophia* Foreman, *Mirifusus* cf. *baileyi* Pessagno.

Таким образом, в долине р. Научирынай развит тектонически разлинзованный берриас-валанжинский яшмо-базальтовый комплекс (типа MORB).

Титон-неокомские радиоляриевые комплексы обнаружены и в самом южном участке региона - в бассейне р. Пикасьваям [1].

Позднетитон-ранневаланжинский комплекс радиолярий установлен в левом борту истоков р. Пикасьваям (обр. С-2415/2). Он представлен видами: *Conosphaera sphaeroconus* Rust, *Sethocapsa* cf. *trachyostraca* Foreman, *Parvicingula boesii* (Parona), *P. cf. cosmoconica* (Foreman). Валанжин-готеривский комплекс радиолярий из верховьев левого бережья р. Пикасьваям (обр. С-2375/4) представлен видами: *Acaeniotyle* cf. *diaphorogona* Foreman, *Alievium* ex. gr. *helenae* Schaaf., *Mirifusus mediodilatatus* (Rust), *M. chenodes* (Renz), *Sethocapsa trachyostraca* Foreman, *S. ? uterculus* (Parona), *Xitus clivosa* (Aliev), *X. alievi* (Foreman), *Thanarla conica* Aliev, *Parvicingula boesii* (Parona), *P. ananassa* Rust, *Podobursa polylophia* Foreman, а на правом берегу (обр. Л-50/1) встречены виды: *A. ex. gr. helenae* Schaaf., *Thanarla? conica* Aliev, *T. cf. pulchra* Squinaabol.

ВЫВОДЫ

Подытоживая приведенное выше стратиграфическое расчленение среднемезозойских образований, следует подчеркнуть, что оно базируется на эволюционных изменениях радиоляриевых сообществ. Возрастные интервалы выделены по рубежам одновременного появления и исчезновения комплекса видов или характерных видов-индексов. Такой принцип выделения возрастных уровней по радиоляриям

наиболее признан как у нас в стране [2,13], так и за рубежом [20,24]. Границы фиксируются сменой комплексов радиолярий или первым и соответственно последним, достаточно частым присутствием в комплексе индекс-видов, т.е. по резкому увеличению или сокращению обилия экземпляров вида-индекса.

Средний-поздний триас (анизий-ранний карний) определен на основе характерного комплекса радиолярий: *Archaeospongoprimum helicatum*, *A. tenue*, *A. japonicum*, *A. compactum*, *Eptingium manfredi*, *Pentactionocarpus? tetracanthus*, *Staurodorax decourti*, *Pantanellium silberlingi*, *Caphodoce sarisa*, *Triassocampe deweveri*, *Yeharaia annulata*, *Y. japonica*, *Y. elegans*, *Xiphoteca* sp., однозначно указывающих на средне-позднетриасовый возраст.

Нижняя граница среднего триаса (анизий), проводится по появлению *Archaeospongoprimum compactum*, а также *A. japonicum*, *Eptingium manfredi*. Верхняя граница - верхний триас (ранний карний), установлена по исчезновению *Archaeospongoprimum japonicum* и появлению первых видов подсемейств *Pantanelliinae* и *Capnodocinae*. На выделенный возрастной интервал приходится эпибола *Triassocampe deweveri*, *Yeharaia annulata*, *Y. japonica*, *Y. elegans*. Данный возрастной интервал, вероятно, соответствует зонам *Triassocampe diordinis*, *T. deweveri*, *Sarla dispersalis* (ладиний-карний), предложенным Н.Ю. Брагиным для триаса Сихотэ-Алиня и Сахалина [2].

Вмещающие радиолярии отложения представлены серыми кремнями, реже разноцветными кремнями и сургучными яшмами, переслаивающимися с темными до черных кремнистыми аргиллитами (по 1-5 см), иногда серо-зелеными туфосилицитами (по 10-15 см, редко до 0,5 м). Максимальная мощность выходов 60-100 м.

Корякское нагорье (верховья рек Пикасьваям, Хатырки). Характерные виды этого интервала известны из Сихотэ-Алиня, Сахалина, Японии, Северной Америки, Италии, Румынии.

Поздний триас (поздний карний-средний норий) установлен Н.Ю. Брагиным [17] в тектоническом блоке на левобережье р. Чирынай вблизи устья р. Эгельваям на основе радиолярий: *Triassocampe nova*, *Eucyrtidiellum pessagnoi*, "*Napora*" sp., *Capnodocce* aff. *anapetum*, *Capnuhosphaera* aff. *lea* и, возможно, сопоставим с зоной *T. nova* (поздний карний-средний норий) Н.Ю. Брагина [2], прослеженной в базальто-яшмовом разрезе р. Подгорной Корякского нагорья.

Начало ранней юры (геттанг-синемюр). Возраст определен на основе радиолярий: *Saitoum keki*, *Paleosaturnalis* sp., *Pantanellium ? inornatum*, *Canoptum* cf. *rugosum*, *C. merum*, *Bipedis* sp., *Parvicingula? grantensis*, *Katroma* cf. *triangularis*, *K. neagui*, *Parahsuum simplum*, *Multimonilis* sp. В. Ян. Нижняя

граница (геттанг) устанавливается по появлению видов *Parahsuum simplum*, *Multimonilis* sp. В. Yeh, полному отсутствию рода *Triassocampe*, *Yeharaia*. Верхняя граница (синемюр плинсбах) проведена по первому появлению семейства *Parvicingulidae*, вымиранию родов *Paleosaturnalis*, *Multimonilis*. На данный возрастной интервал приходится эпиболо видов *Parahsuum simplum*, *Saitom keki*, рода *Bipedis*. Возрастной интервал с *P. simplum* выделяется в Корякском нагорье впервые. В Японии он отвечает геттанг-синемюру.

Характерные виды этого радиоляриевого комплекса известны из Сихотэ-Алиня, Южного Сахалина, Японии, Китая, Северной Америки, Средиземноморско-Альпийской области.

Ранняя-средняя юра (плинсбах-аален, возможно включая начало байоса). Возраст интервала определен на основе характерного сообщества радиолярий, включающего: *Praeconocaryomma whiteavesi*, *P. fasciata*, *Turanta ancoriformis*, *Zartus dickinsoni*, *Spongostaurus puguinculus*, *Canoptum anulatum*, *Laxtorum jurassicum*, *Eucyrtidium* cf. *elementarius*, *Bagotum* cf. *erraticum*, *Lupherium* sp., *Katroma* sp. Нижняя граница (плинсбах, возможно включая конец позднего синемюра) установлена по первому появлению родов *Turanta*, *Zartus*, *Laxtorum*; верхняя граница (аален?-ранний байос) - по вымиранию вида *Canoptum anulatum* родов *Katroma*, *Lupherium*. Данный возрастной интервал может быть сопоставлен с японской зоной *Laxtorum jurassicum* (тоар-ранний байос [23] по присутствию характерного вида-индекса *L. jurassicum*. В Корякском нагорье возрастной интервал с *Laxtorum jurassicum* выделяется впервые. Он соответствует нижней части слоев с *Pantanellium foveatum* - *Bagotum maudense*. [3].

Характерные виды этого сообщества радиолярий известны из Японии, Северной Америки, Средиземноморья.

Средняя юра (поздний байос-ранний бат). Наиболее характерные виды радиолярий этого интервала: *Pantanellium buntodense*, *P.* cf. *riedeli*, *Bagotum* cf. *pseudoerraticum*, *B. maudense*, *B. ?modestum*, *Canutus blomei*, *Eoxitus hungaricum*, *Triversus japonicum*, *T. kasinzovae*, *T. strobilatus*, *Hsuum lupheri*, *H. mirabundum*, *H.* cf. *inexploratum*, *Parvicingula burnensis*, *P.* cf. *blackhornensis*, *P. media*, *P. matura*, *P.* cf. *inornata*, *Tricolocapsa yaoi*, *Mita* sp. A. Carter, *Eucyrtidium elementarius*, *Droltus* sp., *Archicapsa* sp. cf. *A. pachiderma*, *Stichocapsa* aff. *robusta*. Нижняя граница (поздний байос) устанавливается по первому появлению многочисленных видов семейств *Amphipyndacidae* и *Hsuidae*, массовому появлению представителей семейства *Parvicingulidae* и *Bagotidae*, верхняя (ранний бат) - по исчезновению родов *Bagotum*, *Canutus*. Этот возрастной интервал отвечает верхней части слоев с

Pantanellium foveatum - *Bagotum maudense*, предложенный ранее для кремнистых толщ Тихоокеанского региона СССР [3]. Данный возрастной интервал с *Bagotum maudense* выделяется впервые. По комплексу радиолярий интервал может быть сопоставлен с японской зоной *Unuma echinatus* Yao. [23].

Характерные для этого интервала виды известны в Японии, Новой Зеландии, Северной Америки, Венгрии, Малом Кавказе.

Средняя юра (поздний бат-(?) ранний) келловей). Возраст установлен по радиоляриевому комплексу: *Gorgansium pulchrum*, *Praeconocaryoma hexacubica*, *Emiluvia* cf. *salensis*, *Higumastra inflata*, *Tritrabs rhododactylus*, *Triactoma* cf. *jonesi*, *Archaeodictyomitra exigua*, *Ristola decora*, *R. prisca*, *R. turpicula*, *Parvicingula blackhornensis*, *P. burnensis*, *P.* cf. *vera*, *P. inornata*, *Podobursa helvetica*, *Hsuum mirabundum*, *H. rosebudense*, *Milax inflatus*, *M.* aff. *fluxuosus*, *M.* cf. *abiensis*, *Napora pyramidalis*, *N. deweveri*, *Elodium* sp. Нижняя граница (поздний бат) проведена по первому появлению вида-индекса *Ristola turpicula*, а также *Podobursa helvetica*, *Napora pyramidalis*, *Parvicingula vera*, а верхняя (келловей) - по исчезновению родов *Tritrabs*, *Milax*, *Elodium* и массовому появлению выше этой границы рода *Mirifusus*. Интервал с *Ristola turpicula* соответствует основанию ранее выделенных для Северо-Востока СССР слоев *Parvicingula vera* [3]. Характерные виды хорошо известны в Тихоокеанском регионе и Средиземноморско-Альпийской области.

Поздняя юра (поздний келловей? - оксфорд-средний. титон). Интервал отличается наиболее высоким таксономическим разнообразием и выделен на основе характерного комплекса радиолярий, включающего виды: *Archaeospongoprunum imlayi*, *Pantanellium fischeri*, *Triactoma jonesi*, *T. blackei*, *T. echiodes*, *T. cornuta*, *T. tithonianum*, *T. trigonum*, *Orbiculiforma multiflora*, *Spongosaturnalis protoformis*, *S. suboblongus*, *Gargansium pulchrum*, *Emiluvia premyogii*, *E. orea*, *Pseudocrusella magna*, *P. plana*, *Paronaella mulleri*, *P. pessagnoii*, *P. venusta*, *P. worzeli*, *P. ewingi*, *P. exotica*, *Andromeda crassa*, *Archaeodictyomitra apiara*, *Bernoullis cristatus*, *Dibolachras chandrica*, *Hsuum cuestaensis*, *H. obispaensis*, *H. mirabundum*, *Napora lospensis*, *Mirifusus hanni*, *M. baileyi*, *M. fragilis*, *M. guadalupensis*, *Ristola altissima*, *R. jonesi*, *R. procera*, *Parvicingula elegans*, *P. khabakovi*, *P. vera*, *P. boesii*, *P. dhimenaensis*, *P. blowi*, *P. hsui*, *Podobursa helvetica*, *P. spinosa*, *Thanarla pulchra*, *T.* cf. *broweri*, *Spongocapsula palmerae*, *S. perampla*, *Syringocapsa lucifer*, *Sethocapsa? cetia*, *Zhamoidellum ventricosum*, *Z. ovum*. Нижняя граница (поздний келловей?-оксфорд) устанавливается по первому появлению индекс-вида *Ristola altissima*, массовому расцвету представителей рода *Mirifusus*. Верхняя граница (титон) отмечена вымиранием родов *Hsuum*, *Gargansium*, последним появле-

нием индекс-вида *Ristola altissima*. Этот интервал *Mirifusus fragilis-M. guadalupensis-Ristola altissima* соответствует средней-верхней части ранее выделенных радиоляриевых слоев с *Parvicingula vera* [3]. Характерные виды этого интервала хорошо известны из Северной Америки, Японии, Средиземноморско-Альпийской области.

Поздняя юра-ранний мел (поздний титон-берриас). Позднетитон-берриасский комплекс радиолярий включает: *Acanthocircus dicranacanthos*, *Chitonastrium tricuspidatum*, *Ditrabs sansalvadorensis*, *Emilvia orea*, *Triactoma tithonianum*, *Alievium helenae*, *Pantanellium berriasianum*, *Archaeodictyomitra apiara*, *A. excellens*, *Dibolachras tythopora*, *Mirifusus baileyi*, *M. mediodilatatus*, *M. hanni*, *Parvicingula blowi*, *P. hsui*, *P. citae*, *P. cosmoconica*, *P. khabakovi*, *P.? chimenaensis*, *Podocapsa amphitreptera*, *Ristola cretacea*, *R. jonesi*, *R. procera*, *R. aff. altissima*, *Sethocapsa cetia*, *S. leiostraca*, *Willriedelum salumicum*. Нижняя граница (поздний титон) устанавливается, по первому появлению *Ditrabs sansalvadorensis*, *D. tythophora*, массовому появлению *Acanthocircus dicranacanthos*, *Parvicingula cosmoconica*. Верхняя граница (берриас) фиксируется по вымиранию вида *Parvicingula khabakovi*, *Mirifusus baileyi*. Этот возрастной интервал соответствует ранее выделенным слоям *P. khabakovi-M. baileyi*. [3]. Характерные виды этого комплекса известны на Западной Камчатке, в Японии, США, Италии.

Ранний мел (поздний берриас-средний валанжин). Наиболее характерными видами этого комплекса являются: *Emilvia orea*, *Pantanellium berriasianum*, *P. lanceola*, *Alievium helenae*, *Acaniotyle diaphorogona*, *Archaeodictyomitra apiara*, *A. excellens*, *Mirifusus mediodilatatus*, *M. hanni*, *Podobursa polylophia*, *P. triacantha*, *Parvicingula ananassa*, *P. citae*, *P. cosmoconica*, *Ristola cretacea*, *R.? jonesi*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *P. depressa*, *P.? leptoconica*, *Stichocapsa arca*, *S. cribata*, *S. conosphaeroides*, *S. leiostraca*, *Sethocapsa cetia*, *S. trachyostraca*, *Thanarla elegantissima*, *Xitus alievi*, *X. clivosa*, *X. spicularis*. Нижняя граница (поздний берриас) отмечается появлением многочисленных новых видов (*Pantanellium berriasinum*, *Parvicingula ananassa*, *Ristola cretacea*), рода *Xitus*. Верхняя граница (средний валанжин) прослеживается по вымиранию рода *Parvicingula*. Выделенный интервал по объему соответствует низам установленных ранее слоев с *Stichocapsa trachyostraca-Mirifusus chenodes* [3]. Характерные виды имеют широкое распространение (Америка, Азия, Европа).

Ранний мел (поздний валанжин-готерив). Здесь определены: *Cecrops septemporatus*, *Archaeodictyomitra apiara*, *Mirifusus mediodilatatus minor*, *M. chenodes*, *Xitus alievi*, *X. spicularis*, *Parvicingula ananassa*, *P. boesii*, *Thanarla? conica*, *T. elegantissima*, *Sethocapsa trachyostraca*, *S. uterculus*, *Pseudodictyomitra depressa*,

P. leptoconica, *P. carpatica*. Нижняя граница интервала (поздний валанжин) определяется появлением обилия видов рода *Thanarla* (впервые здесь зафиксирован вид *T. elegantissima*), индекс-вида *Mirifusus chenodes*, массовым расцветом подвида *Mirifusus mediodilatatus minor*. Верхняя граница этого интервала (готерив) установлена условно, по исчезновению у кровли *Sethocapsa trachyostraca*, последних видов рода *Parvicingula*. Этот интервал, вероятно, отвечает верхам радиоляриевых слоев *Mirifusus chenodes-Sethocapsa trachyostraca*. Виды этого интервала известны преимущественно из Тетиса.

The research described in this publication was made possible in part with financial support by Grant MR 6300 from the ISF and RFFI.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ашурко В.Г., Разумный А.Г., Вишневская В.С. Разнообразие радиоляриевых комплексов бассейна р. Пикасъяам (Корякское нагорье) // Исполз. радиолярий в стратиграфии и палеобиологии: Тез. докл. Уфа, 1990. С. 12-13.
2. Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М., 1991. 125 с.
3. Вишневская В.С. О возможностях расчленения юрско-палеоценовых вулканогенно-кремнистых формаций северо-западного обрамления Пацифики (в пределах СССР) // Очерки по геологии Камчатки и Коряк. нагорья. М., 1988. С. 8-16.
4. Вишневская В.С. Позднемезозойские вулканогенно-кремнистые толщи: стратиграфия и условия формирования на основе изучения радиолярий: Автореф. дисс... д-ра геол.-минер. наук. М., 1990. 47 с.
5. Вишневская В.С., Филатова Н.И., Дворянkin А.И. Новые данные о стратиграфии юрских отложений Корякского нагорья (г. Семиглава) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1990. N 1. 21-40.
6. Геологическая карта Северо-Востока СССР. 1:2500000. 1990. 547 с.
7. Григорьев В.Г., Крылов К.А., Соколов С.Д. Верхнеюрские-нижнемеловые отложения центральной части Корякского нагорья // Очерки по геологии Востока СССР. М., 1986.
8. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектонические значения // Тр. ГИН АН СССР. М., Наука, 1987.
9. Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 242 с.
10. Зинкевич В.В. Тектоника Ваежско-Алганской и Велико-реченской-Рарытчинской зон Корякского нагорья // Очерки тектоники Коряк. нагорья. М., 1982.
11. Казинцова Л.И. Меловые радиолярии Корякского нагорья // Сов. геология, 1979. N 4. С. 81-85.
12. Крымсалова В.Т. Радиолярии и стратиграфия пекульнейвеемской свиты между речья Талаяин-правый Талаяин (хр. Рарыткин, Корякское нагорье) // Исполз.

- радиолярный в стратиграфии и палеобиологии: Тез. докл. Уфа, 1990. С.43-47.
13. Левыкина И.Е. Стратиграфия неогеновых отложений северо-западной части Тихого океана по радиоляриям. М.: Наука, 1986. 117 с. (Тр. ГИН; 367 413?).
 14. Липман Р.Х. Значение радиолярной для стратиграфического расчленения осадочных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34. С.67-88.
 15. Петрушевская М.Г. Радиолярии *Nassellaria* в планктоне Мирового океана // Радиолярии Мирового океана. М.-Л., 1971. С.405.
 16. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса: Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минер.наук. М., 1988., 35 с.
 17. Ставский А.П., Березнер О.С., Сафонов В.Г., Злобин С.К. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1989. N 3. С. 72-80.
 18. Терехова Г.П., Шмакин В.Б. О геологическом строении г.Семиглавой // Изв. АН СССР, сер.геол.. 1982. N 4. С.127-130.
 19. Хабаков А.В. Об ископаемых радиоляриевых из сланцев Северной Камчатки // Изв. ВГРО. 1932. Т 51, вып. 46. С.689-695.
 20. Baumgarther P. A. A middle Jurassic - early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary associations and age of Tethyan radiolarites // Ecloga Geol. Helv. 1984. Vol.77, N3. P. 729-837.
 21. Carter E., Cameron B., Smith P. Lower and middle Jurassic radiolarian biostratigraphy and systematic paleontology // Geol. Survey of Canada. 1988. Bull. 386. 108 p.
 22. De Wever P. Nassellaria (Radiolaires polycystines) du lias de Turquie // Revue de Micropaléontologie. 1982. V.24, N4. P. 189-232.
 23. Matsuoka A. First appearance biohorizon of *Tricolocapsa conexa* within Jurassic siliceous mudstone sequences of the Kamiyaso area in the Mino Terrane, Central Japan: A correlation of the radiolarian zones of the middle Jurassic // J. Geol. Soc. Jap. 1988. 94, N 8. P. 583-590.
 24. Schaaf A. Les radiolaires du Cretace inferieur ey moyen: Biologia et Systematique // Sciences geologique, Bull. memoir. 1984. N 75. 188 p.

Поступила в редакцию 20 марта 1995 г.

V. S. Vishnevskaya, N. I. Filatova

Radiolarian Mesozoic biostratigraphy of the northeastern Russia.

The radiolarian method is classified as that of high prospecting. Based on this method, ten radiolarian complexes of different age intervals were displayed in the early poorly dated Early/Middle Mesozoic formations. They are as follows: 1) middle Triassic, 2) Late Triassic, 3) Hettangian - Sinemurian, 4) Pleinsbachian - Early Bajocian, 5) Late Bajocian - Early Bathonian, 6) Late Bathonian - Callovian, 7) Late Callovian (?) - Middle Tithonian, 8) Late Tithonian - Berriasian, 9) Late Berriasian - Middle Valanginian, and 10) Late Valanginian - Hauterivian. These different-aged radiolarian complexes enabled to make detailed stratigraphic division of the Middle Mesozoic formations and to correlate some parts of their cross-section tectonically dislocatedier, on the contrary, joined within the Anadyr - Koryakian region.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЫЛЬЦЫ ЛИПОВЫХ В РАЗРЕЗЕ ДОЧЕТВЕРТИЧНОГО КАЙНОЗОЯ ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

Л.А. Баскакова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.Карпинского,
г.Санкт-Петербург

По ряду разрезов палеоген-неогеновых отложений в Западном Приморье прослежен характер стратиграфического распространения и изменения таксономического состава пыльцы семейства Tiliaceae. Выделено три стратонтервала, в палинофлоре которых она играет значительную роль, обладая таксономической спецификой в каждом из них. "Тилиондные" стратонтервалы приходятся на среднюю часть эоцена, верхнюю часть олигоцена и середину миоцена. Они рассматриваются в качестве местных палиностратонтов (слои с палинофлорой), названных по их характерным видам. Это (снизу): 1) слой с *Intratropipollenites cf. microreticulatus* - *Tilia compacta* - *Tilia pseudinstructa*, 2) слой *Intratropipollenites instructus*-*Intratropipollenites insculptus*, 3) слой *Tilia cf. inserata*. Наиболее широкое площадное распространение и наиболее обоснованную привязку к общей стратиграфической шкале имеют слои с *Intratropipollenites instructus* - *Intratropipollenites insculptus* (олигоценый "тилиондный" уровень), в силу чего они выступают в роли одного из реперов палиностратиграфической корреляции.

Статья написана по совместным материалам автора и Н.С.Громовой, проводившей палинологические исследования. Ей принадлежит большая часть видовых определений пыльцы рода *Tilia* в просмотренных нами разрезах палеогеновых и неогеновых отложений.

В палинофлоре дочетвертичного кайнозоя Западного Приморья семейство Tiliaceae представлено в основном современным родом *Tilia* и тилиондной пыльцой тесно связанного с ним генетически и морфологически формального рода *Intratropipollenites* Pfl. et Th. Из представителей других родов в качестве редкой или спорадической примеси отмечены лишь *Hainania* sp. и *Grewia* sp.

Характер распределения и изменения пыльцы липовых по разрезу прослежен автором в ряде пунктов (рис.1), по вышеназванным доминирующим родам. Преимущественно применительно к ним употребляются и сами понятия "тилиондная пыльца" или "пыльца липовых".

В Западном Приморье пыльца липовых встречается по всему разрезу палеоген-неогеновых отложений (с нижнего эоцена, или с конца палеоцена) однако количество и таксономический состав ее на различных уровнях претерпевают существенные изменения.

В наиболее древних, эоценовых палинокомплексах тилиондная пыльца отмечена по разрезам п-ва Посъет (назимовская свита), Тавричанской, Артемовской и Шкотовской впадин (угловская свита), Нижне-и Средне-Бикинских впадин (нижняя угленосная толща) и Ореховской впадины (нижняя часть угленосной толщи) (рис.2).

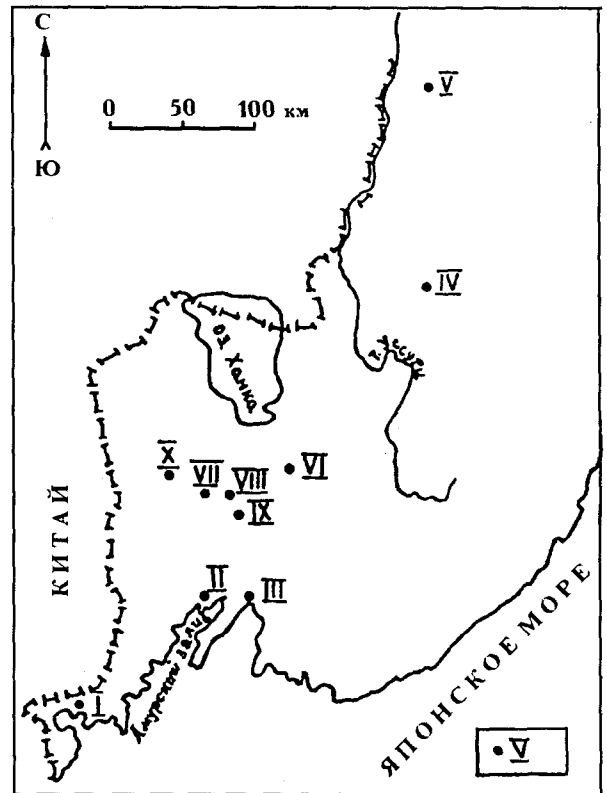


Рис. 1. Местоположение палинологически охарактеризованных разрезов палеоген-неогеновых отложений в Западном Приморье.

Разрезы: I. п-ов Посъет, II. Артемо-Тавричанская впадина, III. Шкотовская впадина, IV. Ореховская впадина, V. Нижне-Бикинская впадина, VI. Ретиховская впадина, VII. Павловская впадина, VIII. Северная мульда, IX. Восточная мульда, X. Липовецкая впадина.

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА		П-ОВ ПОСЬЕТ	АРТЕМО-ТАВРИЧАНСКАЯ ВПАДИНА	ШКОТОВСКАЯ ВПАДИНА	ОРЕХОВСКАЯ ВПАДИНА	НИЖНЕ-БИКИНСКАЯ ВПАДИНА	РЕТНИХОВСКАЯ ВПАДИНА	ПАВЛОВСКАЯ ВПАДИНА	СЕВЕРНАЯ МУЛЬДА	ВОСТОЧНАЯ МУЛЬДА	ЛИПОВЕЦКАЯ ВПАДИНА	
НЕОГЕН	МИОЦЕН											
	N_1^3		Усть-суй-фунская свита	Базальты		Верхняя угленосная толща	Пестроцветная толща	Усть-суй-фунская свита				
	N_1^2		Туфогенно-осадочная толща	Валунно-галечниковая толща	Туфогенно-осадочная толща		Туфо-диа-томиты	Слабо угленосная обломочная толща	Туфогенно-осадочная толща	Туфо-генно-осадочная толща		Вулкано-генно осадочная толща
	N_1^1											
ПАЛЕОГЕН	ОЛИГОЦЕН	P_3^1 (рольва)	Надеждинская свита	Павловская свита	Угленосная толща	Непродуктивная толща	Павловская свита	Павловская свита	Павловская свита	Павловская свита	Верхняя часть Павловской свиты	
	ЭОЦЕН	P_2^3		Глинисто-алевритовая толща								
		P_2^2	Зайсановская свита	Угловская свита	Угловская свита	Нижняя угленосная толща (Угловская свита)						
		P_2^1	Назимовская свита									
	ПАЛЕОЦЕН	P_1^2	Ново-посьетская свита									

Рис.2. Схема сопоставления разрезов палеоген-неогеновых разрезов Западного Приморья, по которым прослежено стратиграфическое распределение тилиоидной пыльцы.

Однако, несмотря на ее достаточно широкое распространение, роль липовых в эоценовой палинофлоре Приморья сравнительно невелика. Лишь в отдельных разрезах (Ореховская впадина) суммарное содержание пыльцы их достигает 10%. В целом же количество ее в отдельных палиноаспектах колеблется от 1 до 5%.

Максимум содержания предшествует стратотуровню среднеэоценового климатического оптимума и ассоциирует с доминирующими хвойными (Taxodiaceae, Pinaceae - *Picea* sp., *Pinus* spp., *Tsuga* spp., *Cedrus* spp.; Podocarpaceae - *Podocarpus* spp., *Dacrydium* sp.).

Видовое разнообразие семейства Tiliaceae в эоценовых палинотафоценозах установлено по четырем разрезам: посьетскому, артемо-тавричанскому, шкотовскому, ореховскому (рис.3).

Списочный состав видов, отмеченных в этом интервале включает: *Intratropollenites* cf. *microreticulatus* Mai, *I. insculptus* Mai, *I. instructus* (R.Pot.) Pfl. et Th., *Tilia pseudoinstructa* (Mai), *I. Kulk.*, *T. compacta* I.

Kulk., *T. grandireticulata* Zhezh., *T. cf. amurensis* Rupr., *T. sp.*, *Hainania* sp., *Grewia* sp. (табл.1,2).

Значительный интерес представляет наличие в этом списке форм, морфологически близких *Intratropollenites microreticulatus*, стратиграфический диапазон которого в Западной Европе ограничивается нижним-средним эоценом [15].

На этот же интервал приходится и распространение сопоставляемых с *Intratropollenites microreticulatus* палиноформ, отмеченных по нашим данным лишь в низах угловской свиты в Шкотовской впадине.

Отличительными признаками их являются: неправильная овально-треугольная форма, очень тонкая экзина с тонкосетчатой структурой и нечетко выраженные щелевидные поровые каналы (табл.1, фиг.7). Krutzsch [13] подобные формы выделил в группу "glatte tilioiden Formen" (гладкие тилиоидные формы). Из приведенных им изображений этих таксонов (табл.IX) наибольшее сходство наши экземпляры обнаруживают с фиг.22.

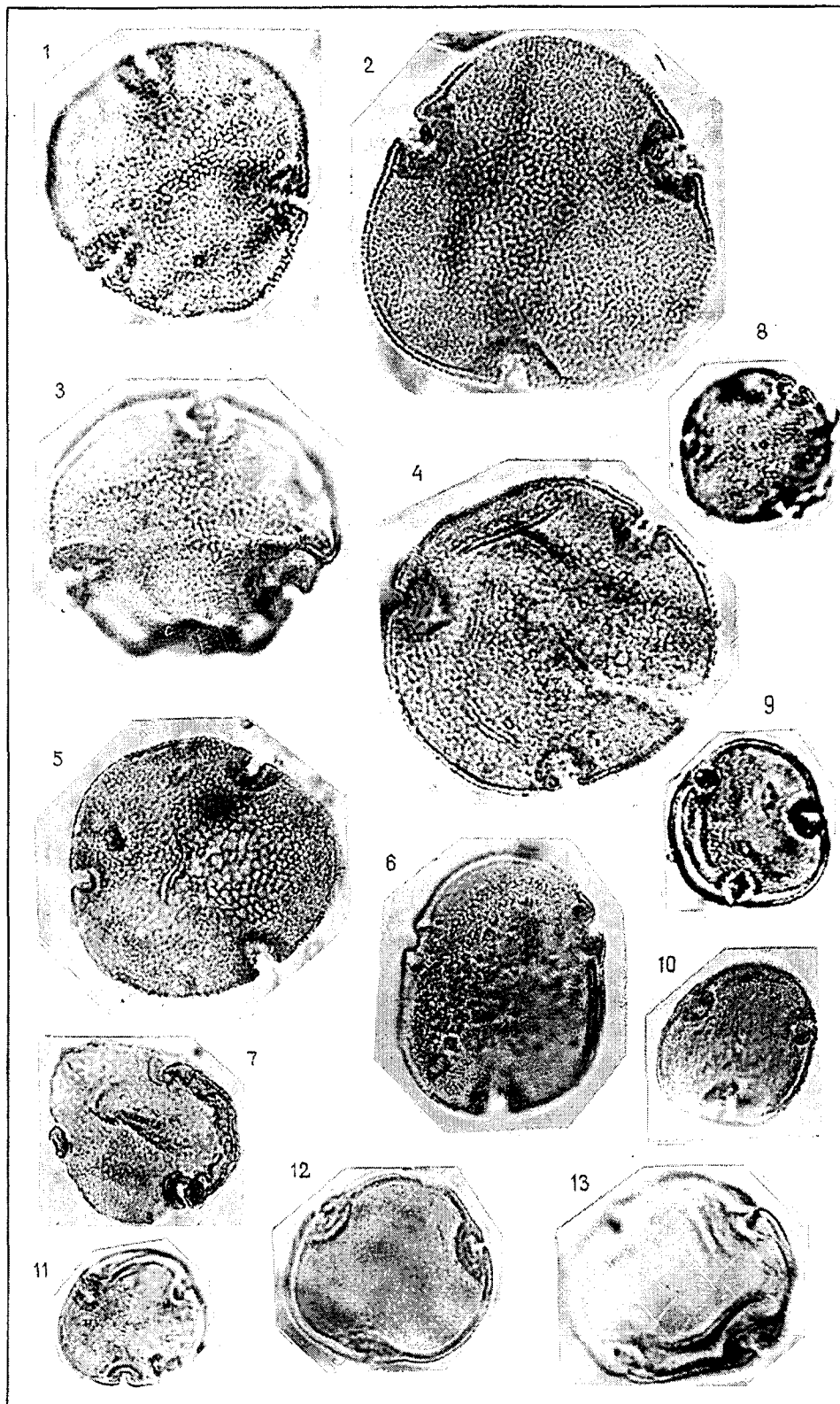
О.С.Ш.				СЛОИ С	К	П-ОВ ПОСЬЕТ	АРТЕМО-ГАВРИЦАИ-СКАЯ ВПАДИНА	ШКОТОВ-СКАЯ ВПАДИНА	ОРЕХОВ-СКАЯ ВПАДИНА	НИЖНЕ-БИ-КИНСКАЯ ВПАДИНА	РЕТНИХО-ВСКАЯ ВПАДИНА	ПАВЛОВ-СКАЯ ВПАДИНА	СЕВЕРНАЯ МУЛЬДА	ВОСТОЧ-НАЯ МУЛЬДА	ЛИПОВЕЦ-КАЯ ВПАДИНА
система	отдел	под-отдел	ярус												
НЕОГЕН				ПАЛНОФЛОРИЙ	КП					1	1	10			
ОЛИГОЦЕН				Mioscen	КО		16 9 15 16	1	2 3 15 16	2 15	3 5 6 15 16 17	17 12	8 16	123 8 16 17	23 7 10 15 17
ПАЛЕОГЕН				Eocen	КО		17	1	1	1	1	1	1		
ЭОЦЕН				Eocen	КО		1 2 17	2 14 15 18	2 3 9 16						

а - - - б - - - в - - -

Рис. 3. Распределение тилиноидной пыльцы в разрезах дочетвертичного кайнозоя Западного Приморья. 1-18. Таксоны семейства Tiliaceae.

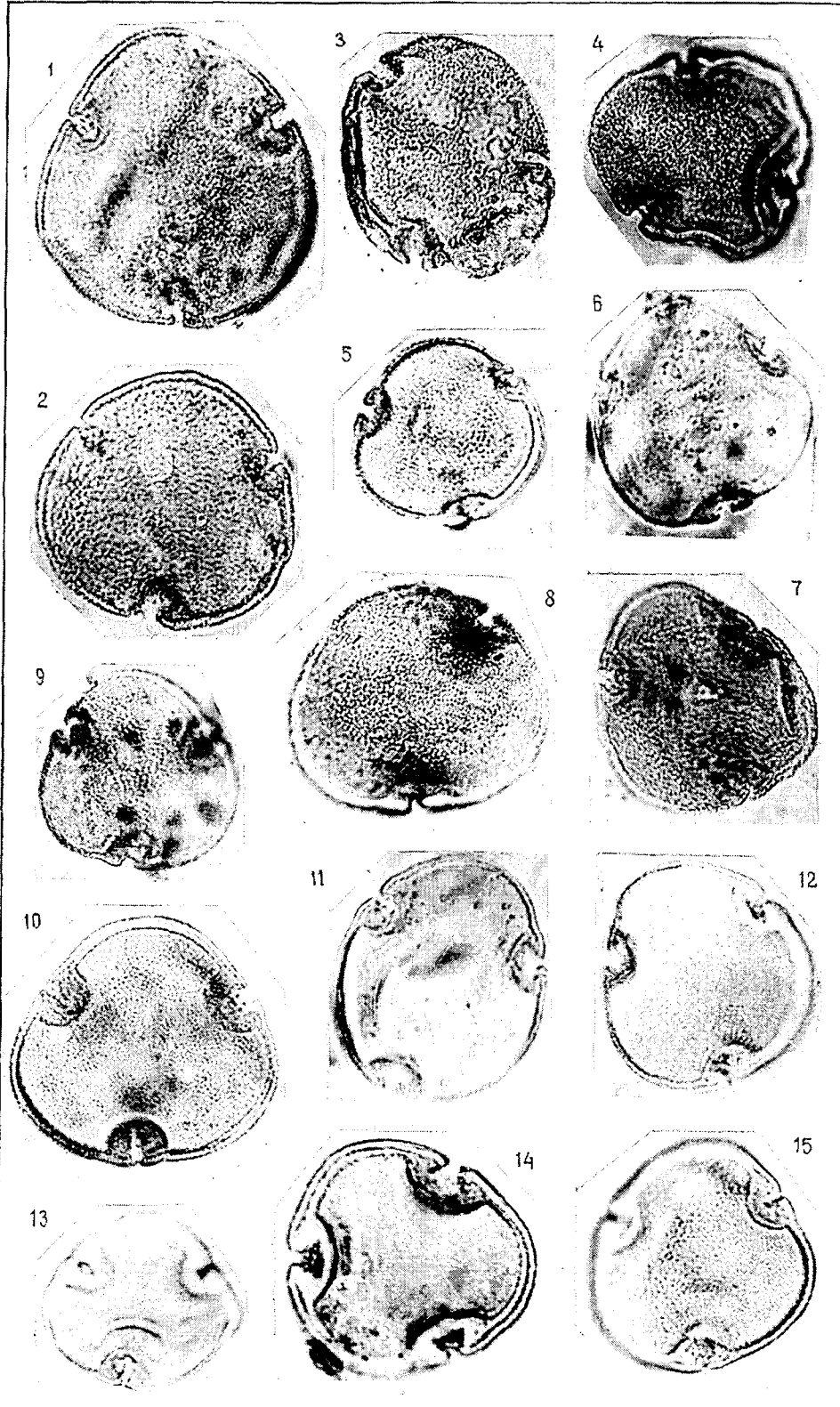
1. *Tilia*, 2. *Tilia compacta* I. Kulk., T. cf. *compacta* I. Kulk., 3. *T. pseudinstructa* (Mai) I. Kulk., T. cf. *pseudinstructa* (Mai) I. Kulk., 4. *T. grandireticulata* Zhezh., 5. *T. minuta* Zhezh., 6. *T. tenuipollis* Bolot., 7. *T. putlipollis* Bolot., 8. *T. tomentosiformis* Pan., T. cf. *tomentosiformis* Pan., 9. *T. cf. amurensis* Eupr., 10. *T. cf. inserata* Anan., 11. *T. cf. tricarpa* Anan., 12. *T. cf. platyphyllos* Scop., 13. *T. cf. cordata* Mill., 14. *Intratropollenites* cf. *microreticulatus* Mai, 15. *I. insculptus* Mai, I. cf. *insculptus* Mai, 16. *I. instructus* (R. Pot.) Pfl. et Th., I. cf. *instructus* (R. Pot.) Pfl. et Th., 17. *Hainania* sp., 18. *Grewia* sp. а-в. Количественная оценка таксона в составе палинокомплекса: а. до 1%, б. 107%, в. более 7% (обычно 10-15%). К - экстремальные состояния климата, КО - климатический оптимум, КП - климатический пессимум.

Таблица 1



Фиг.1. *Intratripopollenites instructus* (R. Pot.) Pfl et Th., Реттиховская впадина, олигоцен, павловская свита. Фиг.2-5. *Intratripopollenites instructus* cf. subsp. *macroreticulatus* Mai: фиг.2-4. олигоцен, павловская свита, Павловская впадина (2), Восточная мульда (3-4); фиг.5.- Шкотовская впадина, средний эоцен, угловская свита. Фиг.6. *Intratripopollenites* cf. *instructus* (R. Pot.) Pfl. et Th., Ореховская впадина, олигоцен, верхняя часть угленосной толщи. Фиг.7. *Intrapollenites* cf. *microreticulatus* Mai, Шкотовская впадина, средний эоцен, угловская свита. Фиг.8. *Tilia tenuipollis* Bolot. Фиг.9. *Tilia minuta* Zhez. , Реттиховская впадина, олигоцен, павловская свита. Фиг.10-12. *Tilia compacta* I.Kulk., эоцен, угловская свита, Шкотовская впадина (фиг.11), олигоцен, павловская свита (фиг.10 - Ореховская впадина, фиг.12 - Восточная мульда). Фиг.13. *Tilia* cf. *compacta* I.Kulk., Липовецкая впадина, олигоцен, верхняя часть павловской свиты.

Увеличение: фиг. 1-4, 8,9,12,13 -x 1000; фиг. 5-7,10,11 - x900.



Фиг.1-2. *Intratropollenites insculptus* Mai, олигоцен, павловская свита, Павловская впадина (фиг.1), Липовецкая впадина (фиг.2). Фиг.3-4. *Intratropollenites* cf. *insculptus* Mai: фиг.3.- Ореховская впадина, олигоцен, верхняя часть угленосной толщи, фиг.4. Шкотовская впадина, эоцен, угловская свита. Фиг.5-7. *Tilia pseudinstructa* (Mai) I.Kulk., олигоцен, Восточная мульда (фиг.5-6), Ореховская впадина (фиг.7). Фиг.8-9. *Tilia* cf. *pseudinstructa* (Mai) I.Kulk., средний эоцен, Ореховская впадина (фиг.8), Шкотовская впадина (фиг.9). Фиг.10. *Tilia* cf. *amurensis* Rupr., Павловская впадина, олигоцен, павловская свита. Фиг.11-12. *Tilia* cf. *inserata* Anan. Фиг.13. *Tilia putillipollis* Bolot. - Липовецкая впадина, олигоцен, верхняя часть павловской свиты. Фиг.14. *Tilia tomentosiformis* Pan., Липовецкая впадина, нижний миоцен, вулканогенно-осадочная толща. Фиг.15. *Tilia* cf. *tomentosiformis* Pan., Северная мульда, верхний олигоцен. Увеличение: Фиг. 1,2,5,6, 10-15 - x 1000; фиг. 3,4,7-9, - x 900.

Наряду с *Intratropollenites cf. microreticulatus Mai* характерными видами лип в эоценовой палинофлоре Приморья являлись также *Tilia pseudinstructa* (Mai) I.Kulk., и *compacta* I.Kulk., широко представленные в эоценовых отложениях Яно-Индибирской низменности [7]. В просмотренных нами разрезах эти виды прослеживаются до верхнего олигоцена.

Остальные виды родов *Tilia* и *Intratropollenites*, отмеченные в эоценовых палинокомплексах, являются представителями более молодых, олигоценовых и миоценовых палинофлор, в составе которых роль семейства Tiliaceae существенно возрастает по сравнению с эоценом.

В разрезе олигоцена и миоцена отчетливо выражены два "тилиоидных пика", отмеченные широким площадным распространением, высоким содержанием, а в первом из них и видовым разнообразием пыльцы лип (рис.3).

Олигоценовый "тилиоидный пик", отражающий наивысший за весь кайнозой расцвет липовых, фиксируется практически во всех изученных автором разрезах. Наиболее высоким содержанием пыльцы он отмечен в разрезах Артемо-Гавричанской (10-16%), Шкотовской (25%), Ореховской (18%), Павловской (19%), Липовецкой (10%), Нижне- и Средне-Бикинских (10%) впадин (рис.2). Он характеризуется следующими видами: *Tilia pseudinstructa* (Mai) I.Kulk., *T. compacta* I.Kulk., *T. grandireticulata* Zhezh., *T. minuta* Zhezh., *T. tomentosiformis* Pan., *T. tenuipollis* Belot., *T. putillipollis* Bolot., *T. cf. cordata* Mill., *T. cf. inserata* Anan., *T. cf. amurensis* Rupr., а также двумя видами формального рода *Intratropollenites* Pfl. et Th.: *I. insculptus* Mai и *I. instructus* (R.Pot.) Pfl. et Th., включая подвиды *macroreticulatus* Mai и *soebyensis* Mai. (табл.1,2).

На фоне видового разнообразия липовых в олигоценовых палинокомплексах Западного Приморья в них в значительном или заметном количестве (5-25%) постоянно присутствует пыльца, отнесенная автором к формальному виду *Intratropollenites instructus* (R. Pot.) Pfl. et Th.

На втором месте *Intratropollenites insculptus Mai*, отмеченная в количестве до 5% в половине из просмотренных разрезов. Н.С.Громовой эти формы именовались соответственно *Tilia* sp.₁ (крупносетчатая) и *T. sp.*₂ (мелкосетчатая).

Пыльца остальных видов встречается значительно реже в количестве, не превышающем 1-2%.

По хроностратиграфической приуроченности пыльца олигоценового "тилиоидного" пика подразделяется на три группы.

К первой группе относятся наиболее древние виды, унаследованные от предшествующих эпох кайнофита и завершающие здесь свое развитие. Это *Tilia pseudinstructa* (Mai), I.Kulk., *T. compacta* I.Kulk.

и, возможно, мелкая пыльца *T. tenuipollis* Bolot., отмеченная нами лишь в реттиховском разрезе.

Последний вид выделен М.Д.Болотниковой [3] из усть-давыдовской свиты на п-ве Речной, относившейся ранее к нижнему - среднему миоцену. Однако, согласно новым макрофлористическим и палинологическим [8] исследованиям, подтвердившим точку зрения Р.С.Климовой, высказанную еще в 1971 г. [6], возраст слоев, из которых впервые была описана *T. tenuipollis*, определяется сейчас как эоцен. Принадлежность этого вида к палеогеновой флоре подтверждается и отмеченным М.Д.Болотниковой [3] морфологическим сходством исключительно с эоценовыми видами тилиоидной пыльцы (*Tilia compacta* I.Kulk., *Intratropollenites ceiciliensis* Krutz.).

Вторую группу составляют транзитные виды, которые по их количественной представительности в палинокомплексах можно подразделить на две подгруппы а) доминанты и субдоминанты реконструируемой растительности, б) сопутствующие и спорадические элементы ее.

К первой подгруппе относятся *Intratropollenites instructus* (R.Pot.) Pfl. et Th., и *I. insculptus* Mai. В европейских разрезах стратиграфический диапазон *Intratropollenites instructus* D.H.Mai [15] определяется как верхний олигоцен - нижний плиоцен с максимумом распространения в нижнем - среднем миоцене. В наших разрезах этот вид прослеживается от среднего эоцена (Ореховская впадина) до среднего миоцена (Нижне-Бикинская впадина) включительно, достигая наивысшего расцвета в середине олигоцена.

Стратиграфический интервал *Intratropollenites insculptus* Mai в кайнозойском разрезе Приморья (эоцен - нижний миоцен) совпадает с таковым в европейском разрезе [15]. Также как и предшествующий вид, наибольшим распространением здесь он пользовался в середине олигоцена, тогда как в Европе расцвет его приходился на поздний олигоцен - ранний миоцен.

Ко второй подгруппе транзитных форм можно отнести *Tilia cf. amurensis* Rupr. и *T. minuta* Zhezh.

Последний вид выделен О.Н.Жежелем из верхнего олигоцена Северного Устюрта [5]. Однако время существования его определяется ею как олигоцен - миоцен, видимо, исходя из морфологического сходства его с разновозрастными (от среднего эоцена до верхнего миоцена) видами *Tilia*. В наших материалах малочисленные зерна *T. minuta* Zhezh. отмечены лишь на рассматриваемом уровне в реттиховском разрезе.

К третьей группе относятся виды, не отмеченные нами ниже по разрезу и прослеживающиеся в более молодых палинофлорах вплоть до современной. Это *Tilia tomentosaeformis* Pan., стратиграфический интервал которого определяется как олигоцен - миоцен, *Tilia*

putillipollis Bolot., описанная М.Д.Болотниковой [3] из плиоценовых отложений Северного Притумганья Кореи, а также *Tilia* cf. *cordata* Mil., и *T.* cf. *inserata* Anap. Последний вид, впервые выделенный Н.С. Громовой в кайнозойском разрезе Приморья, получил широкое распространение в миоцене.

Принимая во внимание доминантный статус палиноморф, отнесенных к *Intratriporopollenites instructus*, в составе многих олигоценовых комплексов Приморья, остановимся на некоторых их морфологических признаках и сравнительной характеристике. Им свойственны крупные размеры пыльцевых зерен (45-54 мкм), умеренная толщина экзины (порядка 2 мкм), крупносетчатый рисунок экзины, иногда более крупный в центре зерна, широкие открытые поровые каналы и тонкоплитчатый край зерна (табл. 1, фиг. 1-5).

Значительное сходство эта пыльца обнаруживает с формами, описанными М.Д.Болотниковой [3] как *Tilia grandipollina* Traverse из палеогеновых отложений Южного Приморья, отличаясь от последних более тонкой экзиной и тонкозубчатым контуром зерна. Однако, судя по фотографии голотипа *Tilia grandipollina* Traverse ([16], табл.11, фиг.86) и по описанию его в этой работе, формы, отнесенные М.Д.Болотниковой к этому виду, не обладают рядом его характерных признаков. Они отличаются прежде всего по строению поровой камеры и порового канала. У *Tilia grandipollina* Traverse эктоэкзина у наружного края поровой камеры резко вздымается, образуя две симметричные относительно канала полуарки, причем поровый канал имеет форму неглубокой щели. У форм, идентифицируемых М.Д.Болотниковой [3] с *Tilia grandipollina* Traverse, как следует из ее описания этого вида "контур зерна у пор ровный, иногда незначительно возвышающийся", а поры обладают широким выходным отверстием. На наш взгляд отличия этих форм слишком существенны, чтобы объединять их в один вид.

Наибольшим сходством отмеченная нами крупная пыльца с крупносетчатым строением экзины обладает с формами, описанными St. Masko ([14], табл. XXXVI, фиг. 1-4) из нижнемиоценовых отложений Верхней Силезии как *Tilia platyphyllos* Scop. Они сходны по близкой к округлой форме, по размерам зерна и толщине экзины, по характеру поровой камеры и порового канала, по тонкозубчатому контуру зерна. D.H. Mai [15] включил эти формы в синонимику *Intratriporopollenites instructus* subsp. *macroreticulatus* Mai.

Недостаточная изученность рассматриваемых нами палиноформ не позволяет определить их видовую принадлежность в естественной систематике семейства Tiliaceae, поэтому применительно к ним употребляем номенклатуру искусственной классификации.

В дальнейшем при монографическом изучении в составе этой таксономической группы возможно выделение даже не одного, а несколько видов *Tilia*.

Морфологическое сходство этой пыльцы с пыльцой современного вида *Tilia platyphyllos* Scop., предполагает и генетическую связь между ними, а именно присутствие в составе *Intratriporopollenites instructus* (R.Pot.) Pfl. et Th. предковых форм *Tilia platyphyllos* Scop.

В рамках своего длительного хроноинтервала *Intratriporopollenites instructus* (R.Pot.) Pfl. et Th., особенно его подвид *macroreticulatus* Mai, может рассматриваться в качестве характерного таксона для середины олигоцена Западного Приморья.

Стратиграфический уровень олигоценового "тилиоидного типа" в кайнозойском разрезе Приморья фиксируется залеганием его непосредственно выше слоев с высоким содержанием и видовым разнообразием пыльцы *Carya*, которые в свою очередь подстилаются слоями, в палинокомплексах которых отчетливо доминирует пыльца хвойных, главным образом разнообразных *Pinus*.

Аналогичные изменения в составе олигоценовой палинофлоры наблюдаются и в других регионах обширной территории бывшего СССР (Крым, Кавказ, Закавказье, Украина, Казахстан, Западная Сибирь) [11], где выделяются палиностратоны (слои, палинозоны) с Taxodiaceae или *Pinus* (в основании рюпеля на границе с верхним эоценом) и с *Carya spactmania* (в средней и верхней частях рюпеля).

Вид *Carya spactmania* Trav., встречающийся на рассматриваемом стратиграфическом уровне в многочисленных разрезах на обширной территории, в том числе и в Приморье, можно рассматривать в качестве коррелятивного таксона, а вмещающие его слои – в качестве реперных.

Стратиграфические соотношения "кариевых" и "тилиевых" слоев, сходные с отмеченными в разрезах Приморья, имеют место также в разрезах Западной Сибири (10), Северного Устьярта и Северного Приаралья (2,4) Яно-Омолойского междуречья и Нижне-Алданской впадины (12).

Стратиграфический интервал "тилиевых" слоев в рамках олигоцена Приморья по их положению в разрезе, характеру корреляционных связей и таксономическому составу соответствующей им палинофлоры определяется как конец рюпеля - начало хатта.

На рубеже олигоцена и миоцена роль липовых в палинофлоре Приморья резко сокращается, что в значительной степени связано с глобальным похолоданием климата в это время. В отложениях этого стратоуровня пыльца липовых пользуется ограниченным распространением, причем в весьма обедненном видовом составе. Более широкое распространение их стимулировалось потеплением климата в бурдигале, хотя в целом роль Tiliaceae в составе "теплых" раннемиоценовых тафопалиноценозов тоже невелика. Расцвет липовых в миоцене

происходит на спаде климатического оптимума и фиксируется высоким содержанием пыльцы Tiliaceae в палиноспектрах “постоптимального” стратоуровня (средний миоцен). В целом для миоцена характерно существенное обновление состава липовых на фоне его таксономического обеднения.

В просмотренных автором разрезах из миоценовых палиноспектров выпадают *Tilia pseudinstructa* (Mai) I. Kulk, *Tilia compacta* I. Kulk, *T. grandireticulata* Zhez, *T. minuta* Zhez, *T. tenuipollis* Bolot. Только до начала нижнего миоцена в единичных палиноспектрах отмечена малочисленная пыльца *Intratrilporopollenites insculptus* Mai. Из видов, зафиксированных в олигоцене, по-прежнему встречаются *Intratrilporopollenites instructus* (R.Pot.) Pfl. et Th., *Tilia tomentosiformis* Pan., *T. cf. cordata* Mill., *T. putillipollis* Bolot., *T. cf. inserata* Anan.

Последний вид, имевший в олигоцене наряду с другими молодыми видами рода *Tilia* весьма ограниченное распространение, приобретает в среднем миоцене, в хроноинтервале “тилиоидного пика” статус доминанта (с содержанием пыльцы 10-16%) и характерного таксона. В миоцене Н.С. Громовой отмечены два новых вида, не встречающихся на более низких стратоуровнях кайнозоя - *Tilia cf. tricolpata* Anan и *T. cf. platyphylos* Spor. Пыльца этих видов в миоценовых отложениях встречается редко и в небольшом количестве (ед.зерна - 3%), в качестве примеси к доминантному виду *Tilia cf. inserata* Anan.

Следует отметить, что в позднекайнозойской европейской палинофлоре, которой принадлежат *Tilia inserata*, *T. tricolpata*, *T. platyphylos*, они находятся в тех же количественных соотношениях [1].

Как отмечалось выше, неогеновый “тилиоидный пик”, отражающий время наиболее широкого распространения представителей семейства Tiliaceae, приходится на средний миоцен. Он фиксируется в разрезах Липовецкой, Павловской, Чернышевской, Ореховской, Нижне-Бикинской впадин, в палинокомплексах которых на долю липовых приходится не менее 10%, в Ореховской впадине содержание их достигает 40% (рис.3).

Видовой состав миоценового “тилиоидного пика” значительно беднее олигоценевого. Кроме доминирующего *Tilia cf. inserata* Anan, он включает *T. tomentosiformis* Pan., *T. cf. tricolpata* Anan, *T. cf. platyphylos* Scop., *Tilia* sp., *Hainania* sp. Не исключено также присутствие в составе его *Tilia cf. cordata* Mill., не зафиксированного здесь по нашим материалам, но отмеченного в палиноспектрах более низкого и более высокого стратиграфического уровней.

Доминирующий вид *T. cf. inserata* сопоставляется с *T. inserata* Anan. по всем диагностическим признакам, кроме характера расширения экзины в

апертурной области. Если у *T. inserata* это расширение происходит постепенно, то в экзеплярах, сопоставляемых с нею, оно носит более резкий характер (табл.2, фиг.11-12).

Е.Н.Ананова, выделившая *Tilia inserata* из плиоцен-четвертичных отложений Прикамья, отмечает сходство его с пыльцой современного дальневосточного вида *Tilia manoschurica* Rupr. et Max. Это дает основание рассматривать формы, сопоставляемые Н.С.Громовой с европейским видом *Tilia inserata* Anan., в качестве возможного предка *Tilia manoschurica* Rupr. et Max.

В заключение еще раз отметим, что в кайнозойском разрезе Западного Приморья отчетливо фиксируются три фитостратоуровня с заметным или значительным участием в палиноспектрах пыльцы липовых. Все они соответствуют теплоумеренным этапам развития растительности, предшествующим экстремальным климатическим эпохам или следующим за ними. Так в эоцене роль липовых была наиболее заметной в промежутке между ранне- и средне-позднеэоценовыми оптимумами. Олигоценый “тилиоидный уровень” в палиностратиграфическом ряду следует за “теплым” интервалом с разнообразными *Carya* в середине рюпеля и предшествует резкому похолоданию на рубеже олигоцена и миоцена. В миоцене липовые существенным компонентом флоры становятся после бурдигальского климатического оптимума.

По изменению видового состава пыльцы лип и близкого им формального рода *Intratrilporopollenites* Pfl. et Th., с отчетливым вычленением характерных видов в стратоинтервалах “тилиоидных пиков”, в кайнозойском разрезе Западного Приморья в качестве местных палиностратонов выделяются (снизу): 1. Слои с *Intratrilporopollenites cf. microreticulatus* - *Tilia pseudinstructa* - *Tilia compacta* (конец нижнего - начало среднего эоцена), 2. слои с *Intratrilporopollenites instructus* - *Intratrilporopollenites insculptus* (конец нижнего - начало верхнего олигоцена): 3. слои с *Tilia cf. inserata* (средний миоцен) (рис.3). Они выступают в роли корреляционных реперов и в дальнейшем могут быть использованы при разработке региональной зональной биостратиграфической схемы дочетвертичного кайнозоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананова Е.Н. Раннеакчагыльская флора Юски-Текермель // Проблемы палеогеографии. Л.Изд. Ленингр. ун-та. 1965. С.7-56.
2. Бойцова Е.П., Панова Л.А. Палинозоны палеогена Западного Казахстана и Западно-Сибирской низменности. // Палинология кайнофита, М.: Наука, 1973. С.96-99.
3. Болотникова М.Д. Пыльца *Tilia* L. из третичных отложений Юга Дальнего Востока // Дальневост. флорис-

- тика. Тр. Биологич. ин-та ДВНЦ АН СССР, Нов.сер. т.53 (156). Владивосток, 1979. С.38-48.
4. Жежель Р.Н. Спорово-пыльцевые комплексы верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Северного Устья и Северного Приаралья и их значение для стратиграфии. Автореф.канд. геол.-минер.наук. Л., 1967, 25 с.
 5. Жежель О.Н. Пыльца новых видов палеогеновых растений Северного Устья//Тр.ВСЕГЕИ. Л. 1969. Вып.4. С.154-167.
 6. Климова Р.С. О возрасте надеждинской и усть-давыдовской свит//Информ. сб. N7 ПГУ. Владивосток, 1971. С.38-40.
 7. Кулькова И.А. Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индибирской низменности// Тр. ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып.174. Новосибирск: Наука, 1973. 115 с.
 8. Кундышев А.С. О возрасте угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит Южного Приморья в стратотипическом разрезе//Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дал. Востока (Тез. докл. IV Дальневост. регион. межвед. страдиграф. совещ.). Хабаровск, 1990. С.279-280.
 9. Панова Л.А. Семейство *Tiliaceae*//Палеопалинология СССР, т.1. Тр. ВСЕГЕИ, Нов.сер., вып.141, Л. 1966. С.296-299.
 10. Панова Л.А. Олигоцен Западно-Сибирской низменности//Кайноз. флоры Сибири по палинолог. данным (Тр. Ин-та Геологии и Геофизики СО АН СССР. Вып.135) М., 1971. С.40-50.
 11. Панова Л.А., Громова Н.С., Малигонова Е.Ю. Палиностратиграфия палеогеновых отложений// Практич. палиностратиграфия, Л., 1990. С.149-184.
 12. Фрадкина А.Ф. Палинофлора неогена Северо-Востока Азии(Тр. Ин-та Геологии и Геофизики СО АН СССР. Вып.523) М.: Наука. 1983, 224 с.
 13. Krutzsch W. Sporen und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. Zeitschrift für angew., Geol. Bd. 4, H. 11/12, Berlin, 1957. S.509-548.
 14. Macko S. Lower Miocene Pollen Flora from the Valley of Klodnica Near Gliwice (Upper Silesia). Prace Wroclawskiego Towarzystwa Naukowego. Ser. B, N 88, Wroslaw, 1957. 314 p.
 15. Mai D.H. Über eine fossile Tiliaceen-Blüte und tilioiden Pollen aus dem deutschen Tertiär //Geologie, Berlin, 1961, N 32. p.54-93.
 16. Traverse A. Pollen analysis of the Brandon lignite of Vermont Bureau mines report of investigations. Washington, 1955, N 5151. 107 p.

Поступила в редакцию 3 марта 1995 г.

L. A. Baskakova

Stratigraphic implication of Tiliacea pollen in the pre-Quaternary Cenozoic section of Western Primorye

The character of the stratigraphic occurrence and changes in taxonomic composition of Tiliaceae pollen is traced on the basis of several Paleogene-Neogene sections in Western Primorye. Three stratigraphic intervals are distinguished, where this pollen plays a significant part in palynoflora, displaying certain taxonomic specific features in each of them. "Tilioid" stratolevels are in the middle part of the Eocene, the upper part of the Oligocene and the middle Miocene. They are regarded as local palynostratons (beds with palynoflora) named after their characteristic species. These are (upwards): 1) Beds with *Intratropollenites* cf. *microreticulatus*-*Tilia compacta* - *Tilia preudinstructa*; 2) Beds with *Intratropollenites instructus* - *Intratropollenites insculptus*; 3) Beds with *Tilia* cf. *inserata*. Beds with *Intratropollenites instructus* - *Intratropollenites insculptus* (Oligocene "Tilioid" level) are noted for the greatest areal extent and the most grounded correlation with the General Stratigraphic Scale, due to which they act as one of the markers for palynostratigraphic correlation.

**БЕРЕГОВЫЕ ДЮНЫ – ИНДИКАТОР ГЛОБАЛЬНЫХ ПОХОЛОДАНИЙ
(О. КУНАШИР, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА).**

*А.М.Короткий, Н.Г.Разжигаева, Л.М.Мохова, Л.А.Ганзей,
Т.А.Гребенникова, В.Б.Базарова*

Тихоокеанский Институт Географии ДВО РАН г.Владивосток

Выделены три генерации эоловых отложений о. Кунашир, отвечающие похолоданиям климата и малоамплитудным регрессиям среднего-позднего голоцена. Их образование происходило при снижении уровня моря за счет подачи песка с осушенной части подводного берегового склона. Первая генерация дюн образовалась при снижении уровня моря во время малого ледникового периода, вторая - во время раннесубатлантического похолодания, третья - на границе атлантик-суббореал, проведена их корреляция с эоловыми

Эоловые формы рельефа широко распространены на побережьях дальневосточных морей [5,7,8, 10,21,22]. Образование голоценовых дюн связывают с малоамплитудными регрессиями среднего-позднего голоцена [9,16,17,18,24]. Хорошая сохранность эоловых отложений в разрезе и четко выраженные фациальные признаки делают эти отложения удобным информативным объектом при изучении эволюции береговых обстановок.

На о. Кунашир эоловые формы рельефа представлены дюнами и эоловыми покровами. Крупные массивы дюн расположены в бух. Головнина, Первухина, на охотоморском побережье Серноводского перешейка, серии небольших дюн тянутся практически на всем протяжении береговой линии острова на участках песчаных пляжей. Наиболее мощные эоловые покровы, перекрывающие древние клифы, развиты на тихоокеанском побережье между Горячим пляжем и устьем р. Лесной, в южной части бухты Головнина. Эоловый материал покрывает поверхность

высоких морских террас в южной части острова и шлаковое поле у подножья вулкана Менделеева.

Исключая современные небольшие гряды в тыловой зоне пляжа, эоловые формы образовывались в различные эпохи голоцена, в настоящее время активно разрушаются морем на многих участках побережья и служат основным источником пляжеобразующего материала.

Первая, наиболее молодая генерация дюн перекрывает суббореальную морскую террасу и образует небольшие эоловые тела на поверхности более древних дюн. К ним относится первая дюнная гряда бух. Первухина. Здесь сохранилась лишь подветренная часть дюн (рис. 1). В дефляционных котловинах на поверхности морской террасы наблюдаются высыпки светло-серой пемзы.

Дюны сложены желтовато-серым мелкозернистым хорошо сортированным песком. Они имеют хорошо выраженную характерную для эоловых форм косую слоистость, подчеркнутую слойками шлихов,

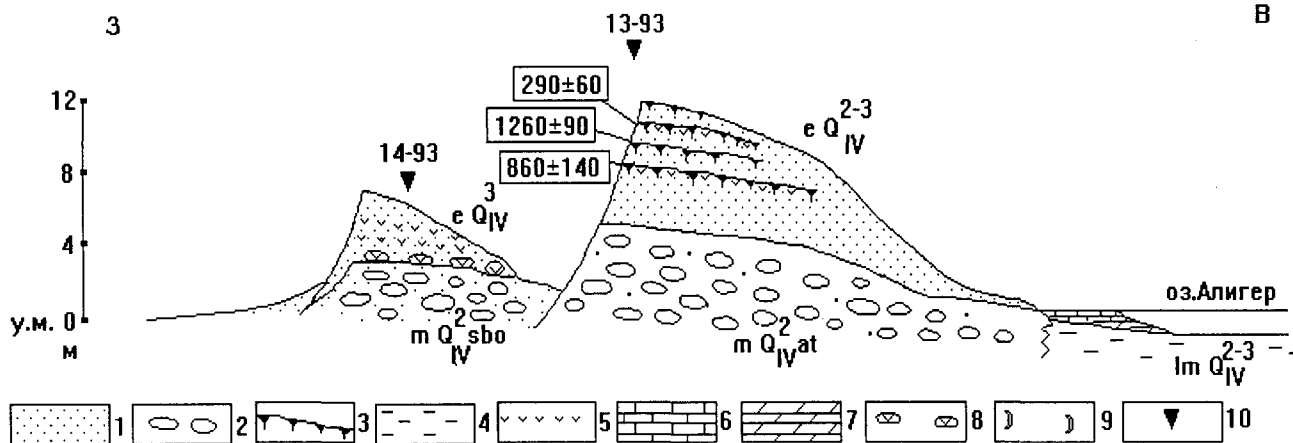


Рис 1. Принципиальный геологический разрез голоценовых отложений бух. Первухина. Горизонтальный масштаб произвольный.

1-песок, 2-галька, валуны, 3-почва, 4-алеврит, 5- вулканический пепел, 6-торф, 7-заторфованный алеврит, 8-пемза, 9-ракуша, 10-точки наблюдения. Генетические типы отложений: m - морские, e - эоловые, lm - озерные, lg - лагунные, sw - болотные.

с клиновидной формой косых серий. Такая слоистость говорит о накоплении песков за счет ветров переменного направления.

В бух. Первухина в нижней части этих дюн выходят два пепловых прослоя (мощностью 0.8-1 см, в котловинах - до 2 см), представленных светло-серым алевритом. Пепел состоит из бесцветного прозрачного вулканического стекла пемзового типа с мелкими пузырьками и полевыми шпатов. В тяжелой фракции преобладают пироксены (моноклинные 40.8%, ромбические 19.4%) и магнетит (36%), присутствует ильменит (1.9%), лейкоксен и гидроокислы железа. Высокое содержание рудных минералов может быть обусловлено ветровым заносом.

Аналогичный по составу пепловый прослой находится под молодым эоловым образованием в кровле первой погребенной почвы в более древних дюнах. Содержание SiO_2 в пепле составляет (%) 64,32-65,82; TiO_2 - 0,3-0,4; Al_2O_3 - 12,54-14,83; Fe_2O_3 - 0,67-1,6; FeO - 2,19-3,05; MnO - 0,08-0,11; MgO - 1,53-2,46; CaO - 4,23-4,6; Na_2O - 3,4; K_2O - 1,66-1,94; P_2O_5 - 0,16-0,2; H_2O - 0,27-0,8; (г/г): Li - 9-11; Rb - 35-49. По-видимому, эти же пеплы обнаружены в озерных отложениях в кальдере вулкана Головнина [14]. По своим характеристикам они близки к продуктам извержения вулкана Камуинупури, кальдера Масю (о. Хоккайдо) и сопоставляются этими авторами с продуктами извержения вулкана, произошедшего 450 и 500 лет назад. Однако ^{14}C -датировки из верхнего горизонта первой погребенной почвы в древней дюнной гряде (190 ± 40 л.н., ГИН-7886; 290 ± 60 л.н., ГИН-7870) позволяют скорректировать время образования более молодого пеплового прослоя. Возраст второго пеплового прослоя из торфяника в кровле 3-4 метровой морской террасы в Южно-Курильской бухте - 510 ± 70 л.н., ГИН-7873. Эти пеплы можно сопоставить с пепловыми прослоями Токоро III, I, широко распространенными в пределах Восточного Хоккайдо. Пепловый прослой Токоро III связывают с извержением вулкана Масю между 1000 и 600 л.н., Токоро I - около 200 л.н. [15, 19].

Эоловые отложения первой генерации наиболее развиты в юго-западной части охотоморского побережья острова. К югу от Серноводского перешейка крупные дюнные гряды (высотой до 25 м) полностью перекрыли долины низкопорядковых водотоков, превратив их в цепочку озер. На месте разгрузки вод происходит образование пластовых конкреций гидроокислов Fe. Строение разреза эоловых отложений говорит о неоднократном перевевании эоловых форм: тыловая часть дюны с двумя пепловыми прослоями на глубине 5-5,5 м перекрыта фронтальной стороной более молодой эоловой гряды.

Большая мощность эоловых накоплений этого возраста на охотоморском побережье может быть

обусловлена направлением господствовавших ветров, а также объясняется развитием здесь обширных бенчей и более пологим подводным береговым склоном по сравнению с тихоокеанским побережьем. Эта генерация дюн, по-видимому, образовалась во время малого ледникового периода при снижении уровня моря и осушении верхней части подводного берегового склона. При малоамплитудной регрессии осушалась большая площадь дна, покрытая рыхлыми наносами, служившими материалом для образования дюн. Широкое развитие эоловых процессов в малый ледниковый период, по-видимому, также обусловлено интенсивной антропогенной нагрузкой на береговые ландшафты, связанной с вырубкой лесов, приведшей к изреживанию растительного покрова.

Молодая генерация дюн о. Кунашир сопоставляется нами с эоловыми отложениями Куросуна К4 (Kurosuna beds) Японских островов, возраст которых менее 500 лет [24]. Дюны малого ледникового периода широко развиты в Японии, их образование связывают с регрессией Идо (Edo regression) конца 16 - 19 столетия [18].

Вторая генерация дюн, перекрывающая суббореальную морскую террасу, сохранилась в бух. Головнина (I дюнная гряда) (рис. 2). Для нее характерны молодой эоловый покров и серия погребенных почв с пепловыми прослоями вулкана Масю. Маршевые отложения и горизонт с пемзой в нижней части разреза фиксируют кровлю морских отложений. Разрез песчаной гряды в бух. Головнина описан в т.н. 5674 (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песок серый, слабо гумусированный с корнями растений 0.40
2. Песок серый косослонистый с разнонаправленными косыми сериями 0.45
3. Погребенная почва (I) - песок темно-коричневый, интенсивно гумусированный с комковатой структурой, с отмершими корнями и включенным гнездом серого пепла 0.15
4. Песок буровато-серый мелкозернистый, хорошо сортированный с двумя горизонтами более гумусированного материала 0.30
5. Погребенная почва (II) - песок темно-коричневый, интенсивно гумусированный 0.10
6. Песок серый мелкозернистый, горизонтально слонистый 0.60
7. Погребенная почва (III) - песок темно-коричневый, интенсивно гумусированный 0.30
8. Песок желтовато-серый среднезернистый, хорошо сортированный 0.40
9. Песок алевритистый, красновато-коричневый, гумусированный 0.10
10. Песок серый мелкозернистый, горизонтально слонистый 1.00
11. Прослой, сложенный хорошо окатанными обломками пемзы размером 1.5-2.0 см 0.20

В этом разрезе вскрыты эоловые отложения первой генерации (слои 1,2), эоловые отложения второй генерации с погребенными почвами (слои 3-8), маршевые отложения (слой 9) и пляжевые пески (слои 10,11).

Спорово-пыльцевые комплексы из первой погребенной почвы отражают развитие темно-хвойных лесов с участием мелколиственных пород. Преобладает пыльца древесной растительности (64.1-87.1%), пыльца трав составляет 6.9-26.2%, споры - 5.4-7.3%. Обильно представлена пыльца елей (*Picea sect. Omorica* 20.4-26.1%, *P. sect. Eupicea* 12.4-46.7%), пихты (15.3-21.4%), кедрового стланика (до 34%). Среди мелколиственных пород отмечена пыльца древесных и кустарниковых видов берез (*Betula sect. Albae* 3.8-9.2%, *B. exilis* 0.9%, *B. middendorffii* 0.7-2.6%), присутствует пыльца ольхи (1%), ольховника (0.7%) и ивы (0.2-1.9%). Небольшое количество пыльцы широколиственных пород (*Quercus* 0.5-1.4%, *Ulmus* 0.3%) говорит о незначительном участии их в составе растительности. Состав трав очень разнообразен: преобладают сложноцветные (36.2-42.4%), полины (до 14.7%), злаковые (8.6-21.2%), *Sangvisorbaceae* (9.1-30.6%), *Thalictrum* (15.2%), присутствуют *Cyperaceae* (до 3%), *Umbelliferae* (до 6.1%), *Ranunculaceae* (1.7%), *Caryophyllaceae* (0.9%), *Lileaceae* (0.4%), *Sacifragaceae* (1.7%), *Convulvulaceae* (1.3%), *Shenopodiaceae* (0.4%). Кустарнички представлены *Rozaceae* (2.2%). Среди спор преобладают папоротники (*Polypodiaceae* 50-61.5%, *P. vulgare* 3.1-11.5%, *Osmunda* 3.1-3.8%) и плауны (*Lycopodium clavatum* 11.5%, *L. pungens* 18.5%, *L. complanatum* 7.7-15.4%), содержание *Sphagnum* составляет 6.2-7.7%.

Такой состав спектра близок к спорово-пыльцевым комплексам, полученным из I погребенной почвы в более древних дюнных грядах, и говорит о достаточно длительном формировании почвенного слоя в условиях лесного ландшафта. Эта погребенная почва хорошо выражена в разнофациальных голоценовых отложениях острова, является региональной почвой и, по-видимому, начала формироваться при стабилизации дюнных массивов во время потепления 1000 л.н.. Почва содержит пепловый прослой Ма-а вулкана Масю .

Вторая погребенная почва содержит мало пыльцы. Встречена пыльца *Abies*, *Picea sect. Omorica*, среди трав - *Compositae*, *Artemisia* и споры.

Третья погребенная почва имеет несколько отличный состав спорово-пыльцевых спектров. В них доминирует пыльца трав (47.1%) и споры (43.4%). Обильно представлена пыльца кустарниковых и древесных берез (*Betula exilis* 22.2%, *B. middendorffii* 5.6%, *Betula sp.* 5.6%), *Alnaster* (33.3%), *Alnus* (11.1%), отмечено высокое содержание пыльцы *Juglans* (11.1%), присутствует пыльца *Picea sect. Omorica*

(5.6%) и *Pinus n/p Haploxyton* (5.6%). Среди трав преобладает пыльца сложноцветных (74.2%) и полыней (23.6%). Присутствует пыльца *Rozaceae* (1.1%). Преобладают споры папоротников (*Polypodiaceae* 39%, *P. vulgare* 1.2%, *Osmunda* 28%), сфагновых мхов (*Sphagnum* 13.4%) и плаунов (*Licopodium* 9.8%, *L. pungens* 1.2%, *L. complanatum* 7.3%).

Такой спектр говорит об относительном похолодании климата. Побережье Южно-Курильской бухты, находящейся за массивом дюн, вероятно, было осушено за счет снижения уровня моря, и активно заболачивалось. Здесь были развиты кустарниковые виды берез, ольхового стланика, ольхи. Массивы хвойного леса находились на некотором удалении от вершины бухты на склонах сопок.

Наличие многочисленных почв и прослоев гумусированного песка в дюнах второй генерации говорит о нестабильности эоловых процессов. Эти дюнные гряды были образованы в субатлантике, что подтверждает ¹⁴C-датировка 1310±80 л.н. (ГИН-7884), полученная для заторфованных песков, подстилающих эоловые отложения. Активизация эоловых процессов происходила в фазы похолоданий, образование почв - в относительно теплые периоды. Время формирования дюн, по-видимому, совпадает с наиболее длительным за последние 7600 лет холодным периодом Кофун (Kofun cold stage) Японских островов, длившимся от 240 до 732 г. н. э., сопровождавшимся регрессией Накайяма (Nakayama Regression) [18,21]. Дюны этой генерации о. Кунашир коррелируются с эоловыми отложениями Куросуна К3, широко распространенными в Японии [24].

Наиболее древние береговые дюны третьей генерации покрывают поверхность атлантической 5-6 метровой морской террасы (рис. 2). Они хорошо выражены в бух. Головнина, где достигают отметок 20 м, и в бух. Первухина (10-12м). Сохранились лишь тыловые подветренные части дюн, с мористой части они представляют собой древний задернованный уступ размыва, к которому прислонена суббореальная морская терраса.

В бух. Головнина в тыловой части 20-метровой дюны описан следующий разрез. т.н. 5676 (сверху вниз):

Мощность, м

1. Песок желтовато-серый, мелкозернистый, хорошо сортированный с волнистой линзовидной и диагональной слоистостью 1.50
3. Погребенная почва (I)-темно-коричневый, интенсивно гумусированный комковатый песок с остатками корней, в кровле - прослой серого пепла 0.25
4. Песок желтовато-серый мелкозернистый слабогумусированный с примесью алеврита 0.40
5. Погребенная почва (II)-темно-коричневый гумусированный мелкозернистый песок, в подошве - слой желтовато-серого пепла (мощностью 5-8см) 0.15

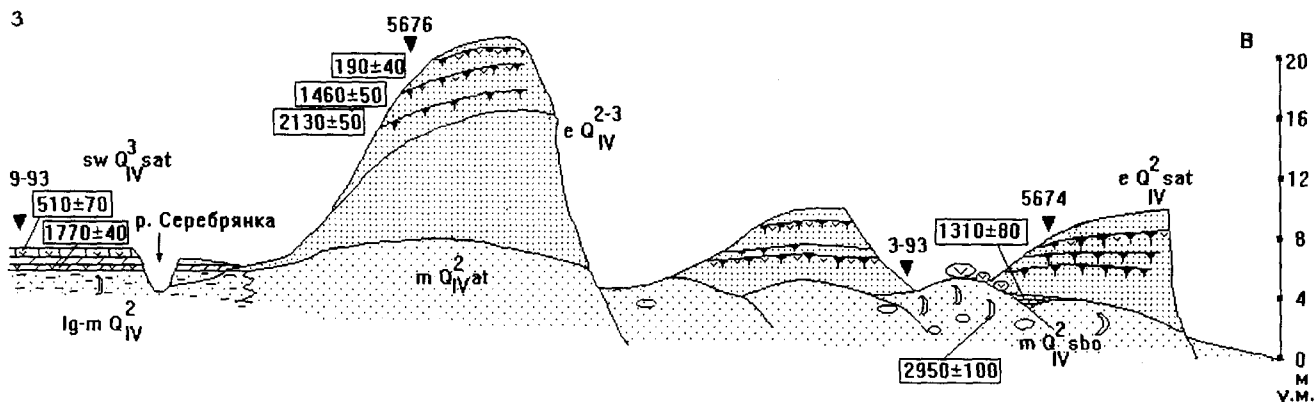


Рис. 2. Принципиальный геологический разрез голоценовых отложений бух. Головнина. Горизонтальный масштаб произвольный. Условные знаки на рис. 1.

- | | Мощность, м |
|---|-------------|
| 6. Песок желтовато-серый мелкозернистый, хорошо сортированный | 1.20 |
| 7. Погребенная почва (III) - темно-коричневый, интенсивно гумусированный, алевритистый мелкозернистый песок с прослоем мелких обломков (до 1 см) пемзы, на контакте с нижней толщей - прослой магнетитового песка | 0.20 |
| 8. Песок желтовато-серый, мелкозернистый с горизонтальной слоистостью | 0.20 |
| 9. Песок светло-серый, обильно насыщенный магнетитом с разными типами мелкой и тонкой слоистости | более 3.60 |

Под золовыми отложениями дюнной гряды вскрываются пляжевые отложения (5-6 метровый штормовой вал) - зеленовато-серые мелкозернистые пески с хорошо выраженной горизонтальной слабо-волнистой слоистостью и лагунные песчанистые алевриты.

Наличие корней ели и характер спорово-пыльцевых спектров из первой погребенной почвы говорит о существовании на дюне лесной растительности. В нижнем горизонте почвы доминирует пыльца трав (46.5%), в верхнем - пыльца древесной растительности (62.3%); пыльца трав составляет 10.6%, споры - 20.4%. Преобладает пыльца хвойных (*Abies* 21.6-29.2%, *Picea sect. Omorica* 19.8-20.4%, *P. sect. Eupicea* 8.9-14.4%, *Pinus n/p Haploxydon* 4.1-5.8%) с участием пыльцы берез (*Betula sect. Albae* 8.3-18.6%, *B. sect. Costatae* 2.5-2.7%, *Betula sp.* 1.1-1.4%, *Betula exilis* 0.2-1.4%). Присутствует пыльца ольхи (6.2-19.8%), ольховника (1.6%), ивы (0.1-0.4%). Доля широколиственных невелика, но состав их разнообразен (*Ulmus* 0.3%, *Quercus* 1.9-2.5%, *Juglans* 0.2%, *Tilia* 0.2%,

Carpinus 0.3%, *Corylus* 0.8%, *Phellodendrin* 0.2%). Такой тип спектров отражает существование темнохвойных лесов с примесью берез и наличие березово-ольховых ассоциаций на осушенном участке Южно-Курильского перешейка. Состав трав очень разнообразен. Преобладают сложноцветные (до 40.5%), злаковые (на начальном этапе формирования почв - до 23.9%), полыни (до 13.9%), кровохлебка (до 13.9%), зонтичные (до 12.5%), присутствуют *Cyperaceae* (6.3%), *Polygonaceae* (0.9%), *Leguminosae* (1.2%), *Ranunculaceae* (0.6%), *Caryophyllaceae* (0.6%), *Thalictrum* (1.7-8.1%), *Liliaceae* (0.6-0.9%), *Crysiferae* (0.3-1.2%), *Convulvulaceae* (4%), *Potamogeton* (0.5%). Из кустарничков отмечена пыльца *Ericaceae* (5.8-6.4%) и *Rozaceae* (1.7-2.8%). Обильны споры папоротников (*Polypodiaceae* 27.6-47.9%, *P. vulgare* 0.6-1.2%, *Osmunda* 3.6-17.7%), плаунов (*Lycopodium* 18%, *L. clavatum* 15.3-22.1%, *L. complanatum* 16.6%, *L. alpinum* 0.6%, *L. pungens* 0.3%) и сфагновых мхов (*Sphagnum* 11-13.2%). ¹⁴C-датировка из верхнего горизонта первой погребенной почвы составляет 190±40 л.н. (ГИН-7886). Пепловый прослой сопоставляется с пеплом Ма-а вулкана Масю. Глинистые минералы этого прослоя представлены гидрослюдой.

В спорово-пыльцевых спектрах из второй и третьей погребенной почвы преобладают споры (72-84.2%), пыльца трав составляет 14.9-23.2%. Среди древесных видов во второй погребенной почве отмечена пыльца *Abies*, *Pinus n/p Haploxydon*, *Alnus*, *Alnaster*, *Phellodendron*, среди трав преобладают злаки (34.5%), сложноцветные (17.2%) и полыни (20.7%), много пыльцы *Rozaceae* (13.8%). Такой состав спектра говорит о достаточно холодных условиях, об изреживании лесной растительности и широком развитии

луговых ассоциаций. Состав спектра близок к спорово-пыльцевому комплексу, полученному из третьей погребенной почвы, первой дюнной гряды. ^{14}C -датировка, полученная из второй погребенной почвы, составляет 1460 ± 50 л.н. (ГИН-7898). Пепловый прослой, лежащий в основании второй погребенной почвы сопоставляется с пеплом Ма-d вулкана Масю, датированным около 1700-1850 л.н., и пепловым прослоем Токоро II восточного побережья о. Хоккайдо [19,23]. ^{14}C -дата, полученная из заторфованных алевритов с гнездами этого пепла в разрезе 3-4 метровой морской террасы бух. Южно-Курильской, составляет 1770 ± 40 л.н., (ГИН-7874). Химический состав пепла близок к пеплам вулкана Масю (%): SiO_2 64.88; TiO_2 0.3; Al_2O_3 16.67; Fe_2O_3 1.06; FeO 3.02; MnO 0.09; MgO 1.65; CaO 5.16; Na_2O 3.11; K_2O 1.45; P_2O_5 0.11; H_2O 0.26; (г/т) Li 10; Rb 32. Мелкие лапилли из основания третьей погребенной почвы $c^{14}\text{C}$ -датировкой 2130 ± 50 л.н. (ГИН-7887) сопоставляются с пемзовыми выбросами вулкана Комаготакэ Ко-е около 2000 л.н. [22]. Глинистые минералы в третьей погребенной почве представлены незначительным количеством хлорита.

В разрезе 12-метровой дюны этой генерации обнаружена погребенная почва с остатками кострища - углями и обожженными гальками. Здесь же найдены многочисленные обломки керамики с насечками, обсидиановые орудия и отщепы. ^{14}C -дата по углям составляет 3840 ± 100 л.н. (ГИН-7885). Близкие даты были получены для археологических памятников охотской культуры о. Итуруп [3,4,6,12].

В дюнах охотоморского побережья спорово-пыльцевые комплексы из современной и погребенных почв имеют сходную структуру: преобладает пыльца древесных видов (74.9-94.4%), доля пыльцы трав составляет 4-9%, спор - 5.6-25.1%. В отличие от спектров из дюнных почв бух. Головнина, отражающих во многом растительность Южно-Курильского перешейка, спорово-пыльцевые комплексы из эоловых отложений охотоморского побережья фиксируют, в основном, растительность коренных склонов, близко подходящих к берегу. Как в современной, так и в погребенных почвах преобладает пыльца хвойных пород (*Abies* - до 46.2%, *Picea sect. Omorica* до 56.4%, *P. sect. Euripicea* 1.4-3% в погребенных, до 15% в современной почве, *Pinus n/r Haploxyton* 0.6-7.5%), содержание пыльцы пихты превышает содержание пыльцы ели. ^{14}C -дата из верхнего горизонта первой погребенной почвы составляет 290 ± 60 л.н. (ГИН-7870). Содержание пыльцы других древесных пород в первой погребенной почве невелико. Среди мелколиственных отмечена пыльца берез (*Betula sect. Albae* 1.4%, *Betula sp.*, 0.7%, *B.exilis* 0.7%) и ивы (1%). Пыльца дуба (0.2%), по-видимому, является заносной. Спорово-пыльцевой спектр отражает распространение темнохвойных лесов на побережье. В кровле этой поч-

вы отмечено два окисленных прослоя ожелезненного пепла (мощностью 0.5-1 см) - аналоги пеплов из первой гряды дюн. ^{14}C -дата из второй погребенной почвы составляет 1260 ± 90 л.н. (ГИН-7871). Споры и пыльца в ней не обнаружены.

В спектрах третьей погребенной почвы увеличивается содержание пыльцы берез (*Betula sect. Albae* 16.9%, *B.sect. Costatae* 3.9%, *B.exilis* 5.6%, *B.middendorffii* 0.6%), появляется пыльца *Alnaster* (1.4%) и *Alnus* (3.7%), что фиксирует более прохладные и влажные климатические условия. Полученная из этой почвы ^{14}C -дата 860 ± 140 л.н., (ГИН-7872) рассматривается нами как омоложенная. Пепловый прослой из подошвы этой почвы сопоставляется с пеплом Ма-d вулкана Масю. В третьей погребенной почве обнаружены многочисленные отщепы.

В спорово-пыльцевых спектрах из погребенных почв разнообразен состав трав. Если в современной почве преобладает пыльца злаков, полыней и зонтичных, в погребенных обильна пыльца сложноцветных (45.5%), полыней (17.1%), зонтичных (до 26.7%), содержание пыльцы злаков не превышает 6.7%, встречается пыльца *Ranunculaceae* (2.9-13.3%), *Caryophyllaceae* (5.7%), *Sangvisorbae* (2.9%). В третьей погребенной почве высокое содержание пыльцы *Rozaceae* (13.3%). Пыльца водного растения *Potamogeton* встречается во всех почвах, что связано с близостью оз.Алигер, расположенного за массивом дюн.

Дюны этой генерации были образованы во время похолодания на границе атлантика - суббореала, когда произошла наиболее крупная регрессия в среднем-позднем голоцене. Уровень моря предположительно опускался до отметки 4 м [9]. Были осушены большие участки подводного склона, покрытого песком, служившего материалом для образования крупных дюнных гряд. Такой интерпретации не противоречит ^{14}C -датировка 3840 ± 100 л.н. (ГИН-7885), полученная из углей археологической стоянки, обнаруженной в разрезе 12-метровой дюны бух. Головнина.

Радиоуглеродное датирование погребенных почв и корреляция находящихся в них пепловых прослоев позволяет говорить о синхронности образования почв в дюнах тихоокеанского и охотоморского побережья.

Эоловые покровы перекрывают древние абразионно-денудационные уступы и тянутся до высоты 20-30 м. Под ними вскрываются отложения обвалов и оползней (глыбы до 2.5-3 м) и пролювиальные шлейфы. Строение разрезов говорит о многократности активизации эоловых процессов.

В верхней части уступа (юг бух. Головнина) эоловый покров (мощностью до 2 м) сложен алевритистыми мелкозернистыми песками с тремя погребенными почвами. Верхняя почва включает два пепло-

вых прослоя, по своим характеристикам близких к пеплу из первой погребенной почвы дюн. Образование этого золотого покрова, по-видимому, произошло во время похолодания на границе атлантик-суббореал. Более молодой золотой покров без погребенных почв, перекрывающий пролювиальный шлейф и низкую морскую террасу, образовался синхронно с наиболее молодыми позднеголоценовыми дюнами. Золотой покров, расположенный к северу от Горячего пляжа, включающий три погребенные почвы, нижнюю - с пеплом, образовался в субатлантике синхронно с дюнами первой гряды бух. Головнина. Переслаивание золотых песков с пролювиальными накоплениями говорит об одновременности этих процессов. На контакте золотых и пролювиальных отложений обнаружена раковинная куча с археологическими находками.

Золотой покров, перекрывающий шлаковое плато на высоте 150 м, изучен у подножья вулкана Менделеева. В разрезе вскрываются два горизонта коричневого гумусированного золотого песка, разделенные погребенной почвой и слоем базальтовой тефры. Из песков получен теплый спорово-пыльцевой комплекс, в котором на фоне пыльцы хвойных (*Abies* 16.3%, *Picea sect. Omorica* 25%) и берез (*Betula sect. Costatae* 9.6%, *P. sp.* 12.5%, *B. sect. Albae* 1.1%, *B. middendorffii* 8.7%) отмечено обилие пыльцы широколиственных пород (*Quercus* 12.5%, *Ulmus* 2.9%, *Juglans* 3.8%, *Corylus* 1%), встречается пыльца ольхи (3.8%) и ольховника (2.9%). Такой спектр говорит о среднеголоценовом возрасте этой части покрова, предположительно границе атлантика-суббореала. Радиоуглеродная датировка 4220 ± 50 л.н., полученная по древесине кедрового стланика, отобраного из лапиллиевых туфов верхней части конуса вулкана Менделеева, свидетельствует об извержении вулкана в среднем голоцене [11]. Этот же возраст (4200 ± 100 л.н.) имеет экстрезивный купол вулкана [13].

В южной части острова золотой покров малого ледникового периода перекрывает поверхность высоких морских террас и мористые склоны сопки. Максимальная мощность навейных песков (до 4 м) наблюдается на поверхности 40 метровой террасы к югу от устья р.Темной. Здесь золотые отложения представлены зеленовато-серыми разнородными алевролитовыми песками с отдельными слойками, обильно насыщенными гравием из перетолженной пемзы, и одним пепловым прослоем. В основании разреза выходит погребенный лес, что говорит об очень быстрой и интенсивной фазе золотой аккумуляции. В разрезах высоких морских террас зал. Измены и на юге тихоокеанского побережья острова такой покров отсутствует.

Таким образом выделенные три генерации золотых отложений острова отвечают глобальным

климатическим событиям, зафиксированным во многих регионах мира: раннесуббореальному, раннесубатлантическому похолоданию и малому ледниковому периоду, сопровождавшимся малоамплитудными регрессиями Мирового Океана [1,16,17,18,19,20,23]. Хотя регрессия на границе атлантик-суббореал была наиболее интенсивной и имела максимальную амплитуду (до 4 м ниже современного уровня моря) для среднего-позднего голоцена [9,18], это событие, по-видимому, было относительно кратковременным, и крупные дюнные массивы на островах не успели образоваться, за исключением больших бухт с отмелым подводным склоном. Возможно, это также связано и с преобладанием грубо-обломочного материала на абразионно-бухтовом побережье островов в оптимум голоцена. Подача песка с осушенного берегового склона во время регрессии и последующий размыв дюн во время раннесуббореальной трансгрессии привели к поступлению большого количества песчаного материала в береговую зону и активному построению аккумулятивных форм. Вероятно, именно этот факт - широкое распространение аккумулятивных форм раннего суббореала на островах, объясняет вывод ряда исследователей о совпадении максимума голоценовой трансгрессии с этим рубежом [2,25, Yamasaki, 1983 по 22]. Понижение уровня океана в раннем субатлантике имело меньшую амплитуду, но было более длительным, что при наличии в береговой зоне большого объема песка послужило причиной широкого развития золотого рельефа в это время. Последующий цикл - субатлантическая трансгрессия, вызвавшая частичный размыв дюнных гряд, и регрессия малого ледникового периода усилили развитие золотых процессов и привели к широкому распространению золотых форм, чему способствовало также наличие обширных бенчей, выработанных в периоды неоднократного высокого стояния уровня моря в голоцене, и антропогенная нагрузка на ландшафты побережья.

Работы проводились при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, проект "Террасовые ряды островных территорий Дальнего Востока России" N 93-05-14168. Авторы выражают благодарность директору Южно-Курильского заповедника М.Б.Дыхану и всем сотрудникам, оказавшим помощь в проведении полевых работ. Выражаем свою признательность Л.Д.Сулержицкому (ГИН РАН) за помощь в выполнении радиоуглеродного датирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб.: Гидрометеониздат, 1992.
2. Булгаков Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской гряды в плейстоцене. Автореф. дисс.... канд.г.н. М., 1994. 20 с.

3. Зайцева Г.И., Кнорозов Ю.В. Абсолютная хронология селений на островах Итуруп и Кунашир// Пробл. краеведения. Арсеньевские чтения. Уссурийск., 1989. С.23-24.
4. Зайцева Г.И., Марков Ю.Н., Кнорозов Ю.В. Абсолютная хронология памятников Курильской гряды// Тез. докл. Всесоюз. совещания "Геохронология четвертич. периода". М., 1985. С. 87.
5. Ивашинников Ю.К., Короткий А.М. О значении эолового процесса в формировании аккумулятивного рельефа Приморья//География и палеогеография климатоморфогенеза. Владивосток, 1976. С. 73-79.
7. Кононова Н.Н. Эоловые процессы и ландшафты побережий. Владивосток: ДВГУ, 1986. 134 с.
8. Кононова Н.Н., Кононов Ю.И. О развитии дюнного пояса северо-западного Сахалина// Вопр. географии Тихого океана и притихоокеан. районов. Владивосток, 1976. С.39-45.
6. Кнорозов Ю.В., Зайцева Г.И., Попов С.Г., Крылов А.П. Радиоуглеродная хронология древних поселений о. Итуруп// Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Геохронология четвертич. периода". М., 1985. С. 102.
9. Короткий А.М., Худяков Г.И. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990.
10. Острова вьетнамского шельфа (рельеф, осадки, история развития)/Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Волков В.Г., М.: Наука, 1993.
11. Полунин Г.В. Об абсолютном возрасте высокой террасы и вулкана Менделеева на о. Кунашир// Бюл. вулканолог. станций СО АН СССР. 1969. N 45.
12. Прокофьев М.М., Березкин Ю.Е., Зайцева Г.И. Новые радиоуглеродные определения абсолютного возраста археологических памятников о. Итуруп (Курильские острова)//Древние культуры Дал. Востока СССР (Археолог. поиск). Препринт. Владивосток, 1989. С. 30-34.
13. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева. М.: Наука, 1980.
14. Фазлуллин С. М., Батоян В.В. Донные осадки кратерного озера вулкана Головинна (их формирование и геохимия) //Вулканология и сейсмология. 1989. N 2. С. 44-55.
15. Endo K., Uesugi Y. Geomorphology and geology of the Tokoro coastal plain along the Sea of Okhotsk.// Tokoro. 1972. P. 493-504.
16. Faibridge R.W. Effects of Holocene climatic changes on some tropical geomorphic processes// Quaternary Research, 1976. V. 6. P. 529-556.
17. Nunn P.D. Coastal processes and landforms of Fiji: their bearing on Holocene sea-level changes in the south and west Pacific// Journal of Coastal Research. 1990. Vol. 6, N2. P. 279-310.
18. Sakaguchi Y. Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation// Bull. of the Department of Geography University of Tokyo. 1983. N15. P.1-31.
19. Sakaguchi Y., Kashima K., Matsubara A. Holocene marine deposits in Hokkaido and their sedimentary environments// Bull. of the Department of Geography University of Tokyo. 1985. N17 - P.1-17.
20. Sakaguchi, Okumura K. Interglacial climates and relict red soils in northern Japan based on pollen records of Interglacial deposits in Eastern Hokkaido//Bull. of the Department of Geography University of Tokyo. 1986. N18. P.29-48.
21. Sakaguchi Y., Olsen J.W. The Holocene of Japan, China and Southeast Asia// The Holocene Epoch: Processes and Paleogeography of the last 10000 years (in press).
22. Taira K. Holocene events in Japan : Paleo-oceanology, volcanism and relative sea-level oscillations// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1980. V.32. P.69-77.
23. Taira K. Environmental changes in Eastern Asia during the past 2000 years. Volcanism, tectonism, climate and palaeoceanology// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1980. V.32. P.89-97.
24. Taira K. Radiocarbon dating of shell Middens and Holocene sea-level fluctuations in Japan// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1980. V.32. P.79-87.
25. Yonekura N. Mobile islands in the Pacific Ocean - Comparative studies on their late Quaternary neotectonics. Kagaku, 1982. V. 52. P. 575-583.

Поступила в редакцию 28 января 1995г.

A.M.Korotky, N.G.Razjigaeva, L.M.Mokhova, L.A.Ganzev, T.A.Grebennikova, V.B.Bazarova.

Coastal dunes – indicator of global cooling, Kunashiri island, Kuril Islands

Three generations of eolian deposits of Kunashiri Island, correlating with climatic cooling and Late-Middle Holocene small-magnitude regressions, were recognized. The dunes were formed during sea level lowering due to supply of sand material from drainage nearshore zone. The first dune generation was formed during Little Ice Age regression, the second - during Early Subatlantic cooling, third - in Atlantic-Subboreal boundary. Correlation of these generations with Japan Island eolian deposits was conducted. Pollen assemblages, C-dating, clay mineralogy of buried soils and ash-layers composition were studied. Kunashiri ash-layers were correlated with Hokkaido ashes. Distribution of different generations of coastal dunes and eolian covers with other facies interaction on the island was described. Intensity of eolian processes during Middle-Late Holocene was estimated.

ТЕКТОНИКА

УДК 550.834:551.24.01(261.5)

ПОКРОВНАЯ СТРУКТУРА КУРИЛЬСКОГО ФРОНТА ДЕФОРМАЦИИ
ОХОТОМОРСКОЙ ПЛИТЫ ЕВРАЗИИ

В.Н.Патрикеев, В.А.Ломтев

Институт морской геологии и геофизики, г.Южно-Сахалинск

В статье рассматривается покровная структура курильского фронта деформации Охотоморской плиты Евразии по новым материалам многоканального профилирования методом отраженных волн. Фронт деформации, соответствующий Курильской триаде дуга-желоб-океан, представляет собой мегадуплекс из четырех коровых тектонических пластин. Передовая пластина в рельефе дна образует океанический вал Хоккайдо и внешний склон Курильского желоба. Смежная фронтальная пластина формирует среднюю часть тихоокеанского континентального склона с развитой аккреционной призмой в его нижней части. Тыловые пластины мегадуплекса деформируют осадочное выполнение мезозойско-кайнозойского прогиба, образуя инверсионные поднятия внешней и внутренней дуг Курильской кордильеры. Формирование мегадуплекса в неогене-палеоценое связывается авторами с восточным дрейфом Евразии и, в частности со скольжением ее земной коры, за счет которого решается проблема пространства (сокращение поперечника мегадуплекса).

Структура курильского фронта деформации Охотоморской плиты Евразии представляет собой мегадуплекс из четырех коровых тектонических пластин.

Передовая пластина в рельефе дна образует краевой вал Хоккайдо (аллохтон) и погребена под тихоокеанским континентальным склоном Курильской кордильеры (автохтон). Смежная фронтальная пластина слагает среднюю часть континентального склона. Ранее она описывалась как литосферный клин, выступ фундамента в средней части склона, фронтальная дуга, а в работе [8] - как региональный тектонический покров (шарьяж Пегаса). Развитая перед и под ним аккреционная призма формирует нижнюю часть склона или внутренний склон желоба. Тыловые пластины мегадуплекса деформируют осадочное выполнение мезозойско-кайнозойского прогиба (бассейна), образуя инверсионные поднятия внешней и внутренней дуг Курильской кордильеры.

В основу статьи легли новые результаты морских сейсмических исследований МОВ ОГТ ИМГиГ ДВО РАН и треста "Дальморнефтегеофизика", выполненные в рамках проекта "Тихоокеанские трансекты" (рис.1), возглавляемого доктором геолого-минералогических наук Г.С. Гнибиденко. Материалы этих исследований получены в 1989 году на НИС "Академик Гамбургер", оснащенный 48-канальной сейсмической косой и групповым пневматическим

излучателем фирмы PRAKLA SEISMOS объемом 32,6 литра. Важно отметить, что работы выполнялись

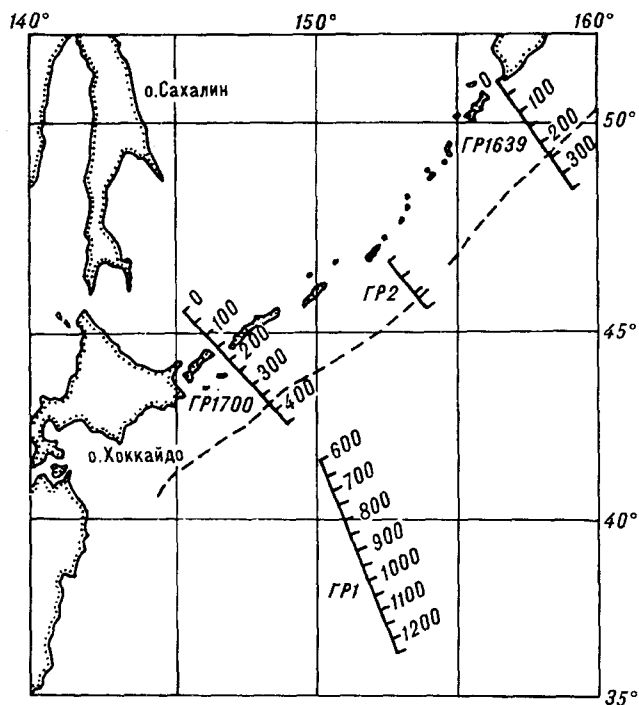


Рис.1 Схема расположения профилей МОВ-огт (пикеты в километрах).

только при благоприятных метеоусловиях, при тщательной регулировке плавучести сейсмической косы. Это позволило получить сейсмический материал хорошего качества, отличающийся высоким отношением сигнал-шум, особенно в пределах океанической плиты Тихого океана.

Обработка материала проведена сотрудниками ИМГиГ И.Н.Белых и В.Н.Патрикеевым в Исследовательском Центре Морских Геологических Наук GEOMAR (Германия), оснащенном современной системой обработки сейсмической информации. Граф обработки включал: предобработку сейсмических данных; скоростной анализ; суммирование по общей глубинной точке; миграцию суммарного разреза. На отдельных участках профилей, интересных или наиболее сложных в геологическом отношении, применялась миграция до суммирования MIGPACK.

Как показали исследования, резкому улучшению качества сейсмических разрезов для океанической коры способствует применение миграции суммарного разреза и переменной во времени фильтрации, для внутреннего склона желоба, несомненно, более эффективна миграция до суммирования.

В работах сторонников фиксизма преобладают представления о складчато-блоковой сирутуре кордильеры и грабен-горстовой - желоба и краевого вала. Среди сторонников мобилизма спектр представлений существует для структур кордильеры и внутреннего склона желоба (модели субдукционной аккреции и эрозии). Структура внешнего склона желоба и краевого вала рассматривается ими как грабен-горстовая. В целом, структура континентальной плиты (кордильеры) формируется в обстановке сжатия, а океанической - растяжения.

Анализ опубликованных тектонических моделей желобов по материалам сейсмических исследований и бурения в Курильском и Японском желобах показал, что большинство из них не согласуются с полученными в последние годы данными [8]. Аккреци-

онные модели Д.Р.Сили и др. и Д.Е.Карига не находят подтверждения с позиции баланса осадков. Значительными оказались расхождения в возрасте желобов, палеогеографии и обстановках гемитерригенного и гемипелагического осадконакопления на континентальной окраине, подножии и ложе Северо-Западной абиссальной котловины (конечный бассейн стока терригенных осадков) в неогене-плейстоцене [9].

С учетом имеющихся геолого-геофизических данных авторами была предложена покровная (рамповая) модель глубоководного желоба и обоснован его четвертичный (средний плейстоцен) возраст [8,9]. Она находит подтверждение и в новых материалах МОВ ОГТ, приводимых в данной работе.

ПЕРЕДОВАЯ ПЛАСТИНА

Передовая коровая пластина является краевой частью Северо-Западной океанической плиты и выделяется между глубоководной террасой (ПК 330 км на рис.2) и восточным бортом вала Хоккайдо (ПК 905 км). В указанных границах ее ширина достигает 570 км. За счет литостатической нагрузки аллохтона (шарьяж Пегаса и аккреционная призма) западный край передовой пластины погружен на глубину 14-15 км, а восточный приподнят и образует вал Хоккайдо. Основные черты покровной структуры пластины наблюдаются на вале Хоккайдо (см. фрагмент временного разреза, рис.3). Мощность пластины составляет здесь 6.5-7.0 км, а глубина подошвы (граница М) - 12.0-12.5 км ниже уровня океана. Океаническая кора имеет четырехслойное строение. Первый слой мощностью в среднем 0,5 км включает кайнозойские отложения плиты. Мощность второго слоя (мезозойские? отложения) изменяется в пределах 1,3-1,8 км, а слоев 3 и 4 соответственно 1,5-2,0 и 2,5-3,0 км. Согласно обобщенной сейсмической модели океанической коры [7], материалам эксперимента LONG SHOOTING [12] и по глубинам залегания выделенных слоев можно предположить, что слоям 1 и 2 соответствуют одно-

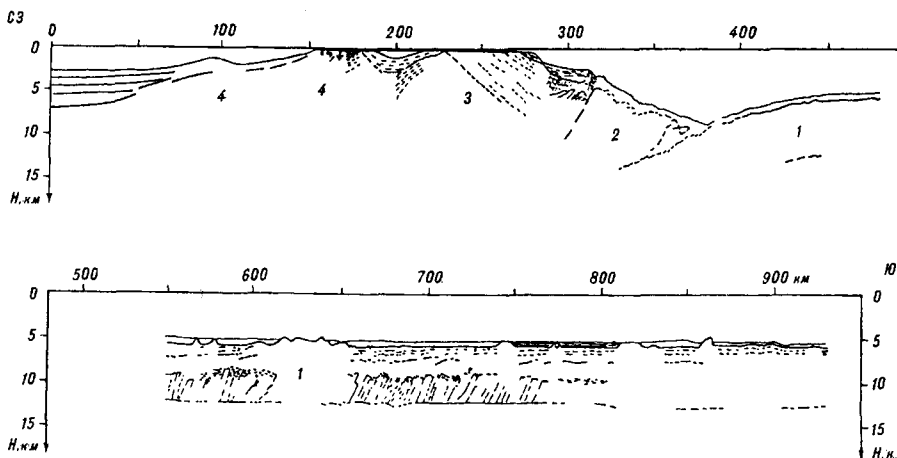


Рис.2 Глубинный разрез МОВ-ОГТ по профилям 1700 и 1.

1 - передовая пластина; 2 - фронтальная пластина; 3 - пластина внешней дуги; 4 - пластина внутренней дуги.

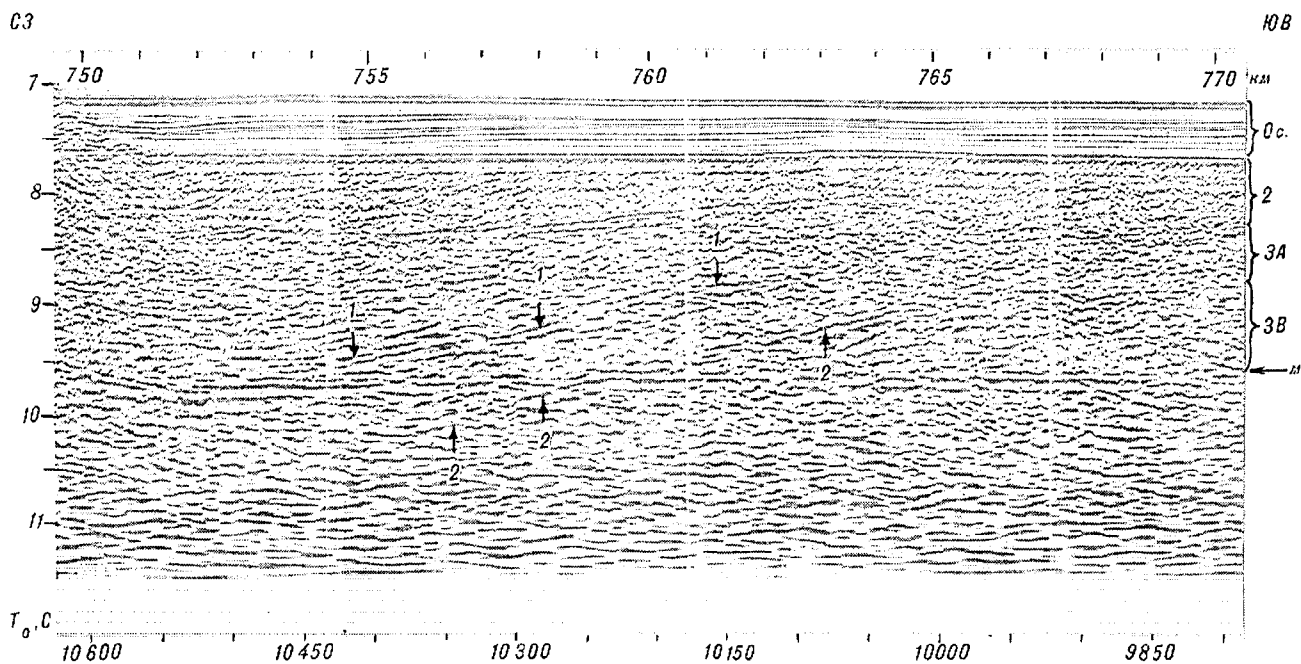


Рис.3 Фрагмент временного разреза МОВ-ОГТ (с миграцией) на валу Хоккайдо

1 - отражения от плоскости сместителя надвига; 2 - боковые отражения от плоскости сместителя надвига.

менные слои обобщенной модели, а слоям 3 и 4 - слои 3А и 3В как показано на рис.3.

Прослеживаемость внутрикоровых границ и границы М существенно ухудшается в районах с неровным дном, к которым относятся внешний склон желоба и участок профиля на пикетах 615-655 км (рис.2). По-видимому, сложная морфология кровли слоев коры является причиной значительного разброса значений скоростей по данным зондирования методом преломленных волн.

Наклонные отражающие площадки в слое 4 по аналогии с таковыми на разрезах ОГТ через фронтальные дуги (пластины) в Японском и Курильском желобах [8; (рис.49,57)] интерпретируются нами как плоскости чешуйчатых надвигов с западной вергентностью. Их наклон составляет 25-30°. Местами надвиги смещают и вышележащие границы, включая дно, выполаживаются с приближением к границе М и срезаются ею. Лишь в трех случаях наблюдается пересечение надвигом границы М (один из них наблюдается на рис.3 на ПК 759 км). Следует полагать, что в этих случаях линия профиля под острым углом пересекает плоскость надвигов и мы имеем дело с боковым отражением. Возникающий при этом сейсмический снос может быть устранен лишь трехмерной сейсмикой.

По аналогии с изученными чешуйчатыми надвигами в складчатых поясах и ледниках, а также исследовавшихся на моделях, эти разломы имеют вогнутый профиль сместителя и формируются при

скольжении аллохтона с трением на подошве или лобовым сопротивлением. Направление падения или вергентность чешуйчатых надвигов всегда противоположна направлению движения аллохтона [1,2,8]. Таким образом, чешуйчатые надвиги в слое 4 свидетельствуют о скольжении коры на восток и ее аллохтонном залегании. Фронтальный надвиг передовой пластины можно предполагать между 400-метровыми уступами в кровле и подошве коры на ПК 905 и 815 км, соответственно (рис.2), поскольку здесь практически отсутствуют отражения в коре. В геологическом отношении зоны отсутствия отражений на отдельных участках профиля, например ПК 615-655 км, ПК 805-930 км можно интерпретировать как зоны смятия в океанической коре с преобладанием крутопадающих разломов и сложной складчатости пород.

Таким образом, граница М является поверхностью горизонтального тектонического срыва (деколлемент). Горизонтальное смещение передовой пластины измеряется, вероятно, первыми километрами, поскольку вдоль ее фронта отсутствуют кордильера, передовой прогиб и развитая аккреционная призма.

Аналогичное валу Хоккайдо покровное строение по данным МОВ ОГТ имеет и окраинный вал Дзенису вдоль желоба Нанкай [6]. И здесь аллохтонная коровая пластина смещена вдоль границы М на восток.

В работе [8] на внешнем склоне Курильского желоба описаны чешуйчатые надвиги с восточной вергентностью. Они выявлены по взаимному положе-

нию уступов в дне и кровле второго слоя. Но прослеживаемость на сейсмических разрезах внутрикоровых отражений на внешнем склоне желоба резко ухудшается из-за шумов от сложнорасчлененных границ (дно и кровля второго слоя). Поэтому остается предполагать, что либо чешуйчатые надвиги со встречной вергентностью являются складчатыми с цилиндрическими сместителями [1], либо они структурно разобщены в слое 3 и отчасти в слое 2.

Скольжение коры и связанное с ним развитие чешуйчатых надвигов в твердой коре Северо-Западной плиты приводит к формированию разновозрастных тектонических нарушений, выраженных в рельефе дна и кровли 2 слоя, включая зоны разломов Тускарора, Хоккайдо, Матуа и другие.

Развитие надвигов в слое 4 позволяет выделить его в качестве складчатого фундамента Северо-Западной океанической плиты. Вышележащие слои, особенно 1 и 2, имеют слоистую структуру и слагают ее осадочный чехол. Таким образом, СЗ плиту как самостоятельный тектонический элемент можно рассматривать в объеме земной коры.

ФРОНТАЛЬНАЯ ПЛАСТИНА (ШАРЬЯЖ ПЕГАСА)

Эта пластина образует среднюю ступенчатую часть континентального склона (ПК 315-375 км на рис.2). В поперечном сечении она имеет форму клина,

обращенного на восток. Поэтому мощность пластины возрастает к западу до 8-10 километров у края глубоководной террасы. Ширина пластины вкрест простираения или амплитуда ее горизонтального смещения достигает 70-80 километров. С обеих сторон она имеет тектонические ограничения. Тыловой надвиг (30°) круче фронтального (10°), что характерно для покровных структур (дуплексов). Ступенчатый профиль склона образован смещениями по чешуйчатым надвигам с западной вергентностью. Фронт пластины на профиле 1700 (ПК 365-375 км рис.2) осложнен двумя сползающими блоками (клиппами). На профиле 1639, полученном в особо благоприятных сейсмологических условиях, у подошвы пластины (ПК 212-175 км на рис.4) можно предполагать древнюю запечатанную аккреционную призму. Выше по склону, в разрезе пластины, удастся выделить несколько пологих деколlementов, что позволяет рассматривать фронтальную пластину как пакет покровов.

Другие границы на профиле 1639 внутри пластины и к западу от нее относятся к осадочным слоям мезозойско-кайнозойского прогиба (бассейна) с депоцентром на месте Курильской кордильеры. Краевое поднятие бассейна располагалось мористее между фронтальной дугой и валом Хоккайдо. Таким образом, можно предполагать, что фронтальную

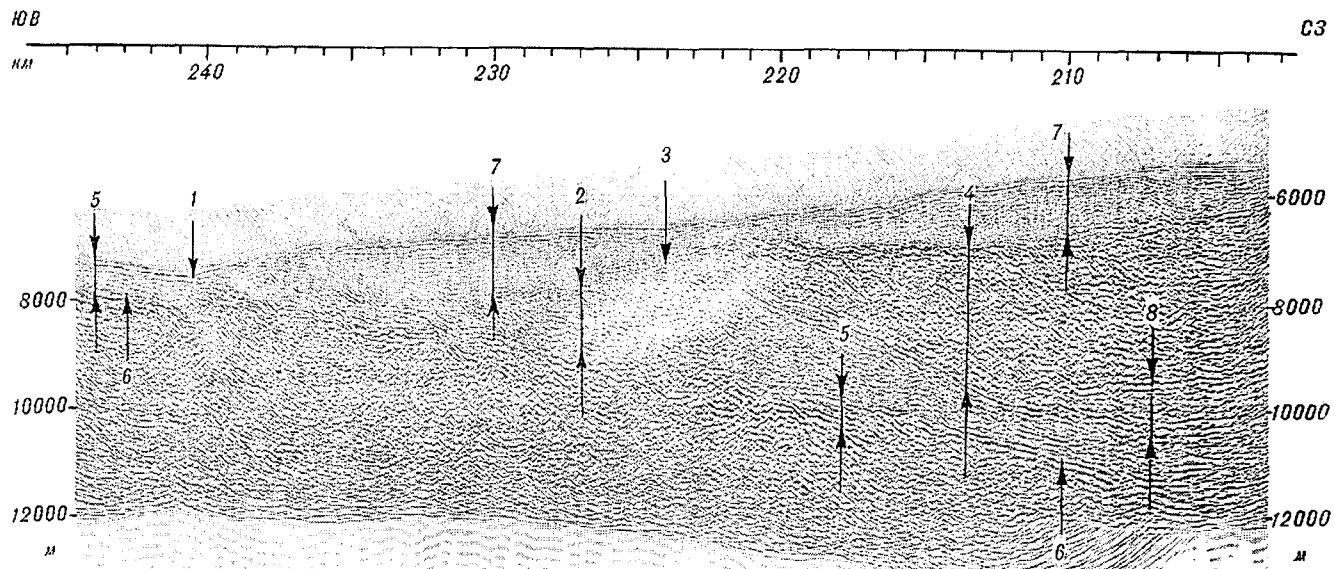


Рис.4 Фрагмент временного разреза МОВ-ОГТ (с миграцией до суммирования), иллюстрирующий строение приосевой части континентального склона желоба.

1 - фронт аккреции (внешний край аккреционной призмы); 2 - подошва и кровля аккреционной призмы; 3 - фронт шарьяжа Пегаса (внешний край фронтальной пластины); 4 - фронтальная покровная пластина (шарьяж Пегаса); 5 - океанический осадочный чехол; 6 - кровля второго слоя Северо-Западной океанической плиты; 7 - осадочный чехол тихоокеанского континентального склона; 8 - предполагаемая древняя аккреционная призма.

пластину слагают осадочные породы этого прогиба (зона выклинивания?).

Направление шарьирования определяется по западной вергентности чешуйчатых надвигов, изгибу пластины в плане к востоку и асимметрии в поперечном сечении [8]. Здесь, как и в Японском желобе, фронтальная пластина образует пологий структурный козырек зоны Беньюфа [8].

Аккреционная призма сложена деформированными и литофицированными кайнозойскими, включая четвертичные, осадочными отложениями [4,8]. Ее мощность у фронта шарьяжа Пегаса достигает 2.2 км. Под ним призма утоняется и видимо выклинивается в сторону кордильеры. Океанический чехол под призмой также утоняется и видимо выклинивается в том же направлении (рис.4). Фронт аккреции, фиксирующий выход на дно пологого деколлемента в подошве аккреционной призмы, проходит вблизи основания тихоокеанского континентального склона. Формирование призмы, как следует из ее структурного положения, видимой структуры и расчета баланса осадков, связано со срезанием и аккрецией океанического чехла и турбидитового комплекса желоба при движении шарьяжа Пегаса на восток [8].

ПЛАСТИНА ВНЕШНЕЙ ДУГИ

Пластина внешней дуги образует поднятие внешней невулканической дуги и верхнюю часть тихоокеанского склона (ПК 200-290 км на рис.2). По надвигу в основании верхнего склона она надвинута на фронтальную чешую с видимой амплитудой 5-10 километров. Выход тылового надвига пластины можно предполагать на ПК 200 км профиля 1700 (рис.2).

В плане пластина внешней дуги состоит из двух крупных тектонических кулис (хребты Северного и Южного Витязя), продолжающих в плане кулисный ряд хребтов восточной Камчатки (Камчатского Мыса, Кроноцкий и Шипунский). В мегадуплексе она занимает приподнятое положение, поскольку движения по ограничивающим ее надвигам имели значительную вертикальную компоненту. Вершина дуги на большом протяжении срезана абразией (равнины шельфа и аваншельфа).

Видимая мощность мезозойско-кайнозойских отложений инверсированного прогиба, определяемая по нормали к слоям, превышает 7-8 км. Моноклиналиное падение слоев на восток под углом 7° определяет гравитационную неустойчивость верхнего склона. Профили ОГТ показывают, что она охватывает значительную часть разреза, где формируются структуры отседания и оползания, а на глубине происходит смятие, выдавливание и надвигание пород (ПК 290-310 км на рис.2).

ПЛАСТИНА ВНУТРЕННЕЙ ДУГИ

Эта пластина выделяется не столько по сейсмическим, сколько по морфологическим и геологическим данным. Ухудшение прослеживания отражающих границ в мезозойско-кайнозойских отложениях значительной мощности (депоцентр бассейна) связано в основном с избыточной газонасыщенностью пород, которые нередко принимаются за акустический фундамент. Максимальная (5 км) мощность кайнозойских отложений установлена сейсмической съемкой треста "Дальморнефтегеофизика" на акватории Южно-Курильского пролива (по Г.П.Федотову с соавторами). Миоценовый возраст поднятий внутренней и внешней дуг определяется по выклиниванию на их бортах плиоцен-четвертичного комплекса продольного заполнения Срединно-Курильского междугового прогиба.

Наиболее древние (мезозойские) породы прогиба обнажаются на флангах дуги (о.Хоккайдо и южная Камчатка), подводном хребте Архангельского и некоторых драгированных уступах охотоморского склона [3-5].

В отличие от внешней, внутренняя дуга состоит из сложной системы диагональных антиклинальных гряд (кулис), многие из которых прослеживаются от вершины дуги через шельф, склон и подножие на прилегающее ложе Южно-Охотской глубоководной котловины. Наиболее отчетливое их эшелонирование наблюдается вдоль островов Хоккайдо, Кунашир и Итуруп. До сих пор указанные различия в структуре дуг связывали с продольными сдвигами [11]. По данным сейсмического профилирования можно предполагать, что эти гряды формируются, вероятно, в результате сползания с выдавливанием и надвиганием осадочного выполнения инверсированного мезозойско-кайнозойского прогиба в сторону Южно-Охотской котловины. Способствует этому и тот факт, что в мегадуплексе пластина внутренней дуги занимает, точнее должна занимать, наиболее приподнятое положение.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате вышеизложенного, в пределах Курильской морфологической триады ДЖО можно выделить три и предполагать четвертую покровные пластины земной коры. В составе мегадуплекса их объединяет параллельность простираний (северовосточное), асимметрия и клиновидный профиль в поперечном сечении, надвиговые ограничения, крутизна которых нарастает от передовой пластины к тыловым, общий изгиб к востоку в плане и срыв всех пластин в том же направлении. Последний вывод относится и к чешуе внутренней дуги, смещение которой к востоку имеет минимальную для мега-

дуплекса горизонтальную амплитуду и маскируется гравитационным сползанием осадочных отложений в сторону Южно-Охотской котловины.

Формирование мегадуплекса началось, вероятно, в миоцене (альпийская фаза складчатости) с движения тыловых пластин, определивших инверсию мезозойско-кайнозойского прогиба, а также образования Курильской кордильеры с подводной окраиной и Южно-Охотской котловины у нее в тылу. Разрыв вершины кордильеры и интенсивная вулканическая деятельность обусловили поступление большого количества терригенного материала и вулканического пепла на склон, подножие и ложе северо-западной части Тихого океана и формирование океанического осадочного чехла [9].

По стилю дислокаций Курильская континентальная окраина в неогене относилась к активной, а по морфологии дна - к пассивной. Подобная ситуация существует сейчас на канадско-американской тихоокеанской окраине, где терригенные осадки засыпали желоб и отлагаются на ложе океана [9].

Развитие мегадуплекса в плейстоцене (пасаденская фаза складчатости) связано со срывом и шарьированием фронтальной пластины и подготовкой к ним передовой пластины с валом Хоккайдо. Амплитуда шарьирования достигает 80-100 километров (с учетом ширины зоны аккреции), что привело к формированию желоба и окраинного вала и сопровождалось значительными вертикальными и контрастными по знаку движениями аллохтона и автохтона.

Одна из основных проблем тектоники покровно-складчатых поясов, в том числе и Курильской кордильеры, известная как проблема пространства [1,2], решается по сейсмическим материалам в пользу восточного дрейфа (скольжения) Охотоморской плиты Евразии и Северо-Западной плиты Тихого океана. Прямо на это указывает и изгиб к востоку триады ДЖО, что, как показали эксперименты С.Токуды [8,10], обусловлено боковым давлением с их внутренней стороны. Однако, в пользу субдукции Северо-Западной плиты под Курилы до сих пор нет решающих доказательств [8,9]. Не являются таковыми, вероятно, и чешуйчатые надвиги слоя 4 океанической коры, которые, как полагают, возникают в зоне спрединга и мигрируют с плитой к зоне субдукции. Одно из противоречий здесь состоит в неоген-четвертичном возрасте Курильской триады ДЖО и срыве коровых пластин мегадуплекса к востоку.

Закономерное омоложение возраста складчатости от Сибирской платформы к Тихому океану позволяет предполагать, что восточный дрейф земной коры Евразии происходил и в фанерозое. Следовательно, можно провести аналогию между ним и Западным переносом в атмосфере Земли, обусловленным ее вращением.

Гладкость границы М свидетельствует о том, что кора более подвижна и скользит по верхней мантии (литосфере), а не наоборот, как это предполагается в [13]. В противном случае она бы имела неровный профиль, как кровля слоя 4 или 2. Таким образом, граница М является не только резким геофизическим разделом. По аналогии с ней можно предполагать, что и другие, более глубокие геофизические разделы в мантии и ядре Земли в тектоническом отношении представляют собой деколлементы, разделяющие подвижные оболочки (плиты). Поэтому зону Беньофа можно рассматривать как фронтальный надвиг мантийной плиты с подошвой на глубине около 700 км.

Итак, Курильская триада ДЖО маркирует фронт деформации Охотоморской плиты Евразии. Ближайшими в плане и, возможно, аналогичными по структуре и происхождению (зоны сучивания коровых тектонических пластин) являются Хоккайдо-Сахалинская кордильера, подводная возвышенность Шатского в Северо-Западной котловине и смежные кордильеры Японии и Камчатки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение статьи отметим, что по представленным материалам МОВ ОГТ удалось выявить аллохтонное залегание земной коры и покровную структуру Курильской триады ДЖО как зоны сучивания, состоящей из четырех коровых тектонических пластин (мегадуплекс). Передовая, фронтальная и отчасти тыловая (внешней дуги) пластины имеют отчетливые надвиговые ограничения, наклон плоскостей которых возрастает с востока на запад.

Горизонтальное смещение пластин мегадуплекса направлено на восток и несколько превышает 100 км. Наибольшее смещение установлено для фронтальной пластины (шарьяж Пегаса) - 70-80 км.

Движение тыловых пластин началось, видимо, в миоцене (альпийская фаза складчатости) в пределах депоцентра мезозойско-кайнозойского прогиба, что привело к его инверсии, образованию Курильской кордильеры, Срединно-Курильского прогиба и Южно-Охотской котловины. Оно сопровождалось гравитационным сползанием части осадочного выполнения прогиба в Южно-Охотскую котловину и в верхней части тихоокеанского склона в направлении желоба.

Движение фронтальной пластины (шарьяж Пегаса) началось в среднем плейстоцене (пасаденская фаза складчатости) и привело к образованию аккреционной призмы, среднего и нижнего склона, Курильского желоба и окраинного вала Хоккайдо. Одновременно заложилась и передовая пластина.

Океаническая кора на вале Хоккайдо и на прилегающей части СЗ котловины имеет 4-слойное строение. Слой 4 мощностью 2,5-3,0 км тектонически

деформирован (чешуйчатые надвиги с западной вергентностью) и рассматривается как складчатый фундамент СЗ плиты. Слои 1-3 мощностью 3,5-4,0 км имеют слоистое строение и интерпретируются как осадочный чехол плиты.

Граница М на вале Хоккайдо является поверхностью горизонтального тектонического срыва (деколлемент). Ее гладкость в сравнении с тектонической шероховатостью выше залегающих границ свидетельствует о большей мобильности и скольжении коры по мантии (литосфере), а не наоборот. Разновозрастные тектонические деформации СЗ плиты, включая зоны смятия, парагенетически взаимосвязаны со скольжением пластин океанической коры.

Формирование мегадуплекса в неогене-плейстоцене связывается нами со скольжением пластин земной коры на восток, которое по аналогии с Западным переносом в атмосфере обусловлено вращением Земли.

Ряд проблем, затронутых в данной статье, еще ждет своего решения. Так, пока неясно соотношение между чешуйчатыми надвигами с восточной (внешний склон желоба) и западной (вал Хоккайдо) вергентностью в верхней и нижней частях земной коры, соответственно. Детального изучения по уже имеющимся сейсмическим профилям требует структура охотоморского склона и зон смятия на СЗ плите.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 439 с.
2. Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.
3. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 106 с.
4. Васильев Б.И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО РАН, 1988. 192 с.
5. Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.
6. Гнибиденко Г.С. Структура глубоководных желобов Тихого океана (по данным МОВ - ОГТ). Владивосток: ДВО РАН, 1987. 51 с.
7. Космицкая И.Г., Капустян Н.К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. N2. С.37-49.
8. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
9. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов//Геоморфология. 1988. N4.-С.55-63.
10. Сергеев К.Ф. Основные черты строения и вероятный механизм образования Курильской островной системы //Тихоокеан. геология. 1984. 4. С.29-40.
11. Стрельцов М.И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.
12. Japanese DELP Research Group on deep structure of oceanic lithosphere, Report on DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific, Bull. Earthq. Rest. Just., University of Tokyo, 65, P49-158, 1990.
13. Nelson T. H., P. G. Temple Mainstream Mantle Convection: a Geologic Analysis of Plate motion. The Amer. assoc. of Petroleum Geologists Bull. V.56. N 2 (February 1972). P. 226-246.

Поступила в редакцию 12 июля 1994 г.

V.N.Patrikeyev, V.L.Lomtev

Nappe structure of the Kuril deformation front of the Okhotsk Sea plate of Eurasia

Nappe structure of the Kuril deformation front of the Okhotsk Sea plate of Eurasia is discussed from the new multichannel seismic data. The deformation front which corresponds to the Kuril morphological triad "arc-trench-outer rise", is a megaduplex of four nappe crust slices. The front slice forms the Hokkaido Rise and the seaward trench slope. The adjacent front slice forms a middle part of the continental slope with a well developed accretionary prism at its lower part. The megaduplex back slices deform a sedimentary filling of the Mesozoic-Cenozoic basin, forming inverse uplifts of the outer and inner arcs of the Kuril cordillera. The authors connect the Neogene-Pleistocene megaduplex formation with the eastward movement of Eurasia and, specifically, with the crust gliding, deciding the problem of space (contraction of the megaduplex width).

СВЯЗЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР С СОСТАВОМ ЭНДОГЕННОГО ВЕЩЕСТВА

Б. М. Тишкин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН г. Владивосток

На основе данных о составе пород четвертичного вулканизма, размерах вулканических дуг и скоростях движения литосферных плит (скоростях деформирования вулканических дуг) получены уравнения регрессии, связывающие рассматриваемые величины. Эти уравнения были использованы в дальнейшем для получения аналитических выражений, характеризующих внутреннее строение тектонических структур и движение объекта (магматического расплава) в этих структурах. Показано, что полученные зависимости отражают количественное подобие сил и процессов, вызывающих и сопровождающих развитие геодинамических систем различного иерархического уровня в разные периоды геологической истории вне зависимости от геодинамической обстановки. На уровне тенденции отмечена связь величины, характеризующей изменение состава магматических тел, с составом сопутствующего оруденения. В целом, для случая связи тектоники и магматизма, получено количественное подтверждение существования общего закона развития геологического пространства. Характерной чертой этого закона является его "нелинейность", которая обусловлена нелинейным распределением действующих сил в пространстве и времени, т.е. является следствием иерархического строения геодинамических систем и геологической истории их формирования.

К настоящему времени в результате многочисленных металлогенических, петрологических, минералогических исследований сложились представления о том, что определенным региональным тектоническим структурам, развивающимся в конкретной геодинамической обстановке (тектоническом режиме), соответствуют вполне определенные магматические, метаморфические и осадочные формации и типы месторождений полезных ископаемых. Эти эмпирические установленные на качественном уровне закономерности могут рассматриваться, по мнению А.Д. Щеглова, как общий закон развития геологического пространства и применяться к структурам различных порядков и классов [46]. Однако если это не вызывает сомнений в отношении региональных структур, то для локальных структур справедливость данного закона неочевидна. Кроме того, не совсем понятны отношения этого закона с принципом о "нелинейности" процессов, происходящих в литосфере [47]. В то же время, если действительно существует общий закон развития геологического пространства, то он должен действовать и на уровне одного магматического канала, обнаруживая себя в виде количественной зависимости геодинамических параметров развития тектонических структур и состава эндогенного вещества.

В качестве основных геодинамических параметров, контролирующих состав магматизма и оруденения в крупных тектонических структурах, обычно рассматриваются мощность земной коры или глубина залегания сейсмофокальной зоны, скорость и амплитуда перемещения литосферных плит.

Поиски количественной зависимости состава пород от глубины залегания зоны Заварицкого-

Беньофа неоднократно проводились многими исследователями [27,42,51,57 и др.]. Были выявлены высокие корреляционные связи содержания щелочных элементов и кремнезема с расстоянием до сейсмофокальной зоны. Полученные уравнения регрессии для разных островных дуг оказались различными, при этом было подчеркнуто, что подобные корреляционные зависимости могут быть получены практически для любых фиксированных естественных поверхностей [27].

Имеющиеся к настоящему времени материалы по современным островным дугам и активным континентальным окраинам свидетельствуют о возможности существования взаимосвязи между типом четвертичного магматизма и геодинамическими параметрами зон коллизии [55]. Корреляция скорости перемещения плит с содержанием в четвертичных вулканитах островных дуг различных химических элементов проводилась И.И.Абрамовичем и И.Г.Клушиным [2]; для железа, магния, калия - О.А.Богатиковым и А.А.Цветковым [6], Р.Сугисаки [55], Б.Н.Пискуновым [27,28]. Эти результаты в целом противоречивы и рассматриваются в полуколичественном приближении.

При формировании рифтовых структур также отмечается влияние скорости раздвига на состав магматических образований. При развитии континентальных рифтов (Африкано-Аравийская система) с уменьшением скорости раздвига наблюдается увеличение в продуктах магматизма объема риолитовых вулканитов [14]. В океанической обстановке базальты из районов с низкими скоростями спрединга (Срединно-Атлантический хребет, Красное море) более дифференцированы и обеднены титаном,

фосфором, цирконием относительно толерантов из высокоскоростных зон [3,17]. Скорость спрединга коррелируется со структурой базальтов и составом вкрапленников плагиоклаза (более основной в медленноспрединговых зонах) [60]. Заметим также, что геометрические параметры тектонических сооружений зон спрединга зависят от скорости раздвижения [19,54 и др.].

Существует, как известно [20], определенная зависимость состава оруденения от скорости движения литосферных плит. Для зон срединно-океанических хребтов с высокими скоростями раздвига характерны скопления металлов в сульфидной форме, тогда как в медленноскоростных спрединговых зонах концентрируется преимущественно окисная минерализация железа и фосфора.

Приведенные данные позволяют предполагать наличие возможной функциональной связи между скоростью движения литосферных плит и составом эндогенного вещества. Признание существования взаимосвязи процессов тектоники, магматизма и оруденения заставляет полагать, что она должна проявляться в тектонических структурах вне зависимости от их размеров. Этого, в частности, требуют соображения о симметрии (подобии) пространственно-временных характеристик объектов различных уровней организации и иерархии [11,33,40 и др.].

В предлагаемой работе излагаются результаты поиска количественных связей состава эндогенного вещества с геодинамическими параметрами развития региональных (островные дуги) и локальных (магмопроводящие каналы, интрузивные камеры) тектонических структур.

В основу исследования положены опубликованные данные по четвертичному вулканизму островных дуг северо-западной части Тихого океана. Магматизм локальных тектонических структур, представленный разновозрастными интрузивами, сформированными в различных геодинамических обстановках, был охарактеризован по опубликованным данным, а также по материалам автора.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

1. Для решения поставленной задачи необходимо было выбрать такие петрохимические показатели, которые бы наиболее полно характеризовали состав пород и их индикаторные особенности. Было предложено [38,39] для описания состава пород использовать безразмерный энергетический показатель (основность):

$$A = C + B = 100(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{P}_2\text{O}_5) + 100(\text{TiO}_2 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{CaO} + \text{H}_2\text{O}) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{P}_2\text{O}_5) = (a-E)/b.$$

(E - энергия активации вязкого течения, согласно [24]; a и b - эмпирические коэффициенты). Данный пара-

метр находится в хорошем соответствии со структурным показателем Сосье-Каррона, обозначаемый в англоязычной литературе NBO/T.

Параметр С, входящий в уравнение основности, отражает содержание в породе наиболее энергетически устойчивых, согласно [24], молекул щелочных полевых шпатов.

Таким образом, использование параметров А и С делает возможным одновременно учитывать изменение общего состава (энергетического потенциала) пород и их индикаторных особенностей (степень инертности системы при вязком течении). Далее существуют различные способы характеристики магматитов тектонических структур, например: 1. расчет среднего состава всей совокупности магматических пород и выражение его через А и С; 2. построение трендов в координатах А-С для магматических серий или формаций (по средним или индивидуальным анализам) и: а) сопоставление пределов изменчивости каждой серии (формации) в различных структурах; б) сопоставление пределов изменчивости всей совокупности магматических пород (безотносительно к той или иной серии, формации), проявленных в соответствующих тектонических структурах на интересующий отрезок времени. В работе использован вариант 2.б.

Необходимость применения такого способа петрохимического описания магматизма обусловлена следующими причинами: во-первых, отсутствует надежная информация о составе первичных магм и о процессах (параметрах процессов), приводящих к образованию спектра составов пород в рассматриваемых структурах, а предложения в этой области могут не соответствовать действительности: во-вторых, сопоставление пределов изменчивости составов пород по формациям или сериям для наших целей использован быть не может потому, что отдельная формация или серия характеризует геодинамические параметры развития только какой-то части (неизвестной) рассматриваемой структуры. Поэтому представляется целесообразным сопоставлять состав магматизма с геодинамическими параметрами структур по величине всего спектра составов пород.

В результате обработки материалов таким способом для магматитов каждой структуры была получена величина $L = \Delta C / \Delta A$ (предварительно названная индексом относительной дифференцированности), где ΔC и ΔA показывают разницу между максимальными и минимальными значениями сравниваемых величин. По смыслу параметр L является производной, показывающей скорость изменения концентраций молекул щелочного полевого шпата в расплаве при изменении его энергетического потенциала.

Расчет параметра L магматических образований островных дуг был ограничен вулканитами

Таблица 1

Некоторые геодинамические характеристики вулканических дуг

Структура	l, км	a, км	S, км ²	h, км	$K \cdot 10^{-3}$, км ⁻¹	U, см/год
1. Марианская	950	25	23750	175	7,37	10,7
2. Идзу-Бонинская	520	25	13000	168	12,92	-
3. Курильская	1200	120	144000	147	1,02	10,0-9,0
4. Камчатская	820	200	164000	167	1,02	9,0
5. Хонсю-Хокайдо	1190	150	178500	154	0,86	10,3
6. Рюкю-Кюсю	720	90	64800	116	1,79	4,0-6,0
7. Алеутская	1500	65	97500	122	1,25	8,0

Примечание: скорость движения (U) океанических плит (островных дуг) дана по [61]; глубина залегания сейсмофокальной зоны (h) цитируется по [28,53]; "ширина" а" для Курильской дуги дана по [42], для всех остальных - по [55]; "l" - проекция длины островной гряды на горизонтальную плоскость (определялась по карте)."

Таблица 2

Относительная дифференцированность состава четвертичных вулканитов островных дуг

Вулканическая дуга	A _{макс.}	A _{мин.}	S _{макс.}	S _{мин.}	L
1. Марианская	37,68	9,43	7,61	4,30	0,12
2. Идзу-Бонинская	38,95	12,52	8,28	3,22	0,19
3. Курильская	37,70	14,64	7,61	3,72	0,17
4. Курильская (юг)	36,59	10,74	8,02	3,80	0,16
5. Курильская (север)	36,26	13,72	7,95	3,72	0,19
6. Камчатская	45,08	13,66	8,97	3,55	0,17
7. Хонсю-Хокайдо	41,44	13,78	7,55	3,55	0,14
8. Рюкю-Кюсю	39,31	13,24	10,67	3,75	0,27
9. Алеутская	39,35	15,75	9,67	4,58	0,22

Примечание: индекс L рассчитывался по [6,25-27,44]

четвертичного времени. Гранитоидные массивы для последующих построений отбирались по следующим признакам: либо 1- они должны были быть сформированы в одну интрузивную фазу, либо 2- фазы внедрения массивов являлись максимально сближенными во времени (отсутствие ярко выраженной зоны закалки).

Для количественного описания магмопроводящих тектонических структур использовались: 1- проекция их площади на горизонтальную плоскость (определялась по карте); 2- коэффициент "толстоленности" $K = h/S$ (h- толщина литосферы, S - площадь литосферной плиты) предложенный Р.М.Лобацкой [15] для анализа зависимости степени деформированности литосферных плит от скорости деформирования. Адаптируя этот параметр к нашим задачам, мы приняли для островных дуг в качестве h среднюю

глубину залегания сейсмофокальной зоны и для интрузивов h - среднее расстояние между максимальной и минимальной гипсометрической отметками структуры интрузивного канала. В тех случаях, когда размеры структуры канала на карте определить не удавалось, в качестве h принимались вертикальные размеры магматического тела*; 3- значения скорости горизонтального движения литосферных плит во фронтальных зонах островных дуг, полученные в рамках плитотектонической модели.

Таким образом, в нашем распоряжении имеются все необходимые данные (табл.1,2,3) для сопоставления скоростей движения с размерами тектони-

* Более подробно этот вопрос рассматривается далее по тексту.

Геодинамические параметры формирования гранитоидных массивов типа ассоциирующего оруденения

Интрузивный массив	S, км ² измер. расч.		K·10 ³ , км ⁻¹	L	U, см/год	Магматическая ассоциация	Рудная минерализация	Место и время образования	источник информации
Джалиндинский	50	68	3,68	0,06	13,4	гранодиорит-диорит	Au(Bi, As, Sb, Pb, Zn)	Верхнее Приамурье, J ₃ -K ₁	[***]
Приисковский	227	316	1,14	0,10	12,0	гранит-гранодиорит (диорит)	Sn(As, W, Au)	Приморье, K ₂	[***, 12]
Силинский	25	21	-	0,13	10,9	гранодиорит-диорит-габбро	Sn(As, Zn, Pb)	Хабаровский край, K ₂	[13]
Березовский	190	143	-	0,17	9,4	граносиенит-монцонит	Sn(Ag, Sb, Bi)	Приморье, K ₂	[43]
Светловодный *	8	11	10,70	0,20	8,3	сиенит-монцодиорит-пироксенит	Fe, P	Приморье, K ₁	[8]
Мариктиканский	20	11	-	0,20	8,3	гранит-сиенит	W(Sn, Mo)	Забайкалье, D-C ₁	[31]
Курумский	7	10	61,30	0,22	7,6	гранит-гранодиорит	Au(W, As, Bi)	Якутия, K ₁	[***]
Шивкинский	74	67	-	0,28	3,5	гранодиорит-тоналит	W	Приморье, K ₁	[34]
Успенский **	42	69	3,12	0,29	5,0	гранит-гранодиорит	W, Mo (?)	Приморье, K ₂	[35, 38]
Харбейский	2	7	-	0,29	5,0	гранит-трондьемит	W, Mo	Полярный Урал, O ₃	[22]
Забывтый *	0,2	1	93,70	1,19	-28,3	гранит	W(Be, Sn)	Приморье, K ₂	[***, 32]
Илимауссак	136	140	-	0,80	-13,9	гранит-нефелиновый сиенит	редкометаллическая	Гренландия, Pг ₃	[7]

Гликин

*Массивы, для которых в качестве h принимались размеры обнаженной части.

**Рассматривается интрузивная фаза, расположенная в центре массива, к югу от бухты Успеня.

***Расчеты проводились по данным автора.

ческих структур и изменением состава магматитов, проявленных в этих структурах.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Будем считать вулканическую дугу структурно-вещественным образованием, возникшим и развивающимся в результате взаимодействия океанической плиты и задугового пространства в контексте взаимодействия Земли с ее космическим окружением. Примем также, что скорость горизонтального движения вулканической дуги относительно океанической плиты является скоростью деформирования структуры - скоростью накопления упругих, пластичных и хрупких деформаций.

Скорости деформирования и размеры тектонических структур. Как известно из механики разрушения, величина деформации тела зависит от его пространственных характеристик (мощности, площади) и скорости деформирования. При сопоставлении параметра K со скоростью деформирования структур U наблюдается корреляционная зависимость этих величин (рис.1) - близкая к выявленной ранее Р.М. Лобацкой [15]. Экстраполируя линию "15.61 - 1" ("Марианская линия") в сторону уменьшения U , по значению параметра K можно определить скорость деформирования Идзу-Бонинской дуги, составившую 7.8 см/год*. Примечательно, что фигуративные точки "Марианской линии" при уменьшении параметра K в $2.154^3 = 10$ раз в точности попадают на "линию Хонсю". Такое изменение параметра K соответствует уменьшению объема деформируемой призмы на порядок или уменьшению толщины деформируемого слоя Марианской и Идзу-Бонинской вулканических дуг в 10 раз (примерно до поверхности Мохо) при постоянной скорости деформирования. Уравнение регрессии, описывающее связь скорости деформирования с пространственными размерами тектонических структур в общем виде можно представить следующим образом:

$$K = a \cdot (15,61 - U) \cdot p^m \quad (1)$$

где $a = 1,647 \cdot 10^{-4}$ ("линия Хонсю"); p - коэффициент пропорциональности или подобия вертикальных размеров структур ($p = 2,154$)**; $m = \pm 0,1,2...$

* Разность скоростей в системе Марианской и Идзу-Бонинской дуг составляет 2,9 см/год, что совпадает с разностью соответствующих скоростей приводимых в [55].

** Число 2,154... и все последующие, выводимые из него коэффициенты подобия, используемые нами в дальнейшем, являются членами геометрической прогрессии $p_k = a_0 \cdot (10^{1/72})^k = a_0 \cdot 1.032497^k$; ($a_0 = 1, k = \pm 0,1,2,...$). Для описания параметров различных объектов можно также пользоваться системой А.В.Жирмунского и В.И. Кузьмина [11], и М.А.Маругаева [18], значения коэффициентов в которых достаточно близки p_k .

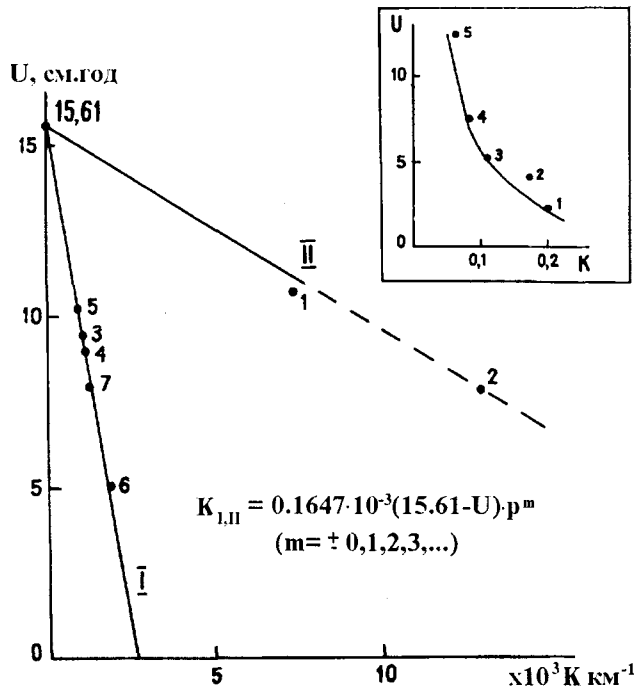


Рис. 1. Зависимость размеров структур от скорости деформирования. I - "линия Хонсю", II - "Марианская линия"; на врезке показана зависимость $U - K$ по Р.М.Лобацкой [15].

Скорости деформирования структур и дифференцированность состава магматитов. При заданной скорости деформирования, с достижением предела прочности упругие и пластические деформации сменяются хрупкими, по мере развития которых возникают благоприятные условия для перемещения магматических расплавов в верхние горизонты литосферы. Поэтому скорость деформирования можно рассматривать в таком контексте как скорость формирования магмопроводящих каналов, а вулканические дуги - как системы таких каналов. Тогда решение задачи о связи тектоники и магматизма сводится в первом приближении к определению зависимости скоростей формирования магмопроводящих структур и величин, характеризующих изменение состава магматизма в этих структурах.

На рис.2 приводится результат сопоставления индекса относительной дифференцированности четвертичных вулканитов со скоростями деформирования вулканических дуг. Из данного рисунка следует, что с уменьшением скорости деформирования происходит закономерное увеличение параметра L , обусловленное увеличением в составе вулканитов, согласно [27] доли магматических серий с повышенной щелочностью. Так, если на Марианской дуге преобладают породы толеитового ряда при подчиненном распространении известково-щелочных вулканитов, то по мере уменьшения скорости деформирования структур получают более широкое развитие породы

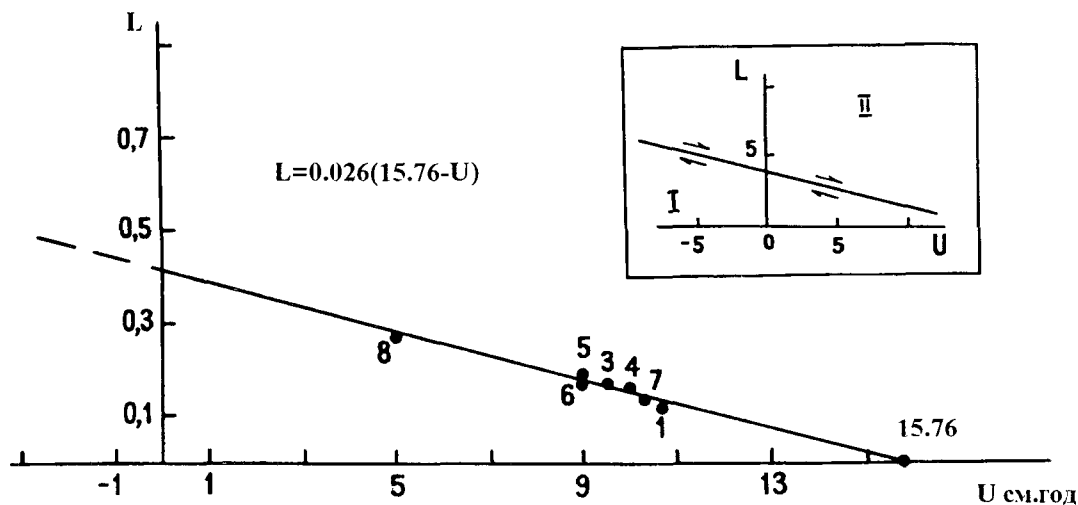


Рис. 2. Зависимость индекса относительной дифференцированности четвертичных вулканитов островных дуг от скорости деформирования структур. На врезке изображены два предполагаемых варианта изменения относительной дифференцированности магматитов от скорости деформирования структур.

известково-щелочной с появлением магматитов субщелочной серии. Типичная для Хонсю-Хоккайдо и Курил известково-щелочная серия на Северных Курилах дополняется субщелочными вулканическими образованиями, получившими более широкое распространение на Камчатке и Алеутах [27], что находит отражение в росте индекса относительной дифференцированности на фоне уменьшения скорости деформирования структур. Уравнение регрессии имеет вид:

$$L = b \cdot (15,76 - U) \quad (2)$$

где $b = 0,026$.

Полученное соотношение подтверждает замеченную А.Миширо [55] качественную зависимость типа четвертичного магматизма, проявленного в вулканических дугах от горизонтальной скорости перемещения литосферных масс.

Как отмечалось, при построениях мы приняли условие, что деформирование структуры обусловлено внешними силами горизонтального воздействия на нее со стороны океанической плиты и задугового пространства. Однако, формирование магмопроводящих каналов, сопровождающееся горизонтальным перемещением тектонических элементов в структуре, возможно и за счет эндогенных сил, обусловленных диапиризмом. Если в первом случае развитие структуры происходит в режиме латерального сжатия (центростремительно), то во втором случае, горизонтально ориентированные растягивающие напряжения должны приводить к центробежному развитию магмопроводящих структур. Следовательно, и векторы скоростей при различных механизмах формирования структур должны иметь либо положительное, либо отрицательное значения. На врезке (см.рис.2) пока-

зано два предполагаемых варианта эволюции состава магматизма в зависимости от изменения величины и знака вектора скорости формирования магмопроводящих каналов.

Размеры тектонических структур и дифференцированность состава магматитов. Сопоставление данных, приведенных на рис. 1 и 2, наводит на мысль, что индекс относительной дифференцированности L должен коррелироваться с площадью магмопроводящих структур. При сопоставлении этих характеристик обнаруживается, что и вулканические дуги, и гранитоидные массивы образуют ранжированные группы. Примечательно, что группы вулканических дуг, выделившиеся в координатах $K - U$, сохраняются и при рассматриваемых параметрах. Связь состава магматитов с площадью вулканических дуг аппроксимируется уравнениями регрессии, которые могут быть представлены в общем виде:

$$L = (S/10^n)^{-2/3} \quad (n = \pm 0, 1, 2, 3, \dots) \quad (3)$$

Из этого уравнения следует, что структуры, в которых проявлены магматиты, имеющие одинаковый индекс относительной дифференцированности, обладают размерами, кратными 10^n (рис.3).

Обоснованность выделения пространственных границ отдельных магматических каналов (камер). Рассчитанные по формуле (3) значения площадей интрузивов систематически не совпадают с измеренными значениями (см.табл.3). Возможные причины могут быть обусловлены точностью определения площадей при картировании и измерении, недостаточностью объема использованных химических анализов. Однако главная причина видится в следующем обстоятельстве. Дело в том, что в случае вулканических дуг относительная дифференциро-

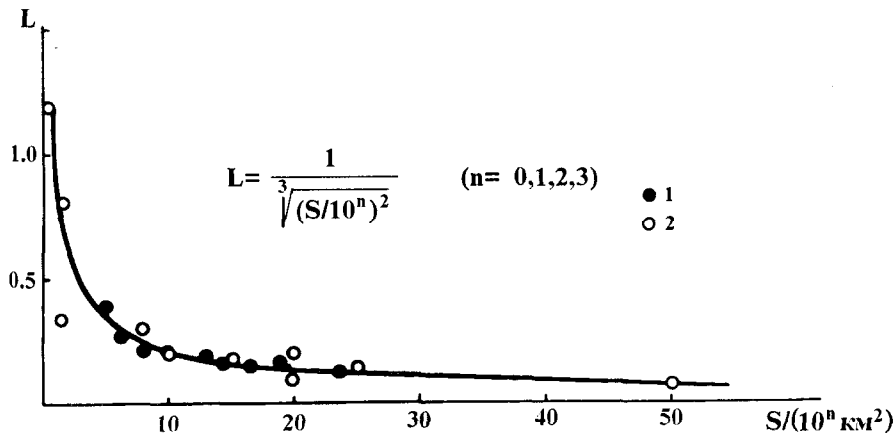


Рис. 3. Соотношение индекса относительной дифференцируемости с площадью вулканических г (1) и интрузивных массивов (2).

ванность магматитов сопоставлялась с площадью всей структуры, а не с суммарной площадью магмопроводящих трещин. Следовательно, по зависимости (3) мы рассчитываем для интрузивов не их собственную площадь, а площадь *структуры, в которой происходила дифференциация вещества, включающую размеры массива и определенной части вмещающих пород*. Другими словами, структурой магмопроводящего канала следует считать, в данном случае, не только пространство, по которому движется основная масса расплава, но и вмещающее пространство, наиболее активно участвующее в этом процессе. Данное предположение было проверено для ряда интрузивов.

В результате проведенного нами геологического картирования Джалиндинского интрузива с учетом данных геолого-съемочных и поисково-разведочных работ получены сведения (ориентировка гнейсоватости, шлировых выделений в интрузиве и элементы залегания складок волочения, опрокинутых слоев, систем разрывных нарушений в экзоконтакте массива) об условиях образования интрузива. Его формирование, уже в магматическую стадию, происходило при широком развитии сдвиговых перемещений, связанных с левосдвиговой кинематикой регионального широтного разлома в условиях северовосточного сжатия (по нашим данным и согласно [16]) при активном взаимодействии расплав-вмещающие породы на тектоническом и химическом (поле роговиков в экзоконтакте) уровнях. По данным дешифрирования космоснимков, обработки геологических, геофизических и топографических карт, а также полевым наблюдениям установлено [21], что Джалиндинский массив локализован в центре кольцевой структуры, наименьший диаметр которой составляет около 10 км в диаметре. По нашим расчетам диаметр структуры канала, в котором проявлен Джалиндинский массив, равен 9,3 км.

В экзоконтактной зоне роговиков Курумского интрузива, по нашим данным, на расстоянии 100-200 м от контакта характерно широкое развитие даек гранитов, по составу аналогичных породам интрузива. Падение их крутое и часто направлено в сторону главного магматического тела. Вблизи его контакта наблюдаются апофизы, приобретающие иногда простирание, субсогласное с простиранием контактовой поверхности интрузива. Общая площадь выходов гранитоидов Курумского массива оценивается примерно в 10 км² [10]. Рассчитанное нами значение площади структуры канала составляет 9,7 км² (~ 10 км², см. табл. 3).

Изометричные структуры хорошо читаются на космоснимках, топографических и геологических картах для Успенского и Приисковского массивов. Их размеры также оказываются близки к расчетным. Для ряда интрузивных массивов расчетные площади структур каналов оказались хотя и близкими, однако все же несколько меньшими площади массивов. Возможным объяснением могут служить причины, отмеченные ранее, но нельзя, вероятно, исключать и возможности полихронного формирования массивов, как это, например, устанавливается для Березовского [29] и Силинского [13] интрузивных тел (см. табл. 3). Кроме того, наблюдаемая площадь и состав интрузивов будут зависеть от степени тектонической нарушенности первичного залегания пород интрузива в вертикальных сечениях.

Таким образом, с учетом отмеченных ограничений, площадь, рассчитанную по зависимости (3) можно принимать в качестве площади структуры канала. Это дает нам возможность сопоставлять однородные величины - отдельные каналы и их системы - как по размеру, так и по составу эндогенного, вещества проявленного в них.

Подобие геодинамических систем различного уровня иерархии. Сравнивая уравнения (1) и (2), замечаем, что члены, заключенные в скобках в их

Таблица 4

Значения чисел подобия для структур различных уровней иерархии

Структура	n	m
Марианская	3	3
Идзу-Бонинская	3	3
Курильская	4	0
Камчатская	4	0
Хонсю-Хоккайдо	4	0
Рюкю-Кюсю	4	0
Алеутская	4	0
Джалиндинская	0	3
Приисковая	1	1
Курумская	0	5
Светловоднинская	0	3
Успенская	1	1
Забытая	0	3

левых частях, приближенно равны. Полагая, что различие постоянного члена в этих уравнениях обусловлено определенной приближенностью используемых данных, делим (2) на (1) и получаем:

$$L/K = L \cdot S/h = (b/a) \cdot p^m = \text{const} \cdot p^m \quad (4)$$

Данная зависимость отображена на рис.4 (const = 157,86 - соответствует "линии Хонсю"). Как видно, данное уравнение хорошо описывает изменение состава магматитов в геодинамических системах различных уровней иерархии. Их различие определяется лишь числом m (табл.4).

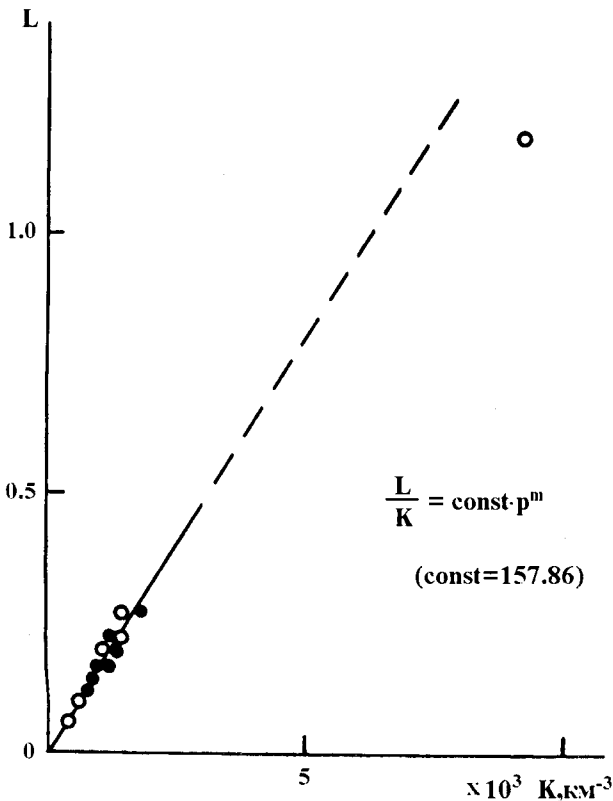


Рис.4. Соотношение индекса относительной дифференцированности магматитов с размерами структур.

Значение const = 157,86 - соответствует "линии Хонсю"; условные обозначения см. на рис.3.

Уровни вертикальной дискретности тектонических структур. Замечая, что

$$L = 1/(S/10^n)^{2/3} = 10^{2n/3}/S^{2/3} = (2,154^3)^{2n/3}/S^{2/3} = p^{2n}/S^{2/3}$$

Подставляем это выражение в уравнение (4):

$$S \cdot p^{2n}/h \cdot S^{2n/3} = \text{const} \cdot p^m$$

и после преобразований имеем:

$$S^{1/3} \cdot p^{2n}/h \cdot p^m = \text{const}, \text{ или}$$

$$h_m = S^{1/3} \cdot p^{2n}/\text{const} \cdot p^m \quad (5)$$

Замечая, что $K = h/S$, получаем:

$$S_m = S^{1/3} \cdot p^{2n}/\text{const} \cdot K \cdot p^m, \quad (6)$$

S_m - площадь структуры, соответствующая критическому уровню глубинности (вертикальной дискретности) при заданном значении К.

Результаты расчета h_m и S_m для Курильской вулканической дуги помещены в табл.5. Как видно, степень совпадения расчетных данных с геофизической моделью глубинного строения Курильской дуги достаточно высокая. Распределение плотностных неоднородностей (предполагаемых магматических очагов) внутри уровней вертикальной дискретности Курильской вулканической дуги [1] может быть рассчитано по формуле (5) с коэффициентом подобия $p^{m+0.5}$:

$$h_{m+0.5} = S^{1/3} \cdot p^{2n}/\text{const} \cdot p^{m+0.5} \quad (7)$$

В соответствии с этим размеры плотностных неоднородностей на данном уровне иерархии будут определяться:

$$S_{m+0.5} = S^{1/3} \cdot p^{2n}/\text{const} \cdot K \cdot p^l \quad (8)$$

где l меняется в зависимости от четности показателя степени m: $l = 2m+2$, при $m = 0,1,3, \dots$ и $l = 2m + 1$, при $m = 2,4, \dots$. Рассчитанные таким образом глубины залегания плотностных неоднородностей (верхний ряд) и их размеры (нижний ряд) в сопоставлении с геофизической моделью (в скобках [1] оказываются также близкими:

(120-80), 105 (60-40), 49 (≈ 20)*, 23 (≈ 10), 11; км
(31400), 32500 (≈ 7850), 7000 (≈ 3489), 3250 (≈ 1962), 1508; км²

*Значения в последних двух колонках сняты с графика

Таблица 5

Средние глубины залегания поверхностей раздела слоев литосферы (по подошве) под Курильской вулканической дугой.

Характеристика слоя	Глубина залегания, км		Уровень дискретности, (м)	S _m , км ²
	по геофиз. данным	по модели автора		
"вулканогенно-осадочный"	3,2	3,3	5	3253
"гранито-гнейсовый"	6,8	7,1	4	7007
гранулито-гнейсовый"	15,1	15,4	3	15093
"базальтовый"	33,6	33,2	2	32510
пониженных скоростей сейсмических волн*	71,5	71,4	1	70026
сейсмофокальная плоскость	147,0	154,0	0	150836

*Приводится среднее значение границы, определенной под о.Итуруп [42]. Остальные значения даны по [4,28]. Площадь дуги для расчетов определена согласно [42].

Проверка модели на структурах зон спрединга.

Справедливость предлагаемой модели была проверена для медленно- и высокоскоростных зон спрединга: для рифта Красного моря на разных структурных уровнях по данным [3,49] и для Восточно-Тихоокеанского поднятия района 8°-13° с.ш. по данным [9,58]. Полученные результаты хорошо коррелируются с данными о скоростях спрединга, глубине залегания геофизических слоев раздела и объемных неоднородностей (магматических очагов), а также с геологическими реконструкциями истории развития тектонических структур. К сожалению, лимитированные объемы статьи не позволяют остановиться на этом вопросе более подробно. Поэтому ограничимся только ссылками на литературу, в которой содержатся сведения, подтверждающие справедливость модели: для Красноморского рифта - [52,59,62] и для Восточно-Тихоокеанского поднятия - [50,54,56]. Кроме того, заметим, что при сопоставлении значений скоростей деформирования и спрединга необходимо учитывать особенности процесса развития структур. При деформировании структур с заданной скоростью изменяются размеры тектонических

элементов, слагающих эту структуру, и периодичность разгрузки напряжений на разных иерархических уровнях в текущее время [33], что подтверждается также в эксперименте [45]. В случае зон спрединга это будет сопровождаться изменением периодичности образования магнитных аномалий в различных участках тектонической структуры и, соответственно, изменением значений скоростей спрединга. Другими словами, соответствие скоростей спрединга и деформирования зависит от масштаба рассматриваемых структур, т.е. скорость деформирования на данном участке может выступать как мгновенная скорость спрединга и, наоборот, скорость спрединга может являться мгновенной скоростью деформирования.

В целом можно заключить, что справедливость рассматриваемой модели для тектонических структур, сформированных в различных геодинамических обстановках и принадлежащих разным иерархическим уровням, свидетельствует о подобии процессов деформирования литосферы и дифференциации магматического вещества в этих структурах, а следовательно и о подобии действовавших сил.

Движение объекта в геологическом пространстве (структуре). Если подставить массу $m = h_m \cdot S_m \cdot \rho$ и время $t = (h_m \cdot S_m)^{1/3} U$, где ρ – плотность, в уравнение силы, то после преобразований получим для горизонтально ориентированной силы деформирования структуры следующее выражение:

$$F_d = \rho \cdot (h_m \cdot S_m)^{2/3} \cdot U^2 \quad (9)$$

Деформирование структуры со скоростью U , согласно требованию неразрывности и структурной иерархии, будет сопровождаться изменением размеров в вертикальном направлении с общим воздыманием или прогибанием поверхностей h_m со скоростью V . При этом должно происходить изменение расстояний между уровнями дискретности h_m и за счет дифференциальных движений-обмен веществом (на физико-химическом и тектоническом уровнях) между h_m и h_{m+1} . Скорость этого обмена будет контролироваться скоростью V , т.е. V зависит от времени накопления упругих, пластичных и хрупких деформаций в вертикальном сечении структуры. В случае магматического очага V будет являться скоростью продвижения всего объема расплава или его частей на дискретный уровень h_{m+1} . Определяем время $t = h_m / V$ и массу $m = \rho \cdot h_{m+0.5} \cdot S_{m+0.5}$ для вертикально ориентированной силы, действующей на магматический очаг, и получаем:

$$F_b = \rho \cdot h_{m+0.5} \cdot S_{m+0.5} \cdot V^2 / h_m = \rho \cdot S_{m+0.5} \cdot V^2 / \rho^{0.5} \quad (10)$$

Перемещению объекта (магматического расплава, в данном случае) под действием F_b деформируемая тектоническая структура будет оказывать сопротивление с силой F_c , которая должна зависеть от скорости движения объекта V и скорости горизонтального перемещения элементов структуры U : $F_c = (V/U) \cdot F_d$. Обозначая $F_b = F_1$, и $F_d = F_2$ составим уравнение результирующей силы, действующей на движущийся объект в структуре:

$$F = F_1 + (V/U) \cdot F_2 \quad (11)$$

Таким образом, связь состава магматических образований с размерами тектонических структур и скоростью деформирования находит логическое объяснение в уравнении действующих сил, характеризующем движение объекта в структурированном пространстве или, согласно [40], в геодинамическом поле. Используя зависимость (11), можно получить уравнения для расчета энергетического спектра тектонической структуры по дискретным уровням h_m и расчета энергии перехода объекта с дискретного уровня h_m на уровень h_{m+1} .

Корреляция типов оруденения с дифференцированностью состава интрузивов. Сопоставление индекса относительной дифференцированности пород гранитоидных массивов с составом ассоциирующего оруденения показывает (см. табл.3), что с ростом L (уменьшением скорости деформирования структуры), в общем случае, в составе оруденения доминирующее

значение приобретают оксифильные элементы, имеющие относительно прочные связи с кислородом (олово, вольфрам, редкие металлы).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В своих исследованиях мы исходили из предположения о том, что скорость движения вулканической дуги относительно океанической плиты является скоростью деформирования рассматриваемого структурно-вещественного комплекса. Для подобного допущения существуют следующие основания. На настоящий момент отсутствуют прямые данные о скорости погружения океанической плиты под островную дугу (инструментальные наблюдения относятся к точкам, расположенным выше уровня моря), а скорость субдукции рассчитывается из значений скорости спрединга в предположении, что плита является жестким телом. Соотношение значений скоростей изменения расстояний между геодезическими станциями наблюдения, полученные инструментальными методами и прогнозируемые в плитотектонической модели, интерпретируются крайне неоднозначно [5,30]. При этом точность измерения скоростей оценивается в ± 1 см/год [30] и $\pm 2-3$ см/год [5]. По данным астрономических наблюдений за период более чем 50 лет, годичное перемещение Евразии относительно Северной Америки в меридиональном направлении оценивается в 15 ± 6 см/год [23,48]. Максимальные скорости раскрытия земной коры в зонах спрединга составляют около 20 см/год [37]. Однако точность определяемых скоростей спрединга зависит от размеров палеомагнитных аномалий, точности определения возраста пород [41], а также от пространственного положения изучаемых магматических пород в локальных структурах зон спрединга. Согласно модели расширяющейся Земли приращение длины окружности большого круга происходит со скоростью около 13 см/год [5].

Можно принять, таким образом, что среднее значение скорости перемещения крупных тектонических элементов на поверхности Земли составляет около 15 см/год. Это значение достаточно близко к максимальному значению скорости деформирования (во внешнем силовом поле) в нашей модели (см. уравнения (1) и (2)). Поэтому допущение, на котором базируется данная модель, не кажется слишком грубым.

Подобие процессов структурообразования и дифференциации магматического вещества в различных геодинамических обстановках и на различных иерархических уровнях, их функциональная зависимость дают нам возможность перейти к обсуждению главного вопроса – о реальности существования общего закона развития геологического пространства.

Согласно уравнению (3), дифференцированность магматитов определяется размерами структур. Для одной магматической камеры (интрузии) будем иметь, как минимум, одну магматическую формацию и определенный тип рудной минерализации [39], а системе магматических камер, в том числе расположенных на разных дискретных уровнях глубинности в крупных тектонических структурах, согласно уравнениям (8) и (3), будет отвечать набор магматических формаций и соответствующих типов оруденения. Что, собственно, и подтверждает закон развития геологического пространства (в частном его проявлении), сформулированный А.Д.Щегловым. Постоянное присутствие в полученных зависимостях множителей r^m и r^n , являющихся знаменателями геометрических прогрессий, показывает, что "нелинейность" является неотъемлемым свойством процессов развития геодинамических систем, отражает их иерархию и историю формирования.

Идеи о нелинейной геодинамике, на протяжении ряда лет плодотворно развиваемые Ю.М. Пушаровским, по-видимому, могут быть применимы в решении и других геологических задач для самого широкого круга объектов.

ВЫВОДЫ

1. Получены аналитические выражения, связывающие скорость деформирования тектонических структур с их пространственными размерами и составом формирующихся магматических образований. Данные зависимости обобщены в уравнении действующих сил, характеризующем движение объекта в структурированном геологическом пространстве.

2. Показано, что на уровне тенденции намечается зависимость увеличения оксифильности состава оруденения с увеличением относительной дифференцированности состава ассоциирующих магматических тел.

3. Магматические образования с одинаковым индексом относительной дифференцированности проявляются только в подобных по размерам тектонических структурах, деформирование которых происходило с одинаковой скоростью. Подобие пространственно-временных параметров развития тектонических структур объясняется подобием действовавших сил, следствием которых являлось это развитие.

4. Результаты проведенных исследований на количественном уровне на примере связи тектоники с магматизмом подтверждают существование общего закона развития геологического пространства и показывают, что нелинейность является неотъемлемым свойством процесса развития геодинамических

систем, отражает их иерархию и историю формирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В.А. Глубинные элементы плитной тектоники и палеовулканизма Алданского щита, Монголо-Охотской и Верхоянской орогенных областей // Металлогения и руд. формации Тихоокеан. обрамления: материалы междунар. симпоз. "Глуб. строение Тихого океана и его континент. обрамления". Благовещенск, 1990. Ч. III. С.142-149.
2. Абрамович Н.И., Клушин Н.Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
3. Альмухамедова А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеевков В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 1985. 191 с.
4. Андреев А.А., Злобин Т.К. Глубинное строение и гравитационное поле Курильской системы дуга - желоб // Тихоокеан. геология, 1990. N 2. С.16-22.
5. Блинов В.Ф. Лазерная дальнометрия: расширение Земли, а не тектоника плит // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1992-67. N 4. С.3-16.
6. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
7. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974. 375 с.
8. Гранитоиды и монцитонитоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 159 с.
9. Голубева Э.Д. Толентовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия). Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 135 с.
10. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Кухтинский Г.Г., Недосекин Ю.Д. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 214 с.
11. Жирмунский А.В., Кузьмин В.И. Критические уровни в развитии природных систем. Л.: Наука, 1990. 223 с.
12. Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. Л., 1957. 247 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Т.21).
13. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 383 с.
14. Казьмин В.Г. Развитие континентальных рифтов и вулканизм // Континент. и океан. рифтогенез. М., 1985. С.136-150.
15. Лобацкая Р.М. Оценка относительной раздробленности литосферы (теоретическое обоснование и методика анализа) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. N 9. С.16-22.
16. Логвинчев П.И. Геолого-структурные особенности Янканской колчеданоносной зоны Монголо-Охотского складчатого пояса (Верхнее Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1987. N 4. С.77-86.
17. Магматические горные породы: Основные породы. М.: Наука, 1985. 487 с.
18. Марутаев М.А. О гармонии как закономерности // Принцип симметрии. М., 1978. С.363-395.

19. Мирлин Е.Г., Пшенинина И.А. О нелинейной зависимости интенсивности структурообразования от скорости спрединга в рифтовых зонах океана // Докл. АН СССР. 1988. Т.304. № 6. С.1423-1427.
20. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
21. Мясников Е.А., Кулаков А.П., Залищак Б.Л. Морфоструктуры центрального типа Верхнего Приамурья // Морфоструктуры центр. типа Дал. Востока. Владивосток, 1984. С.39-52.
22. Охотников В.Н. Гранитоиды и рудообразование. Л.: Наука, 1985. 185 с.
23. Пеллинен Л.П. Современное состояние и перспективы планетарных геодинамических исследований // Соврем. движение земной коры: теория, методы, прогноз. М., 1980. С.35-45.
24. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 159 с.
25. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.
26. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966. 279 с.
27. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
28. Пискунов Б.Н. Соотношение вулканизма островных дуг с параметрами модели плитовой тектоники // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С.53-58.
29. Поповиченко В.В. Эволюция магматизма Кавалеровского рудного района: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. 31 с.
30. Прилепин Л.П. Современные движения литосферных плит и внутриплитные деформации по данным космической геодезии // Соврем. динамика литосферы континентов: платформы. М., 1991. С.167-185.
31. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 158 с.
32. Рудоносность магматических ассоциаций. М.: Наука, 1988. 228 с.
33. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
34. Степанов Г.Н., Гвоздев В.И., Романенко И.М. Золото-серебряная минерализация на одном из вольфрамовых месторождений Приморья // Минерал. типы руд. месторождений и вулканог. поясах и зонах активизации северо-востока Азии. Владивосток, 1983. С.180-191.
35. Тарарин И.А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. 143 с.
36. Тарарин И.А. Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология, петрохимия магмат. и метаморф. пород. Владивосток, 1975. С.142-167.
37. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: мир, 1985. Т.1. 374 с.
38. Тишкин Б.М. Рудно-магматическая система как вещественное проявление единого геодинамического поля // Геохимия и рудоносность магмат. и осадоч. комплексов Дал. Востока и Сибири: Материалы IY регион. конф. молодых ученых Дал. Востока и Сибири. Владивосток, 16-20 сент. 1987. Владивосток, 1988. С.137-148 (Деп. в ВИНТИ. 20.01.89. № 485-889).
39. Тишкин Б.М., Хегчиков Л.Н., Пахомова В.А. Вопросы связи оруденения с интрузивным магматизмом // Металлогения и руд. формации Тихоокеан. обрамления: материалы междунар. симпоз. "Глуб.строение Тихого океана и его континент.обрамления". Благовещенск, 1990. Ч.1. С.132-139.
40. Тишкин Б.М. Квантовая геодинамика - новая парадигма в геологии // Вестн. ДВО РАН. 1994. № 4. в печати.
41. Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Литосфера Земли (по геофизическим данным). М., 1983. 226 с. (ВИНИТИ. "Итоги науки и техники. Физика Земли". Т.7.).
42. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология, петрогенезис. М.: Наука, 1989. 239 с.
43. Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья (геология и генезис). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 175 с.
44. Фролова Г.И. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Наука, 1985. 275 с.
45. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
46. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении. Л.: Недра, 1987. 231 с.
47. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 325 с.
48. Щеглов В.П. Астрономия и дрейф континентов // Соврем. движения земной коры. Тарту: АН ЭССР. 1973. № 5. С.662-671.
49. Coutelle A., Pautot G., Guennoc P. The structural setting of the Red Sea axial valley and deeps: implications for crustal thinning processes.// Tectonophys. 1991. V.198, N2-4> P.395-409.
50. Detrick R.S., Buhl P., Vera E., Mutter J., Orcutt J., Madsen J., Brocher T. Multi-channel seismic images of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise.// Nature. 1987. V.326, N6108. P.35-41.
51. Dickinson W.R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific.// Science. 1967. V.157, N3790. P.801-803.
52. Eglouff F., Rihm R., Marcis J., Izzeldin Y.A., Bobsien M., Meier K., Junge P., Noman T., Warsi W. Contrasting structural styles of the eastern and western margins of the southern Red Sea: the 1988 SONNE experiment.// Tectonophys. 1991. V.198, N2-4. P.329-353.
53. Eguchi T. Seismotectonic around the Mariana throu.// Tectonophys. 1984. V.102. P.33-52.
54. Francheteau J., Ballard R.D. The East Pacific Rise near 21 N, 13 N and 20 S: inferences for along-strike variability of axial processes of the Mid-Ocean Ridge.//Earth and Planet. Sci.Lett. 1983. V.64, N1. P.93-116.

55. Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics: Minerals and rocks.: Springer, 1981. 390 p.
56. Hekinian R., Fouquet J. Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13 N.// Econ.Geol. 1985. V.80, N.2. P.221-249.
57. Johnson R.W. Potassium variation across the New Britain volcanic arc.// Earth and Planet. Sci.Lett. 1976. V.31, N1. P.184-191.
58. Mackdonald K.C., Fox P.J. The axial summit graben and cross sectional shape of the East Pacific Rise as indicators of axial magma chamber and recent volcanic eruptions.// Earth and Planet. Sci.Lett. 1988. V.88, N1. P.119-131.
59. Marais J., Rihm R. Shear-controlled evolution of the Red Sea: pull apart model.// Tectonophys. 1991. V.198, N2-4. P.441-466.
60. Morel J., Hekinian R. Compositional variations of volcanics along segments of recent spreading ridges.// Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V.72, N4. P.425-436.
61. Plate-tectonic map of the Circum-Pacific region M 1: 10 000 000.// Circum-Pacific Map Project. Halbouty M.T., Chaiman and President Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. 1987.
62. le Quentrec M.F., Sichel B. 3-D inversion of deep tow magnetic data on the Atlantis II Deep (Red Sea): hydrothermal and geodynamic interpretation.// Tectonophys. 1991. V.198, N2-4. P.421-439

Поступила в редакцию 28 октября 1994 г.

B. M. Tishkin

Relation of the geodynamic parameters of tectonic structures with the composition of endogenous matter

Data on the rock composition of Quaternary volcanism, sizes of volcanic arcs, and rates of lithospheric plate movement (rates of volcanic arc deformation) allowed the regression equations connecting the parameters under discussion to be obtained. These equations were used later to obtain analytical expressions characterizing the inner structure of the tectonic structures and the object movement (magmatic melt) in these structures. It is shown that the dependences obtained reflect quantitative similarity of forces and processes causing and accompanying the development of geodynamic systems of different hierarchical level at different stages of the geological history irrespective of the geodynamic environment. A tendency of relation of magnitude characterizing the change of magmatic body composition with that of the accompanying ores were noted. As a whole, for the case of tectonics and magmatism relation quantitative corroboration of a general law of geological space development has been obtained. Characteristic of this law is its "non-lineation" that results from non-linear distribution of forces acting in space and time, i.e. it is a consequence of hierarchical structure of geodynamic systems and geological history of their formation.

Б. Н. Пискунов

**ОБ ЕЩЕ ОДНОЙ ПОПЫТКЕ УСТАНОВЛЕНИЯ СВЯЗИ ВЕЩЕСТВА С
ТЕКТОНИЧЕСКИМ ПОЛОЖЕНИЕМ
(по поводу статьи Б.М.Тишкина "Связь геодинамических параметров
тектонических структур с составом эндогенного вещества")**

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

Обсуждается статья Б. М. Тишкина "Связь геодинамических параметров ..." Подвергаются сомнению обоснованность методического подхода и аргументированность полученных результатов. Критические высказывания иллюстрируются конкретными примерами. В то же время, отмечается нетривиальность подхода автора обсуждаемой статьи к решению поставленной задачи.

Связь состава эндогенного вещества с его тектоническим положением является своеобразной "Меккой" для геологов различных специальностей, и путь к ее установлению отмечен многочисленными работами, не приведшими пока, к сожалению, к окончательному результату. Тем не менее, актуальность этой проблемы не снижается, и в этом отношении работа Б.М.Тишкина вызывает интерес как еще одна попытка решения "извечной" петролого-тектонической проблемы на современном уровне. Кроме непосредственных результатов эта работа привлекает внимание и в методологическом плане, ибо в ней наряду с новым петрохимическим параметром - индексом относительной дифференцированности предлагаются некоторые приемы и методы исследования геологических и геофизических проблем.

Прежде всего как положительный момент необходимо отметить нетривиальный подход автора к решению задачи, хорошее знание материала и владение современным аппаратом обработки наблюдений. Наряду с этим, на наш взгляд, работа ставит больше вопросов, чем дает ответов, хотя мы не исключаем, что часть из них не освещена автором из-за ограниченных объемов статьи.

Наиболее важный из них касается декларируемой внемасштабности взаимосвязи процессов тектоники, магматизма и оруденения. Одним из распространенных отрицательных явлений в науке является возможность для сторонников какой-либо парадигмы не доказывать ее основ или следствий, а ограничиваться лишь сообщением о своей принадлежности к школе и ссылкой на авторитеты. Автор в полной мере использовал эту методологическую возможность. Так в качестве доказательства положения о "внемасштабности" им приводится утверждение о том, что "признание существования взаимосвязи процессов ... заставляет полагать, что она должна проявляться в тектонических структурах вне зависимости от их размеров" (разрядка наша Б.П.).

И в подтверждение этого следует упоминание о "соображении о симметрии" пространственно-временных характеристик объектов различных уровней иерархии. После такого доказательства задача автора сводится к установлению связей вещества с геодинамическими параметрами для разномасштабных объектов - структур планетарного ранга с размерами, измеряемыми тысячами километров, и локальными интрузивными телами площадью в несколько кв км., а в отдельных случаях и менее одного кв км (см. табл.3).

Особенно показателен "внемасштабный" подход Б.М.Тишкина в применении к интрузивам коэффициента "толстостенности" литосферы - отношения ее мощности к площади. Этот показатель был введен Р.М.Лобацкой [1] для оценки степени деформированности литосферы. Для его расчета брались блоки литосферы с единым типом тектонического строения и естественными геологическими границами (океаны, микроконтиненты, континентальные окраины, платформы, орогенные пояса). При вычислении коэффициента в его формулу вводились максимальные значения мощности литосферы данного региона. Опираясь на принципы подобия и внемасштабности процессов структурообразования и дифференциации магмы, Б.М. Тишкин применяет этот коэффициент к интрузивным телам, заменяя площадь литосферы площадью массивов (или близкой к ней расчетной величиной), а ее мощность - разницей гипсометрических отметок интрузивов (глубиной эрозионного вреза) - величиной, не имеющей никакого подобия с глубиной залегания сейсмофокальной зоны. Такая адаптация формулы к задачам автора не выдерживает критики и заставляет усомниться в полученных выводах для гранитоидных массивов. Здесь уместно задать вопрос - а где же границы применимости упомянутых принципов и что препятствует использованию адаптированного коэффициента "толстостенности" для объектов более высокого

иерархического уровня - субвулканических, экстрезивных и дайковых тел, также представляющих в общем случае магмопроводящие структуры. Ясно, что следование такому методу анализа природных объектов приведет нас к эклектическим парадоксам.

В соответствии с принятой геодинамической концепцией автор считает, что дуги возникли в результате погружения океанической плиты, а их деформирование произошло благодаря горизонтальному воздействию сил со стороны плиты и задугового пространства. За скорость деформирования структуры он принимает скорость движения дуги относительно океанической плиты. Но, как известно из модели плитовой тектоники, соотношения скоростей движения плиты и задугового спрединга различные и скорости результирующих движений дуг могут иметь разные знаки и величины. В дальнейшем же в работе в качестве скоростей деформирования структур принимаются "чистые" горизонтальные скорости движения океанических плит (табл.1), что противоречит как динамической модели, так и принятому самим же автором определению.

Важное замечание касается использования автором фактического материала. При безукоризненной, в целом, системе ссылок автор по непонятным причинам ни словом не упоминает об источнике определения "скоростей деформирования структур" для гранитных массивов. При большом объеме текста, посвященного обоснованию пространственных границ тел, методы определения скоростей их деформирования или ссылки на источники остались упущенными, хотя приводимые в таблице величины U свидетельствуют о высокой точности их определения, превышающей в некоторых случаях таковую для современных островных дуг.

Опираясь на данные из опубликованных работ, Б.М.Тишкин не избежал нередко встречающейся ошибки, возникающей при цитировании разных авторов. Поясним это на примере Курильской дуги. Параметры этой структуры он приводит по данным В.И.Федорченко с соавторами [6], а состав вулканитов - по [4]. В первой цитированной работе размеры дуги даны как крупного подводного хребта между Южно-Охотской котловиной и глубоководным желобом, вершины которого возвышаются в виде небольших островов внутренней гряды, во второй - приводятся составы островных четвертичных вулканитов. В то же время известно, что на западном склоне дуги находится много подводных вулканов, состав продуктов которых отличается от наземных в сторону увеличения щелочности [2]. Ясно, что если проводить корректное сопоставление данных в рамках единого структурно-вещественного ранга, то результаты будут отличаться от полученных Б.М.Тишкиным. Сказанное в значительной степени относится ко всем восточ-

ноазиатским дугам, т.к. анализы лав и туфов автор заимствует главным образом из таблицы 17 в работе [4], где они в большинстве случаев приведены в качестве характеристики наземных вулканов.

При использовании анализов четвертичных вулканов Б.М.Тишкин как и некоторые исследователи исходит из следующей посылки - все, что находится на островных дугах, принадлежит к островодужному типу вулканизма. Уже в 1975 г С.Делонгом с соавторами [7] были описаны случаи, опровергающие эти представления. Показательным примером в этом отношении являются щелочные породы типа гавайитов и муджиеритов на островах Вулкано, находящихся в одной зоне с типично островодужными предельно низкокальциевыми вулканами Идзу-Бонинской дуги. Нами более подробно рассмотрены подобные примеры в [4], где это явление названо "аномалией петрохимической зональности". К сожалению нами в ней не был отмечен аналогичный "инородный" анализ на дуге Рюкю. Но при принятой в этой работе системе пересчетов ошибочное отнесение к островодужной ассоциации единичного анализа ультращелочного риолита не изменило полученных выводов. В использованной же Б.М. Тишкиным методике расчета, на чем мы остановимся ниже, включение лишь одного этого анализа как опорного для установления параметров связи "вытянуло" дугу Рюкю на всех графиках далеко от совокупности остальных дуг и определило полученные зависимости скорее как функциональные, а не статистические.

В качестве главных петрохимических показателей, которые, по мнению автора, наиболее полно характеризуют составы пород и их индикаторные особенности, взяты щелочность S и энергетический показатель A (основность). Их отношение отражает содержание энергетически устойчивых молекул щелочных шпатов, отнесенное к энергетическому потенциалу, т.е. к сумме всех породообразующих окислов, исключая SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Для характеристики всей совокупности магматитов тектонической структуры Б.М.Тишкиным на основе параметров A и S введен "индекс относительной дифференцированности" (L), равный отношению максимальной разницы S к максимальной разнице A . Поскольку все основные выводы в работе связаны с этим индексом, остановимся подробнее на его характеристике и петрохимической значимости.

Применение частного двух переменных величин в виде петрохимического параметра имеет свои отрицательные стороны, ибо он будет иметь одинаковые значения для пород с кратными соотношениями в числителе и знаменателе. В отношении совокупности анализов определенной структуры применение подобного параметра может привести к ложным выводам. Поясним это на конкретном примере.

Так, вулканические комплексы Курильской дуги и Камчатки имеют одинаковые значения индекса дифференцированности $L = 0.17$, но размах содержаний щелочей и изменение энергетического потенциала для первой в 1.4 раза ниже, чем для второй. В силу того, что числитель и знаменатель отношения для совокупности пород Курильской дуги уменьшены в одно и то же число раз, величина L для обеих дуг получилась одинаковой. По многочисленным петрохимическим данным хорошо известно, что дифференцированность пород Камчатки существенно выше, чем Курил [3-5], однако при принятой в работе системе ее расчета это не видно. Кстати, автор тоже не отрицает большую дифференцированность пород Камчатки по сравнению с Курилами, хотя этим он противоречит своим же расчетным данным из табл. 2.

Являясь, по существу, показателем скорости изменения переменных относительно друг друга (тангенс угла наклона линии или показатель тренда), индекс L ни в коей мере не характеризует количественное распределение точек наблюдений внутри совокупности. По этой причине все рассуждения об изменении доли магматитов определенных серий в связи с изменением скорости деформирования не подтверждены материалами статьи. Такой вывод требует учета "весов" соответствующих пород или анализа гистограмм и не может быть получен на основании параметра L .

Наиболее серьезным замечанием к работе является способ расчета индекса на основании сопоставления пределов изменчивости всей совокупности пород, т.е., по существу, по двум крайним анализам с минимальными и максимальными A и C без учета составов магматитов между ними*. Возможно, что этот недостаток был бы как-то сгладив, если бы его расчету предшествовала процедура обоснования принадлежности "крайних" к изучаемой совокупности. В математической статистике и количественной петрологии существует много способов отбрасывания или сглаживания аномальных крайних значений (учет весов, отнесение к стандартному отклонению и пр.). Принятая автором система расчета по крайней мере в двух случаях подрывает доверие к полученным выводам.

Так, для Марианской дуги с необычно низким, по автору, значением L в расчет был включен единственный (не средний по группе!), крайний в ряду дифференциатов по кремнезему анализ риолита (анализы приведены в нашей работе [4]) с низким A_{min} за счет аномально пониженной в 3-4 раза против обычной

суммы окислов двухвалентных металлов и титана. Причины такого отклонения состава могут быть различными, включая аналитические погрешности, и если мы проведем пересчет по методике автора без учета одного этого анализа, то вместо $L = 0.12$ получим значение $L = 0.22$, т.е. почти самое высокое для восточноазиатских дуг, сопоставимое со значением индекса для Алеутской дуги.

Аналогичная ошибка произошла и при расчете индекса относительной дифференцированности для совокупности пород дуги Рюкю-Кюсю, высокие значения которого и определяют линейные зависимости на графиках. Поясним систему расчета на рисунке. На нем точками показаны преимущественно средние составы пород по группам для трех петрохимических серий - известковой (1), известково-щелочной (2) и субщелочной (3). Они имеют субпараллельные тренды и примерно одинаково отстоят друг от друга в поле значений $C - A$. Состав ультращелочного риолита с двукратным превышением щелочей по сравнению с другими риолитами этой дуги, который был ошибочно отнесен нами к островодужной ассоциации, показан в квадрате в правой верхней части графика. Само положение этого анализа свидетельствует против его отнесения к гренду субщелочной серии. Б.М.Тишкиным произведен расчет индекса $L = 0.27$ по линии I, проходящей через точку состава этого риолита. Если мы исключим его из анализов и произведем расчет по линии II, как более обоснованной трендом дифференциации, то L примет значение 0.19, а дуга изменит свое положение на всех графиках.

Можно дискутировать о принадлежности ультращелочного риолита к островодужной ассоци-

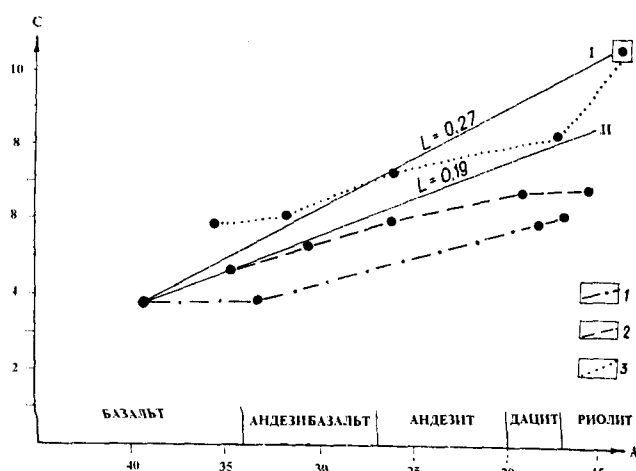


Рис. Соотношение параметров $C - A$ и расчет индекса относительной дифференцированности для четвертичных вулканических пород дуги Рюкю-Кюсю (пояснения в тексте).

* Общеизвестно, что уже со времен Ф.Ю.Левинсона - Лессинга петрологи избегали делать обобщения, основываясь на единичных анализах.

ции, но несомненно то, что, если исключение лишь одного крайнего "выскакивающего" значения из представительной выборки в сотни анализов в корне меняет положение *всей* ассоциации вулканитов дуги, то используемый способ расчета либо вообще не применим к исследованию связи геодинамических параметров с составом, либо требует предварительной статистической проверки совокупности на однородность.

Поскольку основная часть работы связана с рассмотрением зависимостей между L, K и U, полученные результаты, с учетом сказанных замечаний к определению этих параметров, не могут считаться достаточно аргументированными. Следует также отметить, что Б.М.Тишкин, говоря об эндогенном веществе, относит к нему магматическую и рудную составляющие. Казалось бы, что данные о рудоносности островных дуг открывают широкое поле для изучения связи вещества с геодинамическими параметрами. Однако в итоге он ограничился лишь одним предложением об увеличении оксифильности оруденения с ростом индекса дифференцированности, и то лишь в отношении интрузивных массивов.

Автор данных заметок надеется, что высказанные замечания помогут читателю разобраться с обоснованностью методического подхода и аргументированностью полученных результатов в рассмотренной статье. Можно надеяться также, что они будут иметь значение и для Б.М.Тишкина, чей неординар-

ный подход к решению проблемы, обширные знания и "нацеленность" на поиск дают основания ожидать при более строгом обращении с материалами получения новых и интересных результатов.

Автор благодарит Редакцию журнала за предоставленную возможность опубликования настоящих критических замечаний.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лобацкая Р.М. Оценка относительной раздробленности литосферы. Изв. ВУЗов, Геол. и Разв. 9. 1989, с. 16-22
2. Остапенко В.Ф., Кичина Е.К. Вещественный состав лав подводных вулканов Курильской дуги // Геология дна Дальневосточных морей, Владивосток, 1977, с. 24 - 45.
3. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., Наука, 1966, 279 с.
4. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М. наука, 1987, 237 с.
5. Пополитов Э.И., Волинец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск, Наука, 1981, 181 с.
6. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги. Геология и петрогенезис. М. Наука, 1989, 239 с.
7. Delong S.E., Hodges F.H., Arculus R.J. Ultramafic and mafic inclusions, Kanaga Island, Alaska and the occurrence of alkaline rocks in island arcs. J. Geol. 1975. vol. 83, N 6, p. 721-748.

Поступила в редакцию 5 июня 1995 г.

B. M. Piskunov

On one more attempt to determine the relations between matter and tectonic setting

The paper "The relation of the tectonic structures with the endogenic matter composition" by B. M. Tishkin is discussed. The substantiation of the methodical approach and argumentation of the results obtained are called in question. Critical remarks made are illustrated by specific examples. However, the author of the paper under consideration reveals intrivial approach to the solution of the problem.

МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

УДК 552.16+552.311(571.65)

ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КУПОЛА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ. СТАТЬЯ 2. МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И МИГМАТИЗАЦИЯ В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ КУПОЛАХ.

М.А.Гельман

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

Для гранитно-метаморфических куполов описываются петрографическое своеобразие изверженных пород и метаморфическая зональность на основе парагенетического анализа, процессы гранитизации и ультраметаморфизма. Дается оценка термодинамических параметров и длительности куполообразования и метаморфизма. Купола рассматриваются как центры барического, теплового и флюидного воздействия на верхнюю кору, контролирующие золото и другие виды оруденения.

Гранитно-метаморфические купола в геологической истории Северо-Востока, как и обычно, выступают как центры эндогенной активности [7, 20, 35]. Изучение изверженных и метаморфических пород, мигматитов в позднемезозойских куполах в Чукотской складчатой системе [3, 4, 6, 8, 9] позволяет судить о параметрах, длительности и геохимических особенностях этой активности в кратонической обстановке в северо-западной части Пасифики.

О ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ СВОЕОБРАЗИИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД В КУПОЛАХ

Плутонические породы в ядрах куполов, как и вообще в Чукотской складчатой системе, разнообразны: средние и умеренно кислые сформировались в ранние, а граниты - в позднюю фазу магматизма [9]. Во вскрытых ядрах куполов те и другие в виде пологих тел мощностью от десятков сантиметров до сотен метров залегают среди метаморфизованных палеозойских отложений [6]. Свойственные ядерным плутонам признаки принадлежности к мезозоне более отчетливы в породах ранней фазы. В качестве эмпирического обобщения отметим некоторые их особенности.

У мезозональных пород в целом более грубая зернистость (5-8 мм против 3-5 мм - отвлекаясь от порфириковых выделений - в плутонах, пересекающих триасовый комплекс). Порфириковых или порфиривидных структур в глубинных породах ранней фазы нет, хотя в них ясно различаются два поколения минералов. С более ранним рекуррентно зональным плагиоклазом N 70 - 30 находится в реакционных соотношениях олигоклаз N 20, который выделяется в более поздней ассоциации вместе с роговой обманкой или клинопироксеном, с биотитом, калинатровым полевым шпатом и кварцем. Даже в тонких залежах (несколько метров) не видно зоны закалки.

Местами разные породы ранней фазы в виде блоков малого размера (метры) сочетаются между собой с резкими отчетливыми границами без каких-либо признаков разновозрастности. Эта специфическая черта отмечается только у ядерных плутонов в куполах. Родственные породы в телах, прорывающих триасовый комплекс, принадлежат многочисленным генерациям с отчетливо секущими контактами.

Среди плутонических пород в Алярмаутском куполе есть своеобразные титанитсодержащие биотитовые кварцевые диориты с оцеллярной текстурой ликвационного происхождения [5]. Возможно, жидкостная несмесимость свойственна глубинным процессам больше, чем обычно считают. Точно такой же кварцевый диорит описан в нескольких глубинного уровня плутонах в Европе [44, 55], недавно найден (личное сообщение Э.Миллер и Дж.Амато, 1994 г.) в ядре мелового гранитно-метаморфического купола Киглуайк на п-ове Сьюард, Аляска [37], а также в кристаллическом комплексе Каскадных гор.

Привлекает внимание также меладiorит, специфический облик которого определяется обилием очень тонких, но крупных пластинок биотита. Он обнаружен в Алярмаутском куполе и в виде ксенолита в дайке лампрофира над невскрытым куполом близ г.Певек [6], а также на глубинном плутоническом уровне в междуречье Индигирки и Алазеи (личное сообщение Н.А.Горячева, 1994 г.); летом 1994 г. такую же разновидность меладiorита мы с Х.Торо описали в куполе на Чукотском п-ове. Крупные пластинчатые выделения биотита встречаются и в относительно лейкократовых кварцевых монзонитах, в гранитах, залегающих в ядрах куполов. Например, подобная слюда определяет впечатляющую структуру гранита Тунгстония в горах Керн на севере купола Снейк Ривер, Невада [26,39,42]. Тонкопластинчатая слюда

специфична для пегматитов, образовавшихся на промежуточном глубинном уровне, соответствующем мезозоне [10,31]. По-видимому, габитус биотита зависит от флюидного давления и может быть типоморфным признаком глубинности.

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В АЛЯРМАУТСКОМ КУПОЛЕ И НЕКОТОРЫЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Самая яркая черта молодых гранитно-метаморфических куполов, более всего облегчающая их выявление и картирование - это региональный метаморфизм амфиболовой фации, зонально поражающий палеозойские (местами верхнедокембрийские-палеозойские), реже мезозойские осадочные породы, иногда также, в этом случае ретроградно - нижнедокембрийские кристаллические породы.

В Алярмаутском куполе пику метаморфизма отвечает следующая ассоциация: недосыщенные кремнеземом тремолитовый мрамор и кальцифир; насыщенные - гранатовый жедритит, гранатовый амфиболит, жедрит-роговообманковый (двуамфиболовый) амфиболит, диопсид-тремолитовый кристаллический сланец, гроссуляр-геденбергитовый скарноид [3]. Все это главным образом изохимические производные палеозойских карбонатных и глинистых отложений, раннетриасовых габбродиабазов. Разнообразие минеральных парагенезисов определяется в первую очередь различием в содержании СаО в протолите (рис.1).

Редкие гроссуляр-геденбергитовый скарноид и двуамфиболовый амфиболит - биметасоматического происхождения. Скарноид представляет собой метаконкреции размером в десятки сантиметров в жедритовых метапелитах. Гранатовый жедритит в полосе 3 - 4 мм на контакте с метаконкрецией вырождается в двуамфиболовый амфиболит. При этом необходимый для кристаллизации обыкновенной роговой обманки СаО поступает из известковистой конкреции, а SiO₂, Al₂O₃, MgO переходят из метапелита в скарноид. Для дальнейшего подчеркнем, что амфиболит с жедритом и обыкновенной роговой обманкой образуется не в результате наложенной реакции, а входит в ассоциацию пород пика метаморфизма, будучи по содержанию СаО промежуточным между жедрититом и клинопироксен-роговообманковым сланцем.

Жедрит считается редким минералом. Однако в тихоокеанском обрамлении он теперь, после первых находок в куполе Биттеррут (север батолита Айдахо [51]), в контактовом ореоле массива Тоно в горах Китаками на севере о-ва Хонсю [59] и в Алярмаутском куполе [4], обнаружен и в других подобных структурах Северо-Восточной Сибири и Кордильер

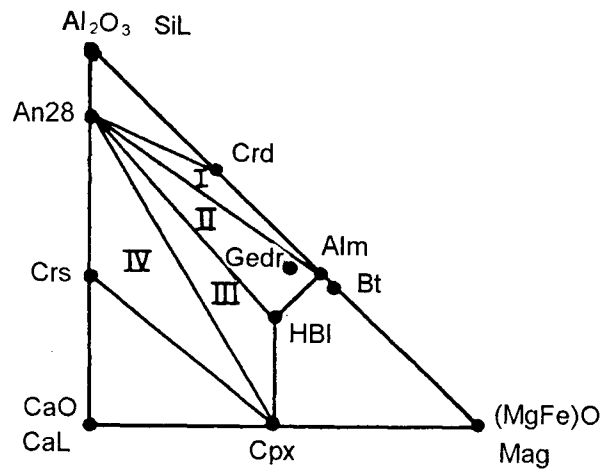


Рис. 1 Парагенетические отношения в метаморфических породах амфиболовой фации - пик метаморфизма - в Алярмаутском куполе (молекулярные отношения в проекции на треугольник CaO-Al₂O₃-(Mg,Fe)O).

I - гранатовые жедрититы; II - гранатовые амфиболиты и двуамфиболовые амфиболиты; III - пироксен-амфиболовые сланцы; IV - гроссуляр-геденбергитовые скарноиды. Alm - пироп-альмандин. An28 - плагиоклаз N 28. Bt - биотит. Cal - кальцит. Cpx - моноклинный пироксен. Crd - кордиерит. Crs - гроссуляр. Gedr - жедрит. Hbl - обыкновенная роговая обманка. Mag - магнетит.

Северной Америки [8, 28, 43, 47, 56, 60] и выступает как типоморфный минерал куполов.

Как теперь выяснено [19, 22, 38, 58, 60], алюминий в кристаллическую решетку ромбического амфибола может войти в соответствии с двумя схемами изоморфизма: "чермакитовой" (Mg,Fe)Si - Al^{IV}, Al^{VI} и "эденитовой" ³Al₂Si - Na₂Al^{IV}. Изоморфизм по эденитовой схеме определяет существование натриевого жедрита как особой разновидности [38]. В жедрите из Алярмаутского купола количество алюминия в шестерной координации значительно; доля эденитовой схемы изоморфизма составляет при этом 35% соответственно повышенному содержанию натрия (и калия). По количеству Na и Al алярмаутский жедрит близок к идеальному конечному члену ряда антофиллит - жедрит [58]. По-видимому, в структуре алярмаутского жедрита натрий находится также в позиции M₁, и он занимает промежуточное положение между собственно магниально-железистыми амфиболами и глаукофаном. Это, как и сдвиг распределения алюминия по позициям M и T в пользу M (Al^{IV}) по сравнению с "идеальным жедритом" [58], должно быть связано с чувствительностью состава жедрита к давлению [27] и с несколько повышенным значением этого параметра.

Глиноземистый ортоамфибол вообще барофильный минерал [27], и его распространение в куполах говорит о том, что давление при их образо-

вании было повышено по сравнению с обычным градиентом. Повышение давления сказывается не только в возможности вхождения алюминия в кристаллическую решетку ортоамфибола, но более сложным образом влияет на его состав (см. рис.2).

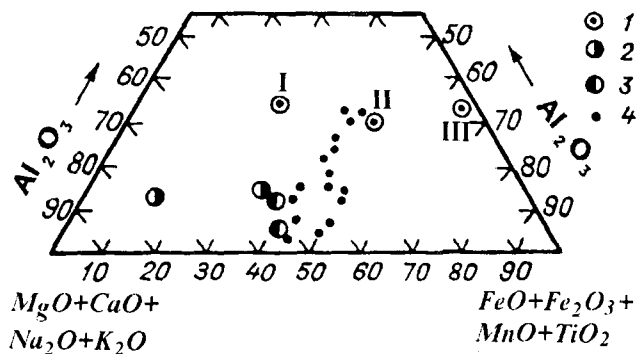


Рис.2. Состав жедрита (мас.%).

1 - из ассоциации с гранатом и (или) силикатами алюминия: 1 - купол Биттеррут, Монтана, по [51]; 2 - Алярмаутский купол, низовья р.Колымы, по [4]; 3 - контактовый ореол гранитного плутона Тоно, о.Хонсю, по [59]; 2 - из Среднего хребта Камчатки, по [28]; 3 - из купола в Золотом хребте, побережье Берингова моря (неопубликованные данные О.Н.Иванова, личное сообщение); 4 - из метаморфической зоны в горах Олд Воман, Калифорния, по [60].

Его наивысшая глиноземистость достигается в комплексах пород, содержащих силикаты алюминия [4, 51, 59]. В метаморфических породах из купола Олд Воман, Калифорния, силикатов алюминия нет; состав ортоамфиболов различен, главным образом, в соотношении магния и алюминия, даже в пределах одного образца [60]. На диаграммах "магнезиальность - глиноземистость - железистость", которым соответствует и рис.2, фигуративные точки калифорнийских ортоамфиболов составляют узкий пояс в пределах относительной железистости 40 - 50%, который заканчивается у точки алярмаутского жедрита. Наклон линии тренда показывает, что с ростом содержания алюминия соотношение железа и магния меняется в пользу железа. Это объясняется тем, что алюмоокислородные тетраэдры в решетке ортоамфибола облегчают замещение в ней магния железом [22].

В отличие от этого биттеррутский жедрит [51, 52] - из ассоциации с кианитом и без кордиерита, указывающей на наибольшее давление, - обнаружил гораздо меньшую относительную железистость - 29%. Пироп-альмандин здесь более железистый (56%), и указанное значение железистости жедрита поэтому предельное при данном давлении. Его относительно высокий уровень и отражается в повышенной магнезиальности ортоамфибола и граната [18]. Напротив, исключительно бедный магнием жедрит

из сланцеватых роговиков в Японии [59] характеризуется относительной железистостью около 65%.

Е.Ф.Стоддард и К.Ф.Миллер [60] продемонстрировали, что в ортоамфиболах разного состава из единого метаморфического комплекса Al^VI в позициях М их кристаллической решетки замещает преимущественно магний, а относительное количество железа остается почти постоянным, будучи некоторой константой. Сделанные выше сравнения показывают, что величина этой константы зависит от давления, промежуточного в случае Алярмаутского купола и купола Олд Воман, высокого - в Биттеррут, самого низкого (для жедритсодержащих пород) - в Японии.

Геология габбро-тоналитового плутона Тоно и его контактового ореола [45, 54] представляет его как самую верхнюю часть гранитно-метаморфического купола. Его посленеокомовый, но доаптецкий возраст такой же, как у чукотских куполов. От обычных интрузивных массивов его отличают только гнейсовые эндоконтактовые фации при сводовом в целом внутреннем строении, да сланцеватая текстура во внутренней зоне роговикового ореола. Эти роговики и содержат жедрит вместе с альмандином, кордиеритом и силлиманитом. Примечательно, что они похожи на метаморфические породы лишь из крайней фланговой части мелового метаморфического пояса Хидака, с которым пояс гранитов Китаками находится в соседстве, продолжаясь на о-в Хоккайдо. Своими чертами плутон Тоно напоминает Куларский батолит в междуречье Яны и Омоя [7], в экзоконтакте которого, однако, ортоамфибол не описан.

Химическая характеристика калифорнийских ортоамфиболов в связи с намечающейся барочувствительностью их состава позволяет обсудить интересную проблему, связанную с возможной разновозрастностью жедритов. В Скалистых горах Канады, Монтаны, Айдахо, в Провинции Бассейнов и Хребтов мезокайнозойский метаморфизм в обрамлении гранитных батолитов испытали как раннепалеозойские осадочные, так и протерозойские (с возрастом 1,4 - 1,7 млрд лет) метаморфические породы [47, 48, 56, 60]. Протерозойские образования из основания плато Колорадо считаются эталонными для прилежащих Кордильер [48]. В хр. Савач в составе допалеозойского фундамента плато описаны [49] ортоамфиболсодержащие породы, в общем такие же, как в кордильерских куполах. Метаморфизм допалеозойский, хотя, наверное, не следует совсем отвергать возможное влияние молодых интрузий Порфирирового Пояса Сан-Хуан - Боулдер [48].

Поэтому представляется обоснованным высказывание Е.Ф.Стоддарда и К.Ф.Миллера [60], что в горах Олд Воман в одной и той же протерозойской породе могут быть ортоамфиболы двух возрастов -

протерозойского и мезокайнозойского. Они указали, что для этих амфиболов отрицательная корреляция между Mg и Al^{IV} становится особенно сильной, если их разделить на две группы, каждая из которых характеризуется собственным количеством железа в формуле. Эта особенность видна и на нашем рис.2. С нашей точки зрения, эти две группы кристаллов ортоамфибола образовались при несколько разном давлении, которое, возможно, было в разные эпохи метаморфизма.

В ядрах многих гранит-метаморфических куполов, в кристаллических сланцах, сходных с ждрититами по химическому и минеральному составу, встречается ставролит, но совместное нахождение этих минералов отмечается редко [46,47, 51, 52]. И в некоторых чукотских куполах гранат- амфиболитовая метаморфическая фация представлена не ждритовыми, а ставролитовыми ассоциациями [8]. Совместно с кварцем ставролит находится в парагенезисе с гранатом, кордиеритом, в других случаях - с андалузитом и мусковитом.

Метаморфические породы, отвечающие пику метаморфизма, сосредоточиваются в ядре куполов. В Алярмаутском куполе они окружают залежи плутонических пород ранней фазы. Очень выразительна латеральная смена гранатовых амфиболитов (с олигоклаз-андезином) эпидотовыми (с альбит-олигоклазом). По вертикали вверх гранатовые ждрититы сменяются биотит -силлиманитовыми и биотит-андалузитовыми сланцами. Порфиробластические андалузитовые сланцы составляют узкие зоны смятия в комплексе триасовых отложений [3, 8].

Кроме того, над нескрытым гранитно-метаморфическим куполом размещаются малые, дочерние, куполы, состоящие из рассланцованных, либо катаклазированных или милонитизированных триасовых пород с бластическими новообразованиями кордиерита, андалузита, биотита, светлых слюд, граната, ильменита, пирротина и других сульфидов, карбонатов, эпидота, титанига, турмалина, флюорита, кварца [8]. М.П.Крутоус описала сложные соотношения в пространстве и во времени метасоматоза, изохимического метаморфизма и структурообразования в связи также с внедрением даек лампрофиров, кварцевых сиенит-порфиров и кварц-полевошпатовых порфиров.

В непосредственном обрамлении плутонов ранней фазы, прорывающих триасовый комплекс, наиболее глубинные роговики характеризуются необычным в метapelитах парагенезисом: обыкновенная роговая обманка - кордиерит - плагиоклаз, иногда также гранат. На более высоких уровнях амфибол в кордиеритовых и андалузит-кордиеритовых роговиках не встречается.

В связи с формированием богатых калием молодых гранитов, слагающих в ядре купола гипсометрически более высокие залежи, гранат-ждритовый парагенезис замещается более калийфильным биотит-силлиманитовым [3].

Метаморфическая зональность, отражающая изменчивость Р-Т условий минералообразования под воздействием глубинного флюида, контролирует и зональность рудную. Использование этого контроля оказалось особенно эффективным при поисках месторождений золота. Золотая минерализация отсутствует в ядерной части Алярмаутского, Велиткенской, Козьквуньского и других куполов и появляется только в породах эпидот- амфиболитовой фации метаморфизма и наиболее масштабно за изоградой биотита [3, 34]. Зоны преобразований в дочерних куполах содержат тела золото-сульфидных руд [8].

ГРАНИТИЗАЦИЯ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ

Масштабы и формы проявления гранитизации различны. В куполах Велиткенской - Козьквуньской системы пологие плутонические залежи облекаются телами мигматитов мощностью в десятки метров, внутренняя часть которых представляет собой порфиробластическую лейкосому с гнейсовой текстурой, а в оболочке четко обособлены слои биотитовой меланосомы. Меланократовые кварцевые монцонит-мигматиты примыкают к магматическим кварцевым монцонитам и монцодиоритам, а залежи гранит-мигматитов - к гранитам. В этих куполах в метapelитах гранат-амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций в обилии рассеяны одно-двухсантиметровые порфиробласты щелочного полевого шпата. Фронт фельдшпатизации достигает подошвы мощного (около 400 м) метагаббро-диабазового силла, который бронирует фельдшпатизацию. Но в его подошве эпидотовый амфиболит преобразован в полевошпатовую породу.

В Алярмаутском куполе мигматитов меньше [3]. Здесь они не закартированы в контакте с гранатовыми ждрититами, а вскрываются в выходах площадью 1-3 кв.км среди биотит- андалузитовых сланцев из-под перекрывающих их биотит-хлоритовых сланцев. Нет определенной связи мигматитов с залежами собственно магматических пород. Главные тела мигматитов пологие. Вверх от них воздымаются вертикальные трещинные (жилные) тела мигматитов мощностью до нескольких метров, соединяющиеся между собой дополнительными тонкими (до метра) пологими залежами. В ячеях этой мигматитовой сети заключены биотит-хлоритовые сланцы. Контраст мигматитов и вмещающих их пород зеленосланцевой фации - это выразительная деталь, отличающая позднемезозойскую гранитизацию в гранитно-метаморфических куполах от того,

что наблюдается в глубинных комплексах раннего докембрия на древних щитах, где мигматиты трудно вычлняются среди кристаллических пород амфиболитовой и гранулитовой фации [1, 2, 21].

Сланцеватость в мигматитах, как в согласных, так и в секущих телах, полая, такая же, как во вмещающих породах. Однако близ контакта жильных мигматитов, внутри жилы и в ее раме, можно видеть повторную сланцеватость, параллельную контакту. В эндоконтактовой части местами видны дополнительные птгматитовые складки. Мигматитообразование сопровождается дополнительным кинематический эпизод.

Тонкая (0,3 - 0,5 см) линзовидная полосчатость определяется минералогическим и генетическим своеобразием отдельных линз или прослоев. В секущем мигматите линзы и прослои образуют фигуру, напоминающую известную детскую игрушку - пирамидку из колец на стержне. Краевые линзы мигматита размером около 1 - 2 см располагаются в полном окружении биотит- хлоритового сланца, и определенность бокового контакта мигматита обеспечивается очень быстрым исчезновением таких линз при удалении от ствольного тела.

В составе мигматита различаются элементы метаморфического, метасоматического и метатектического происхождения. Последние преобладают. Это лейкократовые прослои и линзы со структурой и составом аплитовидного микрогранит-порфира с вкрапленниками серицитизированного плагиоклаза и с микрогранулитовой основной массой. Лейкократовые кварцевые, кварц-гранатовые и кварц-плагиоклазовые линзы - метасоматические образования, о чем можно судить благодаря их мономинеральному и двуминеральному составу [16, 17]. Того же происхождения и трехминеральные линзы с микроочковой текстурой, где микропорфиробласты серицитизированного альбита и микроклина выделяются в гранобластовой кварцево- полевошпатовой основной ткани. От трехминеральных метатектитов они отличаются только гранобластовой структурой.

Гранатовый гнейс с гранобластовой структурой, который составляет краевые линзы и слои, - это метаморфическая порода. Гнейс состоит из плагиоклаза, микроклина, граната и обильного кварца. Гранат замещается буровато-зеленым биотитом. Такой же биотит является единственным темноцветным минералом в меланократовых прослоях во внутренней части мигматита. Этот биотит-альбитовый гнейс - тоже метаморфическая порода, но регрессивная по отношению к гранатовому гнейсу, который образуется при прогрессивном преобразовании биотит-хлоритового сланца.

Схематически мигматитообразование можно представить в следующем виде. После прохождения

пика метаморфизма, когда граница пластичных и хрупких деформаций в куполе смещается вниз, горячий флюид из области амфиболитовой фации под давлением поступает в трещины в биотит-андалузитовых и биотит- хлоритовых сланцах, вызывая повышение PT параметров. В результате дегидратации биотита и хлорита кристаллизуется альмандин в парагенезисе с кварцем, плагиоклазом и микроклином. При этом не возникает минерала, в котором мог бы фиксироваться избыточный магний, выделяющийся из биотита и особенно из хлорита, более магнезиальных, чем альмандин. Таким образом, в отличие от прогрессивного превращения биотит-хлоритового сланца в гранатовый жедритит (с относительно магнезиальным кордиеритом), гранатовый гнейс в эндоконтакте мигматита образуется при вполне подвижном поведении не только воды, углекислоты и щелочей, но и магния. Инертны кремнезем, глинозем, железо и кальций, чему отвечает четырехминеральный парагенезис гранатового гнейса. Появление у биотита специфической зеленоватой окраски отражает возрастание относительной роли окисного железа в его составе [50] и свидетельствует о росте химического потенциала кислорода, который также становится вполне подвижным.

При последующем снижении температуры растут кислотность и агрессивность флюида и от множества центров, рассредоточенных в соответствии со структурой пористости пространства мигматизации, развиваются миниатюрные метасоматические колонки двух видов: а) кварц / кварц+гранат / кварц+гранат+плагиоклаз / кварц+гранат+плагиоклаз+микроклин; б) кварц / кварц+плагиоклаз / кварц+плагиоклаз+микроклин / кварц+ плагиоклаз+микроклин+ биотит. В колонках отражен переход (от центра) к инертному поведению Si, Al, Ca, Fe в одной и той же последовательности. Но там, где преобразуется гранатовая порода, там инертный глинозем связывается в гранате. Там же, где темноцветный минерал в гнейсе - легче растворяющийся биотит, там в двуминеральной зоне с кварцем ассоциируется плагиоклаз (см. [16]). Такого же рода метасоматические преобразования происходят местами и в гранатовом жедритите, где около линз высокотемпературного кварца наблюдаются самые крупные в метаморфических породах Алярмаутского купола кристаллы граната - до 5 см. Собирательная перекристаллизация граната означает начало его растворения в формирующейся двуминеральной зоне (см. [16]).

Проявления высокотемпературного метасоматоза в ядре купола, в условиях пластичных и хрупкопластичных деформаций, по своей форме подобны архейским и протерозойским пятнистым метасоматитам в мигматитах Сибирской платформы [1, 2] и отличны от типичных околотрещинных метасома-

титов малоглубинных фаций. Возможно, вполне подвижное поведение магния связано с повышенной кислотностью флюида, вызывающего гранитизацию (см. [11, 12, 21]).

Дву- и трехминеральные кварц-полевошпатовые метасоматиты эвтектически плавятся. Из возникающего гранитного расплава под влиянием кислотного флюида выносятся железо и магний, кристаллизуются аплит и лейкократовый микрогранит-порфир. В Алярмаутском куполе обнаружены и собственно анатектические кордиеритпорфиновые микрограниты в телах дециметрового размера в жедрититах близ плутонов ранней фазы. В целом, анатектис во вскрытой части купола не может рассматриваться как источник интрузирующих магм - они происходят с более глубоких уровней земной коры.

А.А. Маракушев показал в обобщающей схеме, что в глубинных гранулитовых комплексах мигматиты возникают на регрессивной стадии метаморфизма, а в менее глубинных, зональных - на пике нарастания температуры [21]. Во вскрытой части Алярмаутского купола мы видим самый верхний возможный уровень мигматитообразования. Оно происходит как прогрессивный метаморфизм непосредственно вмещающих их пород, но на регрессивной стадии в истории купола в целом.

ВОЗМОЖНЫЕ ОЦЕНКИ

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ КУПОЛООБРАЗОВАНИЯ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РЕАЛЬНОСТЬ

Согласно биотит-гранатовому геотермометру [24] температура пика метаморфизма в Алярмаутском куполе 660 С. В условиях гранат-амфиболитовой фации при такой температуре умеренная (не предельно высокая) железистость граната в парагенезисе с кордиеритом в гранатовом жедритите, $f=67\%$, соответствует по диаграмме А.А. Маракушева [21] давлению около 5 кбар. Состав амфибола [3] из андезинового (N 28) гранатового амфиболита дает по геотермобарометрам [23, 25] 5-8 кбар, 490 - 620 С. Менее определенные выводы можно получить с помощью эмпирического плагиоклаз-роговообманкового термобарометра Г.Б. Ферштатера [32]: Р около 6 - 6,5 кбар, Т - около 600 С. Снижение температуры по сравнению с жедрититом, возможно, связано с фланговым положением анализированного образца амфиболита в структуре купола. Хотя оценки по методам Л.П. Плюсниной [25] и М.А. Мишкина [23], по-видимому, несколько завышены, в целом высокое давление несомненно.

Минимально оптимальная оценка давления - 5 кбар - явно больше, чем возможное давление нагрузки пологозалегающих триасовых и палеозойских образований, перекрывающих породы амфиболитовой фации в ядре купола. Максимальная

мощность отложений в центральной части триасового бассейна не превосходит 5,5 км, а обнаженного в Алярмаутском поднятии палеозоя - 0,5 км [9]. К этому следует добавить суммарную мощность силлов габбродиабазов, которая никак не больше 1 км. Литостатическое давление на глубине 7 км приблизительно 1,5 кбара. Только на этих глубинах давление на поровый флюид сравнивается с литостатическим, выше оно ближе к гидростатическому [33, 61]. По-видимому, дополнительное давление создавалось гидравлическим напором магмы.

При образовании купола Биттеррут, где жедрит ассоциируется с кианитом [51], давление превосходило 6,5 кбар. Ассоциация ортоамфибола с кианитом отмечается также в породах комплекса Монашее, в куполе Дезертер [47]. В [47] дается оценка условий образования: $T = 550 - 650 \text{ C}$, $P > 7,5 \text{ кбар}$. Возможно, более высокое давление здесь объясняется большим эрозионным срезом (вскрыт докембрий), но нельзя исключать и вообще большие давления при образовании куполов в Америке.

При использовании Al-роговообманкового геобарометра [53] давление при образовании актинолитовой роговой обманки в плутонических породах ранней фазы в Алярмаутском куполе [6] оценивается противоречиво, в 1 - 5 кбар. Геобарометр [32] учитывает снижение глиноземистости роговой обманки, если она выделяется при постоянном давлении, но вместе с плагиоклазом меньшего номера. Если ориентироваться на олигоклаз N 20, с которым магматический амфибол из Алярмаутского купола находится в равновесии [6], получим $P = 3 - 4 \text{ кбара}$. Если возьмем средний состав плагиоклаза - N 45, то это даст $P = 2 \text{ кбара}$. Рекуррентность плагиоклаза N 70-30) и наличие двух поколений минералов в породах ранней фазы объясняются тем, что в процессе их кристаллизации давление в магме и вообще в ядре купола снизилось с 5 до 4 - 2 кбар.

Температура 660° С выше верхнего предела устойчивости ставролитовых парагенезисов [18, 29, 30]. Поэтому ставролита нет в гранатовых жедрититах в центре Алярмаутского купола. Однако его нет и на крыльях купола, где температура снижается. Это находит объяснение в особенностях Р-Т-схемы метаморфических субфаций ставролит- и жедритсодержащих пород [15, 18, 29, 30]. Уровню давления 5 кбар и ниже при умеренных температурах отвечает ставролит-кордиеритовая субфация, в которой ставролит и жедрит, каждый, может быть в парагенезисе с гранатом и с кордиеритом, но вместе не встречаются. Ставролит при этом обнаруживается в менее, а жедрит в более железистых породах. При более высоком давлении, как в куполах Биттеррут [51] и Дезертер [47], устойчива ставролит-жедритовая субфация с сонахождением обоих минералов.

Условия $T=660^{\circ}\text{C}$, $P=5$ кбар только приближаются снизу к намеченному А.А.Маракушевым [21] минимуму для выплавления гранитной экзеттики. Этим объясняются скромные масштабы проявления и ограниченное распространение мигматитов. Одним из замечательных результатов флюидного воздействия на горные породы, метаморфизованные в купольных структурах, является повышение содержания в них калия. Отсутствие калиевого полевого шпата и мусковита в жедрититах указывает на низкий химический потенциал калия при их образовании [18, 21]. К малокалиевым относятся и ставролитовые парагенезисы [29, 46]. Активность калия при метаморфизме становится заметной на поздних стадиях образования мигматитов и особенно в гранитовую фазу магматизма, когда жедрититы замещаются биотит-силлиманитовыми породами. Такое замещение происходит также при снижении давления [3]. Ставролит в подобном процессе более устойчив и поэтому более широко распространен, чем жедрит [18].

В Тайгоносско-Танюерской складчатой системе метаморфическая зональность в куполах подобна описанной в Чукотской складчатой системе. Здесь в протолите обычны изверженные породы и в метаморфических комплексах нет силикатов алюминия, немногие проанализированные ортоамфиболы представлены малоглиноземистой разновидностью. При этом по соотношению магния, железа и алюминия они близки к амфиболам ряда Олд Вомен - Алярмаут, но сдвинуты в сторону больших давлений от его осевой линии (см. рис. 2). Общая геологическая обстановка дает основание видеть причину повышенного давления при метаморфизме в явлении так называемой [40, 57] магматической нагрузки, а не только в гидравлическом напоре магмы.

О ДЛИТЕЛЬНОСТИ МЕТАМОРФИЗМА

Одна из главных геологических особенностей позднемезозойских куполов в сравнении с палеозойскими - относительная краткость истории их образования [7]. Оказывается, и главный метаморфический эпизод в позднемезозойских куполах характеризуется очень малой длительностью.

Обратимся вновь к алярмаутскому жедритроговообманковому амфиболиту на границе гроссуляр-геденбергитового скарноида и жедритита (см. рис.1). Сосуществование кальциевой роговой обманки с жедритом делается невозможным, если относительная молекулярная концентрация CaO снижается в 2,5 раза по сравнению с концентрацией на конноде гроссуляр-клинопироксен. Пока сохранялись условия амфиболитовой фации метаморфизма, положение изоконцентрационной поверхности, отвечающей этому критическому значению, успело сместиться вследствие диффузии от

границы метаконкреции на 3 - 4 мм в сторону жедритита (на мощность двуамфиболового амфиболита). Для того, чтобы оценить, как долго это длилось, можно воспользоваться графическим решением уравнения диффузии [36, с. 388]. С его помощью находится величина произведения Dt (коэффициент диффузии и время), зависящая от двух факторов: (1) отношения молекулярных концентраций диффундирующего компонента - объемной, на заданном расстоянии, и поверхностной - на границе источника диффузии; (2) дальности диффузии. Для нашего случая $1 < Dt < 10$. Коэффициент диффузии CaO при температурах амфиболитовой фации - порядка миллионной - стотысячной доли $\text{см}^2/\text{с}$ [13], и время, за которое мог образоваться двуполевошпатовый амфиболит и вместе с ним вся ассоциация, соответствующая пику метаморфизма, должно грубо оцениваться долями года, несколькими годами. Такая оценка подтверждается и результатами экспериментального исследования биметасоматоза [13]. Г.П.Зарайский пишет: "Узкие метасоматические оторочки (1-5 см)... могут возникать в течение нескольких лет" [13, с.262].

Биметасоматоз прекращается в нашем случае вследствие быстрого послепикового снижения температуры на 150°C (до 400°C , когда диффузия становится практически невозможной). Это может быть истолковано либо как мгновенный подъем купола на 1-1,5 км, если принять вероятную для пика метаморфизма оценку температурного градиента приблизительно в $100^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (660°C на глубине около 7 км), либо как очень быстрое снижение этого градиента до обычных $20-30^{\circ}\text{C}/\text{км}$, либо как сочетание обоих явлений. Так или иначе, но кратковременность истории позднемезозойских куполов поразительна.

Определяя, как долго в ядре Алярмаутского купола могли сохраняться условия амфиболитовой фации, мы использовали особенности петрографии метаконкреций. Отметим, что такие образования, насколько можно судить по многочисленным публикациям, в древних метаморфических комплексах амфиболитовой фации очень редки. Там же, где они описаны - это, например, известково-силикатные конкреции в метапелитах в нижнепротерозойском супракрустальном комплексе в финских свекофенидах, там не отмечены какие-либо следы биметасоматоза на границе метаконкреций [41]. В этом случае конкреции сохраняются потому, что диффузии не было вообще.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метаморфические куполы с гранитоидными породами в ядре представляют собой характерный вид геологических структур, возникших в переработанном в мезозое кратоническом обрамлении

Прапацифики. Эти структуры образовались в относительно краткий интервал геологического времени: от поздней юры до альба в азиатской, в позднем мелу - начале палеогена - в американской части Тихоокеанского пояса. Краткость позднемезозойского - раннекайнозойского куполообразования проявляется и в ограниченности времени тектонического воздымания сравнительно с протерозойскими и палеозойскими куполами [7] и в геологически мгновенном прохождении условий пика метаморфизма. Эти условия в тихоокеанских куполах характеризуются жедритовыми и ставролитовыми парагенезисами, указывающими на несколько повышенное давление по сравнению с максимально возможной литостатической нагрузкой. В петрографическом и минеральном составе ядерных плутонов намечаются признаки их образования при относительно повышенном давлении. Декомпрессия происходит еще до завершения магматической кристаллизации.

Купола и их пояса в североамериканских Кордильерах крупнее и более многочисленны, чем в азиатской части Тихоокеанского пояса, возможно, несколько больше вскрыты эрозией. Собственно кордильерские метаморфические комплексы размещаются преимущественно в протерозойских и раннепалеозойских толщах (протолит). Метаморфизм более молодых отложений редко продвинул далее, чем до пренит-пумпеллиитовой фации. В гранито-метаморфических куполах Чукотской складчатой системы поражены метаморфизмом амфиболитовой, а на крыльях, зеленосланцевой фации среднепалеозойские, местами и нижнетриасовые отложения; в несовершенной форме зеленосланцевый метаморфизм задевает и верхний триас.

В кордильерском куполе Биттеррут жедрит представлен относительно высокомагнезиальной разностью, ассоциируется с гранатом, тоже повышенной магнезиальности, и с кианитом; здесь нет кордиерита. Среди жедритовых ассоциаций это самая высокобарическая. Большинство американских и азиатских куполов составляет единую группу, где гранатовые жедрититы содержат жедрит промежуточной железистости, умеренно железистый пироп-альмандин, кордиерит и находятся в ассоциации с силлиманитовыми породами. По направлению вверх чукотские купола этого промежуточного уровня глубинности обрамляются зонами андалузитовых сланцев. Над нескрытым эрозией куполом обнаружены дочерние купольные структуры с метасоматически переработанными бластокатаклазитами и бластомилонитами зеленосланцевой и роговиковой фаций.

В Японии, а также на Яно-Омолойском между-речье выявлены структуры, промежуточные между куполами и умеренно глубинными интрузивными плутонами. В сланцеватых роговиках здесь появ-

ляются альмандин и силлиманит, а в японском примере также жедрит, обнаруживший предельно высокую железистость. Это наименее глубинные жедритсодержащие породы.

Гранито-метаморфические купола и зоны кристаллических пород, находящиеся на краю блока с дорифейской континентальной корой, образованы в раме мезозойских островодужных комплексов. Мощность этих комплексов велика, и более высокое стратиграфическое положение куполов здесь не означает их большего продвижения к поверхности по сравнению с куполами того же возраста, расположенными в удаленной от границы части континента. Окраинные купола принадлежат к тому же промежуточному уровню глубинности, но выделяются в диапазоне этого уровня несколько большим давлением. Это представляется интересным в связи с тем, что в примыкающих со стороны праокеана областях проявлен глаукофановый метаморфизм того же возраста. Строение плутонов, примыкающих к окраинным куполам, допускает предположение о магматической нагрузке (сверху), вызывающей повышение давления. Такая модель предложена [40, 57] для объяснения метаморфизма повышенных давлений в Береговом плутоническом комплексе Британской Колумбии и Вашингтона, который в отличие от типичных кордильерских куполов тоже размещен в островодужных комплексах, примыкающих к континенту Северной Америки.

Мигматитообразование, анатексис, фельдшпатизация в мезозойских куполах глубинного и промежуточного уровня ограничены в масштабе и представляют собой, по-видимому, пример самого близкого к поверхности проявления гранитизации в земной коре. Этот процесс, как всегда [11], разделяется на предварительный метаморфизм, метасоматическую дебазификацию под воздействием кислотного глубинного флюида и последующий анатексис в тыловых кварц-полевошпатовых зонах метасоматической колонки. При этом гранитизация запаздывает по отношению к пику метаморфизма в куполе в целом, но выступает как прогрессивное метаморфическое событие на уровне образования мигматитов.

Купола в структуре коры определяют, как в ней продвигается глубинный флюид и где происходят ее геохимические преобразования, в частности, обогащение калием. В этом отношении они подобны докембрийским гнейсовым куполам, как их, например, охарактеризовал В.И.Шульдинер [35]. Как показали А.А.Кадик, Е.Б.Лебедев и Н.И.Хитаров [14], перенос вещества из магмы и трансмагматического флюида во флюидную фазу внешней среды регулируется соотношением давлений на эти три фазы. Давление меняется в процессе куполообразования, и от этого зависит, когда проявляется

метасоматизм. Определяя собой региональную метаморфическую и метасоматическую зональность, купола влияют и на расположение рудных концентраций, и на масштаб проявления минерализации, прежде всего - золота, но также тяжелых, в меньшей мере цветных и редких металлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврикова С.Н. Гранитизация архейских гранулитов (на примере Могочинского выхода в Олекминском Становике) // Очерки физико-хим. петрологии. М., 1982. Вып. 10. С. 110 - 140.
2. Гаврикова С.Н. Раннепротерозойская гранитизация в южной части Алдано-Витим. шита // Там же. 1987. Вып. 14. С. 64 - 90.
3. Гельман М.Л. Амфиболитовая фация мезозойского метаморфизма в низовьях р.Колымы // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961. Вып. 15. С. 105 - 129.
4. Гельман М.Л. Новая находка жедрита в СССР // Докл. АН СССР. 1961. Т.141, N 3. С.709 - 712.
5. Гельман М.Л. Отражение микрогетерогенности магматического расплава в текстуре обогащенного титаном очкового диорита // Геохимия. 1962. N 2. С. 147 - 153.
6. Гельман М.Л. Глубинная фация меловых гранитондов в Анюйской зоне // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963. Вып. 16. С. 211 - 233.
7. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на Северо-Востоке Сибири. Статья 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеан. геология. 1995. N 4. С. Гельман М.Л., Березнер О.С., Крутоус М.П. и др. Картирование малоглубинных метаморфических комплексов в рудных районах Северо-Востока СССР // методика картирования метаморф. комплексов. Новосибирск, 1980. С. 136 - 148.
9. Геология СССР. Т.30. Северо-Восток СССР. Кн.2 / Ред. И.Е. Драбкин. М.: Недра, 1970. 536 с.
10. Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов // Геология руд. месторождений. 1960. N 1. С. 45 - 54.
11. Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестник МГУ. Сер.4, геол.1987. N6. С.3 - 14.
12. Жариков В.А., Зарайский Г.П. Экспериментальное исследование метасоматизма: состояние, перспективы // Геология руд. месторождений. 1973. N 4. С. 3 - 18.
13. Зарайский Г.П. Экспериментальное моделирование метасоматизма // Петрология. 1993. Т.1, N3. С. 251 - 264.
14. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
15. Ксепежинская К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977. (Тр. ИГиГ СО РАН; Вып. 295). 198 с.
16. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1957. С. 335 - 456.
17. Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 22 с.
18. Кориковский С.П. Влияние глубинности на парагенезисы недосыщенных К2О высокоглиноземистых метапелитов // Очерки физико-хим. петрологии. М.: Наука, 1970. Т.2 С. 59 - 87.
19. Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970. 312 с.
20. Летников Ф.А. Гранитонды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. 214 с.
21. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
22. Минералы: Справочник. Т.3. Вып.3. Силикаты с лентами кремнекислородных тетраэдров / Гл. ред. Ф.В.Чухров. М.: Наука, 1981. 398 с.
23. Мишкин М.А. Амфиболовый геотермометр для метабазитов // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, N 4. С. 944 - 946.
24. Перчук Л.Л. Биотит-гранатовый геотермометр // Докл. АН СССР. 1967. Т.177, N 2. С.411 - 414.
25. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование равновесий метабазитов, геотермометрия // Эксперимент в решении актуал. задач геологии. М.: Наука, 1986. С. 174 - 183.
26. Сейферт К.К. Кордильерские метаморфические комплексы // Структур. геология и тектоника плит. М.: Мир. 1990. Т.1. С. 273 - 291.
27. Соболев В.С. Об условиях образования антофиллита // Минералог. сб. Львов. геол. об-ва. 1960. N 14. С. 80 - 85.
28. Старков Г.Н. Антофиллиты из кордильерского комплекса Среднегого хребта Камчатки // Записки ВМО. 1972. Вып.3. С. 349 - 352.
29. Федькин В.В. Анализ парагенезисов ставролита // Очерки физико-химич. петрологии. М.: Наука, 1970. Т.2. С. 214 - 254.
30. Федькин В.В. Геотермометрия метапелитовых комплексов и проблема эволюции метаморфизма // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М.: Н., 1986. С. 183 - 200.
31. Ферсман А.Е. Пегматиты. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т.1. 712 с.
32. Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. N 3. С. 328 - 335.
33. Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 1. Южно-Каспийский элизионный бассейн // Литология и полез. ископаемые. 1990. N 6. С. 3 - 25.
34. Шпикерман В.И., Горячев Н.А. Золотоносные джасперонды на западе Чукотки // Колыма. 1994. N 5. С. 7 - 11.
35. Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.
36. Эткинс П. Физическая химия. Т. 2. М.: Мир, 1980. 584 с.
37. Amato J.M., Wright J.E., Gans Ph.B., Miller E.L.

- Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluak gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // Tectonics. 1994. V.13, No 2. P. 515 - 527.
38. Berg J.H. Chemical variations in sodium gedrite from Labrador // Amer. Miner. 1985. V.70, Nos 11-12. P. 1205 - 1210.
39. Best M.G., Armstrong R.L., Graustein W.C. et al. Mica granites of the Kern Mountains Pluton, eastern White Pine County, Nevada: remobilized basement of the Cordilleran Miogeosyncline? // Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. V.85, No 8. P. 1277 - 1286.
40. Brown E.H., Walker N.W. A magma-loading model for Barrowian metamorphism in the southeast Coast Plutonic Complex, British Columbia and Washington // Geol. Soc. Amer. Bull. 1993. V. 105, No 4. P. 479 - 500.
41. Gaal G., Rauhamaki E. Petrological and structural analysis of the Haukivesi area between Varkaus and Savonlinna, Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 1971. V. 43, Pt 2. P. 265 - 337.
42. Gans P.B., Clark D.H., Miller E.L. et al. Structural development of the Kern Mountains and northern Snake Range // Geol. Soc. Amer. Abstr. Prog. 1986. V.18, No 2. P. 108.
43. Gareau S.A. The Scotia - Qual metamorphic belt: a distinct assemblage with pre-early Late Cretaceous deformational and metamorphic history, Coast Plutonic Complex, British Columbia // Can. J. Earth Sci. 1991. V. 28, No 6. P. 870 - 880.
44. Geijer P. Ein Vorkommen von "Fleckengranit" ("granite tachete" Lacroix) in Stockholm. Upsala: Almqvist und Wiksells Boktryckeri A.B., 1908. S. 103 - 108.
45. Geology and mineral resources of Japan / K.Tanaka, T.Nozawa, eds / Geological Survey of Japan. Hisamoto, 1977. 430 p.
46. Giaramita M.J., Day H.W. The four-phase AFM assemblage staurolite - aluminium silicate - biotite - garnet: extra components and implications for staurolite-out isograds // J. Petrol. 1991. V. 32, Pt 6. P. 1208 - 1229.
47. Greenwood H.J., Woodsworth G.J., Read P.B. et al. Metamorphism, chapter 16, Geology of the Cordilleran Orogen in Canada // Geology of Canada. 1991. No 4. P. 533 - 570.
48. Eardley A.J. Structural geology of North America. - New York and Evanston: Harper and Row, Publishers, 1962. 743 p.
49. Earley D.III, Stout J.H. Cordierite - cummingtonite facies rocks from the Gold Brick District, Colorado // J. Petrol. 1991. V. 32, Pt 6. P. 1169 - 1201.
50. Hayama Y. Some considerations on the color of biotite and its relation to metamorphism // J. Geol. Soc. Japan. 1959. V.65, No 760. P. 21 - 30.
51. Hietanen A. Kyanite-garnet gedritite near Orofino, Idaho // Amer. Mineral. 1959. V.44, Nos 5-6. P. 539 - 564.
52. Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism // J. Geol. 1967. V.75, No 2. P. 187 - 214.
53. Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // Geology. 1989. V.17, No 9. P.837 - 841.
54. Kanisava S. Some zoned plutons and associated gabbros in the Kitakami Mountains, Northeast Japan // Univ. Museum, Univ. Tokyo, Nature and Culture.- Tokyo, 1990. No 2. P. 3 - 20.
55. Lacroix A. Le granite des Pyrenees et ses phenomenes de contact (deuxieme memoire). Les contacts de la Haute-Ariege, de L'Aude, des Pyrenees-Orientales et des Hautes Pyrenes // Bull. des services de la Carte geologique de la France et des topographies Souterraines. 1899-1900. T.11, No 71. P. 3 - 37.
56. Metamorphism and crustal evolution of the western United States / W.G.Ernst, ed. - Englewood Cliffs, N.J.: Prentice-Hall, 1988. 1153 p.
57. Miller R.B., Brown E.H., McShau D.P., Whitney D.L. Intra-arc crustal loading and its tectonic implications, North Cascades crystalline core, Washington and British Columbia // Geology. 1993. V. 21, No 3. P. 255 - 258.
58. Robinson P., Ross M., Jaffe H.W. Composition of the antophyllite-gedrite and hornblende, and the antophyllite-gedrite solvus // Amer. Mineral. 1971. V.56, Nos 9-10. P. 1005 - 1041.
59. Seki Y., Yamasaki M. Aluminian ferroanthophyllite from the Kitakami mountainland, north-eastern Japan // Amer. Miner. 1957. V.42, Nos 7 - 8. P.506 - 520.
60. Stoddard E.F., Miller C.F. Chemistry and phase petrology of amphiboles and orthoamphibole-cordierite rocks, Old Woman Mountains, SE California, USA // Min. Mag. 1990. V. 54, Pt 3. P. 393 - 406.
61. Thompson A.B., Connolly J.A.D. Migration of metamorphic fluid: some aspects of mass and heat transfer // Earth-Science Rev. 1992, V. 32, Nos 1-2. P. 33 - 60.

Поступила в редакцию 20 апреля 1995г.

M.L.Gelman

Phanerozoic granite-metamorphic domes in Russia northeast. Part 2. Magmatism, metamorphism and migmatization in the Late Mesozoic domes

For granite-metamorphic domes are described petrographical originality of igneous rocks and metamorphic zoning on the basis of paragenetic analysis, and the processes of granitization and ultrametamorphism. Thermodynamic parameters and the duration of dome formation and metamorphism are assessed. Domes are treated as centres of P, thermal and fluid effect on the upper crust which control gold and other kinds of mineralization.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ГРОДЕКОВСКИХ ГРАНИТОВ (ПРИМОРЬЕ)

А.Н.Хетчиков, В.А.Пахомова, М.Д.Рязанцева, И.Н.Говоров

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток

На основе изучения структурной обстановки, петролого-геохимических особенностей гранитов Гродековского плутона показано, что он образован за счет магматического замещения древних осадочно-метаморфических и вулканогенных пород в процессе коллизии в пределах Ханкайского кратона в конце силурийского - начале девонского периодов. Изучение включений минералообразующих сред в кварце показало, что гранитизация вызывается высококонцентрированными (рассолы) богатыми щелочами водно-углекислыми флюидами. В солевом составе гранитизирующих флюидов определены хлорид, бикарбонат и карбонат натрия, хлориды калия, кальция и магния. Автоматоматические изменения гранитов связаны с растворами иного состава и концентрации. Определена температура кристаллизации гранитного расплава.

Термин "гродековские гранитоиды" был введен в литературу П.С.Бернштейном и В.С. Скороходом в начале 30-х годов нашего столетия как синоним позднеюрских-раннемеловых гранитов, прорывающих фаунистически охарактеризованные триасовые отложения. Считалось, что эти граниты относятся к южной оконечности крупного Гродековского массива. Однако последующие наблюдения показали, что они слагают мелкие самостоятельные массивы более молодого возраста. Длительный период в гродековский комплекс включались многочисленные гранитные массивы, локализованные в пределах Ханкайского кратона, в том числе и массивы вознесенских гранитов, с которыми связана разнородная рудная минерализация на территории широко известного Вознесенского рудного района. При этом возраст гранитоидов по геологическим данным и изотопным исследованиям калий-аргоновым методом определялся как позднепалеозойский [9]. В то же время Н.А.Беляевский [2] предполагал, что внедрение гродековских гранитоидов должно датироваться либо концом раннего, либо началом среднего палеозоя. Эта датировка, основанная на геологических наблюдениях, в последние годы была подтверждена детальными полевыми работами и определением абсолютного возраста пород (411 ± 14 млн лет, т.е. граница силура и девона) рубидий-стронциевым методом [11]. Гранитоиды этого возраста слагают огромный Гродековский гранитный массив общей площадью около 3600 км², локализованный в западной части Ханкайского кратона. К настоящему времени работами многих иссле-

дователей [1, 9 - 11 и др.] получены обширные сведения по петрографии и петрохимии гранитоидов, их взаимоотношениям с вмещающими породами и по особенностям строения массива. Геологическую историю Ханкайского кратона на основе достижений плитовой тектоники в последние годы рассмотрел А.И.Ханчук [12]. Полученные геологические и петрологические данные дополнены нами изучением включений минералообразующих сред в кварце наиболее распространенных в составе массива биотитовых гранитов, что дало возможность впервые показать особенности флюидного режима формирования этих пород и в совокупности с геологическими фактами по-новому рассмотреть общие вопросы генезиса Гродековского массива. Места отбора проб указаны на рисунке.

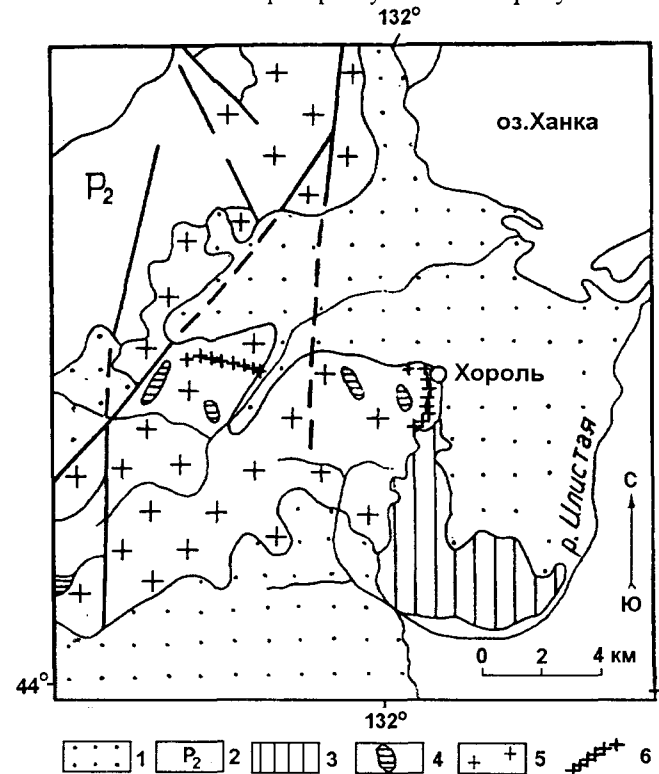


Рис. Схематическая карта распространения гродековских гранитов в юго-западной части Ханкайского кратона и места отбора проб.

1. Мезозойско-кайнозойские впадины.
2. Позднепермский структурно-вещественный комплекс.
3. Кембрийский структурно-вещественный комплекс.
4. Блоки-останцы протерозойских пород в кровле гранитного массива.
5. Гродековские граниты.
6. Места отбора проб.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МАССИВА И СЛАГАЮЩИХ ЕГО ПОРОД

Гродековский массив сложен разнообразными по составу гранитоидами, начиная от кварцевых диоритов и кончая аплитовидными гранитами, но большую часть его площади занимают серые, розовато-серые крупно- и среднезернистые биотитовые граниты. В контактовых зонах с вмещающими породами они нередко отличаются порфирированной структурой, а на некоторых участках содержат переменное количество роговой обманки, а иногда пироксена (диопсид). Местами наблюдаются постепенные переходы биотитовых гранитов в аплитовидные разновидности, а в других случаях в них можно видеть секущие дайкообразные тела аплитов.

В биотитовых гранитах нередко обособляются небольшие тела и мелкие ксенолиты диоритов, диорит-монцититов и даже габбро, которые считаются ранней фазой формирования Гродековского массива.

Биотитовые граниты обладают некоторыми особенностями, отличающими их от других гранитов и, в частности, от рудоносных гранитов вознесенского комплекса. В их составе преобладает микроклин, содержание которого иногда достигает 55% от общего количества породообразующих минералов, затем по количеству следуют кварц (до 35%), плагиоклаз (до 32%) и биотит (1-4%). Под микроскопом изредка устанавливаются выделения роговой обманки, не различающиеся макроскопически. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, апатитом, рутилом, ильменитом и редким гранатом. На некоторых участках встречаются крупнозернистые биотитовые граниты с повышенным содержанием монацита, что являлось основанием для М.Г. Руб [9] назвать их монацитовыми. Эти граниты отличаются и высоким содержанием биотита (до 10%). Другой фациальной разновидностью гранитов являются пироксен-роговообманковые граниты, распространенные обычно на небольшом удалении от контактов с известняками. Граниты, помимо преобладающего микроклина (40-45%), содержат в своем составе до 25% диопсида [9]. По этим же данным акцессорные минералы в породах представлены сфеном (до 3%), апатитом (1-2%), рудным минералом.

По петрохимическим характеристикам биотитовые граниты отличаются от нормативных гранитов (по Дели) преобладанием калия над натрием ($n=49.5$ против 56.0) при нормальном содержании щелочей ($a=13.0$ против 13.4), а также явно выраженной пересыщенностью глиноземом (содержат нормативный корунд). Коэффициент кислотности $Q=35.2$ против 28.4).

По данным химических анализов гранитоидов массива [9] не устанавливается увеличение содержания редких литофильных элементов (лития, олова, бериллия и др.) по мере повышения кислотности пород, что позволяет предполагать отсутствие при формировании массива явлений дифференциации гранитного расплава в глубинном магматическом очаге, приводящих, как известно, к накоплению редких элементов - литофилов в конечных, наиболее кислых составляющих дифференцированных серий. Необычны для других гранитов района и некоторые черты химического состава минералов. Так, микроклин отличается высоким содержанием бария (до 0.35%), а показатели преломления этого минерала в некоторых случаях приближаются к показателям преломления гиалофана [9]. В биотите также отмечаются повышенные количества бария и титана и в некоторых образцах определен фтор (до 0.24%). При микроскопическом изучении гранитов обнаруживаются процессы альбитизации пород и кварцевого метасоматоза, причем альбит и кварц развиваются как по раннему плагиоклазу, так и по калиевому полевому шпату. Отметим также, что наряду с преобладающей гипидиоморфнозернистой иногда встречаются участки пород с микропегматитовой структурой.

Характерной особенностью Гродековского массива является постоянное присутствие в гранитах разных размеров ксенолитов измененных вмещающих пород, а также большое количество провесов кровли, размеры которых иногда достигают 5-6 км в поперечнике. На участках широкого распространения этих образований наблюдаются процессы гранитизации пород, особенно отчетливые в пределах распространения биотитовых, биотит-силлиманитовых, гранат-кордиеритовых кристаллических сланцев и гнейсов. М.Д. Рязанцева выделяет несколько зон перехода от гнейсов к биотитовым гранитам: 1 - силлиманитовые, биотит-силлиманитовые, гранат-кордиеритовые гнейсы, 2 - эти же гнейсы, но с порфиробластами микроклина, обычно замещенного шахматным альбитом, в породе появляются новообразования кварца, 3 - мелкозернистая порфирированная аплитовидная порода, состоящая в основном из кварца и микроклина с реликтовыми выделениями силлиманита, граната и кордиерита, при этом гранат замещается биотитом, хлоритом и серицитом, а силлиманит и кордиерит - серицитом, 4 - эта же аплитовидная порода, но с большим количеством мусковита и серицита, полностью замещающих силлиманит и кордиерит, 5 - обычный для массива биотитовый гранит, нередко мусковитизированный. Иногда гранит содержит реликты глаукофана, частично замещаемого роговой обманкой. Глаукофан, как известно, не характерен для гранитов, а относится к минералам некоторых

кристаллических сланцев высоких степеней метаморфизма и может сохраниться в гранитах в процессе гранитизации метаморфитов.

На контакте гранитов с графитистыми и силлиманит-графитистыми сланцами в последних наблюдаются новообразования хиастолита и андалузита, а иногда скопления черного турмалина, образовавшегося за счет обогащенных бором сланцев при их гранитизации.

В контактовых зонах вулканогенных образований, например риолитов, также наблюдаются постепенные переходы к гранитам через зоны эффузивов с порфиробластами микроклина и перекристаллизованной основной массой пород, к зонам гранитизированных эффузивов аплитовидного облика, в которых видны линзочки и полоски гранитного материала, а затем и к зонам аплитовидных гранитов с порфиоровыми выделениями кварца и полевых шпатов. Аплитовидные граниты постепенно переходят в обычные для массива биотит-роговообманковые граниты с нормальной гипидиоморфнозернистой структурой. Вблизи контактов с известняками отмечаются кварцевые диориты и диорит-монцониты, которые по мере удаления от контактов сменяются гранодиоритами, а затем нормальными биотитовыми гранитами. В контактовых зонах известняков наблюдаются маломощные полоски и линзы пироксеновых (диопсид), пироксен-гранатовых и форстерит-флогопитовых скарнов. Как считают многие исследователи, формирование скарнов связано с процессами гранитообразования.

Гранитоиды в контактовых зонах с известняками содержат многочисленные ксенолиты этих пород, характеризуются быстрой сменой структур, неравномерным распределением темноцветных минералов и своеобразным минералогическим составом [9], когда вместе с андезином присутствует 20-25% кварца и отсутствует калиевый полевой шпат или наряду с калишпатом (30-45%) и кварцем (30-40%) присутствуют диопсид (до 20%) и небольшое количество плагиоклаза. В этих породах, в отличие от биотитовых гранитов, среди аксессуарных минералов преобладающими являются сфен и апатит, а не циркон.

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛОБРАЗУЮЩИХ СРЕД В КВАРЦЕ БИОТИТОВЫХ ГРАНИТОВ

Включения в кварце гранитов изучались оптически в полированных пластинках при необходимости с увеличением до 1200 раз в иммерсии. Кроме того, исследовалось поведение включений при нагревании и определялись температуры их гомогенизации как при постоянном наблюдении, так и методом закалки. Криометрическим методом [3, 17] изучался состав флюидных включений и концентрация заклю-

ченных в них солей. Особенности применяемых при этом приемов изложены в [8].

Исследования показали, что гродековские граниты по типам включений в кварце существенно отличаются от локализованных в Ханкайском кратоне рудоносных вознесенских гранитов и гранитоидов изученных нами массивов Сихотэ-Алиня [8, 14, 16]. Эти отличия выражаются прежде всего в том, что в кварце гродековских гранитов не обнаружены типичные расплавные включения, состоящие из в той или иной степени раскристаллизованного силикатного стекла и небольшого объема флюидной фазы, а среди флюидных включений весьма широко распространены вакуоли с жидкой углекислотой. Кроме того, кварц во вкрапленниках гранитов, видимо, испытал перекристаллизацию и зоны роста в кристаллах не проявлены. Поэтому трудно устанавливается последовательность формирования включений. Обычно наблюдается, что мелкозернистые кварцевые агрегаты пересекаются большим количеством тонких трещинок, не выходящих за пределы вкрапленников. К этим трещинкам приурочены обильные флюидные включения, которые мы относим к позднему семейству, или по терминологии В.А.Калюжного [5], к ранневторичным. В то же время встречаются микроучастки, чаще в центральных частях некоторых вкрапленников, где процессы перекристаллизации не проявлены, и здесь обнаруживаются семейства включений, отличные по типам и фазовому составу от ранневторичных. Эти включения не трассируются микротрещинками, и по способу расположения мы их относим к первичным.

В семействе первичных обычно наблюдается несколько типов включений. При этом привлекают внимание не встреченные в кварце гранитов других массивов Приморья, разнообразные по форме, но чаще округлые, с ровными границами вакуоли, более 3/4 объема которых заполнено твердыми фазами, а остальной объем занимает небольшой газовый пузырек (5-8%) и жидкий флюид, основная часть которого фиксируется в интерстициях между кристалликами. Состав последних полностью не определен, но судя по форме индивидов - кубической, длиннопризматической, ромбической и изометричной, а также по некоторым оптическим свойствам, можно предполагать, что они представлены разными минеральными видами, в том числе и силикатами. В одном из подобных включений удалось обнаружить слюдястый минерал и оптически определить его как биотит (?). Среди кубических минералов уверенно устанавливается галит и реже - сильвин (?). Различия в составе минералов-узников хорошо прослеживаются и при нагревании включений. Устанавливается, что при достижении температуры 145°C плавятся некоторые кубические кристаллы, около 300°C

исчезает газовый пузырек, затем при 360-380°C плавятся остальные кубические индивиды, а в интервале 560-580°C, после плавления длиннопризматических кристалликов, наступает гомогенизация включений. Однако гомогенизировать удастся лишь некоторые мелкие, диаметром не более 20 мкм, включения. Более крупные включения, а в некоторых случаях их размеры достигают 100 и более мкм, или уже взорваны, или декрепотируют на разных этапах нагревания. По-видимому, в вакуолях за счет плотной и высококонцентрированной фазы, содержащей к тому же углекислоту, при нагревании развивается высокое давление, что и вызывает их растрескивание.

Сингенетичными с охарактеризованными выше являются кристаллофлюидные включения, в составе которых несколько твердых фаз (обычно 2-3, редко до 5) занимают до 50% объема вакуолей, газовый пузырек - до 20%, а остальной объем заполнен жидким флюидом. Эти включения также разнообразны по форме - округлые, каплевидные, ромбовидные со сглаженными углами и др. и по размерам, изменяющимся от нескольких до 100 и более мкм. В отличие от включений первого типа в их составе преобладают твердые фазы кубической формы и значительно реже встречаются удлиненно-призматические кристаллики. При нагревании таких включений при 145°C плавятся кубические кристаллики, при 220°C исчезает газовый пузырек, при 250-300°C начинается плавление длиннопризматических индивидов. Полная гомогенизация наступает при 480-500°C.

Кристаллофлюидные включения сопровождаются ореолами разнообразных по составу флюидных включений. Среди последних характерны редкие однофазовые при комнатной температуре включения, содержащие высокоплотную углекислоту. Их размеры колеблются в пределах 10-30 мкм. Газовый пузырек в них появляется при охлаждении до 3-4°C, что позволяет определить плотность углекислоты в 0.93-0.94 г/см³. Используя данные по температуре гомогенизации кристаллофлюидных включений, согласно [5], получили давление флюида в момент захвата включений, равное 3-3.5 кбар. Особенностью некоторых углекислотных включений является содержание в них по одному кристаллику кубической формы.

Совместно с однофазовыми встречаются и двухфазовые включения, содержащие кроме жидкой углекислоты газовый пузырек, занимающий до 10-15% объема вакуолей. Здесь же распространены и трехфазовые включения, представленные жидкой углекислотой, солевым раствором и газовым пузырьком, а также типичные водно-солевые включения, как двухфазовые, состоящие из солевого раствора и газового пузырька, так и трехфазовые, содержащие в солевом растворе один кубической формы кристаллик.

Как уже отмечалось, семейства первичных включений встречаются только на участках без заметных следов перекристаллизации кварца. Большая же часть площади вкрапленников переполнена огромным количеством вторичных включений, образующих многочисленные шлейфообразные полосы в случае расходящихся между собой трещинок или облачные скопления, когда трещинки приближаются друг к другу. Отличительной особенностью этих включений являются их мельчайшие размеры, обычно не превышающие 1-2 мкм, а чаще составляющие доли мкм. И только в местах пересечения трещинок или в редких более широких из них локализованы включения, доступные для изучения. Среди этих включений явно преобладают вакуоли, заполненные углекислотой непостоянной плотности, причем встречаются как однофазовые, так и двух- и трехфазовые. Последние, кроме углекислоты, содержат переменное количество солевого раствора. К особенности двух- и трехфазовых включений относится "бегающий" газовый пузырек. Менее распространены водно-солевые включения, которые нередко содержат по одному кубическому кристаллику.

Криометрическим изучением выявлены как общие особенности, так и заметные различия по составу солевых компонентов, законсервированных в первичных и вторичных флюидных включениях (см. таблицу). Общие их черты заключаются в консервации во включениях хлоридов, карбонатов и бикарбонатов щелочных и щелочно-земельных металлов, а также в присутствии во всех включениях углекислоты. Но если в первичных включениях преобладают хлориды кальция, магния и натрия, реже встречаются карбонаты и бикарбонаты натрия и еще реже хлорид калия, то во вторичных включениях хлориды кальция и калия не обнаружены, а к наиболее распространенным здесь относятся включения с заполнением солями многокомпонентного состава, представленными хлоридом, карбонатом, бикарбонатом и сульфатом натрия. Преобладание солей натрия в поздних минералообразующих растворах и обусловило альбитизацию гранитоидов в заключительный этап их автometасоматических преобразований.

Уже при микроскопическом изучении включений по обилию в них твердых фаз можно говорить о высокой концентрации флюидов, участвовавших в формировании гранитов. Криометрические исследования показали, что концентрация солей в первичных включениях нередко превосходила 50% по NaCl - эквиваленту и по существу флюиды представляли собой высококонцентрированные рассолы. Вторичные же включения отличаются заметно меньшей концентрацией законсервированных в них солей, обычно не превосходящей нескольких процентов по

NaCl -эквиваленту. В них уже не встречаются включения с многочисленными твердыми фазами, заполняющими большую часть объема вакуолей, а только изредка обнаруживается один мелкий кристаллик кубической формы.

В заключение отметим еще одну общую особенность как первичных, так и вторичных включений в кварце гродековских гранитов, характерную для гранитов других массивов Приморья и имеющую значение для представления о состоянии минералообразующих флюидов. Она заключается в различиях солевого состава рядом расположенных включений одного и того же семейства. Каждая из перечисленных в таблице солевых систем определена в индивидуальных включениях, поэтому, если исключить общераспространенную углекислоту, среди первичных по солевому составу выделяется четыре типа включений, а среди вторичных - два. Подобное различие в составе сингенетических включений, наиболее вероятно, обусловлено микрогетерогенностью минералообразующей среды.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ГРОДЕКОВСКИХ ГРАНИТОВ

Приведенные выше материалы показывают, что гродековские граниты существенно отличаются по особенностям строения массива, по петро- и геохимическому составу пород, по включениям минералообразующих сред в кварце от изученных нами ранее рудоносных гранитоидов как Ханкайского кратона, так и Сихотэ-Алиня [8, 14, 16]. Эти отличия, несомненно, связаны с особыми условиями формирования массива. Прежде всего, отмечается отсутствие признаков дифференциации гранитного расплава в глубинном магматическом очаге и связанной с этим многофазности магматизма с поступлением в породы верхнего структурного этажа все более кислых разностей магмы. Напротив, здесь отчетливо видно, что граниты являются автохтонными и несут все признаки их образования за счет широкого проявления процессов магматического замещения разнообразных по составу древних метаморфических пород. Эти признаки были установлены в свое время акад. Д.С. Коржинским, разработавшим теоретические основы формирования гранитов за счет магматического замещения пород разного состава [6]. Позднее представления Д.С. Коржинского получили подтверждение и развитие в работах его многочисленных учеников и последователей [см. напр. 4, 7], основанных на новых геологических и экспериментальных данных. Для Гродековского массива, как и для других огромных по площади плутонов, образованных путем магматического замещения пород сиалического субстрата, характерны находящиеся в ненарушенном залегании ксенолиты и крупные останцы пород

разного состава, на месте которых и локализованы эти плутоны. При этом показательны постепенные переходы от пород субстрата к гранитам через зоны малоизмененных разностей с порфиробластами микроклина к зонам мигматитов с прожилками и линзочками гранитного состава, затем к аплитовидным породам со всё более и более редкими реликтами метаморфитов и, наконец, к аплитам и гранитам [10]. Отмечаются также изменения состава гранитов в зависимости от состава вмещающих пород. Так, наиболее широко распространенные в массиве биотитовые граниты образованы за счет замещения кристаллических сланцев и гнейсов, биотит-роговообманковые граниты характерны для контактовых зон с вулканогенными породами, кварцевые диориты и гранодиориты относятся к переходным разностям от биотитовых гранитов к известнякам. Пироксен-роговообманковые граниты также распространены в зонах контакта с известняками. Несмотря на отмеченные различия состава, общей особенностью гранитов массива является эвтектоидный парагенезис двух полевых шпатов (при преобладании микроклина), кварца и темноцветных минералов, который выдерживается на значительных площадях, что и отражает, по мнению А.А. Маракушева [7], магматическую природу гранитов.

Какие же геологические процессы привели к магматическому замещению столь обширного блока древних метаморфических пород? По современным представлениям [12], Ханкайский супертеррейн является аккреционной системой и состоит из четырех террейнов, имеющих разную геодинамическую природу: Матвеевско-Нахимовского, Вознесенского, Спасского и Сергеевского. Первый из них определяется как часть докембрийской континентальной окраины, в пределах которой в рифее и кембрии существовали прогибы рифтогенного типа. Спасский террейн раннепалеозойской аккреционной призмы представляет собой остатки палеоокеанического бассейна, отделявшего Матвеевско-Нахимовский террейн от Вознесенского и Сергеевского террейнов кембрийской активной континентальной окраины. Объединение перечисленных террейнов началось в середине ордовика и закончилось в конце силура формированием коллизионных гранитов, в том числе и Гродековского гранитного массива. Таким образом, гродековские граниты относятся к коллизионным образованиям. Становление массива в конце силура подтверждается и определением абсолютного возраста биотитовых гранитов рубидий-стронциевым методом [11]. Локализация крупных гранитных плутонов в зонах коллизии, на наш взгляд, относится к закономерным явлениям. Дело в том, что коллизия сопровождается механическим разрушением пород - их дроблением, перетиранием, появлением многочис-

ленных трещин и т.д. Разрушение пород в зонах коллизии уже само по себе должно способствовать более активному их взаимодействию с глубинными флюидами в процессе гранитизации. Но, кроме того, это взаимодействие, вероятно, усиливается за счет трибохимических процессов [13], на которые мало обращается внимания при изучении результатов геологических явлений, но они хорошо известны технологам, химикам и широко используются при разработке технологических схем получения многих минеральных веществ. При геологических наблюдениях мы часто встречаемся с влиянием геотектонических движений на состояние и превращение кристаллических веществ, например, образование слюды в результате длительных деформаций полевых шпатов. Опытными работами установлено, что при механических воздействиях, сопровождаемых дроблением, перетиранием и трещинообразованием, значительно увеличивается реакционная способность кристаллических веществ, активность их реакций с жидкостями и газами, причем некоторые реакции проходят при более низких температурах, чем при их индуцировании нагреванием. За счет превращения механической энергии в тепловую, а также части реакций с положительной энтальпией в зонах трения и скольжения заметно повышается температура. Некоторые реакции между твердыми веществами или при их контактах с жидкими и газообразными компонентами невозможны без механической активации или проходят весьма медленно. Характерно, что скорость гетерогенных реакций между твердыми веществами и жидкими или газообразными реагентами пропорциональна не количеству вещества, а величине поверхности твердого тела, т.е. степени его дробления, истирания. Сказанное выше позволяет сделать заключение, что трибохимические процессы,

вероятно, в значительной мере способствуют реакционному взаимодействию между породами субстрата и глубинными флюидами, распространению гранитизации на обширные площади с образованием огромных плутонов, свойственных зонам коллизии. По петролого-геохимическим признакам предполагалось [4, 6], что гранитизация вызывается воздействием на породы земной коры сильно концентрированных, богатых щелочами и кремнием водно-углекислых флюидов. Изучение включений минералообразующих сред в кварце гродковских гранитов полностью подтверждает предположение о высокой концентрации и водно-углекислом составе гранитизирующих флюидов, о содержании в них щелочных металлов. Кроме того, получены неизвестные ранее данные об участии в составе флюидов не только щелочных, но и щелочноземельных металлов, о преобладании в солевых растворах первичных включений хлоридных соединений этих компонентов при меньшем участии карбонатов и бикарбонатов натрия. Нужно отметить, что при преобладании калия над натрием в составе гранитов включения в кварце, содержащие соли калия, встречаются редко. Это вполне объяснимо, если учитывать, как показано в нашей работе [15], что во включениях консервируются компоненты, находящиеся в избытке после выпадения из растворов твердых фаз, в том числе и минерала-хозяина. Следовательно, в момент кристаллизации кварца калий во флюидонасыщенном расплаве почти полностью расходовался на образование микроклина и других содержащих калий минералов.

По включениям прослеживаются изменения состава и концентрации флюидов во времени. В поздних флюидах уже не обнаруживаются хлориды кальция и калия, в их составе преобладают многокомпонентные солевые системы (см. таблицу), единст-

Таблица

Результаты криометрического изучения включений в кварце биотитовых гранитов

Типы включений	Количество изученных образцов гранитов	T эвтектики, °C	Состав растворов
Первичные	4	-52,20	$\text{CaCl}_2 + \text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$
		-23,50	$\text{NaCl} + \text{K}^+ + \text{H}_2\text{O}$
		-21,00	$\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$
		-3,30	$\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3 + \text{H}_2\text{O}$
		-56,60	CO_2
Вторичные	6	-33,60	$\text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$
		-22,50	$\text{NaCl} + \text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O}$
		-56,60	CO_2

венным катионом в которых является натрий. Эти натровые растворы и обеспечили автометасоматические изменения гранитов, вызвали альбитизацию как микроклина, так и плагиоклазов. Синхронна с альбитизацией, видимо, и перекристаллизация кварца с появлением в его зернах обильных вторичных включений вдоль микротрещинок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение структурной обстановки, петролого-геохимических особенностей гранитов огромного, практически безрудного Гродековского плутона показало, что он образован за счет магматического замещения древних осадочно-метаморфических и вулканогенных пород и относится к автохтонным образованиям. Гранитизация связана с коллизионными процессами в пределах Ханкайского кратона в конце силурийского – начале девонского периодов, причем эти процессы сопровождались механическим разрушением пород, появлением многочисленных разрывных дислокаций и связанными с этим трибохимическими явлениями. Последние, вероятно, способствовали активизации взаимодействия пород субстрата и флюидов, распространению гранитизации на обширные пространства.

Впервые проведенное изучение включений в кварце гродековских гранитов позволило пополнить имеющиеся данные по составу гранитизирующих флюидов, определяемого ранее лишь по сравнению петролого-геохимических особенностей гранитов и замещаемых ими пород в других регионах. Оказалось, что гранитизация вызывается высококонцентрированными (рассолы) богатыми щелочами водно-углекислыми флюидами, причем щелочные компоненты содержались в них в виде хлоридов, карбонатов и бикарбонатов. Кроме соединений щелочных металлов, в составе флюидов обнаруживаются хлориды кальция и магния. В ряде случаев хлорид кальция относится, наряду с хлоридом натрия, к наиболее широко распространенным консервантам первичных включений.

По включениям устанавливается также, что широко распространенные автометасоматические изменения гранитов, их альбитизация, связаны с растворами иного состава и концентрации по сравнению с флюидами, вызывающими гранитизацию. В этих растворах преобладали сложные солевые системы, катионная составляющая которых была представлена только натрием. Судя по составу включений, натрий относился к важным компонентам и в гранитизирующих флюидах, однако физико-химические условия гранитообразования обеспечивали в этот период лишь почти полное использование содержащегося в них калия и сохранение избыточного количества

натрия, соединения которого и концентрировались во флюидной части включений.

По включениям устанавливается высокая флюидонасыщенность образующихся при магматическом замещении пород гранитных расплавов, что привело к сравнительно низкой температуре их кристаллизации. По данным минералогической термометрии и гомогенизации включений, эта температура не превышала 600°C.

Работа выполнена по гранту Российского фонда фундаментальных исследований 95-05-14648.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бажанов В.А. Основные черты геологии и металлогении Ханкайского массива // Металлогения главн. оловорудн. районов юга Дал. Востока. Владивосток; 1988. С. 114-133.
2. Беляевский Н.А., Громов Ю.Я. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиния и Южного Приморья // Сов. геология. 1962. № 7. С. 41-67.
3. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений методом криометрии. // Исполз. методов термобарогеохимии при поисках и изучении руд месторождений. М., 1982. С. 37-47.
4. Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ, сер. 4. Геология. 1987. № 6. С. 3-14.
5. Капозный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наукова Думка, 1982. 268 с.
6. Коржинский Д.С. Гранитизация как метасоматическое замещение. // Изв. АН СССР, сер. геол. 1952. № 2. С. 56-69.
7. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералогический критерий рудоносности изверженных пород. М.: Недра. 1992. 316 с.
8. Пахомова В.А., Хетчиков Л.Н., Гвоздев В.И. О составе флюидной фазы редкометальных гранитов Приморья по данным изучения включений в кварце методом криометрии. // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 99-103.
9. Руб М.Г. Гранитоиды Ханкайского района и основные черты их металлогенности. М.: Изд. АН СССР, 1960. 359 с.
10. Рязанцева М.Д. Сравнительная характеристика вознесенских и гродековских гранитов южной части Ханкайского массива. // Изверж. породы Востока Азии. Владивосток, 1976. С. 69-73.
11. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и особенности петрогенезиса магматических пород Вознесенского рудного района Приморья // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 60-73.
12. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Авторефер. дисс.... д-ра геол.-минер. наук. М.: 1993. 31 с.
13. Хайншке Г. Трибохимия. М.: Мир. 1987. 582 с.
14. Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Пахомова В.А., и др. Два типа редкометальных литий-фтористых гранитов Приморья. // Тихоокеан. геология. 1993. № 1. С. 38-46.

15. Хетчиков Л.Н., Раткин В.В., Пахомова В.А. Флюидные включения в минералах: истинные или ложные свидетели состава минералообразующих растворов // Зап. ВМО. 1994, № 5, С. 1-8.
16. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А. Флюидный режим формирования биотитовых гранитов вознесенского комплекса Ханкайского массива по данным изучения включений в кварце // Тихоокеан. геология. 1995, № 5, С. 14-27.
17. Хитаров Д.Н., Кандинов М.Н. Комплексообразование волных вытяжек и криометрии при изучении состава жидкой фазы включений. // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. С. 124-131.

Поступила в редакцию 20 июня 1995

L. N. Khetchikov, V. A. Pakhomova, M. D. Ryazantzeva, I. N. Govorov

Some specific features of Grodekovo granite genesis (Primorye)

The study of structural environment, petrologo-geochemical features of granites of the Grodekovo pluton showed that it was formed due to magmatic replacement of ancient sedimentary-metamorphic and volcanic rocks through collision within Khanka craton at the end of Silurian - beginning of Devonian periods. The study of inclusions of mineral-forming media in quartz, that we first carried out, showed that granitization took place due to the high-concentrated (brines) water-carbonated fluids rich in alkalis. In the salt composition of granitizing fluids we have determined chloride, bicarbonate and carbonate of sodium, chlorides of potassium, calcium and magnesium. Autometasomatic alterations of granites are related with the solutions of different composition and concentration. The temperature of granite melt crystallization has also been determined.

ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ФОСФОРИТОВ ГАЙОТА ИОАН (ТИХИЙ ОКЕАН)

Э.А.Школьник*, Тан Тяньфу**, Суэ Яосон**, Ю.Цюлю**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН г.Владивосток, **Национальный институт геологических проблем АН КНР, г.Нанкин

Впервые подробно изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа диagenетические преобразования в подводно-морских условиях в фосфоритах, образованных по планктонным карбонатным илам позднего мела - эоцена гайота ИОАН Магеллановых гор Западной Пацифики. Намечен ряд последовательных преобразований фосфоритов от наименее измененных, преимущественно состоящих из раковин фораминифер превосходной сохранности (до 80-90% объема породы) и подчиненных кокколитоформид, через частичное растворение фоссилий, перекристаллизацию и до их почти полного исчезновения, заполнения пустот растворения, сохранения лишь "теневого" структур и превращения основной массы в агрегат ультрамикроблокового кристаллического строения. Учет диagenетической перекристаллизации позволяет уверенно выделять разновидности фосфоритов подводных гор, высказываясь за "мягкую" фосфатизацию исключительно биогенных илов, при которой сохраняются самые тонкие детали строения фоссилий.

Гайот ИОАН (координаты центра 14°5 с.ш. и 156°10 в.д.), входящий в цепь Магеллановых гор Западной Пацифики, изучался в морских экспедициях Института океанологии им.Ширшова РАН [2] и АО "Дальморгеология" [3], в которых были установлены основные особенности его геологического строения, характер и распределение оруденения, в том числе выявлены и охарактеризованы фосфориты, учитывая, что гайот ИОАН относится к числу немногих геологически сравнительно детально изученных гайотов Западной Пацифики и вообще Тихого океана, представлялось целесообразным осуществить полное специальное изучение* на электронном сканирующем микроскопе (СЭМ) его фосфоритов, прежде всего тех, что имеют наибольшее распространение и значение: из планктоногенных верхнемеловых-позднеэоценовых отложений осадочной "шапки" гайота.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ

При исследовании использована большая коллекция образцов фосфоритов, отобранных драгированием в 12-ом рейсе НИС "Геолог Петр Антропов" в 1993 г. и любезно переданная М.Е. Мельниковым, за что авторы ему крайне признательны.

После изучения фосфоритов с помощью оптического микроскопа были отобраны образцы, шлифы для изучения на СЭМ. Собственно исследование было выполнено в лаборатории электронной микроскопии Нанкинского института геологии и палеонтологии АН КНР (г.Нанкин) в октябре 1994 г. Лучшие результаты получены при использовании срезов образцов. Работы осуществлены на СЭМ Geolism-35CF.

* Настоящая работа выполнена в рамках российско-китайского научного проекта при поддержке Национального фонда фундаментальных наук КНР.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ФОСФОРИТОВ

На основании имеющихся данных [3], изученная группа фосфоритов представляет собой фосфатизированные нано-фораминиферовые карбонатные осадки, что основывается на присутствии остатков этих фоссилий, в том числе определяющих возрастное положение, независимо от литогенетических типов фосфоритов гайота: 1) массивных (редко слонистых), 2) брекчиевых, 3) заполнения пор и каверн. Для целей настоящей работы важно отметить, что эти фосфориты имеют различную твердость, окраску, пористость: одна разновидность - мягкие, режутся ножом, легко разрушаются руками, обладают преимущественно серой окраской, другая - очень плотные, разрушаются только молотком, имеют полураковистый излом, желтовато-коричневую окраску всех оттенков. Последняя разновидность особенно характерна для обломков более ранних фосфоритов в фосфоритных брекчиях [3]. Количество остатков фораминифер, хорошо распознаваемых в фосфоритах в оптическом микроскопе, в разных образцах широко колеблется. Есть образцы, где они занимают до 60-80% площади шлифа, но во многих случаях они вообще не видны, что, в частности, очень характерно для обломков более древних фосфоритов в фосфоритных брекчиях: из последнего факта делался вывод о формировании фосфоритов только по нанофоссилиевым илам.

В некоторых образцах вместо значительной части раковин фораминифер остались только пустоты, что предполагало либо выпадение, либо растворение этих раковин и, в частности, определяло значительную пористость таких разновидностей.

Предполагалось, что изучением в СЭМ удастся прояснить какую-то часть возникавших вопросов, тем более, что мы имели дело с фосфоритами, после своего образования не выходящими из подводно-морских

обстановок. Сведений о таком целенаправленном изучении, исключая работы, в которых проводились только отдельные микрофотографии [1], в доступной нам литературе не было.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ

Уже на начальной стадии изучения выяснилось, что фосфориты гайота ИОАН в подавляющей части испытали серьезные диагенетические преобразования после фосфатизации, представляющей раннедиагенетический процесс. Также последующие преобразования, как оказалось, вполне коррелировались со степенью сохранения (или уничтожения, растворения) раковин фораминифер и кокколитофорид. При этом собственно основная фосфатная масса фосфоритов, включающая также сохраняющиеся карбонатные частички, в разной степени как оптически, так и ультрамикроскопически часто, но не всегда вполне кристаллическа. В результате удалось наметить ряд последовательных изменений в фосфоритах, в рамках которого происходит увеличение степени раскристаллизации и одновременно уменьшение степени сохранности скелетных органических остатков, при достаточно широком развитии процессов растворения и перекристаллизации частей последних. Рассмотрим этот ряд последовательных изменений:

1) Минимальные изменения характерны для образцов, содержащих максимальное количество наблюдаемых остатков фораминифер (до 70-85% площади шлифа или образца) и нанопланктона (рис. 1-3). Обычно в оптическом микроскопе такие шлифы и участки шлифов имеют буровато-темный цвет. Наиболее полная картина выявляется в СЭМ при изучении срезов природных образцов, когда не происходит определенного нарушения тонкого строения. Остатки фораминифер сохраняются превосходно, видны мельчайшие детали строения раковин (рис. 4,5), но стенки раковин все же иногда частично растворены (рис. 6-8).

Очень важным для целей настоящего сообщения являлось получение представлений о характере пространства между раковинами фораминифер. Оказалось, что именно эти части наиболее затронуты диагенетической перекристаллизацией (рис. 9, 10); последняя как бы начинается в этих участках и затем распространяется на остальную часть породы. Вместе с тем, именно в этих участках присутствует и наибольшее количество диагностируемых остатков кокколитофорид (рис. 11, 12), количество которых (видимое) достигает первых десятков экземпляров, а с учетом "теневых", реликтовых структур - значительно больше. Изложенное позволяет заключить с достаточной степенью определенности, что исходный для фосфатизации ил представлял собой существенно фораминиферовый осадок с добавлением максимум до 20-25% объема остатков кокколитофорид. На отдельных редких участках может присутствовать и относитель-

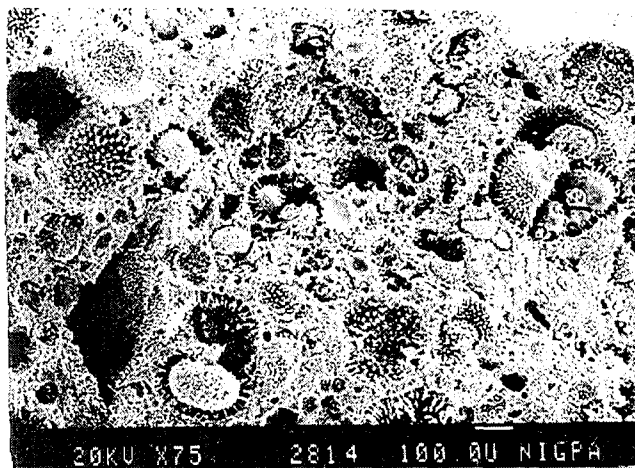


Рис. 1. Общий вид сравнительно слабо измененного фосфорита. Штуф, образец 35Д26А. Здесь и далее масштабная линейка в мкм.

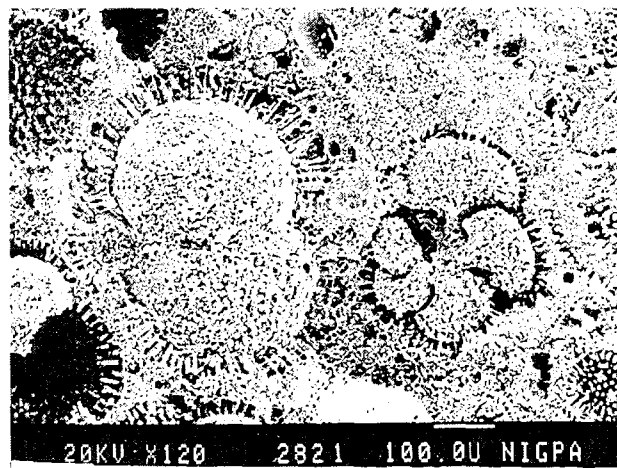


Рис. 2. Несколько более детальный снимок того же образца. Видны пустоты растворения по периферии раковин фораминифер и частично центральных частей.

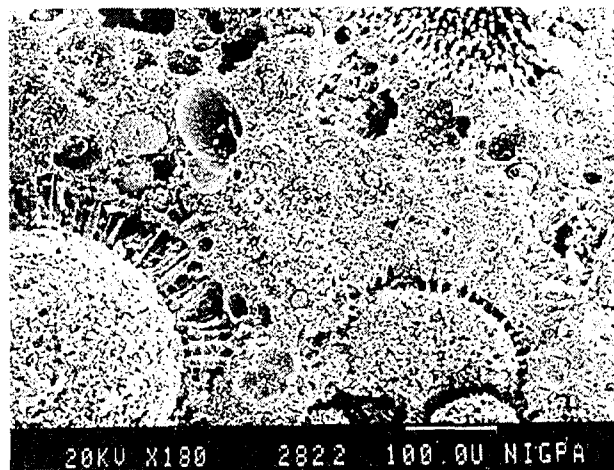


Рис. 3. Образец 35Д26А, большее увеличение. В массе между раковинами фораминифер видны кокколитофориды.

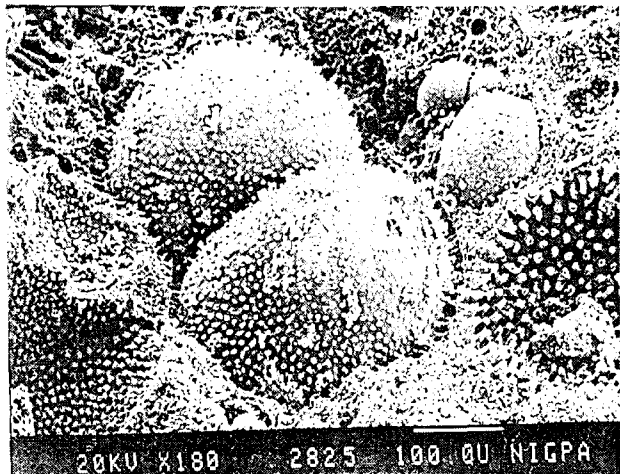


Рис. 4. Образец 35,Д26А, детальное строение раковин фораминифер с сохранением самых тонких деталей строения при фосфатизации.

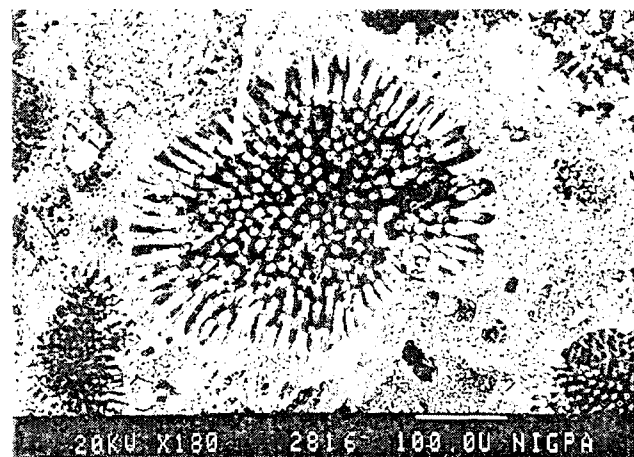


Рис. 5. Образец 35,Д26А, детальное строение раковин фораминифер с признаками растворения. Окружающая масса крайне слабо изменена.

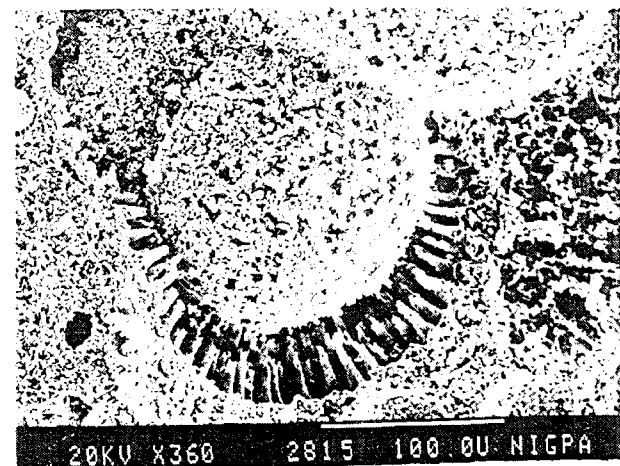


Рис. 6. Образец 35,Д26А.

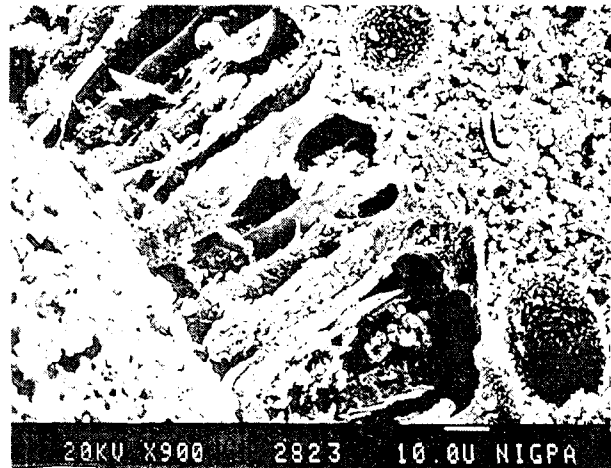


Рис. 7. Образец 35,Д26А, с детальным изображением характера растворения и перекристаллизации раковин фораминифер. В основной массе, частично затронутой перекристаллизацией, много органических остатков.

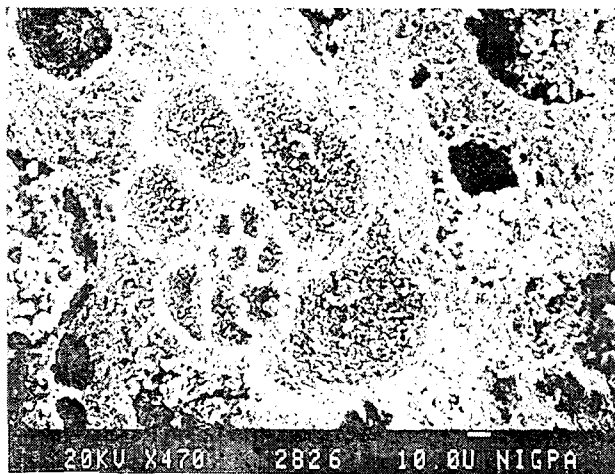


Рис. 8. Образец 35,Д26А, несколько более сильно измененные и растворенные фораминиферы.

но больший объем нанофоссилий, но говорить о наличии фосфатизированных нанодов пока не приходится. Возможно, указанное соотношение органических сообществ было наиболее благоприятным для развития фосфатогенерирующих процессов, но, скорее, просто соответствовало реальному сообществу организмов в планктоне. Вероятно, подтвердить такие предположения удастся на сравнительном материале с другими районами, включая и континентальный блок.

Фосфориты в начальной стадии диагенетических преобразований сохраняются в относительно подчиненном количестве. Главная же часть их (до 80-90%) в разной степени, в том числе и участками, затронута значительно перекристаллизацией, растворением и т.п. Последующие стадии диагенетических изменений характеризуется ниже.

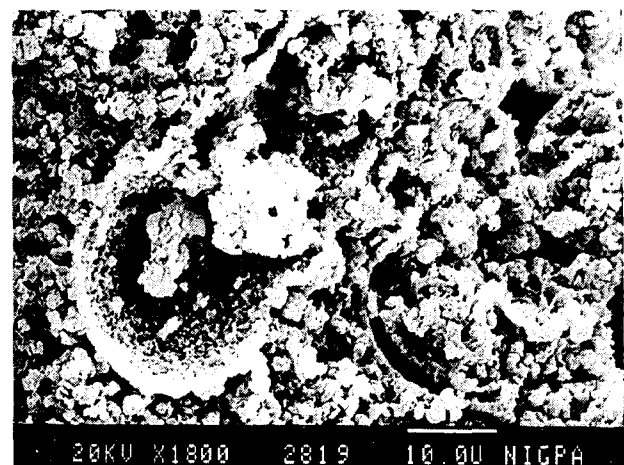
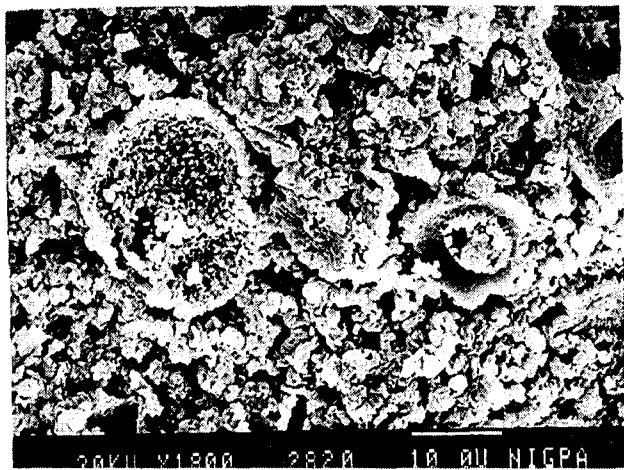


Рис. 9 и 10. Образцы 35Д26А, участки затронутые относительно интенсивной перекристаллизацией.

2). Средняя степень изменений иллюстрируется фотографиями обр. NN 35Д33, 35Д90/А, 35Д67/Б и других. Участками видны многочисленные остатки фораминифер (рис. 13), но часть раковин (их внутренние части) растворены частично с образованием пустот (рис. 14) или почти полностью. В других случаях от большинства раковин остались только "теневые" структуры по внешней оболочке (рис. 15 и 16). Степень раскристаллизации основной массы между раковинами фораминифер возрастает, и внутренние части раковин фораминифер мало отличаются от нее (рис. 17). Несмотря на довольно значительную перекристаллизацию, все же сохраняются остатки кокколитофорид (рис. 18), причем здесь профессору Zhong Shilan (Нанкинский институт геологии и палеонтологии) даже удалось определить форму *Emiliana huxleyi*.

Более или менее значительное растворение типично только для части раковин. Причины такой избирательности не ясны, но появление внутри таких раковин кристаллических новообразований (рис. 19) заставляет предполагать, что подобный процесс мог

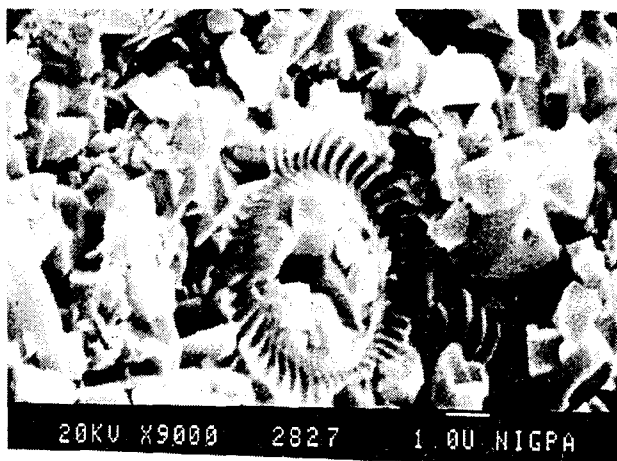
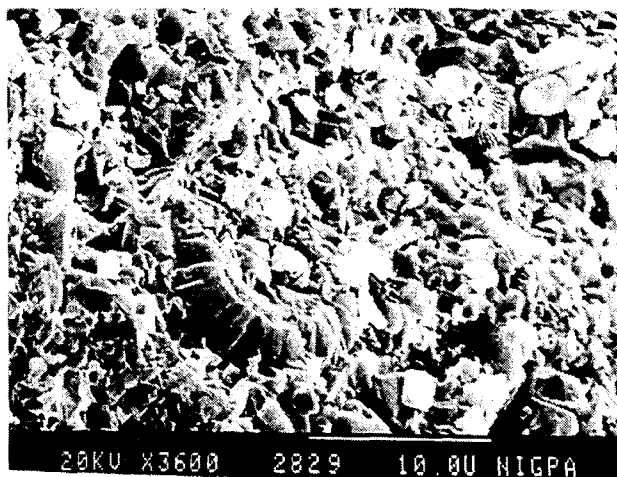


Рис. 11 и 12. Образцы, остатки кокколитофорид между раковинами фораминифер; заметна отчетливая перекристаллизация, в том числе и за счет остатков кокколитофорид.

проявиться в раковинах, не заполнявшихся окружающим микритом. Если же раковины заполнялись микритом, то перекристаллизовывался он, как и материал заполнения, давая "теневые" структуры, а растворение захватывало только узкую зону раковинной оболочки, в которую микрит конечно же не подал.

В целом степень сохранности раковин фораминифер кажется лучшей, чем нанопланктона, хотя участками они могут сохраняться с одинаковой целостностью.

Степень раскристаллизации основной массы варьирует даже в пределах одного шлифа и в общем хорошо коррелируется со степенью перекристаллизации органических остатков при довольно четкой индивидуализации отдельных кристаллитов.

3). Наиболее интенсивную перекристаллизацию представляют образцы 35Д149/5 и другие, а также обломки более древних фосфоритов в фосфатных брекчиях. В относительно менее измененных разностях (участках) при аналогичных увеличениях коли-

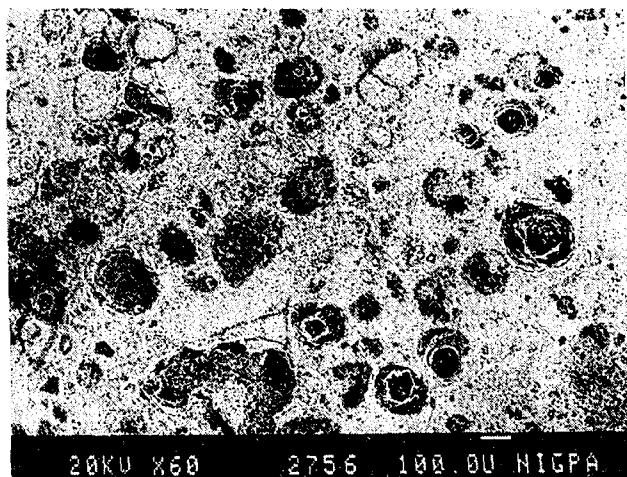


Рис. 13. Средняя степень диагенетического преобразования фосфоритов. Общий вид. Значительная часть раковин фораминифер перекристаллизована и растворена, сохранность их значительно хуже. Прозрачный шлиф, обр.35Д33.

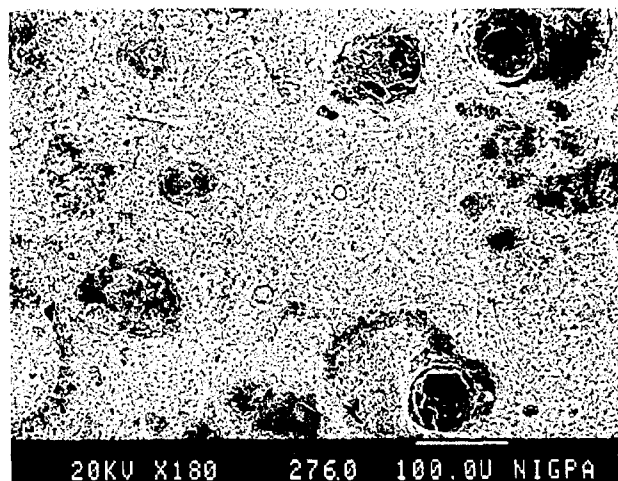


Рис. 16. То же, что рис.13, при большем увеличении степень изменения основной массы значительна.

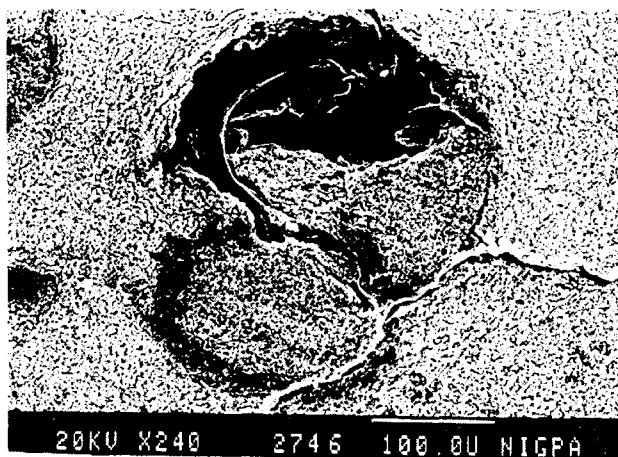


Рис. 14. Образец 35Д33, обычный характер раковин фораминифер.

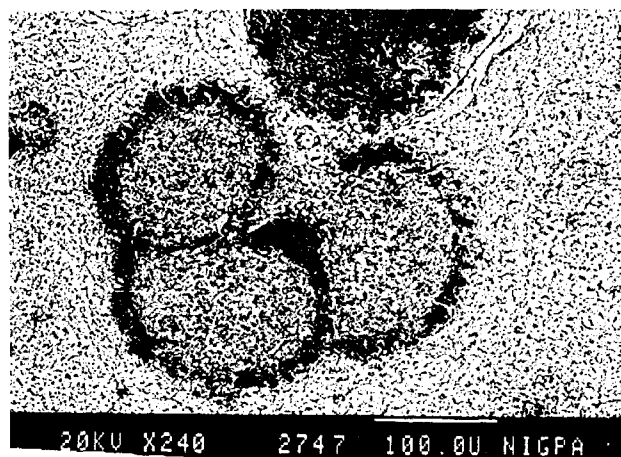


Рис. 17. То же, что рис.15. Деталь сохранения остатков фораминифер.

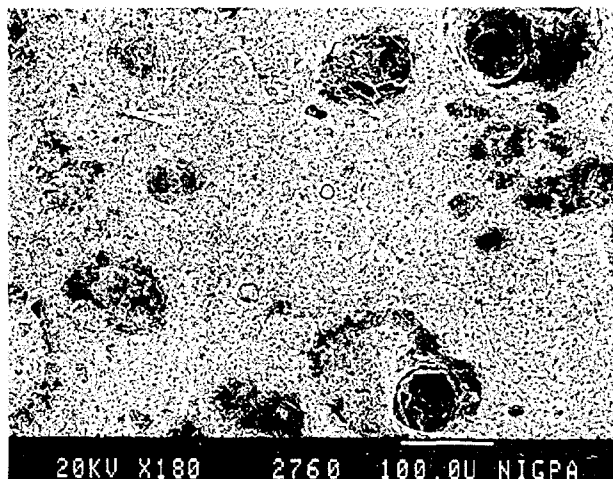


Рис. 15. Близкая степень диагенетических изменений. Общий вид. Прозрачный шлиф, обр.35Д91/А.

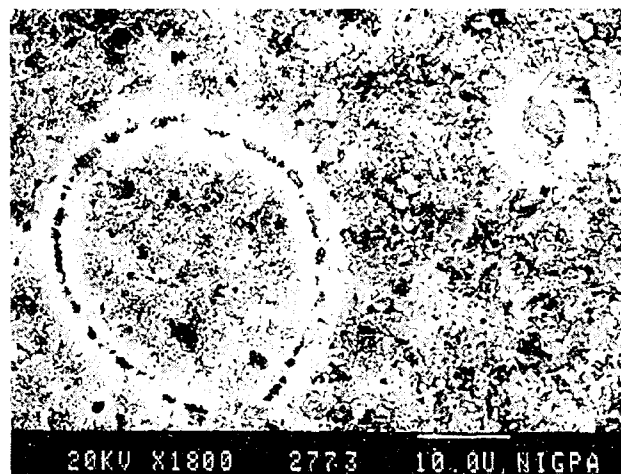


Рис. 18. Значительная перекристаллизация как фораминифер, так и основной массы, но кокколитофориды иногда сохраняются. Прозрачный шлиф, обр.35Д67/Б.

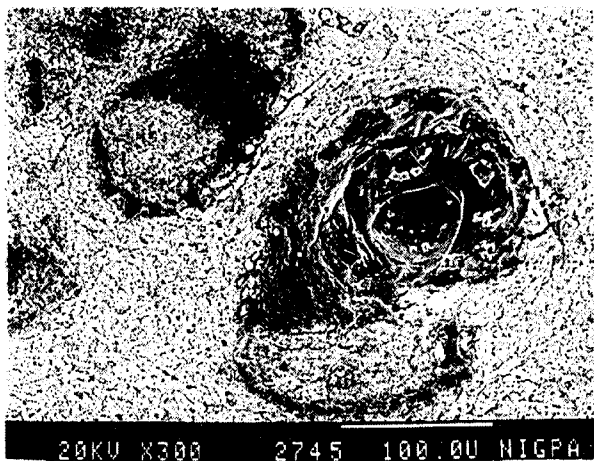


Рис.19. Образец 35Д67/Б. Характер растворения и перекристаллизации раковин фораминифер.

чество видимых органических остатков еще все-таки велико (рис.20), а в более измененных очень мало (рис.21) или их практически не видно. Раковин фораминифер с пустотами нет вообще, а сохраняющиеся “теневые” реликтовые структуры имеют пустоты только в периферических стенках. Большое увеличение (рис.22) дает более полное представление о степени изменения раковин и возрастании степени кристалличности основной массы. “Теневые” реликты органических остатков показаны на рис.23-26; тем не менее, иногда сохраняются фрагменты скелетов других фоссилий (рис.27). Относительная сохранность кокколитофорид кажется меньшей.

Степень раскристаллизации основной массы более значительна; вместо отдельных кристаллитов формируется блочная структура слияния группы кристаллитов. При этом очевидно стремление к заполнению пор, пустот и т.п., т.е. порода становится более плотной, компактной.

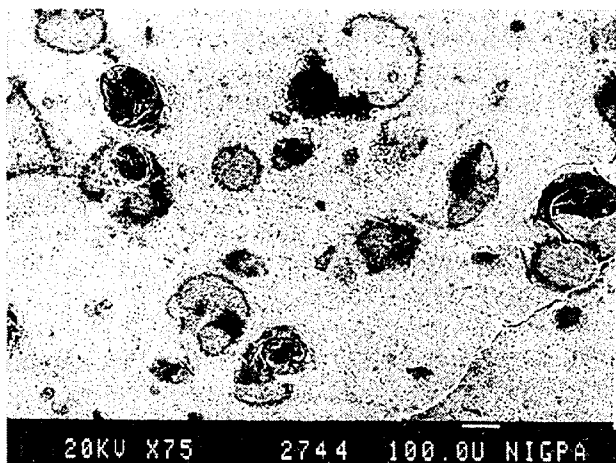


Рис.20. Образец 35Д67/Б. Почти максимальная степень изменения

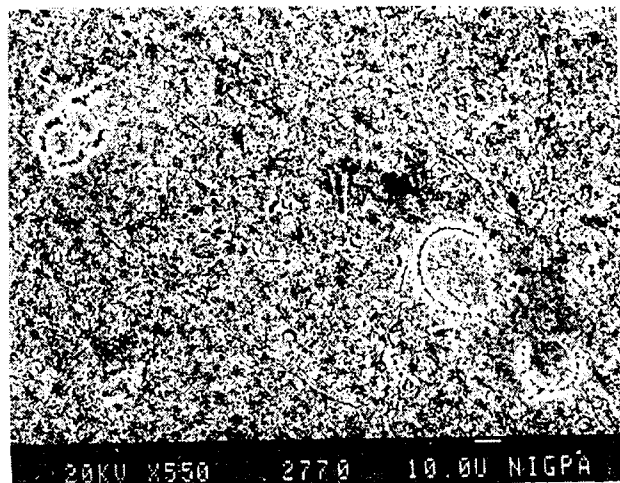


Рис.21. Образец 35Д67/Б. Почти максимальная степень диагенетических изменений. От органических остатков сохраняются только реликты.

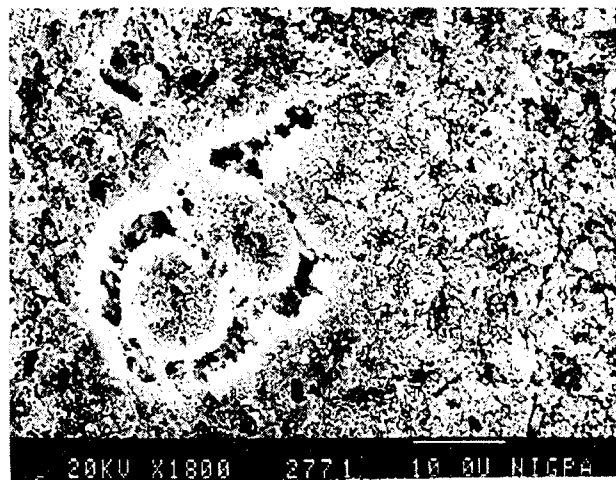


Рис.22. То же, что рис.21, с большим увеличением. Основная масса блочнокристаллическая. При перекристаллизации раковин поры залечиваются.

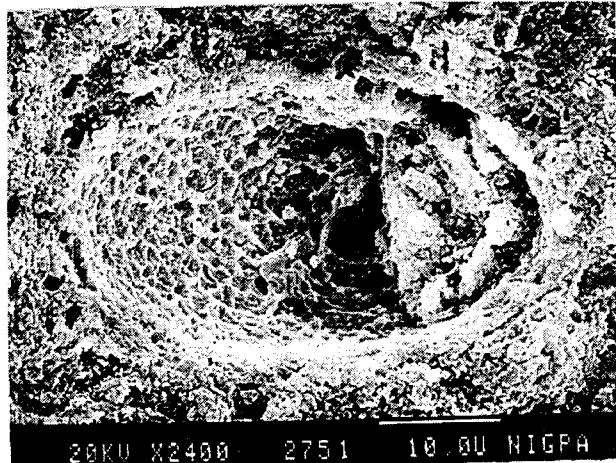


Рис.23. Образец 35Д67/Б. Характер изменения органических остатков: растворение и кристаллизация.

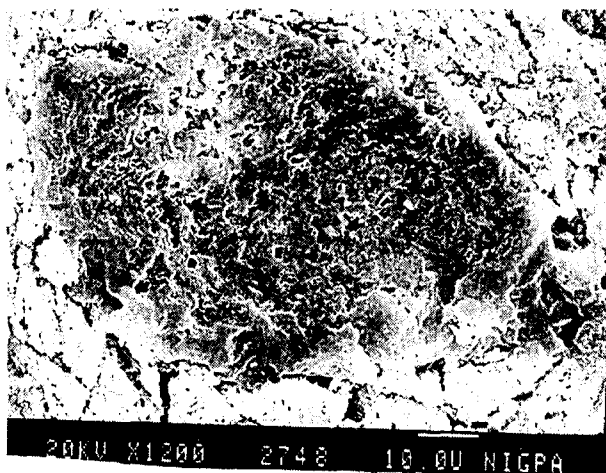


Рис. 24. Образец 35Д67/Б. Характер изменения органических остатков - "теневые" структуры. Обратите внимание на кристаллическую основную массу.



Рис. 27. Образец 35Д67/Б. Предположительно сохраняющиеся остатки организмов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Диагенетические преобразования фосфоритов гайота ИОАН характеризуются, как видно, отчетливой направленностью в сторону серьезной перекристаллизации скелетов фосфоритов, в конечном счете их полном уничтожении и одновременно возрастании степени перекристаллизации микритовой массы с развитием явных кристаллитов и затем кристаллических микроблоков.

Поскольку признаки наиболее интенсивных изменений несут обломки фосфоритов в фосфатных брекчиях, то можно считать, что эти диагенетические изменения протекают сравнительно быстро, еще в период нахождения их в осадочном разрезе "шапки" гайота, и как брекчии они формировались уже диагенетически преобразованными. При крайне неравномерном, как отмечалось, характере этих преобразований, следует полагать, что именно наиболее измененные участки фосфоритов и являлись самым лучшим материалом для образования брекчиевых фосфоритов. С другой стороны, это может быть указанием на взаимодействие с придонной и поровой водой, как важным факторе, определяющем собственно диагенетические преобразования.

Итак, процесс диагенетической перекристаллизации достаточно характерен для фосфоритов гайота ИОАН и без его учета трудно ясно представить картину первичной седиментации.

Полученные данные, указывающие на важную роль диагенеза для фосфоритов планктонных отложений гайота ИОАН, вероятно, нельзя ограничивать последним. Такие явления всегда типичны и для других гайотов Западной Пацифики. Вполне ясным становится то обстоятельство, что фосфатогенез развивается исключительно по биогенным осадкам: существенно фораминиферовым с добавлением кокколитофорид. Очевидно также, что диагенети-

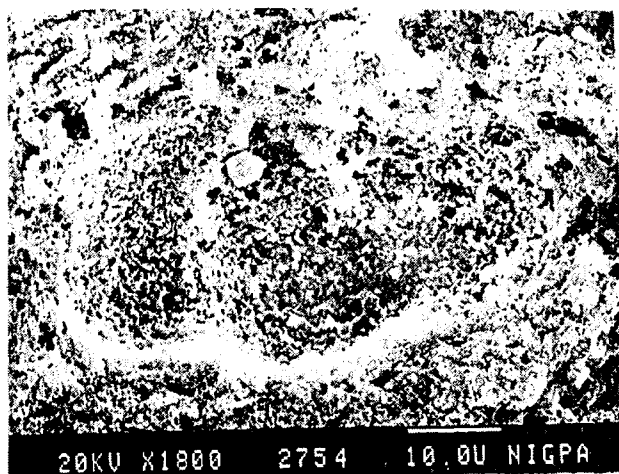


Рис. 25. То же, что на рис. 24.

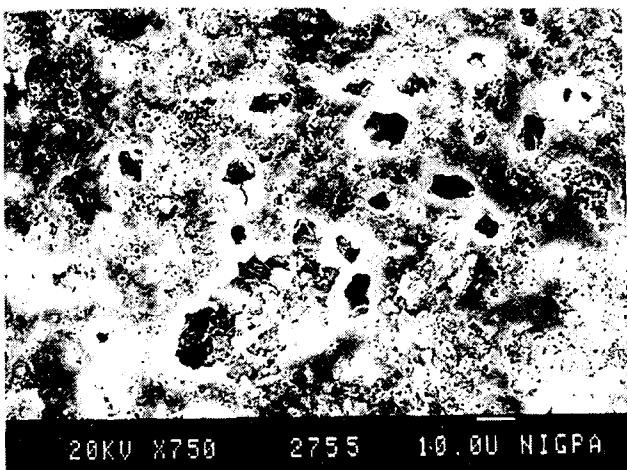


Рис. 26. То же, что на рис. 24.

ческие преобразования происходят в насыщенных океанической водой осадках (не подвергавшихся, видимо, осушению), т.е. они могут служить примером диагенеза в подводных обстановках. Поскольку в рассматриваемых условиях не может идти речь о метаморфизме, хотя степень преобразований достаточно велика, следует полагать, что диагенетические процессы в фосфатизированных планктонных осадках гайотов определяются, в основном, такими факторами, как взаимодействие океанической воды и минералов осадка, отчасти давлением весьма маломощной вышележащей толщи осадков. Общее направление диагенетических процессов характеризуется перекристаллизацией замещенных фосфатом биогенных структур, укреплению возникающих частиц в ультрамикроскопической области, растворением и выносом компонентов, в том числе и фосфора, а затем и "залечиванием" возникших пустот растворения, по-видимому, за счет дальнейшей раскристаллизации. В конечном виде первичное строение утрачивается полностью, что усложняет работу исследователя при выделении типов фосфоритов.

Наиболее важным следствием настоящего изучения следует считать то обстоятельство, что исходный для фосфатизации ил, видимо, был существенно фораминиферовым с подчиненным количеством кокколитофорид. Другие органические формы какой-либо важной роли не играли, хотя изредка и присутствуют. Следует отметить отсутствие признаков биотурбации в заметных объемах (значительные глубины отложения?), фекальных пеллет.

Итак, на гайоте ИОАН фосфатизировались именно планктонные нанофораминиферовые илы; их можно рассматривать как благоприятный объект для раннедиагенетической (как понятно сейчас) фосфатизации. При этом происходит исключительно "мягкое" замещение скелетных компонентов фосфатом с сохранением мельчайших деталей строения. Некоторые раковины заполнены окружающим матриксом, обычно также фосфатизированным; возможно это связано отчасти с уничтожением мягких тканей вну-

тренних частей раковин на ранних стадиях диагенеза. Естественно, имеет место и осаждение фосфата в поровом пространстве между органическими структурами, в том числе и внутри их.

Развитие позднедиагенетических процессов начиналось, вероятно, прежде всего в пространстве между раковинами фораминифер, где структурная и минеральная неоднородность из-за ультрамалых размеров кокколитофорид была более значительной; затем уже распространяется на раковины фораминифер. Явление растворения вели к усложнению состава поровых вод, но последние способствовали в дальнейшем залечиванию пустот, т.е. вторичная пористость является временным явлением. В конечном счете должна образоваться плотная, по сути ультратонкокристаллическая порода. Обломки более ранних фосфоритов, являющиеся инородным телом в брекчиях и переживших к тому же два этапа фосфатизации, наиболее яркий пример конечных продуктов диагенеза.

В заключение авторы считают своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность за исключительно оперативную и качественную помощь при выполнении исследований на СЭМ старшему инженеру лаборатории электронной микроскопии Нинкинского института геологии и палеонтологии АН КНР Юань Лю Пин.

Настоящая работа выполнена для 325 Проекта Международной программы геологической корреляции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. Микроструктуры океанских фосфоритов. Атлас микрофотографий. М.: Наука, 1979. 202 с.
2. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука. 1990. 229 с.
3. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железомарганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика)// Тихоокеан. геология. 1995. N 1. С.154-158.

Поступила в редакцию 10 января 1995г.

E. Y. Shkolnik, Tang Tianfu, Sue Yaosong, Yuo Qonglin

Electrone microscope study of phosphorites in IOAN Guyot, the West Pacific

Using scanning electron microscope we studied in detail the diagenetic transformations of phosphorites under sea conditions. These phosphorites were formed on planctonic carbonaceous muds of Cretaceous - Eocene age on IOAN Guyot of Magellan Mountains in the West Pacific. Some transformations of phosphorites have been traced from the least altered foraminifers composed predominantly of well-preserved shells (80-90% rock volume) and subordinate Coccolithophorida through partial dissolution of fossils, recrystallization, almost complete disappearance of them, filling of dissolution cavities, preservations of only "shady" structures, and conversion of groundmass into the aggregate of ultramicrobloc crystalline structure. Diagenetic recrystallization allows distinguishing varieties of phosphorites from sea mountains and indicates "soft" phosphoritization of exclusively biogenic muds when the finest details of the fossil structure are preserved.

ГЕОФИЗИКА

УДК 551.14 (571.66)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА КАМЧАТКИ

В.В. Мишин

Геолого-геофизическая партия Камчатгеология, г. Елизово Камчатской области

Изложена новая информация о строении верхней мантии и нижней коры, полученная по комплексу геофизических методов, включающему метод обменных волн землетрясений, магнитотеллурическое зондирование и гравиметрию. Обсуждаются принципы типизации земной коры, дано районирование переходной коры континентального типа, указаны особенности ее строения. В районе Шипунского полуострова выделен блок земной коры субконтинентального типа.

ВВЕДЕНИЕ

Основная информация о глубинном строении юга Камчатки получена выполненными в начале 70-х годов работами ГСЗ, при этом наиболее представительные материалы получены по наземно-морскому профилю. Построения по этому профилю неоднократно пересматривались, известно не менее 5-ти различных вариантов, что указывает как на сложность строения региона, так и на ограниченные возможности примененной методики. Во всех вариантах разрез представлен ограниченными глубинными разломами, крупными блоками с монотонным залеганием границ в пределах каждого из них. Тип земной коры определен как континентальный, но подчеркиваются существенные отличия от континентальной коры платформ и внутриконтинентальных подвижных поясов. Обычно употребляются термины "переходная кора континентального типа", "континентальная кора области современного вулканизма", при этом указывается на сложность ее строения, значительную раздробленность, связь с вулканизмом и сейсмичностью [2,5,7].

В результате комплексных геофизических исследований по региональному профилю г.Опала - р.Вахиль получены новые данные, которые позволяют более строго подойти к типизации земной коры и выявлению ее особенностей. Указанный профиль протяженностью 230 км (рис.1) отработан в 1990-94 гг. Елизовской геофизической экспедицией Камчатгеологии. Основной объем полевых работ выполнен под руководством безвременно ушедших из жизни П.М.Пономарева и Г.Пака. Кроме автора статьи, в интерпретации материалов участвовали С.П.Белоусов (обработка сейсмологической информации) и А.Г.Нурмухамедов (обработка и

интерпретация МТЗ). Магнитотеллурическое численное моделирование проведено д.г.-м.н. Ю.Ф.Морозом (Институт вулканологической геологии и геохимии ДВО РАН). Завершение работ на профиле в условиях экономического кризиса было

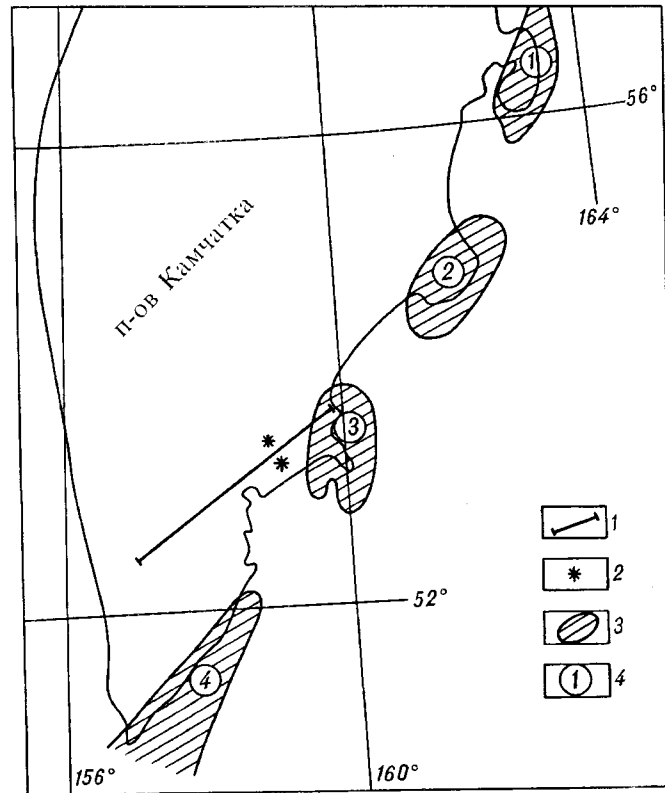


Рис.1. Обзорная карта

1 - региональный профиль г.Опала - р.Вахиль; 2 - Авачинская группа вулканов; 3 - Тихоокеанский аномальный район (по [1]); 4 - названия геррейнов (1 - Камчатского мыса, 2 - Кроноцкий, 3 - Шипунский; 4 - Прибрежный).

бы невозможным без энергичной поддержки руководства экспедиции (Л.М.Смирнов) и Камчатгеолкома (М.Г.Патока, Г.П.Декин).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые работы на профиле выполнены методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллургического зондирования (МТЗ). Сейсмологические исследования МОВЗ проведены низкочастотным аппаратным комплексом "Черепаша" по стандартной методике [14] при 3-х компонентной регистрации в 2-х азимутах. Шаг наблюдений 4-5 км, продолжительность стоянки 20 суток. Обработка материалов проведена на ЭВМ ЕС по разработанной в объединении "Узбекгеофизика" системе "Земля", включенной в систему обработки сейсморазведочных данных СПС-3. По каждой из стоянок принято в обработку от 8-ми до 23-х землетрясений. В результате получены временные разрезы обменных волн PS-P, оси синфазности которых соответствуют границам обмена. На временном разрезе повсеместно выделено от 3-х до 8-ми (обычно 4-6) границ обмена в интервале времени Δt_{ps-p} 0,3-8,0 с. Исключение составляет район Авачинской группы вулканов, где из-за пропуска в наблюдениях по верхней части разреза (до 3-х - 4-х с.) сейсмический материал не получен. Временной разрез трансформировался в глубинный по формуле Хазегава [14] на основе полученной по данным взрывной сейсмологии (многолетние наблюдения

методом проходящих волн на ряде стационарных пунктов) усредненной для района скоростной характеристики. При крайне слабой динамической выразительности границ обмена соответствующие основным разделам земной коры (Мохоровичича и Конрада) границы устанавливались с опорой на данные ГСЗ в точке пересечения профиля г.Опала - р.Вахиль с наземно-морским профилем. На глубинный разрез (рис.2) с профиля ГСЗ вынесены разделы М ($V_T=8,2$ км/с) и К ($V_T=7,9$ км/с), с этими разделами соотнесены ближайшие к ним протяженные границы обмена. За кровлю консолидированной коры принята первая сверху протяженная граница. Точность построения границ на глубинном разрезе оценивается ошибкой $\pm 10\%$ от глубины их залегания.

Геоэлектрические исследования методом МТЗ выполнялись с шагом 2,0-2,5 км станцией ЦЭС-2 в диапазоне периодов 0,1-1100 с. Компьютерная обработка проведена по алгоритму узкополосной математической фильтрации. Анализ кривых МТЗ, их искажений и полярных диаграмм, а также формирование семейств кривых зондирований выполнено по изложенной в работе [13] методике. Для изучения глубинного строения использовались регионально продольные кривые, а для исследования вулканогенно-осадочного чехла - поперечные. По поперечным кривым построена подошва вулканогенно-осадочного чехла сопротивлением 2-60 Ом · м., подстилаемого высокоомным основанием. Количественная интерпретация регионально продольных

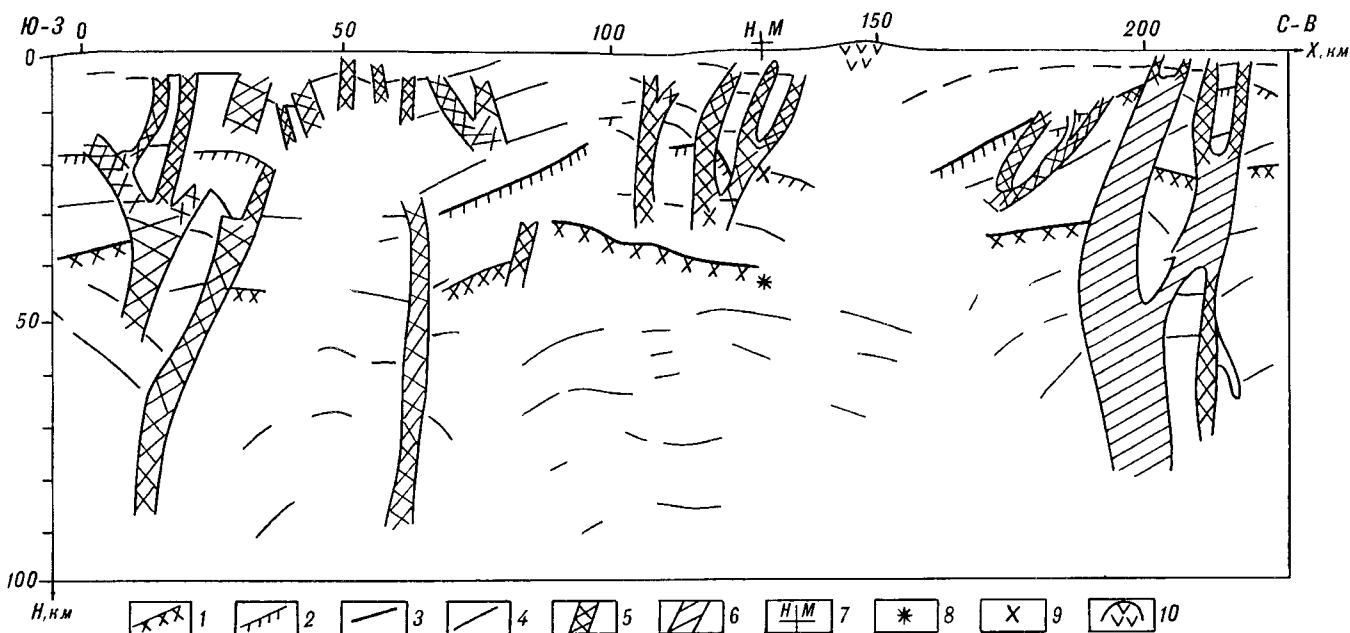


Рис.2. Глубинный сейсмический разрез по данным МОВЗ

Границы обмена: 1 - раздел Мохоровичича; 2 - раздел Конрада; 3 - кровля консолидированной коры; 4 - прочие; 5 - разломы; 6 - шовные зоны; 7 - пересечение с наземно-морским профилем ГСЗ, границы, вынесенные с профиля ГСЗ; 8 - раздел М; 9 - раздел К; 10 - Авачинская группа вулканов.

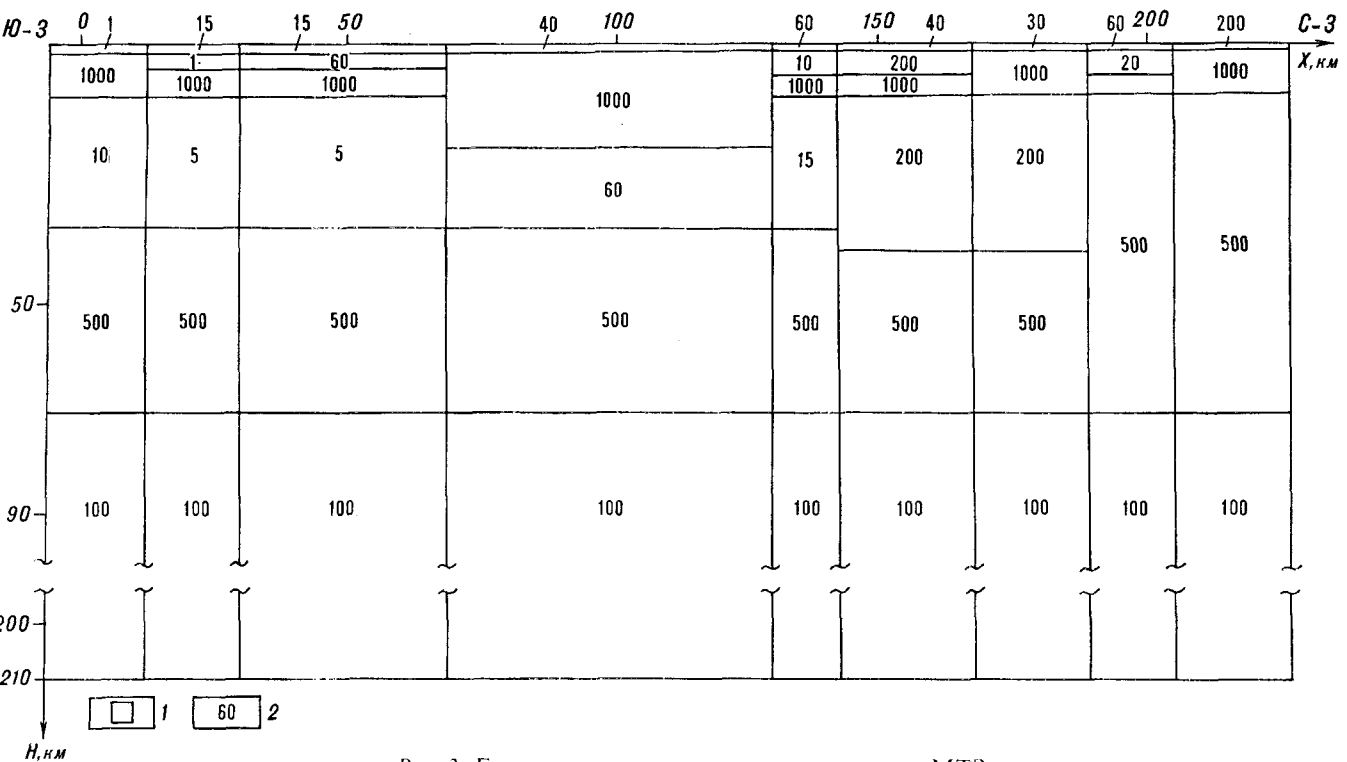


Рис. 3. Геоэлектрическая модель по данным МТЗ

1 - элементы аппроксимации модели; 2 - значения удельного электрического сопротивления [Ом · м]

кривых проведена путем двумерного численного моделирования при Н-поляризации поля. При этом значения удельных сопротивлений оценены на формализованной модели (рис.3) в довольно крупных элементах аппроксимации, соответствующих семействам кривых зондирования. В силу действия принципа эквивалентности ошибки в определении сопротивлений могут достигать первых сотен процентов, так что при моделировании уверенно определен лишь порядок этих величин.

По профилю проведено геоплотностное моделирование по методике В.И.Исаева [10]. Оно заключалось в решении обратной линейной задачи гравиметрии на основе полученной по сейсмическим данным геометрии основных границ и имеющихся представлений о плотности слоев литосферы. Для моделирования привлекались материалы среднemaштабных гравиметрических съемок, а для конст-

руирования обрамления профиля - геолого-геофизическая информация по сопредельным акваториям. Получение устойчивого решения свидетельствует, хотя бы в первом приближении, об отсутствии грубых ошибок в определении природы сейсмических границ. Выполненное моделирование позволило изучить материальное распределение плотности в элементах аппроксимации с горизонтальными размерами от 5-15 км в верхних частях земной коры, до 30-50 км в верхней мантии (рис.4); среднеквадратическая погрешность определения плотности оценивается в $\pm 0,05 \text{ г/см}^3$.

При составлении геолого-геофизического разреза (рис.5) основные границы построены по сейсмическим данным. Полученные при геоплотностном моделировании плотности (при отсутствии данных о латеральном распределении сейсмических скоростей) стали основой для заключений о вещественном соста-

Рис. 5. Геолого-геофизический разрез.

Границы (а - уверенные, б - предполагаемые): 1 - раздел М; 2 - раздел К; 3 - кровля консолидированной коры; 4 - кровля промежуточного комплекса. Верхняя мантия: 5 - преимущественно перидотитового состава; 6 - существенно эклогитового состава; 7 - аномальная разуплотненная; 8 - нижняя кора; 9 - разуплотненные части нижней коры; 10 - метаморфические толщи магматоморфического слоя; 11 - интрузивные массивы; 12 - промежуточный комплекс; 13 - вулканогенно-осадочный чехол; 14 - Авачинская группа вулканов; 15 - разломы верхнемантийного заложения; 16 - разломы нижнекорового заложения; 17 - участки частичного плавления вещества; 18 - флюидонасыщенные зоны. Границы блоков земной коры: 19 - континентального типа (а - с преобладанием верхней коры, б - с равным развитием верхней и нижней кор, в - с преобладанием нижней коры); 20 - субконтинентального типа; 21 - название блоков земной коры (1 - Опазинский, 2 - Халзанский, 3 - Елизовский, 4 - Жувановский, 5 - Островской, 6 - Шипунский).

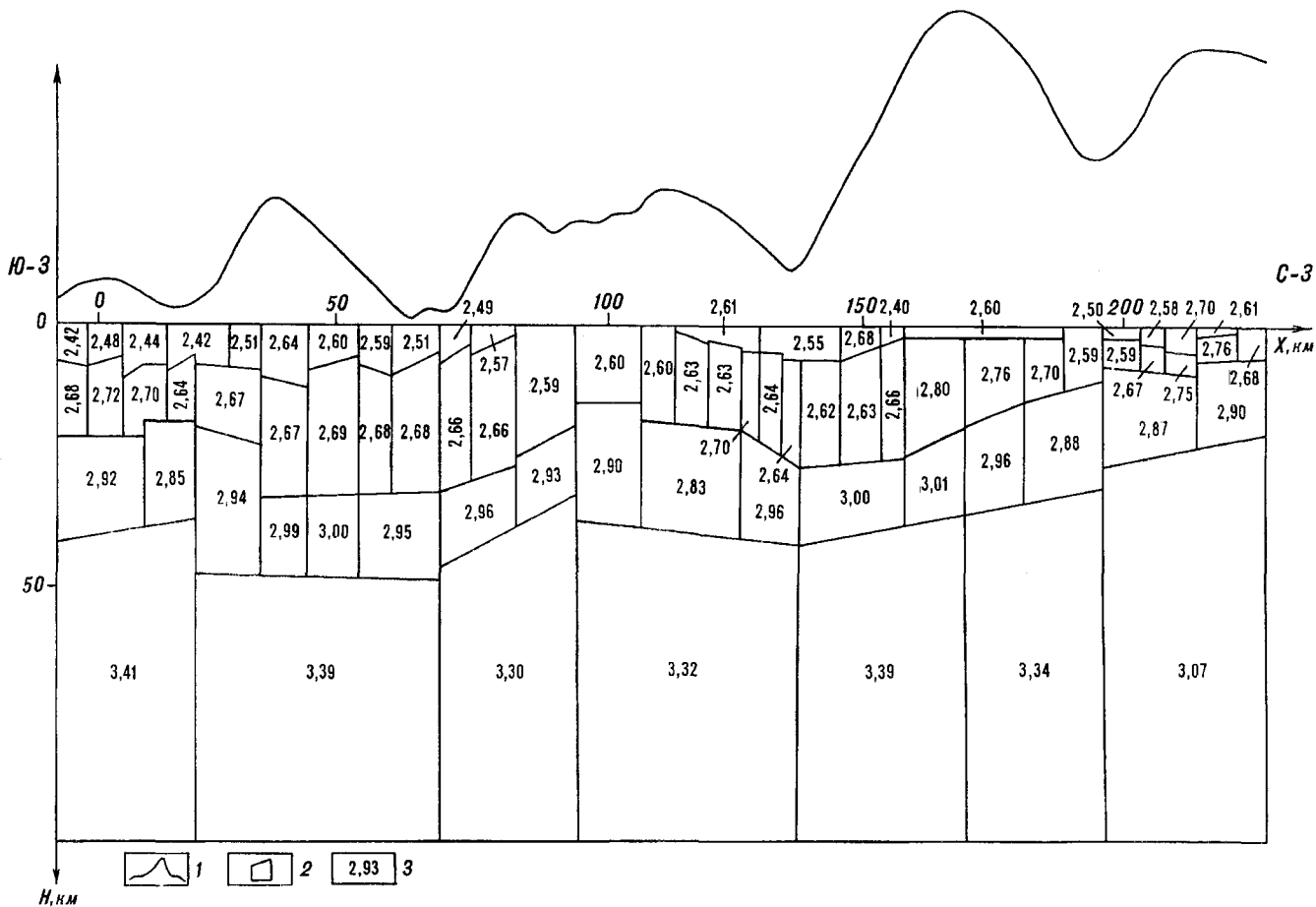
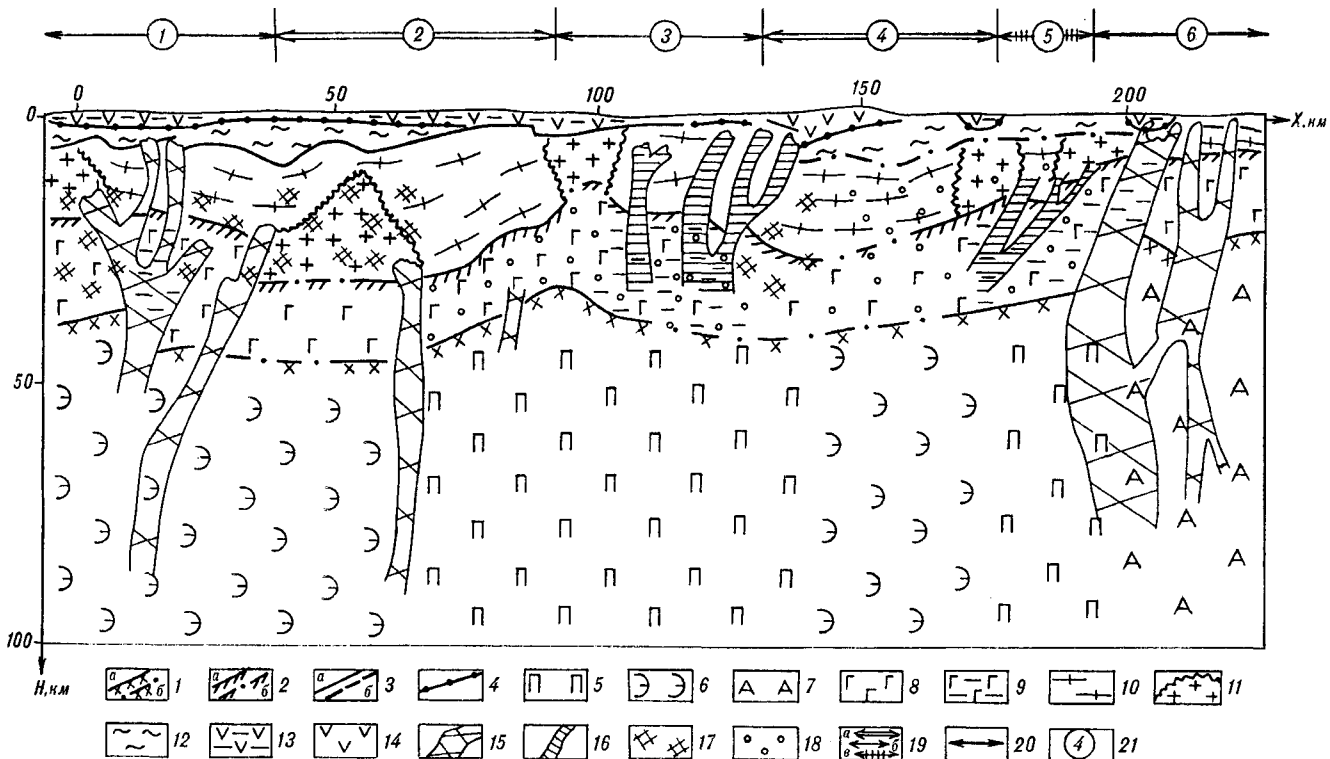


Рис. 4. Геоплотностная модель

1 - график осредненного гравитационного поля; 2 - элементы аппроксимации разреза; 3 - значения плотности [г/см³].



ве верхней мантии и слоев земной коры, а оцененный по данным МТЗ порядок величин удельных сопротивлений позволил судить о фазовом состоянии и флюидонасыщенности недр. Кроме того, на качественном уровне использовались материалы геологической и аэромагнитной съемок. Глубинность исследования составила около 100 км, что обусловлено прослеживаемостью границ обмена в МОВЗ.

ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ

Изученная часть верхней мантии (от раздела М до глубины 100 км) по данным выполненного исследования в основной своей массе находится в фазовом состоянии гвердого тела. На это указывают наличие 2-х - 3-х границ обмена и достаточно высокие (500 Ом·м) значения удельного сопротивления. По интегральной оценке МТЗ частичное плавление вещества возможно начиная с глубины 70 км, где сопротивления понижаются до 100 Ом·м. Прекращение прослеживания границ обмена наблюдается обычно на глубинах 85-100 км, а под Авачинской группой вулканов и у г.Опала на глубинах 55-70 км.

В пределах профиля отмечена значительная дифференциация верхней мантии по плотности. В центральной части профиля плотность составляет 3,30-3,34 г/см³, что соответствует мантии перидотитового состава. Под Авачинской группой вулканов, а также в юго-западной части профиля выявлены высокие (3,40 г/см³) значения плотности, которые указывают на существенно эклогитовый состав мантии. По Рингвуду [15] образование эклогитов обусловлено метаморфизмом перидотитов при высоких давлениях. Такие давления возникают, в частности, в процессе субдукции в сейсмофокальных зонах.

При рассмотрении выделенной в районе Авачинской группы вулканов зоны эклогитизации верхов мантии оказалось, что она соответствует глубинам в 100-150 км до центральной плоскости современной сейсмофокальной зоны. Можно говорить о соответствии зоны эклогитизации и сейсмофокальной зоны с учетом мощности последней и ее раструбообразному расширению кверху. Мы использовали приведенные в работе [5] данные Р.З.Тараканова по морфологии современной сейсмофокальной зоны. Вторая зона предполагаемой эклогитизации (юго-западная часть профиля) совпадает с Ункановичским блоком Ирунейской вулканической дуги сантон-кампанского возраста, выделенной С.Е.Апрелковым [1], который считает эту дугу индикатором палеозоны Беньофа. Приведенных данных, на наш взгляд, достаточно для того, чтобы считать эклогитовую природу выявленных зон повышенной плотности верхней мантии и их связь с современной и древней сейсмофокальными зонами весьма вероятной.

В северо-восточной части профиля получена аномально низкая плотность - 3,07 г/см³. В выполненном А.П.Тарковым [17] обобщении физических характеристик основных типов геоструктур показано, что подобные плотности характерны только для областей неотектонической активизации (типа современных рифтов), горных гряд срединно-океанических хребтов и островных дуг. Последний вариант представляется наиболее вероятным, исходя не только из общей тектонической позиции региона, но и, как будет показано ниже, из конкретных данных по типу и строению земной коры.

НИЖНЯЯ КОРА

Строение земной коры охарактеризовано морфологией основных разделов М и К и физическими свойствами разделяемых ими толщ. Раздел К отделяет нижнюю кору от верхней. В прежней, выходящей из употребления, терминологии нижняя кора соответствует так называемому "базальтовому" слою [3,11,12].

Мощность земной коры на исследованной относительно небольшой территории меняется в широких пределах - от 20 до 45 км. Рельеф раздела М, наряду с элементами блокового строения, характеризуется обширной антиформой амплитудой до 15 км в центральной части профиля. Глубины залегания раздела К, характеризующие мощность верхней коры, изменяются от 5 до 30 км.

Раздел К в общих чертах повторяет поведение раздела М, отличаясь от последнего большей раздробленностью. Мощность нижней коры меняется от 15 до 30 км, на большей части профиля она колеблется около величины 20 км. Сокращения мощности характерны как для наиболее поднятых, так и наиболее опущенных частей нижней коры, а ее разрастания - для приразломных зон.

Нижняя кора существенно отличается от выше- и нижележащих толщ по данным всех трех примененных геофизических методов. По материалам МОВЗ нижняя кора отличается редкими границами обмена или их полным отсутствием. Геоплотностное моделирование дает среднюю плотность нижней коры 2,93 г/см³ против 2,68 г/см³ в перекрывающих частях верхней коры и 3,37 г/см³ в подстилающей мантии. Если низы верхней коры имеют сопротивление порядка 1000 Ом·м (проводящие слои имеют здесь локальное распространение), а верхи мантии - 500 Ом·м, то нижняя кора характеризуется значительной дифференциацией по значениям сопротивлений (от 5 до 500 Ом·м). Относительно проводящие (60-200 Ом·м) слои занимают здесь столь большие объемы, что их следует относить скорее к региональным, чем к локальным неоднородностям.

При среднем значении $2,93 \text{ г/см}^3$ с дисперсией $+0,06 \text{ г/см}^3$ плотности в нижней коре меняются от $2,83$ до $3,01 \text{ г/см}^3$. Такие значения соответствуют плотности основных пород типа габбро. Участки пониженной плотности строго приурочены к рассекающим нижнюю кору разломам.

По электрическому сопротивлению нижняя кора в юго-западной части профиля и на его северо-восточном окончании не отличаются от верхов мантии, что указывает на ее твердотелое состояние. На юго-западе и под Авачинской группой вулканов нижнюю кору захватывают распространенные в верхней коре локальные проводящие ($5-15 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) объекты, связываемые [13] с частичным плавлением вещества. Наблюдаемые на значительной части профиля изменения сопротивления до значений $60-200 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ не поддаются удовлетворительным объяснениям с точки зрения фазовых переходов или вещественного состава. Наиболее приемлемы здесь развиваемые Л.Л.Ваньяном представления о связи электропроводности недр с их флюидонасыщенностью. Указанные сопротивления, вероятно, обусловлены присутствием высокоминерализованных растворов в докритическом или надкритическом состоянии, образовавшихся в результате дегидратации породообразующих минералов [4,13]. Очевидна связь зон предполагаемой флюидонасыщенности с разломами нижнекорового заложения. К северо-востоку от Авачинской группы вулканов флюидонасыщенная зона охватывает и значительные объемы в верхней коре, что указывает на возможную циркуляцию высокоминерализованных растворов между этими частями земной коры.

СЛОИ ВЕРХНЕЙ КОРЫ

Строение верхней коры, заключенной между дневной поверхностью и разделом К, по материалам региональных геофизических исследований требует специального рассмотрения в связи с тектоническим районированием территории. Ниже приведены только имеющие значения для типизации земной коры сведения о расчленении разреза верхней коры.

Общепринятым считается разделение верхней коры на осадочный (вулканогенно-осадочный) и гранито-метаморфический слои. Так как последний слой включает магматические породы разнообразного состава, будем, следуя Н.Я.Кунину [12], называть его магмаметаморфическим. К магмаметаморфическому слою отнесена часть разреза, ограниченная кровлей консолидированной коры и разделом К. По геофизическим данным в магмаметаморфическом слое преобладают сланцево-гнейсовые толщи, прорванные интрузивными массивами гранитоидного, гранодиоритового и габброидного состава. Гранодиоритовые массивы юго-западной части

профиля находятся в состоянии частичного плавления вещества. При сопоставлении с данными геологической съемки [6] магмаметаморфический слой соотносится с известными в Срединном и Ганальском выступах выходами доверхнемеловых пород.

Вулканогенно-осадочный чехол Камчатки имеет кайнозойский возраст. Между подошвой вулканогенно-осадочного чехла и кровлей консолидированной коры на разрезах образовался слой мощностью $4-5$, местами до 10 км , который нельзя отнести ни к вулканогенно-осадочному чехлу, ни к магмаметаморфическому слою. Сопоставление с геологическими данными показывает, что этот слой сложен породами верхнемелового возраста различной формационной принадлежности. По своей литологии и положению в разрезе верхнемеловые образования имеют все признаки промежуточного (между фундаментом и чехлом) комплекса.

Таким образом, верхняя кора в нашем случае состоит из доверхнемелового магмаметаморфического слоя, верхнемелового промежуточного комплекса и кайнозойского вулканогенно-осадочного чехла. Основную часть разреза занимает магмаметаморфический слой.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Глубинные разломы устанавливались по данным МОВЗ с использованием ряда признаков, главным из которых следует считать прекращение корреляций соответствующих границам обмена волн PS-P. По глубине заложения разломы четко делятся на верхнемантийные и нижнекоровые.

На профиле установлены две крупные системы разломов верхнемантийного заложения. Первая система начинается в юго-западной части профиля с двух близко расположенных разломов. Первый из них заложен в верхах мантии, смещает раздел М (северо-восточное крыло опущено с амплитудой около 10 км), ветвится в нижней коре (уменьшение плотности нижней коры указывает на ее изменения в зоне разлома), разбивает раздел К на ряд мелких блоков и продолжается на всю мощность верхней коры. Второй разлом прослежен в верхней мантии на глубину 80 км , рассекает раздел М без заметного смещения, смещает раздел К с амплитудой около 10 км и затухает в низах верхней коры. Между двумя описанными разломами происходит увеличение мощности нижней коры почти до 30 км против $15-20 \text{ км}$ в соседних блоках. Следующий разлом этой системы отмечен в 40 км северо-восточнее, он прослеживается от самых низов изученной части верхней мантии до низов верхней коры. Раздел М этот разлом смещает с незначительной амплитудой, раздел К рвет без смещения. Ярко выражена разграничительная роль разлома: он

разделяет блоки мантии эколгитового и перидотитового состава, а также зоны неизменной нижней коры и предполагаемой ее насыщенности высокоминерализованными растворами, северо-восточнее разлома начинается воздымание разделов М и К. К данной системе разломов приурочены локальные проводящие объекты в коре, объясняемые частичным плавлением вещества. Сопоставление описанных разломов с гравитационным полем дает основание предполагать, что все они являются оперениями одного глубинного разлома глобального значения, называемого в отдельных публикациях [16] Главным Камчатским глубинным разломом.

Вторая система разломов верхнемантийного заложения ограничивает блок аномальной мантии в районе Шипунского полуострова. На профиле она представлена крупным разломом, прослеживаемым начиная с глубины 80 км, который более чем на 10 км смещает раздел М, рвет без видимого смещения раздел К (мощность нижней коры к северо-востоку от разлома уменьшается до 15 км) и проникает в низы верхней коры. К основному разлому в 10 км северо-восточнее примыкает еще один разлом, который незначительно смещает раздел М и, раздваиваясь в нижней коре, разбивает раздел К на мелкие блоки. Эта система отличается от описанной ранее: в сейсмической записи данные разломы выражаются не отсутствием границ обмена, а хаотическим расположением малопротяженных площадок. К данным разломам не приурочены проводящие объекты, и нет никаких других доказательств поступления тепла и флюидов снизу вверх.

На профиле установлены также две системы разломов нижнекорового заложения. Первая из них расположена в центральной части профиля, она приурочена к поднятию нижней коры с разрастанием ее мощности. Система представлена двумя субвертикальными разломами, которые разветвляясь проникают почти на всю мощность верхней коры. Вторая система установлена к северо-востоку от Авачинской группы вулканов. Эта система имеет наклонную поверхность сместителей. Возникнув в низах нижней коры как единый разлом, она ветвится на три разлома, рвет с вертикальным смещением раздел К на мелкие блоки и затухает в низах верхней коры. Обе системы разломов отмечаются разуплотнениями нижней коры. Ранее указывалось на связь зон предполагаемой флюидонасыщенности с этими разломами.

ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Типизацию земной коры можно считать центральным вопросом изучения глубинного строения. К выделению типов земной коры существует несколько подходов. Наиболее распространенный из них можно назвать морфологическим - в его основе лежит наличие или отсутствие отдельных слоев коры и их

общая мощность. Основными типами являются континентальный и океанический. И.П.Косминская [8] выделила два промежуточных типа - субконтинентальный и субокеанический. Деление земной коры на эти 4 типа получило широкое признание. Кроме того, при типизации обычно используются средние скорости сейсмических волн, которые в первом приближении характеризуют вещественный состав.

Дальнейшее развитие этой типизации дали В.В.Белоусов и Н.И.Павленкова [3], которые выделили 19 подтипов, сведенные в 6 типов объединенных в 3 группы (континентальная, переходная и океаническая кора). В основу выделения типов и подтипов положены полуколичественные оценки мощности коры и характеризующих ее сейсмических скоростей. Так, например, выделяются толстая низкоскоростная континентальная кора, тонкая высокоскоростная переходная кора и г.п. Такая типизация не получила большого распространения, видимо, из-за ее излишней дробности и относительности оценок вида "толстая-нормальная-тонкая", "высокоскоростная-нормальная-низкоскоростная".

Многообещающим представляются попытки совместной типизации земной коры и верхней мантии, т.е. типизации литосферы. Такой подход привел А.Брюна [8] к выделению различных типов коромантийных блоков, образованных сочетанием двух типов коры (континентальная и океаническая) и двух типов мантии (стабильная и нестабильная). Заметим, что выделение нестабильной мантии основано на латеральной дифференциации сейсмических скоростей и наличии ярко выраженного волновода, т.е. требует высококачественных сейсмических материалов по верхней мантии на значительную глубину.

На основе парадигмы тектоники плит даются генетические классификации земной коры. Р.М. Деменицкая [8] выделяет конструктивный (геодинамическая обстановка спрединга), деструктивно-конструктивный (субдукция), пассивно-конструктивный (коллизия) и консервативный (внутриплитные обстановки континентов) типы. Для интерпретации геофизических материалов эта классификация оказывается непригодной, так как тип земной коры в "геофизическом смысле" используется здесь как один из многих (одиннадцатый по счету у Р.М.Деменицкой) признаков.

Критически рассмотрев возможные варианты, мы остановились на ставшей уже классической классификации И.П.Косминской, включающей в себя континентальный, океанический, субконтинентальный и субокеанический типы.

Знакомство с многочисленными работами по установлению типа земной коры вызывает одно существенное замечание. В этих работах большую роль играют данные о мощностях и составе верхних

Морфологические параметры типов земной коры

Тип земной коры по И.П.Косминской	Мощность земной коры (км)	Соотношение мощностей верхней и нижней коры
Континентальный	20-70	Преобладание верхней коры, либо равное развитие верхней и нижней кор
Субконтинентальный	15-35	Преобладание нижней коры
Океанический	5-20	Абсолютное преобладание нижней коры
Субокеанический	10-30	Преобладание верхней коры, либо равное развитие верхней и нижней кор

слоев земной коры - осадочного и магматоморфического ("гранитно-метаморфического"), которые по Ю.А.Косыгину и являются предметом геологии вообще и тектоники в частности. Если считать главной целью региональных геофизических исследований выявление связей между глубинным строением и геологическими структурами, то методологически правильнее использовать независимые друг от друга данные по этим двум объектам изучения. Это тем более актуально для континентальных окраин, где выделение слоев верхней коры нередко теряет характерную для континентов однозначность (например, весьма противоречивы данные о составе и характере выпадения из разреза магматоморфического слоя в зоне перехода от континентальной коры к океанической).

Выполнив своего рода эксперимент на основе опубликованных по различным регионам сводных данных, мы пришли к выводу, что данных по морфологии разделов М и К вполне достаточно для определения типа земной коры в классификации И.П.Косминской. При этом в основе типизации земной коры положены ее общая мощность и соотношение мощностей верхней коры и нижней коры, отделяемых друг от друга разделом Кондара. Перевод классификации И.П.Косминской на язык этих параметров привел к изложенным в таблице результатам.

Обычно там, где различные типы земной коры перекрываются по значениям ее мощности, они отличаются соотношением мощностей верхней и нижней кор, а там, где значения второго параметра близки, мощности земной коры резко отличаются. Интервалы неопределенности невелики, а если отбросить редкие крайние значения мощности земной коры, то ее типизация становится практически однозначной. Кроме того, различные соотношения мощностей верхней и нижней кор открывают пути к

достаточно объективному районированию земной коры, по крайней мере, в пределах континентального и субокеанического типов. Для каждого из них можно выделить по 2 подтипа земной коры: 1 - с преобладанием верхней коры, и 2 - с равным развитием верхней и нижней кор.

ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Из полученных на профиле данных (рис.5) следует, что большая часть изученной территории имеет мощности земной коры 35-45 км и характеризуется чередованием зон равного развития верхней и нижней кор и зон преобладания верхней коры. За равное развитие мы принимаем доли любой из этих двух частей земной коры в 40-60% общей мощности ее разреза. Таким образом, тип земной коры здесь однозначно определяется как континентальный. Результаты выполненного исследования позволяют указать на следующие главные особенности переходной коры континентального типа (ее также можно назвать, объединяя генетическую классификацию Р.М.Деменицкой и морфологическую классификацию И.П.Косминской, деструктивно-конструктивной корой континентального типа):

1. Резкие изменения мощности земной коры и частое чередование зон равного развития верхней и нижней кор и зон преобладания в разрезе верхней коры в пределах ограниченных площадей (десятки и первые сотни км).

2. Активные геодинамические процессы в нижней коре, обусловившие частичное плавление вещества, обширные флюидонасыщенные зоны, локальные разуплотнения (согласно [8] дегидратация и локальные разуплотнения относятся к характерным особенностям деструктивно-конструктивной коры), резкие локальные изменения ее мощности.

3. Присутствие в подстилающей верхней мантии перидотитового состава относительно узких (первые

десятки км) линейных зон эклогитизации, связанных с современной и древними сейсмофокальными зонами.

Из обширной литературы о глубинном строении платформ и внутриконтинентальных подвижных поясов с корой континентального типа нам ничего не известно о подобных особенностях ее строения. Напротив, по имеющимся данным, "классическая" континентальная кора имеет во многом противоположные свойства. Разумеется, сделанные выводы не могут претендовать на исчерпанность и далекие обобщения, так как они получены на относительно небольшой территории и по ограниченной в своих возможностях методике.

Пересеченная профилем территория оказалась дифференцированной по соотношению мощностей верхней и нижней кор. По этому критерию выделен ряд блоков земной коры, ограниченных глубинными разломами и флексуобразными перегибами основных разделов. К первому подтипу (с преобладанием в разрезе верхней коры) отнесены Халзанский и Жупановский блоки, они соответствуют возрастанию мощностей земной коры. К этим блокам приурочены зоны существенно эклогитового состава мантии, а также палеовулканические (Ирунейская дуга) и современные (Авачинская группа вулканов) вулканические проявления в верхней коре. Второй подтип (с равным развитием верхней и нижней кор) имеют Опалинский и Елизовский блоки, они соответствуют гипсометрически наиболее поднятым участкам земной коры. Островской блок земной коры представлен узкой (16 км) полосой, зажатой между двумя системами глубинных разломов. Этот блок является аномальным для континентального типа, в его разрезе преобладает нижняя кора, однако, и к субконтинентальному типу он также не подходит из-за повышенной (35-40 км) мощности земной коры. Соотношение выделенных блоков и тектонических структур требует специального рассмотрения. Тем не менее, определенная связь указанных блоков с особенностями строения верхней коры, а, следовательно, и с тектоническими структурами, очевидна уже на геолого-геофизическом разрезе.

Субконтинентальный тип земной коры установлен на северо-восточном окончании профиля, где выделен Шипунский блок. На субконтинентальный тип однозначно указывают малые (20-25 км) мощности земной коры и преобладание в разрезе нижней коры над верхней. Из структур переходной зоны субконтинентальный тип земной коры имеют прежде всего островные дуги. Выше описан выделенный здесь же блок аномальной мантии с характерной для островных дуг плотностью 3.07 г/см^3 . Шипунский блок отличается от остальной части профиля и по строению нижней коры. Здесь нет и намека на частичное плавление вещества, флюидонасыщенные зоны и

резкие изменения мощности. Уже указывалось, что ограничивающая Шипунский блок система глубинных разломов, прослеженная от мантии до верхней коры, по своему внутреннему строению более подходит на шовную зону, чем на обычную зону глубинного разлома. Из сказанного следует, что Шипунский блок имеет все признаки террейна (ксеноблока, чужеродного блока).

Шипунский блок занимает одноименный полуостров (рис. 1), который наряду с полуостровами Камчатского мыса и Кроноцким относится к полуостровам Восточного побережья Камчатки. Исследованиями Геологического института РАН установлено [9], что два последних полуострова являются террейнами. Такой вывод основан на отличиях в стратиграфии, литологии и строении меловых образований этих полуостровов и остальной территории Восточной Камчатки. Данные о глубинном строении этих двух террейнов, к сожалению, отсутствуют. Шипунский террейн, напротив, выделен исключительно по геофизическим данным о глубинном строении, так как по материалам геологической съемки он не обособляется от сопредельной территории. Такое различие, вероятно, указывает на разновременность приращения этих террейнов. В то же время, все три указанных террейна, а также узкая полоса на крайнем юге Восточного побережья Камчатки имеют очень специфический характер гравитационного поля, что позволило С.Е.Апрелкову и О.Н.Ольшанской [1] объединить их в так называемый Тихоокеанский аномальный район. Очевидно, гравитационное поле отражает сходство глубинного строения всех этих структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Примененная на региональном профиле г.Опала-р.Вахиль методика комплексных геофизических исследований вряд ли конкурентно-способна в сравнении с современными методами изучения земной коры отраженными волнами (СОСОРР, ГСЗ-ОГТ, ОГТ-ЦЛ) Однако, высокая стоимость этих более эффективных методов не дает надежды на их применение в Камчатском регионе в обозримом будущем. Вместе с тем, примененная методика по своей информативности по крайней мере не уступает ГСЗ прошлых лет и позволяет получить существенно новую информацию о глубинном строении. Это дает основание рекомендовать продолжение комплексных геофизических исследований по региональным профилям на ближайшие годы.

ЛИТЕРАТУРА

- 1.Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным. // Тихоокеан. геология. 1989. С.53-66.

2. Балеста С.Т., Гонтовая Л.И. Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в район Камчатки. // Вулканология и сейсмология, 1985. N 2. С.83-90.
3. Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Недра, 1989.
4. Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Электропроводность и флюидонасыщенность земной коры. // Астеносфера по комплексу геофизических методов. Киев: Наукова думка, 1988. С.20-24.
5. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. Под ред. К.Ф.Сергеева, М.Л.Красного. Л.: ВСЕГЕИ, 1987
6. Геология СССР. Том XXXI. Под ред. Г.М.Власова. М.: Недра, 1964.
7. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. Под ред. А.А.Попова, Г.С.Гинзбиденко. М.: Наука, 1978.
8. Деменшкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975.
9. Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 2. М.: Недра, 1990.
10. Исаев В.И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары -Мухто (Северный Сахалин) // Тихоокеан. геология, 1983. N 1. С.107-112.
11. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1988.
12. Кунин А.Я. Строение литосферы континентов и океанов. М.: Недра, 1989.
13. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991.
14. Померанцева И.В., Мозжечко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой "Земля". М.: Недра, 1977.
15. Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии. // Наука о Земле. Том.43. Земная кора и верхняя мантия. М., 1972. С.7-26.
16. Смирнов Л.М. Тектоника Западной Камчатки. // Геотектоника, 1971. N 3. С.104-117.
17. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. Под ред. Н.Б.Доргман. М.: Недра, 1976.

Поступила в редакцию 11 декабря 1992г.

V.V.Mishin

Deep structure and types of earth's crust in Kamchatka's south

There is given an account of new information about the structure of the upper mantle and lower crust obtained by a complex of geophysical methods including the method of converted waves of earthquakes, magnetotelluric sounding and gravimetry. Also, the principles of crustal type designs are discussed, zoning of continental-type earth's crust is presented, and the features of its structure are shown. A block of subcontinental-type earth's crust is distinguished in the Shipunsky peninsula area.

СИЛЬНОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ НА ЮГЕ ЯКУТИИ 20 (21).04.1989 г.

В.В.Николаев *, Р.М.Семенов *, Б.М. Козьмин **, В.С. Имяев **

*Институт земной коры СО РАН; **Якутский институт геологических наук СО РАН

Это оригинальное сейсмическое событие произошло на участке сочленения Байкальской рифтовой и Становой сейсмоактивных зон в пределах юго-западной окраины Алданского щита на глубине 27 км, что, в целом, не типично для данной территории. Ранее здесь вероятные очаговые зоны землетрясений с такой интенсивностью не выделялись, что может существенно повлиять на выделение районов с различной сейсмической опасностью. Область, охваченная сотрясениями, составила более 1,2 млн. кв. км. На фоне закономерного спадания балльности с увеличением расстояния от очага землетрясения наблюдалось незакономерное, но вполне объяснимое увеличение сотрясений на 1-2 балла.

20 апреля 1989 года в 22 час. 59 мин. 55 сек. по Гринвичу сейсмическими станциями зарегистрировано сильное землетрясение с координатами эпицентра 57,17 с.ш., 122,31 в.д., имеющего следующие параметры: $M_LH=6,6$; $h=27 \pm 5$ км; $K=16,5$; $I_0=7-8$ баллов, которое охватило значительную площадь Якутии, Северного Приамурья и Забайкалья. Сотрясениям подверглись города Якутск, Благовещенск, Чита и большое количество других населенных пунктов, расположенных между ними.

Это не столь уж редкое событие для данной территории (последнее сильное землетрясение в этом районе произошло 18.01.1967 г. с $M=7,0$), оказалось наиболее интересным как по характеру распространения сейсмических сотрясений из очаговой зоны, так и по геолого-тектоническим условиям проявления землетрясения. Ранее в эпицентральной зоне никаких сейсмогенерирующих структур не выделялось, хотя в целом он находится в пределах активных сейсмических воздействий - 8 баллов [6].

Вслед за главным сейсмическим событием последовала серия сильных афтершоков, также ощущавшихся на значительных расстояниях от их

эпицентров. Учитывая погрешность в определениях координат (± 10 км), можно считать, что все они локализованы в одном месте - на правом берегу р. Олекмы в бассейне ее правого притока р. Тунгурчи (таблица, рис. 1).

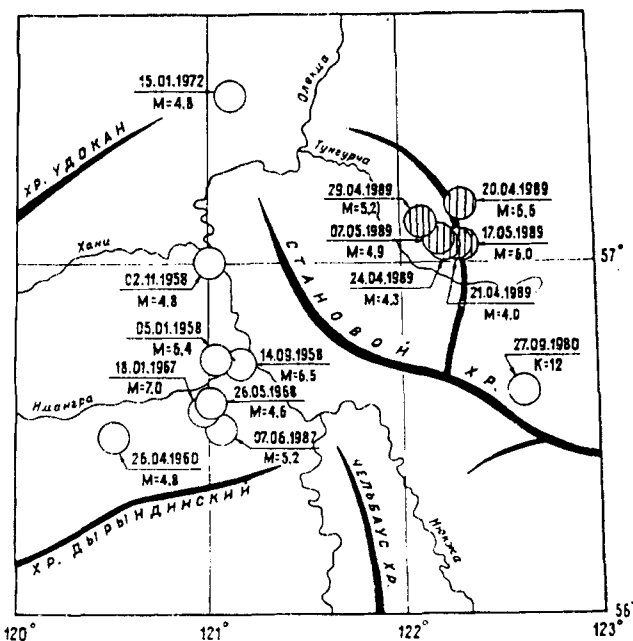


Рис. 1. Схема эпицентров сильных землетрясений в бассейне Средней Олекмы (с указанием даты и магнитуды).

По материалам: Новый каталог... 1977; Землетрясения 1978-1989. Заштрихованные кружки - южноякутская серия.

Таблица

Исходные данные по Южно-Якутскому землетрясению и его основным афтершокам

NN	Дата	час. мин. сек.	с. ш.	в. д.	h, км	M_LH
пп	1989 г.					
1.	20.04	22 59 55	57,17	122,31	27	6,6
2.	24.04	01 34 01	57,05	122,24	23	4,3
3.	29.04	06 25 40	57,11	122,14	34	5,2
4.	07.05	16 28 06	57,11	122,18	34	4,9
5.	17.05	05 04 38	57,09	122,25	17	6,0

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Эпицентральной зона землетрясения тяготеет к тектоническому контакту между древнеархейским пенгским комплексом, представляющим собой центральную часть Алданского щита, и Олекминской

ветвью позднеархейской складчатости. Последняя, вместе со Становой ветвью позднеархейской складчатости, образует конформное структурное обрамление центральной части щита (рис.2).

Значительное влияние на формирование структурного плана рассматриваемой территории оказал мезозойский тектоно-магматический этап, который проявился здесь в виде отголоска мощных геосинклинальных процессов в Монголо-Охотской складчатой области [3,9,12,22]. Накопление мезозойских континентальных отложений происходило в системе предстанового (Южно-Якутского) прогиба, в изолированных грабенах и грабен-синклиналях, а также на участках дальнейшего прогибания нижнепалеозойских депрессий: Чульманский прогиб, Ханьинский, грабены, Верхнекаларская и Верхнеалданская впадины, Апсатское поле юры. Конечный этап формирования этих структур происходил в условиях регионального субмеридионального сжатия, о чем свидетельствует складчатый рисунок осадочных толщ и контролирующие их надвиги и взбросы [29,30].

Позднемезозойский этап тектогенеза сменился периодом длительного мел-палеогенового выравнивания рельефа в относительно спокойной и стабильной тектонической обстановке [18,31]. К концу этой эпохи сформировался единый денудационный уровень, который при всех дальнейших построениях карт неотектонического профиля принимается за маркирующий горизонт.

Неотектонический этап формирования структуры региона знаменовался увеличением амплитуд поднятий и прогибания, что сопровождалось появ-

лением грубозернистых фаций вплоть до конгломератов в низах миоценовых толщ Нижне-Алданской впадины (севернее рассматриваемой территории). По мнению В.М.Пиотровского [23], амплитуда поднятий в этот кратковременный этап активизации (миоцен-плиоцен) неоген-четвертичных движений составила третью часть от суммарных деформаций. Эта фаза тектогенеза завершилась либо к концу миоцена [31], либо к эоплейстоцену. На рассматриваемой территории продолжал сохраняться выровненный рельеф с участками низкогорных слабо выраженных массивов.

Интенсивные неотектонические движения в плиоцен-четвертичный этап активизации привели к образованию основных морфоструктур рассматриваемой территории и обновлению древних разрывных нарушений.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Алданский древнеархейский литоплент с запада и юга ограничен коровомантийными разломами меридионального и субширотного простираний. Согласно им ориентированы большинство разрывных нарушений, развитых в складчатых комплексах Олекминской и Становой ветвей позднеархейского перилитоплинтового этапа складкообразования. Среди них главенствующая роль принадлежит Становому краевому шву (см.рис.2).

Становой разлом - это региональный тектонический линеймент, протяженностью около 1100 км, который с юга ограничивает Алданский щит. Для него типичны все признаки, характерные для глубинных долгоживущих структурных швов: разновозрастная магматическая деятельность, мощные, до нескольких

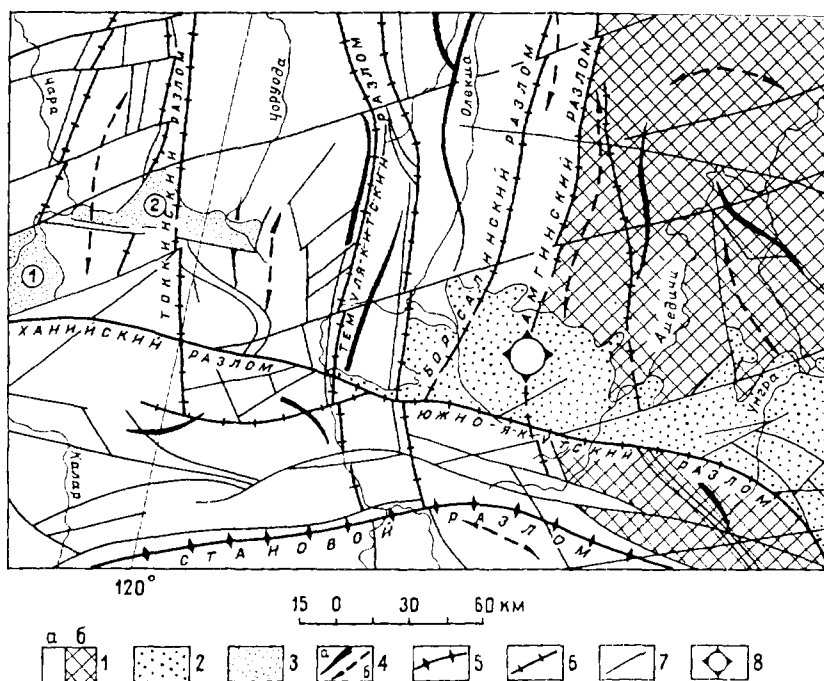


Рис.2. Структурно-тектоническая схема эпицентральной зоны Южно-Якутского землетрясения 20.04.1989 г. (Тектоническая карта...,1976).

1-докембрийский фундамент, 2-Чульманский мезо-кайнозойский прогиб, 3-рифтовые впадины (1-Чарская, 2-Токкинская), 4-складчатые структуры (а-антиклинали, б-синклинали), 5-Становой глубокий разлом, 6- другие глубокие разломы, 7-прочие разрывные нарушения, 8-эпицентр землетрясения 29.04.1989 г., М=6,6.

десятков километров, зоны диафоритов и милонитов, грабенообразные впадины и прогибы. С активизацией отдельных составляющих этого разлома связывается высокая сейсмичность в районе Средней Олекмы.

Параллельно Становому краевому шву и к северу от него протягивается Южно-Якутский (Чульманский) разлом, который, скорее всего, представляет собой одно из глубинных ответвлений основного структурного шва, трансформированное в поверхностных горизонтах во взбросо-надвиговую зону. Она с юга контролирует площадь развития юрско-меловых отложений Чульманского прогиба и представляет собой крутой взброс (60-70 град. с падением на юг) архейских образований на юрские отложения [11,21].

Ханийский разлом через систему диагональных и широтных разрывов сочленяется с Южно-Якутским. Он является активным рифтогенным сбросовым разрывным нарушением, продолжающим систему сбросов, участвующих в образовании Чарского рифта [13].

Становой, Южно-Якутский и Ханийский разломы-наиболее крупные представители дизъюнктивных дислокаций широтной ориентировки. Между ними расположена густая сеть сопутствующих им разрывов, активизация которых в неоген-четвертичное время обусловила формирование приразломных грабенов с кайнозойскими осадками.

Параллельно западной окраине ядра Алданского щита наблюдается ряд глубинных разломов субмеридионального простирания, которые в современном морфоструктурном плане не играют какой-либо существенной роли и представляются как разломы древнего заложения. Кроме того, по отношению к широтным и северо-восточным разрывным нарушениям они являются более ранними образованиями и, вероятно, залеченными в процессе мезозойско-кайнозойских этапов активизаций. Не исключено, что отдельные участки их обновлялись, попадая в поле активного воздействия кайнозойского поля напряжений. Возможным индикатором таких процессов в некоторых зонах является их выраженность в виде линейных фотоаномалий на космоснимках и приуроченность термоминеральных источников. В частности, это относится к Темулякитской субпараллельной системе разломов. Для других разрывных нарушений (Токкинский, Борсалинский, Амгинский) признаков мезозойского и постмезозойского обновления не установлено.

Общий обзор разрывной тектоники показывает, что в основных своих чертах она сформировалась в докембрийские этапы консолидации земной коры. Значительное влияние на нее оказали процессы позднемезозойской тектоно-магматической активизации и неоген-четвертичной перестройки структурного

плана в связи с заложением и развитием рифтогенных впадин. Реактивизированные древние и новообразованные разломы обусловили развитие и современную морфоструктурную ситуацию рассматриваемой территории.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Анализируя особенности глубинного строения верхней мантии на юге Восточной Сибири по гравиметрическим данным, Кратц К.О. и Шустова Л.Е. [10], приходят к выводу о том, что между Олекминской складчатой зоной и Алданским щитом существует система разломов, которая прослеживается на глубину до 200 км с падением под Алданский массив. Это заключение хорошо коррелирует не только с элементами разрывной тектоники древнего заложения, но и с системой новейших дислокаций, выделяемых под названием "Олекмо-Амурская поперечная зона" (см. рис.3), [18]. Она выделяется как региональная пограничная структура, разделяющая Байкальскую и Забайкальскую неотектонические провинции от Становой и Приамурской.

Наиболее полная сводка комплексных геолого-геофизических исследований была опубликована в монографии "Глубинное строение" [2]. Ее появлению предшествовали глубинные сейсмические зондирования, аэромагнитные, гравиметрические, электроразведочные и магнитотеллурические исследования с целью изучения глубинного строения региона Байкало-Амурской железнодорожной магистрали и прилегающих территорий. В том числе, этими исследованиями было охвачено Олекминское эпицентральное поле: Олекминское (05.01.1958 г., $M=6,5$), Нюкжинское (14.09.1958 г., $M=6,4$) и Тас-Юрхское (18.01.1967 г., $M=7,0$) землетрясения (см. рис.1). Южно-Якутская группа землетрясений осталась несколько в стороне от основной трассы глубинного сейсмического зондирования. Тем не менее, на карте глубин до поверхности компенсации район Южно-якутских толчков находится в пределах 42 км, а вдоль долины р.Олекмы наблюдается мангидный вал субмеридионального простирания, разделяющий Байкальскую и Становую сейсмоактивные зоны с толщиной земной коры увеличенной до 48-50 км.

Южная граница Алданского щита-Становой краевой шов-также хорошо выражена во всех геофизических полях. Это мощная (до 60 км шириной) зона тектонически переработанных пород, проникающая на глубину до 80 км [1]. Сместитель ее падает под Алданский щит. Таким образом, как с запада, так и с юга Олекминская и Становая складчатые зоны отделены от центральной части Алданского щита (литопланта) глубинными разломами древнего заложения, претерпевшими неоднократную активизацию. Наиболее интенсивно такие процессы происходили в

мезозойско-кайнозойские этапы времени.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА

Эпицентральные зоны сильных землетрясений бассейна Средней Олекмы исследовались неоднократно. Сначала это было связано с актуальностью изучения сейсмогеологических условий проявления таких событий и их частой повторяемостью, а в дальнейшем - с решением задач, связанных со строительством трассы БАМ и всех необходимых для нее коммуникаций. Район интересен тем, что здесь наблюдается сочленение трех структурно и генетически разнородных областей (рис.3): активизированной части кайнозойской Сибирской платформы, Байкальской рифтовой зоны и Становой зоны блоковых и сводово-блоковых структур [18,24,26].

Активизированная часть Сибирской кайнозойской платформы на рассматриваемой территории представлена Алданским щитовидным поднятием и Чульманским обращенным мезозойско-кайнозойским прогибом, имеющим абсолютные высоты поднятий 900-1200 м. Вся территория характеризуется слабо дифференцированными преимущественно восходящими

движениями в неоген-четвертичное и настоящее время.

В пределах этой же территории располагается прогиб, который по характеру своего развития относится к типичным обращенным структурам [31] периода мезозойского этапа нисходящих движений, в неотектонический этап сменился восходящими, а область аккумуляции стала областью гранзита и переноса рыхлого материала. Характерно, что прогиб четко выражен геологически, но не геоморфологически - максимальные абсолютные высоты у него тяготеют к осевой части. Такая инверсия знака тектонических движений произошла в процессе новейшей активизации.

Ранее уже отмечалось [18], что щитовидное поднятие и прогиб приурочены к Алданскому консолидированному массиву, слабо переработанному тектоническими процессами. Коробление прочного кристаллического фундамента вызывает его общее потрескивание и высокий сейсмический фон ($A = 0,1$; $K = 15$), но землетрясений выше 12 энергетического класса здесь не происходило. Было высказано предположение: - "вероятнее всего, как редкое явление, здесь

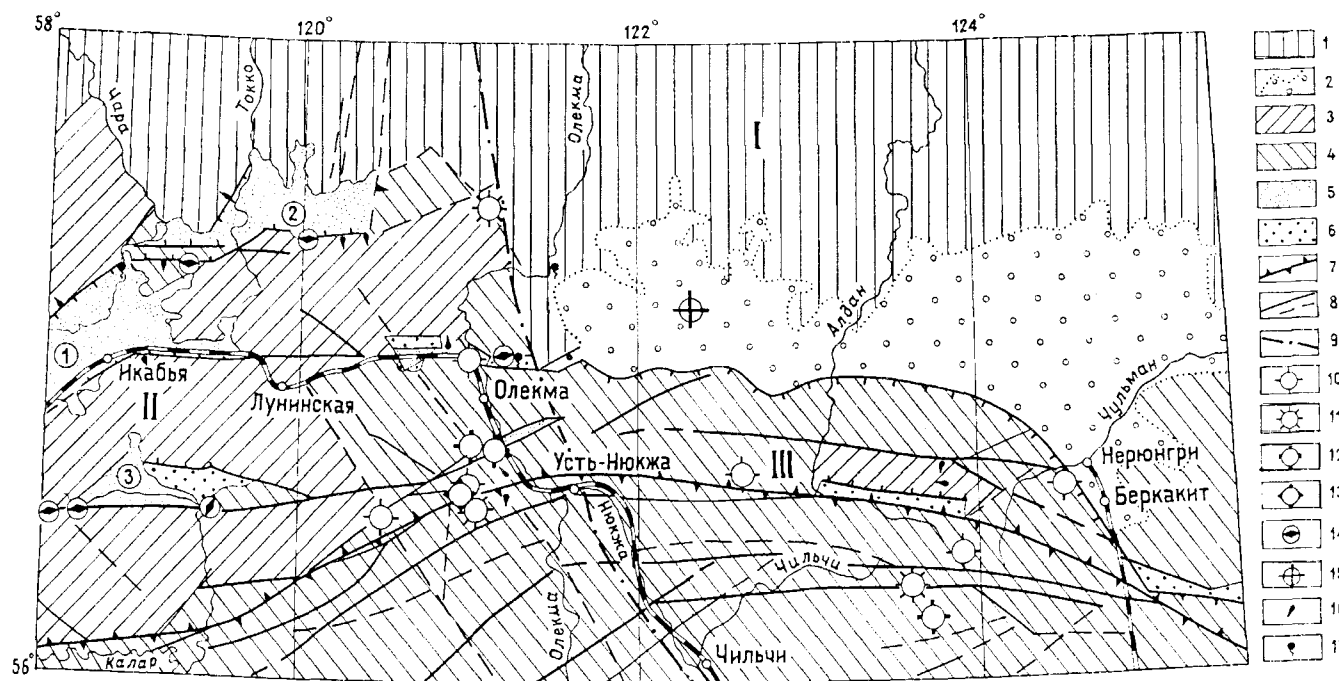


Рис. 3. Карта сейсмотектоники. Активизированная часть Сибирской кайнозойской платформы (I):

1-Алданское щитовидное поднятие (900-1200 м абс. выс.). 2-Чульманский мезо-кайнозойский наложенный прогиб и его контуры. Эпицентральная орогенная зона (II-Байкальская зона контрастных резко дифференцированных движений; III-Становая зона интенсивных блоковых и сводово-блоковых движений). 3-4. Положительные морфоструктуры: 3-блоковые, поднятые на высоту свыше 2000 м, 2-сводово-блоковые, поднятые на высоту до 2000 м. 5-6. Отрицательные морфоструктуры: 5-рифтогенные впадины (1-Чарская, 2-Токкинская, 3-Верхнееларская субрифтовая), 6-мезозойские реликтовые впадины. 7-9. Разрывные нарушения (бергштрихи указывают на направление падения сместителя): 7-Становой краевой шов, 8-разломы, активные в кайнозое (установленные и предполагаемые), 9-осевая линия поперечной Олекмо-Амурской зоны. 10-15. Эпицентры землетрясений (в энергетических классах): 10-K=12, 11-13, 12-15-16, 13-17, 14-палеосейсмодислокации ($K > 15$), 15-эпицентр Южно-Якутского землетрясения. 16-17. Прочие обозначения: 16-обвалы, 17-термоминеральные источники.

возможны и более сильные подземные толчки. Для обоснованных заключений необходимы детальные сейсмогеологические исследования в области щитовидных поднятий ..."[18,с.120]. Именно здесь и произошла серия южноякутских землетрясений в апреле-мае 1989 г.

Байкальская рифтовая зона (см.рис.3) представлена только лишь восточным окончанием системы рифтовых (Чарская, Токкинская впадины) и субрифтовых (Каларская и Ханийская впадины, Имангра Чебаркасский грабен) отрицательных структур и их горного обрамления, условно ограниченных на востоке Олекмо-Амурской субмеридиональной зоной. Практически на этом участке заканчивается область распространения палеосейсмогенных структур – эпицентральных зон сильных доисторических землетрясений ($M = 6,5$ и более). Южноякутская серия представляется как исключение из общего правила, а возможно она является событием, отражающим поступательную миграцию мощного рифтогенного процесса в область более низкой сеймотектонической активизации с охватом прилегающих структур [15,18]. Описанию морфогенетического комплекса структур восточного фланга уделялось и уделяется до настоящего времени очень большое внимание, так как с этим связан не только долгосрочный и краткосрочный прогнозы сейсмической опасности региона, но и решение задач геодинамики Азиатского континента [15,18,25,28]. Во всех работах Байкальской рифтовой зоне, как наиболее высоко сейсмически активной структуре земной коры, отводится ведущее место.

Рифтообразование в настоящее время еще не завершилось. Последней крупной рифтовой впадиной на северо-восточном фланге Байкальской системы отрицательных структур является Токкинская, которая, врезавшись в Олекминскую ветвь позднейшей складчатости, встретила препятствие в виде ядра Алданского щита. Процесс рифтообразования в своем геоморфологическом выражении начал смещаться к югу, как бы "обтекая" жесткий массив. Фрагменты начавшейся рифтовой переработки земной коры мы видим в формировании элементов сбросо-сдвиговой тектоники на левобережье и даже правобережье р.Олекмы. Это Ханийский сбрососдвиг, который сочленяется с Чульманским взбросом, Ханийский и Имангра-Чебаркасский грабены [15,18,27].

Таким образом, как рифтогенный структурный комплекс, так и сильные землетрясения Олекминского эпицентрального поля отражают их авангардную роль при активном дистальном развитии восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. Под влиянием этих процессов находятся структуры платформы и хребта Станового.

Становая зона блоковых и сводово-блоковых движений охватывает комплекс морфоструктур, ограниченных с севера Чульманским прогибом, а с юга - Предстановой денудационной тектонической ступенью [17,18]. Территориально - это западная часть хребта Станового. В формировании основных морфоструктурных особенностей здесь играют вертикальные умеренно дифференцированные движения земной коры преимущественно восходящего знака. Суммарная амплитуда поднятий достигает 1000-1500 м. Отчетливо проявляется влияние разрывной тектоники на геометрию блоковой делимости земной коры.

В сеймотектонике региона немаловажную роль играет Олекмо-Амурская поперечная зона, разделяющая Байкальскую и Забайкальскую неотектонические провинции от Становой и Приамурской. Она имеет ширину около 40-50 км, отчетливо выражена в морфометрическом поле и практически представляет собой геоморфоструктуру протяженностью свыше 500 км, которой соответствует прогиб вдоль долин р.Олекмы, Нюкжи, Уркимы и Ольдоя, уходящий вплоть до р.Амура. Существенно то, что вдоль этой зоны происходит резкая смена ориентировок как древних складчатых, так и новейших планов. Так, если в Байкальской и Забайкальской горных областях характерно преимущественно северо-восточное простирание поднятий и прогибов, то при переходе через эту линию они приобретают северо-западное и широтное простирание. Это подтверждается данными по дешифрированию спектрально-зональных и черно-белых аэрокосмоснимков.

Современный уровень высокой активности рифтогенных движений подтверждается сильными землетрясениями ($M=6,5-7,0$), что, вероятно, подчеркивает прогрессирующий процесс перестройки структуры земной коры, протекающий по восходящей линии. Кратко рассмотрим роль поперечной Олекмо-Амурской зоны север-северо-западного простирания, ортогонально к которой развивается рифтовая система. Одним из важных представляется вопрос – может ли она быть естественным барьером для рифтогенного процесса? На это следует ответить отрицательно, так как для такого мощного процесса, как рифтогенез, Олекмо-Амурская морфотектоническая зона (возможно имеющая глубинное заложение) не может быть препятствием. Это подтверждается тем, что отдельные рифтогенные структуры уже имеются на правобережье р.Олекмы, а Имангра-Чебаркасский грабен пересекает ее. В свете изложенного, пересечение и переработка байкальскими структурами поперечной зоны в пределах влияния мощного Станового линейного элемента - появляются дополнительные критерии для оценки повышенной сейсмической опасности [18].

По чисто формальным признакам (см.рис.2) эпицентр землетрясения совпадает с зоной древнего Амгинского разлома, перекрытого позднемезозойскими отложениями мощностью 3-4 км. Новейшая структура и сеймотектоническая ситуация не дают каких-либо четких предпосылок для того, чтобы считать этот район тектонически активным в настоящее время. Здесь наблюдается площадное развитие поверхности выравнивания по юрско-меловым и архейским образованиям. Но именно здесь и произошло Южно-Якутское землетрясение, ощущавшееся на обширной территории Якутии, Иркутской, Читинской и Амурской областей и севере Китая и Монголии.

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

В исследовании землетрясений принимали участие сотрудники Института земной коры (ИЗК СО РАН), Якутского института геологических наук (ЯИГН СО РАН) и Института морской геологии и геофизики (ИМГиГ ДВО РАН) [7,19]. Эти данные

легли в основу построения карт изосейст как основного толчка (рис.4), так и его сильных афтершоков (рис.5,6,7,8). Оценка балльности проводилась в соответствии со шкалой MSK-64. Пункты с одинаковой балльностью охватывались плавной огибающей кривой (изосейстой) с указанием целого балла. Кратко охарактеризуем основные особенности распространения сейсмических сотрясений.

Южно-Якутское землетрясение произошло 20.04.1989 г. (MLH=6,6) на территории слабо заселенной до настоящего времени. Ближайшими к эпицентру населенными пунктами являются ровесники Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (БАМ): станции Хани, Лунинская, Олекма, Юктали, Усть-Нюкжа и целый ряд других поселений, удаленных от эпицентра на расстояние до 100 км (рис.4). Высокий уровень сейсмической опасности этого района отражен в серии многочисленных публикаций [4,8,15 16,18,26]. Наиболее полный анализ сейсмогео-

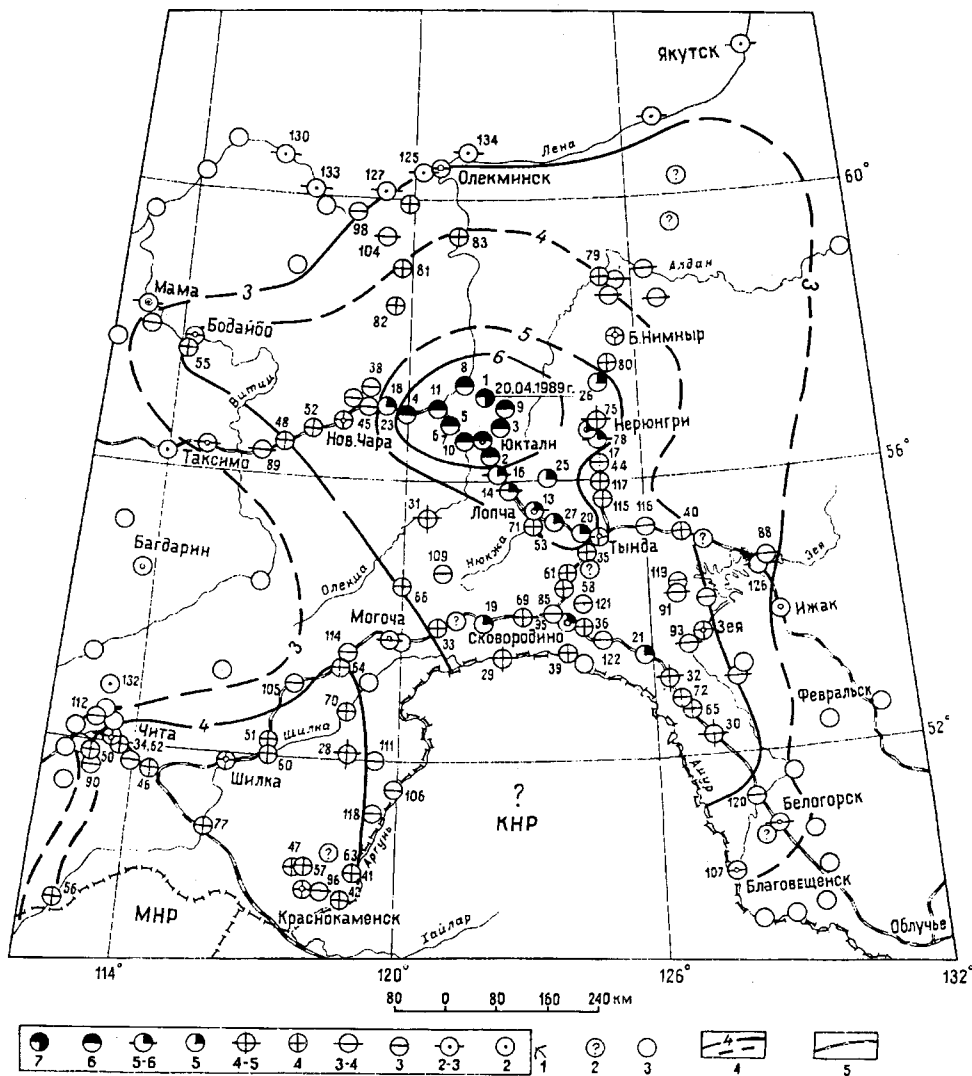


Рис.4. Карта изосейст Южно-Якутского землетрясения 20.04.1989 г. (MLH = 6,6) (Николаев и др.,1991).

1 - интенсивность землетрясения в пункте наблюдения и его номер; 2 - сведений недостаточно; 3 - землетрясение не ощущалось; 4 - изосейсты установленные и предполагаемые с указанием балла; 5 - трассы железных дорог.

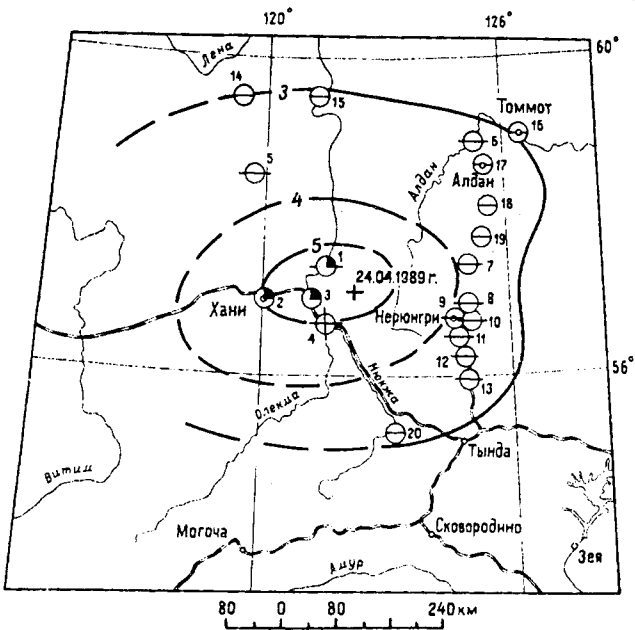


Рис.5. Карта изосейст землетрясения 24.04.1989 г., $M = 4,3$.

Условные обозначения см.рис.4.

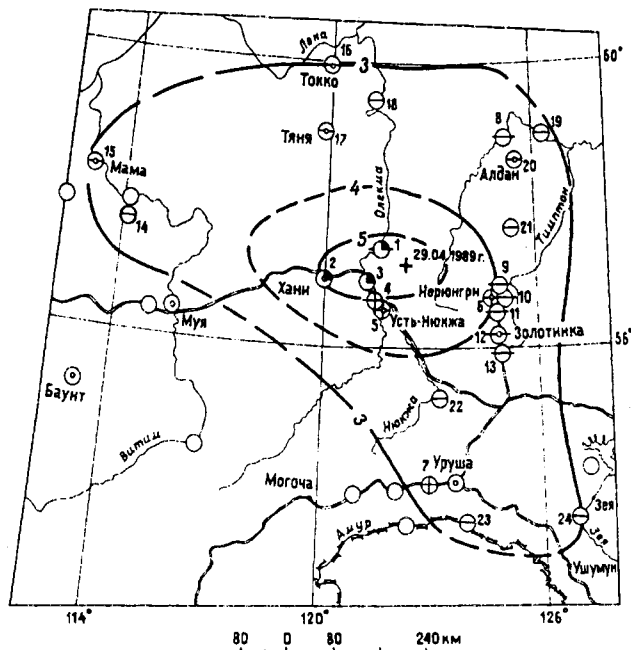


Рис.6. Карта изосейст землетрясения 29.04.1989 г., $M = 5,2$.

Условные обозначения см.рис.4.

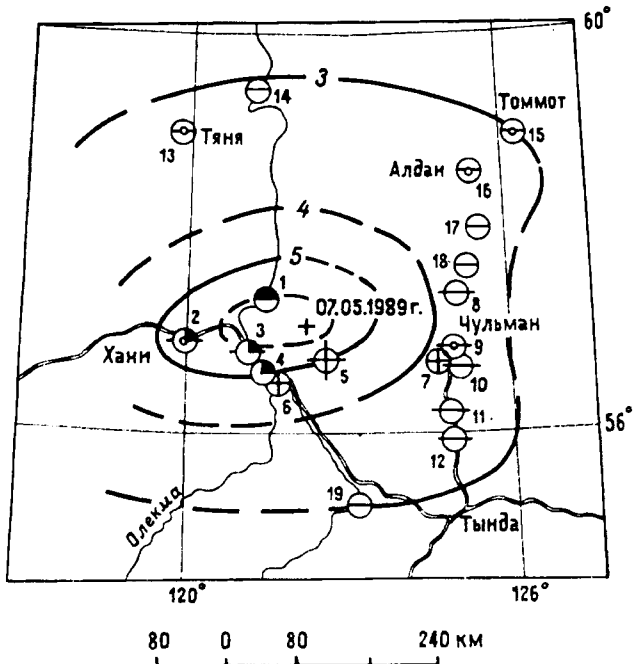


Рис.7. Карта изосейст землетрясения 07.05.1989 г., $M = 4,9$.

Условные обозначения см.рис.4.

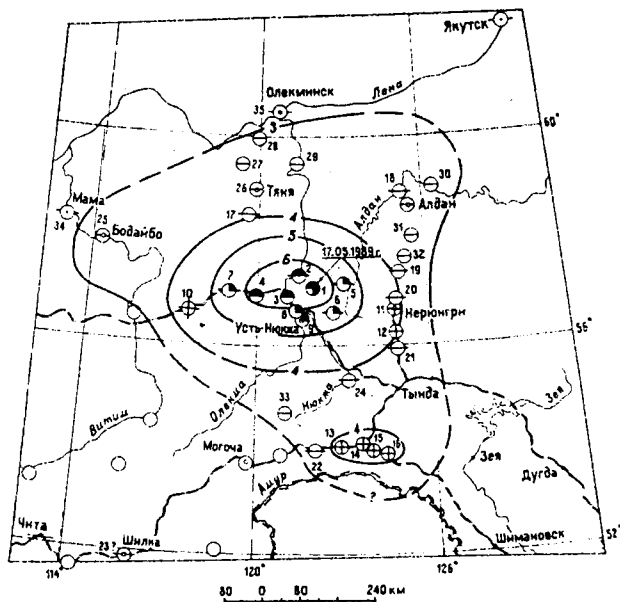


Рис.8. Карта изосейст землетрясения 17.05.1989 г., $M = 6,0$.

Условные обозначения см.рис.4.

логических условий проявления землетрясений в зоне экономического влияния БАМа нашел отражение в монографии "СеISMOгеология и сейсмическое районирование" [25].

Плейстосейстовая зона Южно-Якутского землетрясения находится в глухой горно-таежной местности и может быть оконтурена по наличию

разнообразных склоновых экзодинамических процессов и явлений, проявившихся как в момент землетрясения, так и после него в виде небольших обвалов, оползней, срывов почвенно-растительного слоя и т.д. Так, сразу же после основного толчка при аэровизуальном облете выявлен непротяженный участок русла р.Тунгурчи, на котором произошло

вскрытие ледового покрова и его смещение вниз по течению, горошение на перекатах и нижнем ледовом поле. Затем все это было вморожено и спаяно вновь образованным льдом.

При ведении полевых сейсмогеологических исследований в весенне-летний период в 1990 г. по обоим бортам р. Тунгурчи обнаружено свыше трех десятков сеймосрывов на протяжении 25 км. Они развиты преимущественно ниже устья рч. Усмун (правый приток р. Тунгурчи). Наиболее крупные из них имели длину 15-20 м при ширине 3-4 м. Отмечается наличие мелкообъемных обвалов и вывалов отдельных глыб. В краевой части зоны поверхностных деформаций находится единственный заброшенный поселок геологов-разведчиков (Сыллах), в котором проявились макрозффекты землетрясения в 7 баллов. Это дает основание утверждать, что и сама плейстоценовая зона испытала воздействие сотрясений 7-8 баллов.

На более обширной территории в радиусе 50-60 км от инструментально определенного эпицентра отмечались отдельные камнепады с крутых бортов долин рек Олекмы, Хани, Тунгурчи с вывалом камней и глыб на лед и незначительные смещения курумников вниз по склону с амплитудой по вертикали до 1 м. Таким образом, деформации, выявленные в плейстоценовой зоне, носили сугубо поверхностный характер.

В целом, полученная информация о характере распространения сотрясений нашла отражение на представленных картах изосейст (см. рис. 4, 5, 6, 7, 8). Не останавливаясь подробно на описании эффектов внутри каждой изосейсты (так как это заняло бы значительный объем рукописи), кратко охарактеризуем основные особенности макросейсмического поля.

Первой особенностью является значительная площадь распространения сотрясений при основном толчке, которая составляет более чем 1,2 млн. кв. км. Из них площадь шестибалльных сотрясений составляет 35792, пятибалльных-47792, четырехбалльных-488832, трехбалльных-632000 кв. км. Это обусловлено глубоким очагом землетрясения-около 27 км, что в целом не свойственно для этого региона.

Второй особенностью является то, что на фоне закономерного затухания сейсмических сотрясений с расстоянием наблюдается аномальное усиление эффекта. Так, в контурах четырехбалльных сотрясений отмечаются населенные пункты с пятибалльными эффектами (Ерофей Павлович, Сквородино, Магдагачи) или в контурах трехбалльных сейсмических воздействий на значительной площади оконтуривается район с четырехбалльными эффектами, в который входит большое количество городов и промышленных центров Забайкалья и Приамурья. Подобные же аномалии отмечаются при сильных афтершоках 29.04.1989 г. ($M=5,2$) и 17.05.1989 г. ($M=6,0$) (см.

рис. 4, 6, 8).

Появление участков с усилением сейсмического эффекта на этой территории симптоматично. Ранее это неоднократно наблюдалось в г. Чите и прилегающих населенных пунктах [24]. Однако до настоящего времени не удавалось с такой определенностью выделить такую значительную площадь.

В первом приближении можно найти объяснение повышению сейсмических эффектов тем, что все участки так или иначе контролируются глубинными разломами, входящими в состав Монголо-Охотского структурного шва. Видимо, усиление сейсмического эффекта на этой территории представляет собой результат сложного сочетания сейсмических сотрясений со структурными неоднородностями в разломных зонах.

И, наконец, следует отметить еще одну особенность, проявившуюся при этих землетрясениях — квазиэллипсоидальную форму первых изосейст, длинная ось которых ориентирована в широтном направлении. Она достаточно надежно маркирует вероятное простирание сейсмогенного разрыва на уровне очаговой зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булин Н. К., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А., Эрглис Е. И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1972. N 10. С. 134-140.
2. Глубинное строение // Геология и сейсмичность зоны БАМ. - Новосибирск: Наука, 1984.
3. Дзедановский Ю. К., Миرونюк Е. П., Лагздина Г. Ю. История геологического развития Алданского шита // Тектоника Сибири. Т. III. М., 1970. С. 132-142.
4. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. - М.: Наука, 1966.
5. Землетрясения в СССР в 1978-1989 гг. - М.: Наука, 1980-1993.
6. Карта сейсмического районирования территории СССР. 1:2 500 000. - М.: ГУГК, 1984.
7. Козьмин Б. М., Голенецкий С. И., Николаев В. В. и др. Южноякутское землетрясение 20(21).04.1989 г. и его афтершоки // Землетрясения в СССР в 1989 году. - М., 1993. С. 172-193.
8. Кочетков В. М. Сейсмичность Якутии. М.: Наука, 1966.
9. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980.
10. Кратц К. О., Шустова Л. Е. Особенности глубинного строения верхней мантии Земли юга Восточной Сибири и Дальнего Востока по гравиметрическим данным. // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. N 3. С. 675-678.
11. Микунов В. Ф. Основные особенности тектоники и истории развития Чульманского прогиба (Южная Якутия) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1965. N 4. С. 42-57.
12. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. - М.: Изд. АН СССР, 1963.
13. Николаев В. В. Сейсмогеология зоны Ханьинского

- рифтогенного разлома//Сейсмостатистика и сейсмичность района строительства БАМ.-М.,1980. С.95-101.
14. Николаев В.В. Сейсмичность в связи с динамикой и глубинным строением Монголо-Охотского линейного элемента //Докл.АН СССР. 1986.Т. 291. N 3. С.661-665.
 15. Николаев В.В., Солоненко В.П., Хилько С.Д. Эволюция рифтового процесса на северо-востоке Байкальской зоны //Байкальский рифт. Новосибирск, 1975. С.120-130.
 16. Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П., Сарапулов А.Д. Главные сейсмоопасные зоны, пересекаемые трассой БАМ на севере Амурской области//Геол. и сейсмич. условия района Байкало-Амурской магистрали. Новосибирск, 1978. С. 100-115.
 17. Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линейного элемента (восточный фланг). Новосибирск: Наука, 1979.
 18. Николаев В.В., Семенов Р.М., Семенова В.Г., Солоненко В.П. Сейсмостатистика, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск: Наука, 1982.
 19. Николаев В.В., Голенецкий С.И., Семенов Р.М. и др. Геологические условия возникновения и макросейсмические проявления Южно-Якутского землетрясения 20(21) апреля 1989 г.//Геология и геофизика. 1991. N 12.С.110-118.
 20. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.:Наука, 1977.
 21. Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниченных Сибирской платформы// Новосибирск: Наука, 1973.
 22. Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры)// Структуры докембрия и связь магматизма с тектоникой.-М.:Изд. АН СССР, 1963.
 23. Пиотровский М.В. Неотектоника//Геология СССР. Т. XLII. Южная Якутия. М., 1972, С. 436-443.
 24. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы.-Новосибирск Наука, 1977.
 25. Сейсмогеология и сейсмическое районирование//Геология и сейсмичность зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1985.
 26. Сейсмостатистика, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1975.
 27. Солоненко В.П. Современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны//Байкальский рифт.-М., 1968.-С.57-71.
 28. Солоненко В.П. Сейсмогеология, геофизические поля Монголо-Охотского сейсмического пояса и проблемы прогноза землетрясений//Геология и геофизика. 1986. N 2.-С.26-34.
 29. Структурно-вещественные комплексы и тектоника// Геология и сейсмичность зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983.
 30. Тектоническая карта Якутской АССР. Якутск: ИГ ЯФ СО АН СССР, 1971.
 31. Тимофеев Д.А. Средняя и Нижняя Олекма. М.-Л.: Наука, 1965.

Поступила в редакцию 24 февраля 1995г.

V.V. Nicolaev, P.M. Semenov, B.M. Kozmin, V.S. Imaev

The large 20(21) April, 1989 earthquake in southern Yakutia

This original seismic event took place in the section of junction of the Baikal rift and Stanovoy seismically active zones within the south-western margin of the Aldan shield at the depth of 27 km, which is generally not typical of this territory. Previously, the probable earthquake focal zones of such intensity have not been found in this region and this fact may influence the distinguishing the regions with various seismic danger. Shaking was felt over an area of $1.2 \cdot 10^6$ km². Against the background of regular decrease of intensity away from the earthquake focus, an irregular but quite explicable increase of shaking by 1-2 degrees was observed.

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ

УДК 553.98 (571.61+571.62)

НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПРИАМУРЬЯ И СОПРЕДЕЛЬНОГО ШЕЛЬФА

В.Г. Варнавский

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Составлена схема нефтегазогеологического районирования. В западных внутриматериковых зонах региона перспективы нефтегазоносности связываются с мезозойскими (юрскими и меловыми); восточнее, на окраине континента - с мезозойскими и кайнозойскими, а на шельфе - преимущественно с кайнозойскими осадочными комплексами. Выделяются категории земель: с установленной промышленной газоносностью, перспективные, возможно перспективные, неустановленной перспективы, малоперспективные, бесперспективные. Суждения о нефтегазоносности юрских и меловых осадочных комплексов Верхнего и Нижнего Приамурья, оценивавшихся ранее бесперспективными, менее категоричны. В этих районах рекомендуются специализированные геодинамические исследования по выявлению тектонически менее напряженных зон, а в их пределах - тектонически экранированных, поднадвиговых структур-ловушек нефти и газа, по оценке пространственно-временных связей процессов образования ловушек в зонах надвигообразования и становления очагов генерации углеводородов

В настоящей работе обобщены результаты многолетних нефтегазопроисловых работ в Приамурье. Дана сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов. При этом выдержан более осторожный подход к оценке нефтегазоносности юрских и меловых осадочных комплексов Верхнего и Нижнего Приамурья, считавшихся ранее бесперспективными.

Типизация осадочных потенциально нефтегазоносных бассейнов разнообразна [8,16,18,24,28,35]. Тем не менее не исключается возможность генерации и формирования нефтегазовых залежей во всех выделенных типах осадочных бассейнов.

Ранее [8,12,16,21,28] неоднократно отмечалось закономерное омоложение угленосных и нефтегазоносных осадочных бассейнов Северо-Востока Евразийского континента в направлении с запада и северо-запада на восток и юго-восток. На крайнем северо-западе региона в строении бассейнов Верхнего Приамурья преобладают юрские комплексы пород. Восточнее (Зее-Буреинская впадина, Удско-Верхнезейский и Буреинский прогибы) широкое развитие (наряду с юрскими) приобретают меловые комплексы и все более значимыми становятся кайнозойские. На востоке рассматриваемого региона, в области шельфа, преимущество (наряду с меловыми) имеют палеогеновые и неогеновые комплексы (рис.1).

Качественно разнородный состав блоков фундамента, дифференциация их по степени тектонической активности обусловили и резкую дифференциацию

условий седиментационной и, особенно, постседиментационной эволюции осадочных потенциально нефтегазоносных структур, структурно-фациальных зон. В результате, одни и те же по возрасту осадочные образования в различных структурах, структурно-фациальных зонах имеют различную степень дислоцированности, термального и динамического метаморфизма. Более того, нередко в различных тектонических блоках одной и той же структуры, структурно-фациальной зоны одни и те же типы пород имеют различные температурно-динамические преобразования, плотностные характеристики. Примером могут служить Верхнеамурский осадочный бассейн и Буреинский прогиб, в которых комплексы пород приплатформенных зон катагенетически менее преобразованы по сравнению с комплексами, граничащими с тектонически активными зонами геосинклинально-складчатых систем.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНО НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Эта проблема по каждому бассейну рассмотрена в многочисленных публикациях и заслуживает самостоятельного обобщения. Здесь же мы ограничимся показом общей тенденции осадочного процесса на рассматриваемой территории. На рис.2 дана принципиальная модель особенностей позднеюрского седиментогенеза, наиболее полно охватывающего площадь рассматриваемой территории и также наиболее полно отражающего сценарий осадконакоп-

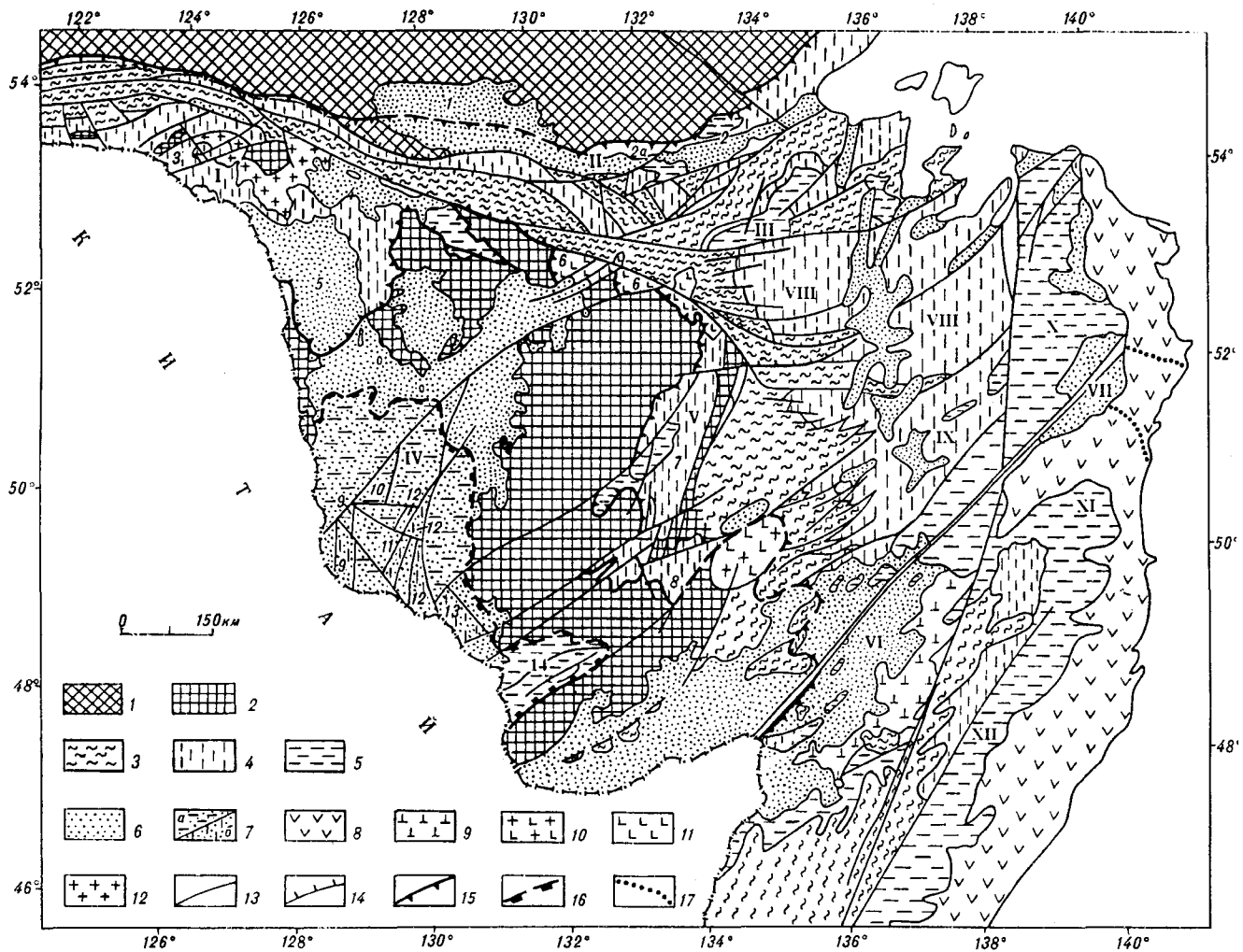


Рис. 1. Схема размещения мезозойских и кайнозойских осадочных структур Приамурья (составил В.Г.Варнавский по материалам [18]).

1 - Становая складчато-блоковая система Сибирской платформы; 2 - Буренский массив; 3 - доюрские образования складчатых областей; 4-7 - осадочные формационные комплексы: юрские (4), меловые (5), кайнозойские (6), меловые (а), юрские (б), перекрытые кайнозойскими (7); 8 - Восточно-Азиатский окраинно-материковый вулканический пояс; 9-12 - вулканогенные комплексы: Оборско-Ануйский (9), Баджальский (10), Огоджинский (11), Гонжинский вулканогенно-интрузивный (12); 13 - разломы; 14 - разломы надвигового и взросового типов; 15-16 - границы мезозойских провинций осадконакопления: Амуро-Охотской (15), Сунляю-Амурской (16); 17 - граница возможного продолжения Нижнеамурской впадины в Татарский пролив.

Потенциальные нефтегазоносные структуры (осадочные бассейны, синклинали, впадины, прогибы, грабены) - цифры на схеме: I - Верхнеамурский, II - Удско-Верхнезейский, III - Торомский, IV - Зес-Буренский, V - Буренский, VI - Среднеамурский, VII - Удиль-Кизинский, VIII - Амгунская, IX - Горинская, X - Нижнеамурская, XI - Тумнинская, XII - Восточно-Сихотэ-Алиньская.

1 - Верхнезейская, 2 - Удский, 2а - Боконская, 3 - Ольдойский, Верхнеамурский, Осежинский, 4 - Деспкий, 5 - Ушумунская, 6 - Огоджинская, 7 - Верхнебуренская, 8 - Тырминская, 9 - Лермонтовский, 10 - Белогорский, 11 - Поярковский, 12 - Михайловско-Екатеринославский, 13 - Архаринский и Южно-Архаринский, 14 - Хингано-Олонойский (Кимканский).

ления, многообразие литофациальных комплексов в этот отрезок времени.

В пространственном размещении комплексов ведущее место занимает область формирования шельфовых мелководных существенно-песчаных, глинисто-песчаных, песчано-глинистых и флишевых комплексов. Сопредельно с ней на западе и юге в зоне

Буренского массива формируются лагунные, лагунно-дельтовые, озерно-болотные угленосные [15,34], а на востоке - морские глинистые и кремнисто-глинистые, часто туфогенные комплексы. На севере, в зоне сопряжения с Сибирской платформой, формируется грубообломочный комплекс подножия склонов, конусов выноса, сменяющийся вулканитами.

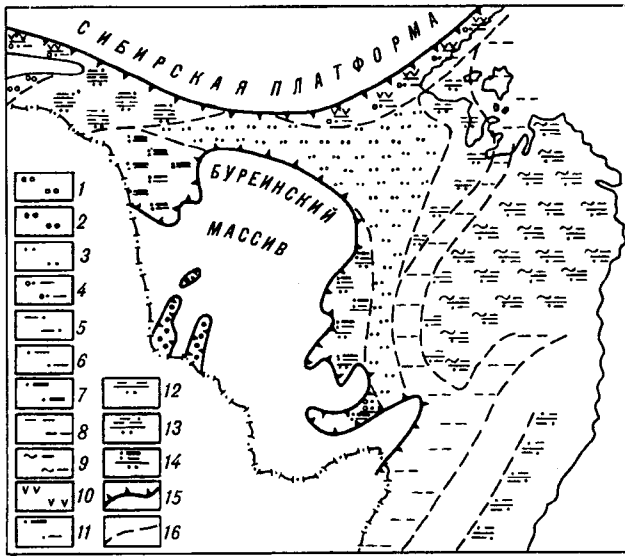


Рис.2. Модель (принципиальная схема) эволюции осадконакопления в Приамурье в позднеюрское время.

Области распространения литолого-фациальных комплексов: 1 - грубообломочных, существенно конгломератовых фаций конусов выноса и аллювиальных долин; 2 - существенно песчаных подножия склонов, конусов выноса, аллювия; 3 - существенно песчаных образований шельфа; 4 - галечниково-песчано-глинистых подножия склонов в зоне шельфа; 5 - глинисто-песчаных прибрежного мелководья и прибрежных долин; 6 - песчано-глинистых прибрежного мелководья и прибрежных долин; 7 - песчано-глинистых угленосных фаций прибрежных долин, лагун, зарастающих озер, болот; 8 - глинистых морских; 9 - кремнисто-глинистых морских; 10 - вулканиты преимущественно континентальные; 11-14 - смена вверх по разрезу вышеописанных литолого-фациальных комплексов; 15 - условная граница Амуро-Охотской седиментационной провинции; 16 - границы областей распространения литолого-фациальных комплексов.

В конце юры море мигрирует на восток, оставляя на континенте многочисленные, часто засоленные озерные водоемы. В мелу море сохраняется на востоке Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы - в Нижнеарумской, Тумнинской, Восточно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальных зонах. Во внутриматериковых зонах Приамурья (Ушумунская, Верхнебуреинская впадины, Удской прогиб и др.) осадконакопление происходило преимущественно в континентальном и прибрежно-континентальном режиме, в условиях локальных озерных водоемов, озерно-аллювиальных равнин, в сопровождении активного вулканизма, обуславливавшего насыщение осадочных пород (в т.ч. и углей) туфогенных материалом.

В кайнозое море практически полностью покинуло территории Приамурья, оставив многочисленные озерные водоемы, часто обширные и засолен-

ные (Среднеамурская впадина [6]). Морской режим сохранился в зоне современного шельфа Татарского пролива и северо-запада Охотского моря.

Заслуживает внимания сложный многокомпонентный характер юрского и мелового разреза в Верхнем и Нижнем Приамурье, свидетельствующий об относительно повышенной тектонической активности в этих зонах региона. Здесь формируются мощные толщи (более 7 км) морских, прибрежно-морских и прибрежно-континентальных, насыщенных органикой осадков. Значительна доля флишевых комплексов.

В позднем мезозое начинается и в кайнозое завершается геодинамически сложный процесс [23-26] формирования современного облика осадочных бассейнов (Верхнеамурского, Верхнебуреинского, Удско-Верхнезейского, Торомского прогибов, Среднеамурской впадины и кайнозойских рифтов Нижнего Приамурья). При этом, в тектонически активных зонах с менее консолидированным фундаментом комплекс выполнения осадочных структур подвергся интенсивной динамической и термальной переработке с образованием разнотипной складчатости, разрывной тектоники. В тектонически жестких, малоподвижных блоках окраины Сибирской платформы и Буреинского массива переработка была значительно слабей, и здесь в основном сохранилось первичное залегание слоев.

Рассмотрим несколько детальнее осадконакопление в Зее-Буреинском осадочном бассейне. На рис.2 отражена начальная стадия осадконакопления в нем - период начала грабенообразования, формирования базальных слоев и накопления грубообломочной вулканогенно-терригенной толщи (более 1000 м) екатеринославской свиты. Природа бассейна различными исследователями оценивается по-разному (впадина континентальная наложенная [17,18], межгорная [3], внутриконтинентальный рифтогенный бассейн [21] и др.). Но эволюцию бассейна подавляющее большинство исследователей подразделяют на три этапа: допозднеюрское формирование фундамента; позднеюрское-раннемеловое (грабеновое) накопление осадочных и вулканогенно-осадочных пород (слабо дислоцированных); верхнемеловое-кайнозойское (депрессивное) накопление осадочных пород с субгоризонтальным залеганием слоев. Осадочный комплекс всех возрастов преимущественно континентальный. В размещении литофаций характерна смена существенно озерных глинистых и алевроито-глинистых комплексов центральной, наиболее погруженной части грабенов более крупнозернистыми песчаными, песчано-галечниковыми аллювиальными и дресвянощелбнистыми образованиями фаций подножия склонов - в прибортовых зонах грабенов. В этом же

направлении увеличивается роль вулканогенных пород (лав, туфов, туффитов) [22,34].

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В нефтегазоносном отношении рассматриваемая территория изучена крайне неравномерно и в целом слабо. Нефтегазопромысловые исследования ограничивались преимущественно уровнем тематических исследований, обобщения и сравнительного анализа материалов геолого-съёмочных и региональ-

ных геофизических работ [1,2,4,26,8-11,15,16,26,27,28-31]. Весьма ничтожные объёмы бурения (опорного, параметрического, профильного, поискового), сейсмического профилирования (КМПВ, МОВ, МОГТ) и электроразведки масштаба 1:100 000 методами ТТ, ВЭЗ, МТЗ сконцентрированы в основном в Верхнебурейнской, Зее-Бурейнской и Среднеамурской впадинах [4,5,7,8,21,26,28,29]. Нефтегазопромысловые работы велись практически на уровне организации (не получив должного развития, они прекращались). И

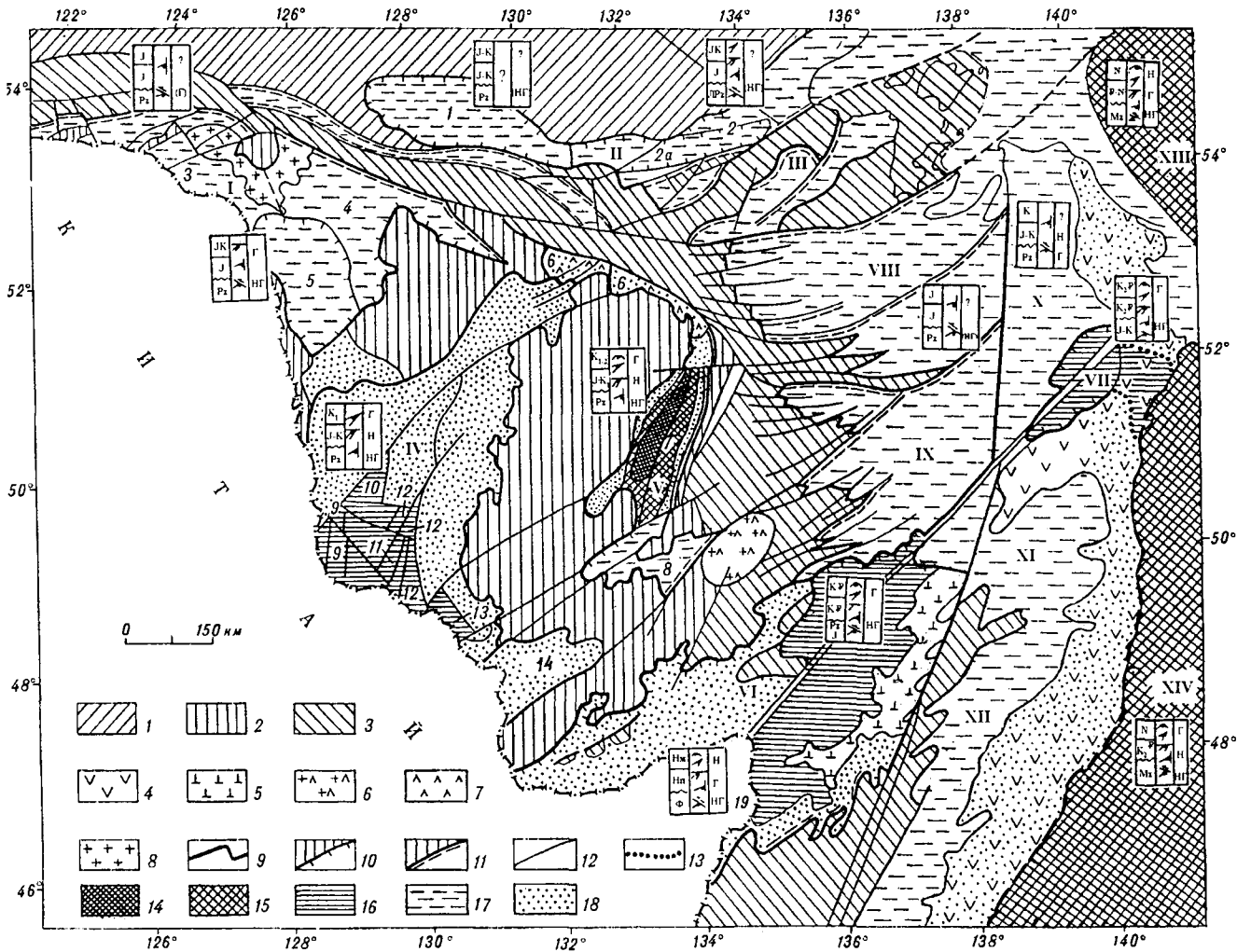


Рис. 3. Схема нефтегазогеологического районирования Приамурья

1-3 - см. на рис. 1; 4-8 - см. 8-12 на рис. 1; 9 - граница распространения осадочных формационных комплексов; 10-11 - типы выклинивания осадочных комплексов: горстовый (10), эрозийный (11); 12 - разломы; 13 - см. 17 на рис. 1; 14-18 - категории площадей, перспективных на нефть и газ: с установленной промышленной газоносностью (14), перспективные (15), возможно перспективные (16), слабоизученные с неустановленной перспективой нефтегазоносности (17), малоперспективные (18); бесперспективные (см. знаки 1-8); 19 - блок дополнительной информации по нефтегазоносности: левая колонка - возраст нефтематеринских (НМ), нефтепроизводящих (П) формационных комплексов и фундамента (Ф); средняя колонка - типы ожидаемых структур-ловушек нефти и газа (сверху вниз) антиклинальный, литологического выклинивания, стратиграфического и тектонического экранирования, поднадвиговой; правая колонка - ожидаемый тип углеводородов: нефть (Н), газ (Г), нефть и газ (НГ). Цифры на схеме - см. на рис. 1. XIII - Северо-Сахалинская впадина, XIV - Искари-Западно-Сахалинский бассейн.

тем не менее, в ходе этих работ были установлены многочисленные проявления нефти и газа в Зее-Буреинской, Среднеамурской и Верхнебуреинской впадинах [4,5,7,31], а в пределах последней геофизические и буровые работы ПГО "Сахалин-геология" в 1991 г. привели к успеху. В поисковой скв. III, пробуренной на Адниканской структуре, были получены промышленные притоки газа [15].

Несколько лучше изучен морским сейсмическим профилированием шельф Татарского пролива, в присахалинской зоне которого проводилось морское нефтегазопоисковое бурение скважин [2,12,14,36]. В итоге этих исследований неоднократно давались заключения, составлялись карты, схемы потенциальных ресурсов углеводородов, перспектив нефтегазоносности Приамурья [4-10,14,15,21,28,30,31,36]. В целом эти оценки невысокие. В них основные надежды на открытие месторождений нефти и газа связывались с областями распространения юрских, меловых и палеоген-неогеновых отложений Верхнебуреинской, Среднеамурской, Зее-Буреинской впадин. Ушумунская и Верхнезейская впадины, Удской и Торомский прогибы относились в лучшем случае к площадям с неустановленной перспективой нефтегазоносности, а нередко - к мало- и бесперспективным [4,5,7,20,21]. Обширные площади распространения юрских и меловых морских, прибрежно-морских и континентальных многоэпиклинальных и орогенных, часто угленосных толщ Верхнего и Нижнего Приамурья оценивались бесперспективными.

НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Наряду с ранее выделявшимися в регионе градациями перспективности земель на нефть и газ [4,5,7,20,21] успехи нефтегазопоисковых работ последних лет позволяют нам выделить новую категорию - с установленной промышленной газоносностью. В итоге полная схема градаций категории земель в Приамурье по перспективам нефтегазоносности выглядит следующим образом: с установленной промышленной газоносностью, перспективные, возможно перспективные, невыясненных перспектив нефтегазоносности, малоперспективные и бесперспективные (рис.3).

К категории земель с установленной промышленной газоносностью отнесена площадь Кындальского грабена Верхнебуреинской впадины Буреинского прогиба (рис.4). На юге грабена, на Адниканской структуре поисковой скв. III в разрезе кындальской свиты вскрыто несколько газоносных горизонтов. Два из них (на гл.350 и 1120-1147 м) дали приток газа с водой, а с интервалов гл.437,6-453,8 и 991-1021 м получены притоки метанового газа в количестве 55,5 и 98,0 тыс.м³ в сутки, соответственно.

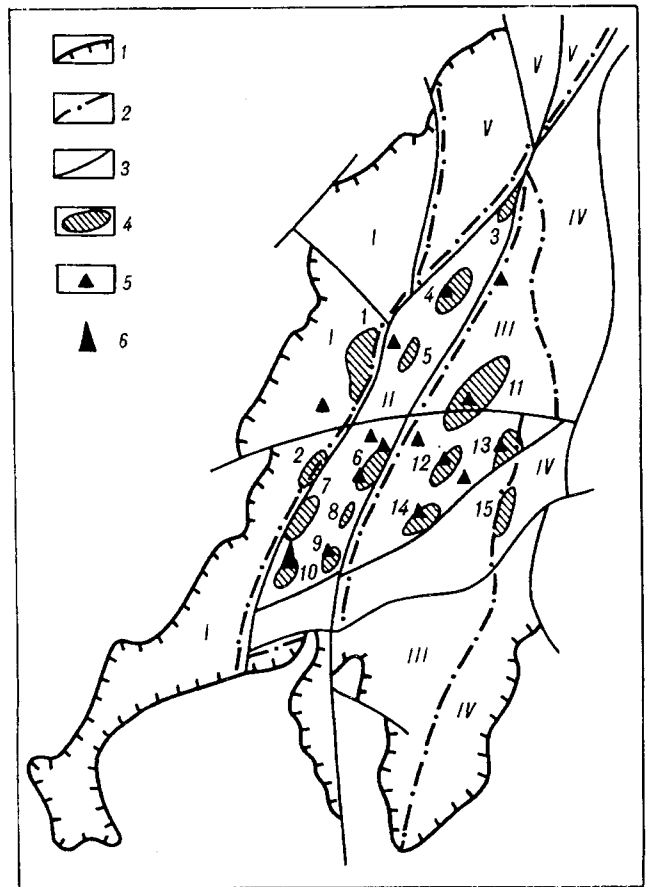


Рис.4. Схема структурно-фацального районирования Верхнебуреинской впадины (по Ю.Г.Морозову, 1990г., с дополнениями автора).

1 - контуры впадины; 2 - границы структурно-фацальных зон; 3 - основные разломы, определяющие строение и эволюцию впадины; 4 - локальные поднятия в осадочном выполнении впадины; 5 - проявления (разного типа) нефти и газа; 6 - Адниканское газовое месторождение. Структурно-фацальные зоны (римские цифры на схеме): I - Буреинская, платформенная. II - Кындальская грабен-синклиналичная. III - Центральная пологоскладчатая, IV - Восточная моноклиналичная. V - Иорекская горст-антиклинальная. Локальные поднятия (арабские цифры на схеме): 1 - Ныртинское. 2 - Усть-Ургальское. 3 - Буреинско-Иорекское. 4 - Иорекское. 5 - Усть-Ниманское. 6 - Ургальское. 7 - Усть-Солонийское. 8 - Солонийское. 9 - Дубликанское. 10 - Адниканское. 11 - Среднеамурское. 12 - Левосолонийское. 13 - Чегдомынное. 14 - Чемчужинское. 15 - Эльгинское.

Строение Верхнебуреинской впадины показано на рис.5 [15]. В разрезе Кындальского грабена ранне-среднеюрский морской комплекс отсутствует [15,32].

По степени катагенеза юрские и меловые комплексы пород находятся на этапе активной генерации жидких углеводородов, они прошли первый (верхний) этап генерации газообразных углеводородов (УВ) и располагаются на подъеме 2-го этапа процесса генерации (рис.6).

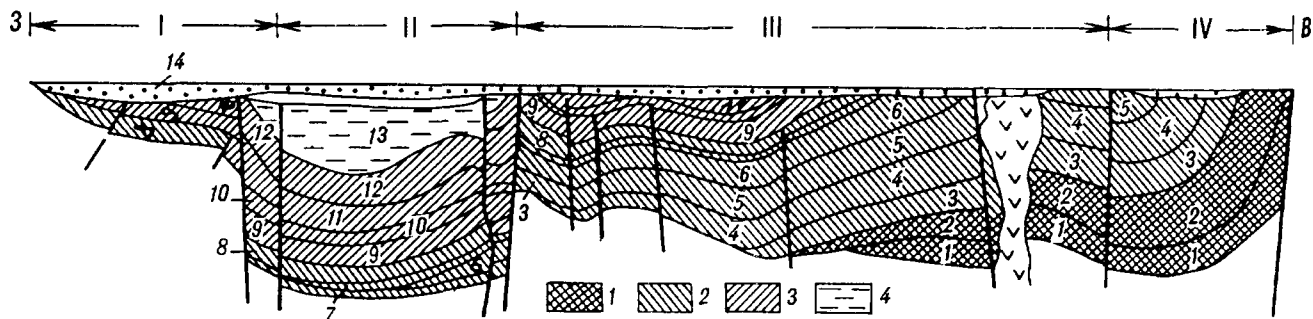


Рис.5. Принципиальный профиль Верхнебуренской впадины.

1 - юрский морской осадочный комплекс высокого уровня категенеза пород (марки углей К. ПС. ОС.Т); 2 - юрский морской осадочный комплекс; 3 - юрско-меловой и раннемеловой континентальный, озерно-аллювиальный угленосный комплекс; 4 - раннемеловой прибрежно-морской и лагунный комплекс. Стратиграфические подразделения (арабские цифры на схеме): умальтинская (1), эпиканская (1,2,4), эльгинская (5,6), чаганыйская (7), талынжанская (8), ургальская (9), чагдамынская (10), чемчукинская (11), иорекская (12), кындальская (13), цагайская позднего мела и кайнозойские аллювиальные образования (14). Структурно-фациальные зоны (римские цифры над профилем): I - Буреннская платформенная, II - Кындальская грабен-синклинальная, III - Центральная пологоскладчатая, IV - Восточная моноклиальная.

Для генерации УВ здесь благоприятен и геотемпературный режим. На глубине 3000 м температура превышает 100°C. На гл.800-1700 м развиты воды с минерализацией 3-10 г/л, ниже - до 16 г/л хлор-кальциевого типа, насыщенные метановым газом с примесью до 3% высших гомологов метана [31]. Трещиноватые отложения триаса и юры обладают способностью вертикально проводить глубинные флюиды, но лишены регионально экранирующих и проводящих свойств. Перекрывающие их меловые комплексы слаболитифицированы и благоприятны для латеральной миграции, дифференциации и аккумуляции УВ. В них содержатся зонально распространенные, довольно мощные слои-флюидоупоры и породы-коллектора.

В пределах Кындалакского грабена возможны структуры-ловушки нефти и газа антиклинального типа, литологического выклинивания, стратиграфического и тектонического экранирования. Повсеместным экраном в пределах грабена, равно как и всей впадины, может служить мощный (до 50-70 м) слой вечной мерзлоты, обеспечивающий закрытость недр [31]. В пределах грабена, кроме уже указанной Адниканской структуры, установлены Дубликанская, Солонийская, Усть-Солонийская, Ургальская, Усть-Ниманская, Иорекская. В пределах Дубликанской, Ургальской, Иорекской структур отмечаются нефтеносные проявления [4,7,15,28].

К перспективным отнесены площади, сопредельные с промышленно-нефтегазоносными, имеющие с последними сходные литолого-петрофизические параметры пород, мощность и строение осадочной толщи, особенности эволюции. К этой категории земель отнесены: центральная пологоскладчатая структурно-фациальная зона Верхнебуренской впа-

дины; восточный краевой участок Буреннской платформенной структурно-фациальной зоны, непосредственно (по разлому) сопряженной с Кындальским грабеном; область приматерикового шельфа в зоне Северо-Сахалинской впадины и Татарского пролива.

В центральной пологоскладчатой структурно-фациальной зоне развит мощный (более 6000 м) комплекс ранне-, средне- и позднеюрских морских, прибрежно-морских и (более 2500 м) раннемеловых прибрежно-морских и континентальных угленосных отложений. Кындальский морской комплекс здесь представлен нижними горизонтами. Доэльгинский ранне-среднеюрский морской комплекс пород умальтинской (дешской, синкальтинской), эпиканской свит и пачки базальных алевроито-песчаных слоев суммарной мощностью более 3000 м представлен внизу преимущественно песчаными породами, а сверху - песчано-глинистыми с линзами вулканитов, туффилов, конгломератов, известняков. Отличаются они высокой степенью категенеза пород - МК4-АК1 (марки угля К-Т). Содержание органического вещества - 0,5%. Битум автохтонный. Отличительная особенность этой части разреза впадины - сходство битуминологической характеристики различных типов пород, слабые проявления современных миграционных процессов, содержание в породах твердых карбидов с повышенным содержанием в элементном составе гетероатомов [28]. Вышележащий разрез охарактеризован ранее [15]. В зоне установлено шесть локальных поднятий, в пределах которых возможно формирование залежей нефти и газа. На двух из них (Чегдомынском Средне-Уральском) отмечалось выделение спонтанного газа с пленками нефти и вынос из скважины шлама, пропитанного нефтью [31]. Кроме антиклинальных поднятий здесь могут иметь

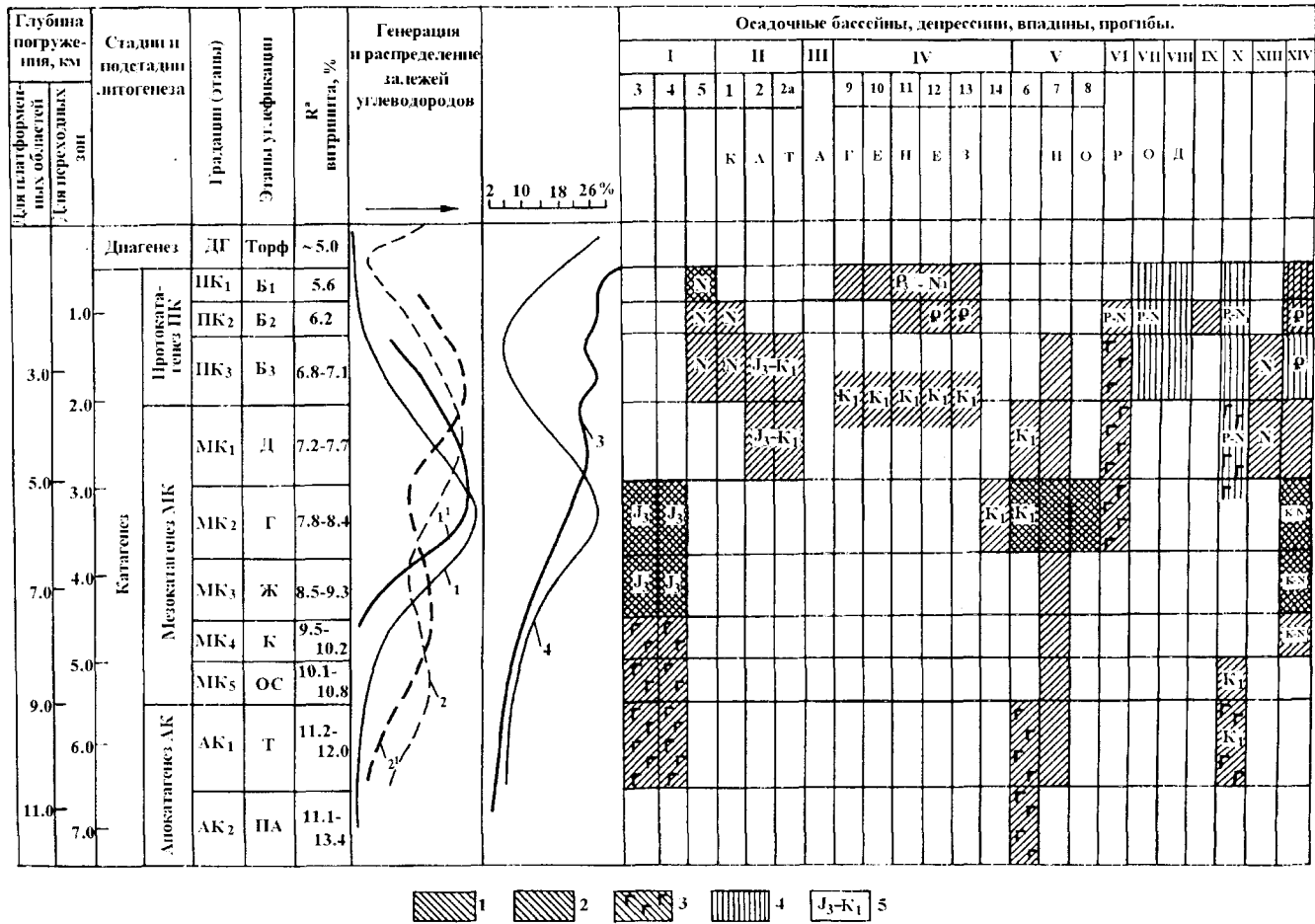


Рис. 6. Положение потенциально нефтегазоносных осадочных комплексов Приамурья относительно глубинной иммерсионной зональности генерации и распределения углеводородов в зависимости от степени катагенеза.

1 - преимущественное значение степени катагенеза пород. 2 - второстепенное значение степени катагенеза пород. 3 - повышенные значения степени катагенеза, обусловленные термальным воздействием магматических образований, 4 - катагенез пород точнее не установленный. 5 - возраст породного комплекса. Кривые генерации углеводородов и пористости пород (арабские цифры у кривых на схеме): 1 - кривая генерации и 1 - кривая распределения жидких углеводородов. 2 - кривая генерации и 2 - кривая распределения газообразных углеводородов. 3 - кривая пористости гранулярных пород на глинистом цементе. 4 - кривая пористости песчанников на хемогенном цементе. Осадочные бассейны, депрессии, впадины, прогибы: I - Верхнеамурский (3 - Верхнеамурский, 4 - Деспкий, 5 - Ушумунская); II - Удско-Верхнезейский (1 - Верхнезейская, 2 - Удский, 2a - Болонская); III - Торомский; IV - Зее-Буренская (9 - Лермонтовский, 10 - Белогорский, II - Поярковский, 12 - Екатеринославско-Михайловский, 13 - Архаринский, 14 - Хингано-Олонойский); V - Буренский (6 - Огоджинская, 7 - Верхнебуренская, 8 - Тыринская); VI - Среднеамурская; VII - Удиль-Кизинская; VIII - Амгунская; IX - Горинская; X - Нижнеамурская; XIII - Северо-Сахалинская; XIV - шельф Татарского пролива.

место структуры-ловушки типа литологического выклинивания, стратиграфического и тектонического экранирования.

Восточный краевой участок Буренской платформенной структурно-фациальной зоны приподнят относительно Кындальской грабен-синклинали. Характеризуется сокращенными вдвое (по сравнению с последней) мощностями юрских морских и юрско-меловых прибрежно-морских осадочных комплексов. Однако сопряженность ее по разлому с промышленно-газоносной зоной, наличие локальных структур (Ныртинская, Усть-Ургальская) вынос из скважины

спонтанного газа позволяют рассматривать этот участок Западно-Буренской структурно-фациальной зоны в качестве перспективного. Здесь возможны структуры-ловушки типа антиклинали, литологического выклинивания, стратиграфического и тектонического экранирования.

Северо-Сахалинская впадина располагается на севере Сахалино-Охотского осадочного бассейна в акватории Сахалинского залива и северо-запада Охотского моря. Она изучена преимущественно морским сейсмическим профилированием. Сложена кайнозойским осадочным комплексом мощностью до

10 тыс.м. На юге впадины в неогеновых отложениях установлена промышленная нефтегазоносность. Здесь известны Астрахановское, Шхунное и Узловое газоконденсатные, Некрасовское нефтегазовое и другие месторождения Северного Сахалина. Площадь впадины 30 000 км², объем осадочного выполнения 135 000 км³.

В период формирования осадочного чехла впадина располагалась в зоне влияния выноса терригенного материала дельтами рек Палео-Уды, Палео-Амгуни, Палео-Амура [11,16], что позволяет надеяться на образование здесь слоев пористых пород-коллекторов нефти и газа, а регрессивно-трансгрессивный характер эволюции осадочной седиментации вселяет уверенность в формировании здесь не только зональных, но и региональных глинистых, глинисто-кремнистых морских флюидоупоров. Сочетание в разрезе морских глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых комплексов пород с терригенными песчано-глинистыми создает благоприятную обстановку для генерации УВ и локализации их в различных типах ловушек: антиклинальных, литологического выклинивания, стратиграфического и тектонического экранирования, поднадвиговых. Генерации УВ способствовал, несомненно, и температурный режим недр впадины. На гл.10 км температура здесь 150-300°C, значителен тепловой поток 41-60 мВт/м².

Структурно впадина напоминает сложнопостроенный односторонний грабен с крутым восточным и пологим западным бортами - этим она сходна с Западно-Сахалинским прогибом Исикари-Западно-Сахалинского осадочного бассейна. Динамика ложа впадины в процессе ее эволюции сходна с динамикой нефтегазоносных Чайвинского и Пограничного прогибов [11,12,14,16]. Впадина относится к категории земель с установленной промышленной нефтегазоносностью, а сопряженный с нею приматериковый шельф - к категории перспективных площадей.

Оценка перспектив нефтегазоносности Татарского пролива неоднозначна [14,20,36], чаще отдавалось предпочтение структурам присахалинского крыла прогиба. Сравнительным анализом имеющихся факторов оценки перспектив нефтегазоносности присахалинской и приматериковой частей прогиба автор показал предпочтительность приматериковой зоны шельфа [14]. В этой зоне Татарского пролива располагается северная часть Исикари-Западно-Сахалинского прогиба, представляющего здесь по неогеновому нефтегазоперспективному осадочному комплексу структуру типа одностороннего асимметричного рифта с крутым присахалинским и пологим приматериковым бортами. Максимальная мощность осадочного чехла превышает 10 км. Площадь распространения (а следовательно объем пород осадочного чехла) в пределах приматерикового

борта прогиба значительно превосходит присахалинскую. В ходе эволюции прогиба в течение всего палеогена и большей части миоцена (включая дагинское время - N_1^2) осевая линия наибольшего погружения ложа структур смещалась к востоку [26]. В присахалинской части перспективные нефтегазоносные литолого-формационные комплексы выходят под эрозионный срез, рассеяны сквозными разломами, что могло привести к разрушению имевшихся в них залежей нефти и газа. Свидетельством разрушения их являются многочисленные проявления нефти и газа в зоне выходов палеогеновых и неогеновых отложений на Западном Сахалине, а также по разломам, секущим их. По данным А.И.Обжирова (1987г.), в присахалинской зоне Западно-Сахалинского и Татарского прогибов в придонной воде установлены аномалии повышенного содержания метана (0,8-1, 0 x 10⁻⁴ мл/л). Этими же гидрохимическими исследованиями установлена повышенная концентрация (в 10 раз больше, чем фон морской воды) метана в водах прибрежных рек. В итоге влияния последних в прибрежной полосе вод Татарского пролива шириной до 2-3 миль фиксируются вышефоновые содержания метана [14]. В приматериковой части структур севера Татарского пролива отмечается телескопическое выклинивание литолого-формационных комплексов, разломы в большинстве случаев "гасятся" в толще осадков. На фоне моноклиналиного подъема слоев осадочных комплексов от наиболее погруженной части прогиба к его западной окраине имеют место флексуры, локальные поднятия. Структурный план с глубиной усложняется. Характер эволюции прогиба позволяет рассчитывать на обнаружение здесь залежей нефти и газа в ловушках антиклинального, тектонически экранированного типов, но прежде всего в ловушках различного типа литологического и стратиграфического выклинивания и экранирования.

Негативным моментом остается не выясненный до сих пор характер соотношения породных комплексов Татарского пролива с вулканогенными и осадочными комплексами континента. По нашим расчетам приматериковую зону шельфа Татарского пролива можно отнести к категории земель перспективных, с удельной плотностью потенциальных ресурсов 21-30 тыс.т/км² [14].

К категории возможно перспективных площадей отнесены южная рифтогенная часть Зее-Буреннской, восточная часть Среднеамурской и Удиль-Кизинская (Нижеамурская) впадины. Последняя с возможным продолжением в Татарский пролив (см. рис.3).

Проведенными в Зее-Буреннской впадине геофизическими работами и бурением профильных, структурных, параметрических и поисковых скважин

установлено, что впадина, в целом, представляет собой сложную систему грабенов, характеризующихся наибольшими (глубинами более 3000 м) на западе (Лермонтовский, Белогорский), несколько меньшими (до 2500 м) в центральной (Екатеринославско-Михайловский, Поярковский) и минимальными в восточной (1000-1500 м) (Архаринский, Южно-Архаринский) зонах впадины [4,7,28,32].

В сложении грабенов принимают участие континентальные песчано-глинистые и вулканогенно-осадочные породы верхнеюрского (екатеринославская свита) и раннемелового (итикутская, поярковская свиты) возраста. Поярковская свита своей верхней частью уже "выходит" за пределы грабенов, занимая значительно большие площади по сравнению с нижележащими. Позднемеловой комплекс пород (завитинская, низы цагайской свиты) и кайнозойские осадочные образования плащом перекрывают нижележащее грабеновое заполнение и разделяющие их поднятия. В многочисленных публикациях [4,7,28] отмечалось, что в осадочном комплексе поздней юры, раннего мела имеются слои пород, обладающие пористостью 20-25% и проницаемостью в несколько миллдарси. Глинистые слои завитинской и цагайской свит могут служить региональными покрывками. В целом ряде пробуренных скважин отмечался вынос пузырьков газа и пленок нефти, а в глинистом растворе отмечалось повышение углеводородного фона до 130 мА по метану и 65-70 мА по тяжелым УВ. Это свидетельствует о наличии в недрах метанового газа и нефти [7,28,31].

По мнению автора, Зее-Буреинская и Сунляю впадины большую часть времени своей эволюции (J_3-N_1) представляли единый, на ранних этапах сложнопостроенный Сунляю-Амурский осадочный бассейн. К системе мезозойских грабенов Зее-Буреинской впадины были приурочены аллювиальные долины, по которым в позднеюрское-палеогеновое время сносился терригенный материал, формируя дельтовый комплекс на севере впадины Сунляю. Этому представлению не противоречат характер складчатого основания этих впадин, состав и строение выполняющих их осадочных толщ, установленное палеогеографическими реконструкциями [9,34] направление сноса терригенного материала в позднемезозойское и палеоген-миоценовое время Зее-Буреинской впадины.

Среднеамурская впадина с начала 60-ых годов оценивалась перспективной на поиски нефти и газа [4-8,21,28]. Геолого-геофизическими исследованиями, опорно-картировочным и поисковым бурением в восточной ее части установлены верхнемеловые и кайнозойские континентальные (в т.ч. и засоленных озерных водоемов) осадочные толщи суммарной мощностью в наиболее погруженных зонах Переяс-

лавского грабена более 3000 м. Доверхнемеловой складчатый комплекс пород относится к фундаменту [6,26,27].

Впадина имеет сложное блоковое строение и представляет собой сочетание многочисленных односторонних и ступенчатых грабенов, разделенных поднятиями [6]. Грабены западной и юго-западной ее частей преимущественно односторонние, контрастные и мелкие по сравнению со ступенчатыми грабенами восточной части. Мощность кайнозоя и, возможно, верхнего мела, во-первых, не превышает 1500 м. Во-вторых, она достигает, как уже отмечалось, 3000 и более метров [6,26]. Площадь структур западной части впадины не превышает 0,5-1,0 тыс. км², восточной - более 24 тыс. км² (Анжуйско-Переяславский грабен-прогиб) [28].

По мнению Б.А.Натальина и Ч.Б.Борукаева, позднемеловой осадочный комплекс имеет чешуичато-надвиговое строение [23], кайнозойский характеризуется в общем горизонтальным пологоволнистым залеганием, осложненным мульдообразными погружениями и куполовидными поднятиями, сбросами и сбросо-сдвигами [6]. Разломы в подавляющем большинстве не сквозные, гасятся в пластичной толще кайнозоя [26]. В литературе [6,7] описывались случаи нефтегазопроявлений: подъем из скв. I-OK алевролита, пропитанного метаново-ароматической нефтью, выноса из скважин и в природных условиях метанового газа с примесью тяжелых УВ пленок нефти, аномальный углеводородный (по метану) эффект - 1760 мА [6-8].

По данным Г.Н.Перозио и др. [29], в меловом комплексе распространены практически непроницаемые породы. Только в самом верху разреза отмечаются прослои песчаников, которые можно отнести к коллекторам У класса. В кайнозойском разрезе выделяются хорошие коллекторы (пористость 15-37%, проницаемость 400-2000 мД), имеются зонально распространенные покрывки [6,7].

В заключение следует отметить, что впадина изучена слабо. В конце 60-х годов МинГео СССР были прекращены здесь оценочные работы в связи с незначительностью объекта. До поискового бурения дело не дошло. Более 10 лет спустя работы были возобновлены сейсмическим профилированием и подготовкой точки под поисковое бурение. Но недостаточное финансирование привело к невозможности проведения кондиционных поисковых работ. В результате ни сейсмическое профилирование, ни поисковое бурение не доставило материал, который позволил бы склонить чашу весов оценки перспектив нефтегазоносности Среднеамурской впадины в сторону ее перспективности или наоборот.

Удиль-Кизинская впадина по состоянию на начало 90-х годов в нефтегазоносном отношении была

совершенно не изучена. Однако ряд косвенных данных, полученных в ходе изучения осадочных бассейнов Приамурья и Охотоморья [2,11,12,14,16], стимулировали необходимость уделить внимание этой впадине и пересмотреть негативные оценки перспектив ее нефтегазоносности.

В пределах впадины скв. N7 у с.Верхняя Гавань был вскрыт разрез кайнозойских (олигоцен-четвертичных) песчано-глинистых, слабо угленосных образований с эоценовыми базальтами, андезибазальтами в основании [1] мощностью более 250 м. По геофизическим данным мощность осадочных комплексов оценивалась более 1000 м. Исследованиями сахалинских геофизиков [2] гравитационного поля Охотоморского региона была переоценена мощность осадочной толщи. На составленной ими карте к зоне впадины (со стороны Татарского пролива) подходили изолинии мощности 5000 м неконсолидированной осадочной толщи.

В результате исследований эволюции кайнозойских осадочных бассейнов Приамурья и дельты Амура [13] было установлено, что в течение палеоцена и частично эоцена снос терригенного материала осуществлялся р.Палео-Сунгари в зоне впадины в северную часть Татарского пролива, захватывая и западные районы Северного Сахалина. Впадина представляла собой палеоэстуарий [14], через который терригенный материал с континента транспортировался в Татарский пролив. Во второй половине эоцена активные излияния вулканитов в зоне Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса своеобразной плотинной отгородили впадину от Татарского пролива, и в дальнейшем (поздний эоцен-квартер) впадина развивалась как замкнутый бассейн, через который продолжали функционировать речная артерия, транспортируя по современному руслу Амура терригенный материал и формируя дельту Амура, а вместе с ней и поздне-эоцен-четвертичный нефтегазоносный комплекс Северного Сахалина.

Присутствие на Западном Сахалине, в Александровском районе (напротив Удиль-Кизинской впадины) верхнемеловых угленосных песчано-глинистых, песчано-галечниковых образований прибрежных фаций [19] позволяет предположить формирование в зоне впадины, на севере Татарского пролива, верхнемеловых дельт и присутствие в самой впадине под толщей вулканитов и кайнозойских осадков верхнемеловых осадочных образований мощностью 3000-4000 м. Предварительные результаты проводящегося в настоящее время во впадине сейсмического (МОГТ) профилирования не противоречат этим предположениям.

Таким образом, предполагаемая во впадине (5000 м) мощность верхнемелового и кайнозойского осадочного комплекса, сопряженность впадины с

потенциально перспективным Западно-Сахалинским прогибом Татарского пролива позволяют с определенной долей условности отнести Удиль-Кизинскую впадину к категории возможно перспективных площадей. Здесь возможно формирование залежей нефти и газа в структурах-ловушках типа антиклинали, литологического выклинивания, стратиграфического и тектонического экранирования. Не исключены поднадвиговые залежи.

К площадям к неустановленной перспективной нефтегазоносности относятся обширные территории распространения юрских и меловых осадочных комплексов Верхнего Приамурья, Янкано-Джагдинского звена Амура-Охотской складчатой системы, Удского и Торомского прогибов, Верхнезейской впадины, Нижнего Приамурья и Северного Сихотэ-Алиня (см.рис.1,3). Во всех этих районах развиты морские ранне-, средне- и позднеюрские прибрежно-морские и континентальные, часто угленосные юрско-меловые и меловые, а на крайнем Востоке Приамурья и Сихотэ-Алиня - морские меловые комплексы пород. По мощности, содержанию ОВ эти многокилометровые толщи способны сформировать УВ потенциал, достаточный для образования промышленных залежей нефти и газа. В зоне их развития отмечались разного рода нефтегазопроявления. В Верхнем Приамурье, например, в юрских песчаниках, обнажающихся по р.Долохит, П.А.Сушковым в 1960 г. отмечены примазки битума, в котором содержится: водорода 8,04; углерода 67,4; $O_2 + CO_2 + N = 23$; золы 1,5% [5]. Неоднократно в скважинах, туфах, колодцах, располагающихся в окраинных зонах прогиба, отмечались газопроявления. В Комсомольском районе, на юге Баджало-Горинского звена Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы (по данным Е.Б.Леонкиной, 1979 г.) при разведке Лианского бурогоугольного месторождения с гл. 53 м поднят керн, пропитанный мальтой [31].

У г.Советская Гавань в скв.N52 на гл.15-273 м отмечалось выделение газа, а в окрестностях города при проходке карьера из трещин базальтов просачивались нефть и выделялся газ [31]. На побережье Татарского пролива отмечались многочисленные выходы газа (по данным Н.П.Туаева, 1961).

Для всех этих площадей характерен сходный перечень проблем: значительная раскрытость недр, интенсивная пликвативная и разломная нарушенность толщ и подверженность температурному воздействию более молодых секущих интрузий и даек, высокая плотность, туфогенность пород и, вследствие этого, дефицит проницаемых, пористых пород-коллекторов нефти и газа.

Рядом с интенсивно дислоцированными блоками с высоким метаморфизмом пород имеют место блоки тектонически менее напряженные, менее

дислоцированные и содержащие умеренно-плотные слабометаморфизованные породные комплексы. В качестве примера сравним плотность различных типов пород Верхнебуреинской впадины и Удского прогиба.

Песчаник		Алевролит	
Верхнебуреинская впадина	Удский прогиб	Верхнебуреинская впадина	Удский прогиб
1.87	2.37-2.72	2.43-2.53	2.37-2.72
1.98	2.07-2.79	1.34-2.83	2.07-2.79
1.38-2.53	2.21-2.73	2.43	2.21-2.73
2.15-2.69		2.46-2.70	
2.22-2.57		2.60	
2.27-2.70			
2.56-2.62			

Обращает внимание разброс в характеристике плотности пород внутри сравниваемых структур и сходство в общих чертах этих параметров между структурами. Если учесть, что для отложений нижне-среднеюрской толщи Верхнебуреинской впадины характерен разброс катагенеза пород от Д до Т, а в верхнеюрских и нижнемеловых - от БЗ до Ж и плотности пород от 2,1 до 2,4, что эти толщи характеризуются как нефтепроизводящие, почему бы нам не надеяться на нахождение подобных толщ в ослабленных блоках значительных по площади районов Верхнего и Нижнего Приамурья.

К малоперспективным относятся площади развития маломощных (менее 1000 м), преимущественно кайнозойских континентальных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ (см.рис.1,3). Сюда же отнесена и область развития покровов базальтов и андезибазальтов Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Вулканогенные покровы могут быть неплохими зональными покрывками, экраном на пути миграции газо-нефтяных флюидов, как из осадочных толщ высокоперспективного Татарского пролива, так и мезозойских толщ Северного и Центрального Сихотэ-Алия. Подтверждением такой возможности могут служить нефтяные и газовые проявления в Савганском районе и на материковом побережье Татарского пролива, отмеченные выше.

Бесперспективными являются области развития доюрских высоко-метаморфизованных и интенсивно складчатых вулканогенно-кремнистых комплексов Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской геосинкли-

нально-складчатых систем, кристаллических и метаморфических складчатых комплексов Буреинского массива и Становой блоково-складчатой системы Сибирской платформы (см.рис.1,3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в западных внутриматериковых зонах Приамурья перспективы нефтегазоносности связываются с мезозойскими (юрскими, юрско-меловыми и меловыми) морскими, прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными; восточнее, на окраине континента - с мезозойскими и кайнозойскими; а на шельфе - преимущественно кайнозойскими осадочными комплексами. Каждый из этих районов индивидуален по природе и требует индивидуального подхода в исследованиях и оценке перспектив нефтегазоносности. Особого подхода в исследованиях заслуживают юрские и меловые толщи Верхнего и Нижнего Приамурья, Удского и Горомского прогибов, а также меловые и кайнозойские осадочные комплексы приматерикового шельфа зоны Сахалинского залива, Амурского лимана, Татарского пролива и сопредельного с ними побережья. В первых четырех необходимо обратить основное внимание на поиски тектонически менее напряженных, менее дислоцированных блоков, а в их пределах - тектонически экранированных и поднадвиговых структур-ловушек нефти и газа (хотя, впрочем, поднадвиговые структуры могут представлять интерес и в тектонически напряженных зонах). Необходимо уделить внимание выявлению, регистрации, изучению природы и эволюции надвигов, сравнительному анализу времени их формирования и нефтегенерационных процессов, выяснению точек соприкосновения процесса образования ловушек в зонах надвигообразования с процессом становления очагов генерации углеводородов [33,36].

Для шельфа и побережья рекомендуется решение следующих задач: - выяснение характера соотношения структур, осадочного и вулканогенного комплексов пород континента и шельфа (мелководным сейсмическим профилированием); - изучение глубинного строения Удыль-Кизинской и других впадин побережья, возможности и характера их сочленения со структурами шельфа; - комплексное доизучение состава и строения поздне-мелового и кайнозойского комплексов пород прибрежной зоны континента и приматерикового шельфа на предмет их корреляции и установления возможности формирования ими нефтегазового потенциала; - специализированные исследования по выделению и созданию фонда ловушек нефти и газа структурного и неструктурного типов.

По итогам этих исследований могут быть рекомендованы поисково-параметрическое, поиско-

вое и разведочное бурение на выявленных структурах-ловушек нефтегазовых скоплений, а также глубокое морское бурение на вскрытие зоны контакта позднемеловой акустически прозрачной и кайнозойской слоистой толщ [14].

ЛИТЕРАТУРА

- Ахметьев М.А., Белецкая С.В., Морозов В.Ф., Салун С.А. Палеогеновые и неогеновые отложения межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Приохотья// Сов. геология. 1969. №9. С.9-23.
- Бабошкин В.А., Терещенков А.А., Харахинов В.В. Гравитационное поле Охотоморского региона и его интерпретация в комплексе с батиметрическими и сейсмическими данными//Тихоокеан. геология. 1985. №6. С.49-59.
- Бернштейн Г.А., Волхонин В.С., Горбачев И.Ф. и др. Геологическая структура Зее-Буреннской впадины по результатам региональных геолого-геофизических работ// Геофиз. исслед. при решении геол. задач в Вост. Сибири. М. 1970. С.271-300.
- Бутенко Б.П., Варнавский В.Г., Завадский В.А. О поисках нефти и газа на юге материковой части Дальнего Востока// Осадоч. формации нефтегазос. обл. Даль. Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1975.
- Варнавский В.Г. Карта перспектив нефтегазоносности Хабаровского края и Амурской области// Проблема сибир. нефти. Новосибирск: СО АН СССР. 1963.
- Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука. 1971. 183 с.
- Варнавский В.Г. Горючие полезные ископаемые. Нефть и газ. Горючие сланцы// Геология СССР. Т.19. Хабаров. край и Амур. область. Поле. ископаемые. М.: Недра. 1976. С.35-60.
- Варнавский В.Г. Геология и полезные ископаемые кайнозойских осадочных бассейнов юга материковой части Дальнего Востока. Автореф.дисс. д-ра геол.-минер.наук. Хабаровск. 1981. 54 с.
- Варнавский В.Г. Палеогеофизическое обоснование поисков погребенных россыпей в Амуро-Зейской депрессии. II сб. Металлогения Приамурья. Владивосток, 1981. С.31-44.
- Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс// Тихоокеан. геология. 1986. №3. С. 3-13.
- Варнавский В.Г., Коблов Э.Г., Буценко Р.А. и др. Литолого-петрофизические критерии нефтегазоносности. М.: Наука. 1990. 270. С.
- Варнавский В.Г., Кириллова Г.Д., Крапивенцева В.В., Кузнецов В.Е. Атлас структурно-литологических карт кайнозойских осадочных бассейнов Востока СССР. 1:7 500 000 Хабаровск, ПО "Дальаэрогеодезия" ГУГК СССР, 1990. 66 л.
- Варнавский В.Г. Структурно-литологическая модель и нефтегазоносность дельтовых комплексов// Тихоокеан. геология. 1993. №4. С.146-152.
- Варнавский В.Г. О перспективах нефтегазоносности приматерикового шельфа Татарского пролива // Тихоокеанская геология. 1994. №3. С.33-44.
- Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреннской впадины// Тихоокеан. геология. 1994. №6. С.107-121.
- Варнавский В.Г. Геодинамика кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов активных континентальных окраин. М.: Наука. 1994. С.207.
- Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:500 000. Объясн. зап./ Хабаровск. МинГео РСФСР, ПГО "Дальгеология". 1983.
- Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2 500 000 /гл.ред.Красный Л.И. ВСЕГЕИ. Л.: 1986.
- Сальникова Н.Б., Шереметьева Г.Н., Жидкова Л.С. и др. Биофацциальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. М.: Наука, 1974. 251 с.
- Карта начальных суммарных ресурсов углеводородов Дальневосточных морей СССР. Сахалин: НИПИНефтегаз. 1984.
- Карта топливно-энергетических ресурсов России и сопредельных государств (в границах бывшего СССР). 1:5 000 000. ВСЕГЕИ, ВНИГНИ. 1991.
- Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейский// Тихоокеан. геология. 1994. №6. С.33-54.
- Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока// Вестн. ДВО АН СССР. 1990. №2. С.68-78.
- Натальин Ч.Б. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока// Тихоокеанская геология. 1991. №5. С.3-23.
- Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое// Тихоокеан. геология. 1991. №6. С.3-23.
- Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины// Тихоокеан. геология. 1992. №6. С.43-60.
- Натальин Б.А., Алексеенко С.Н. Тектоника фундамента Среднеамурской впадины// ИТиГ ДВО АН СССР. Хабаровск. 1989.
- Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности. Л.: Недра, ЛО. 1987. 263 с.
- Перозно Г.Н., Полякова И.Д., Рязанова Т.А., Ушаков Н.Е. О коллекторских свойствах меловых отложений Среднеамурской впадины// Тихоокеан. геология. 1992. №6. С.61-70.
- Полякова И.Д., Натальин Б.А., Рязанова Т.А. Сравнительный анализ критериев нефтегазоносности Среднеамурской впадины и бассейнов Восточного Китая// Тихоокеан. геология. 1992. №5. С.89-94.
- Равдоникас О.В., Иванов Г.И. Природные горючие газы и нефти Приамурья// Тихоокеанская геология. 1985. №6. С.71-85.
- Решения IУ Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного

- Забайкалья. Хабаровск, 1990 (схемы стратиграфии юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений). Хабаровск, ХГГГП, 1995.
33. Соколов Б.А., Хаин В.Е. Нефтегазоносность надвиговых окраин складчатых горных сооружений// Сов. геология. 1982. N12. С.53-58.
34. Сорокин А.П., Худяков Г.И. Особенности мезозойского и кайнозойского осадконакопления в Амуро-Зейской впадине// Геоморфоструктура Даль. Востока. Владивосток. 1978. С.12-34.
35. Тронов Ю.А., Харахинов В.В., Кононов В.Э., Пудиков Э.Г. Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн// Тихоокеан. геология. 1987. N6. С.45-49.
36. Хаин В.Е., Соколов Б.А. Проблемы формирования поровно-надвиговых областей в связи с их нефтегазоносностью// Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон. М., 1990. С.3-10.

Поступила в редакцию 10 октября 1995 г.

V. G. Varnavsky

Oil and gas geological zonation of Priamurie and adjacent shelf

Oil and gas geological zonation sketch map is compiled. In the western intracontinental parts of the region, oil and gas prospects are associated with the Mesozoic (Jurassic/Cretaceous), east to the continental margin - with Mesozoic/Cenozoic, and on the shelf - predominantly with Cenozoic sedimentary complexes. There are distinguished the following territories: proved payable, potential, expected potential, unproved potential and little or impossible gas-bearing areas. Specialized geodynamic investigations aiming at the discovery of tectonically less intense zones with tectonically truncated, subthrust oil and gas structural traps within them should be carried out in the regions of Upper and Lower Priamurie

ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 550.7

БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ХИМИЧЕСКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ

П. В. Ивашов

Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск

Рассмотрена концепция использования биообъектов - органов и частей растений, водорослей, гидробионтов, органического вещества и других биотических компонентов в биогеохимической индикации фоновых и повышенных концентраций химических элементов, в том числе и тяжелых металлов, в окружающей среде. Показаны большие перспективы использования биогеохимической индикации в оценке современного состояния и прогнозе загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами под влиянием хозяйственной деятельности человека.

Одной из важнейших проблем, стоящих перед экологической службой России, является геоэкологическая экспертиза окружающей среды с точки зрения загрязнения ее химическими элементами и их соединениями. Эта проблема актуальна не только непосредственно в организации проведения геоэкологической экспертизы применительно к той или иной территории (объекту), но и в разработке методических основ и практических приемов (способов) выполнения такой работы.

Дело в том, что непосредственное определение химических элементов-загрязнителей в компонентах окружающей среды - в атмосфере, гидросфере, педосфере на основе проб воздуха, воды, почв и т.д. в ряде случаев сопряжено с большими трудностями, в частности, из-за низкой чувствительности стандартных методов фиксации загрязняющих веществ. Между тем химические загрязнители, как правило, обладают высокой токсичностью по отношению к живым организмам даже при их относительно низких техногенных концентрациях в окружающей среде. Поэтому необходимы поиски новых высокочувствительных способов индикации загрязнения окружающей среды химическими элементами.

Одним из таких подходов к исследованию загрязнения окружающей среды химическими элементами и соединениями является использование биообъектов как представителей живого вещества биосферы - различных организмов и продуктов их метаболизма. Определение количественного содержания химических элементов и соединений в биообъектах как тест-индикаторах с целью установления на этой основе степени загрязнения техногенных геосистем и состав-

ляет круг задач рассматриваемого нового научного направления - биогеохимической индикации загрязнения окружающей среды.

Основополагающие идеи этого научного направления были разработаны В.И.Вернадским, который обосновал единство биосферы и материального мира с точки зрения их химического строения: "В конце концов все химические элементы Менделеевской таблицы, по-видимому, закономерно охвачены живым веществом. Это может служить косвенным подтверждением тому, что отличие живого и косного вещества планеты связано не с различием физико-химических проявлений, а с более общим различием состояния пространства-времени этих материально-энергетических систем" [1, С. 234]. В.И.Вернадским было сформулировано понятие о биогеохимических функциях живого вещества, которые распространяются на всю планету, определяют в планетарном масштабе основные химические проявления жизни и являются важнейшими химическими реакциями живого вещества, поскольку они химически отражаются на внешней среде, окружающей организм.

Другое важное биогеохимическое понятие, введенное В.И.Вернадским в биогеохимическую науку, - это представление о концентрационных функциях, под которыми он понимал процессы в живом веществе (организме), приводящие к избирательному выбору из окружающей среды определенных химических элементов. При этом выделялись концентрационные функции двух типов: первого, когда происходит захват живым веществом тех химических элементов, соединения которых встречаются в теле всех без исключения живых организмов и второго, когда

концентрация тех или иных металлов присуща определенным видам организмов.

В.И.Вернадский выделил еще и концентрационные функции третьего типа, связанные с деятельностью человека, и по этому поводу он писал: “На наших глазах это явление начинает меняться в нашу психозойскую эру, когда человек овладел новой биогенной миграцией 3-го рода, идущей под влиянием его жизни, воли, разума в окружающей среде” [1, С. 267]. Это гениальное предвидение В.И.Вернадского в настоящее время превратилось в самостоятельное научное направление - геохимическая экология техногенных потоков химических элементов в окружающей среде.

Изучение биогенной миграции атомов химических элементов в биосфере дало основание В.И.Вернадскому сделать эмпирические обобщения, которые он назвал биогеохимическими принципами: 1 - биогенная миграция атомов химических элементов в биосфере всегда стремится к максимальному своему проявлению; 2 - эволюция видов в ходе геологического времени, приводящая к созданию форм жизни, устойчивых в биосфере, идет в направлении, увеличивающем биогенную миграцию атомов биосферы; 3 - в течение геологического времени заселение планеты применительно к тому или иному периоду должно быть максимально возможным для всего живого вещества, которое тогда существовало. Биогеохимические принципы В.И.Вернадского, по существу, определяют всю совокупность процессов, связанных с миграцией атомов в биосфере и химическим строением биосферы под влиянием геологической эволюции. Особое значение имеют первый и второй биогеохимические принципы, отвечающие двум отмеченным выше родам биогенных миграций, которые сосуществуют одновременно: “С одной стороны, биогенная миграция, в геологическое время не меняющаяся и, с другой стороны, биогенная миграция эволюционного процесса, в масштабе исторического времени не меняющаяся, но резко меняющаяся в аспекте геологического времени” [1, С. 285]. Методологические разработки В.И.Вернадского послужили дальнейшему развитию учения о биогенной миграции химических элементов и выявлению новых закономерностей их поведения в биосфере.

А.Е.Ферсман [2] рассмотрел геохимические свойства химических элементов в зависимости от строения их атомов, в результате чего была показана общность законов распространения химических элементов в косной и живой природе. Это послужило толчком для поисков закономерных связей содержания важных и незаменимых для живых организмов химических элементов с их положением в таблице Д.И.Менделеева.

Большие исследования в этом направлении провел А.П.Виноградов [2], показавший, что в общей форме существует один закон для распределения химических элементов в литосфере и биосфере, и что химический состав организмов и в целом живого вещества отражает геохимическую специализацию естественной среды. По существу А.П.Виноградов открыл важнейшую биогеохимическую закономерность, которая заключается в том, что количественный химический состав живого вещества есть периодическая функция атомного номера. Для большинства химических элементов А.П.Виноградовым было установлено, что количественное содержание их в живом веществе находится в обратно пропорциональной зависимости от атомного веса, и тем самым по существу были заложены методологические основы наметившейся периодичности химических элементов в живом веществе, соответствующие периодам таблицы Д.И.Менделеева.

В.А.Шоу [23] провел исследования с целью раскрытия причин использования организмами определенных химических элементов для построения живого вещества на основе Периодической системы Д.И.Менделеева. Он сопоставил, с одной стороны, электронную структуру атомов, атомный вес и атомное число с физико-химическими свойствами, а с другой - со способностью живого вещества использовать атомы в процессы жизни. В результате названных сопоставлений ему удалось выделить те физико-химические параметры атомов, от которых зависит поглощение организмами жизненно важных химических элементов, исходя из их доступности живому веществу в окружающей среде, способности тех или иных видов животных и растений избирательно их поглощать и концентрировать. Этим исследователем была составлена биогеохимическая периодическая таблица, в которой отражена распространенность в биосфере химических элементов по следующим категориям: 1 - элементы, постоянно находящиеся в тканях и жидкостях растений и животных в относительно высоких концентрациях (приблизительно 1-60%); 2 - элементы, встречающиеся также постоянно, но в меньших количествах (приблизительно 0,05-1,0%); 3 - элементы, присутствующие постоянно в виде следов (меньше 0,05%); 4 - элементы, встречающиеся в переменных низких количествах.

В.В.Ковальский [10] в Периодической системе химических элементов Д.И.Менделеева выделил жизненно необходимые или даже незаменимые химические элементы для живого вещества, и с учетом периодичности Менделеевской таблицы и строения атомов предсказал возможную биологическую роль других элементов. Так, по положению в таблице Д.И.Менделеева лития и бериллия можно ожидать

их участие в ферментативных системах; предполагается, что кадмий, хром, как и никель, входят в состав неизвестных еще координационных соединений, которые могут быть использованы на построение ферментов; исходя из электронного строения атомов признаны жизненно необходимыми титан и скандий.

На наш взгляд, особого внимания по значимости в живом веществе заслуживает четвертая группа элементов в таблице Д.И.Менделеева, куда входит олово вместе с углеродом, кремнием, германием и свинцом. Жизненная необходимость в организмах углерода и кремния общеизвестна, германия - почти не вызывает сомнения вследствие его повсеместной концентрации в каменных и бурых углях, а свинец, хотя и относится к категории токсичных тяжелых металлов, в малых концентрациях является стимулятором роста растений. Поэтому логично предположить, что и олово имеет биогенные свойства, которые до постановки наших исследований не были изучены. Впоследствии гипотеза В.В.Ковальского о прогнозе биогенности химических элементов на основе таблицы Д.И.Менделеева подтверждена нами новым фактическим материалом на примере биогеохимии олова [8].

При изучении химического элементного состава живого вещества невозможно разделить два важных аспекта: свойства простых атомов и свойства комплексных металлоорганических соединений, которые образуются за счет веществ, выделяемых организмами, или в процессе минерального питания. Поэтому раскрытие связей и установление количественных зависимостей между биогенными свойствами атомов и их положением в Периодической таблице Д.И.Менделеева будут наиболее достоверными на основе изучения закономерностей образования сложных биологически активных комплексных координационных соединений.

Несмотря на всю трудность проблемы биогенных свойств атомов химических элементов, в настоящее время не подлежит сомнению, что живые организмы наследуют геохимическую специализацию окружающей среды. И эти представления, разработанные В.И.Вернадским и его учениками, лежат в основе биогеохимической индикации как первичной рудной минерализации, так и техногенных потоков рассеяния минерального вещества и самых разнообразных химических элементов и их соединений.

Проблема геоэкологической экспертизы окружающей среды в связи с ее загрязнением химическими элементами вообще и тяжелыми металлами в частности в настоящее время является наиболее актуальной в связи с возрастающим воздействием (техногенным прессом) на природу вследствие функционирования самых различных отраслей промышленности, прежде всего горнорудной, связанной с

разработкой разнообразных видов минерального сырья. Особенно злободневна эта проблема для тех регионов России, где осуществляются поиски, разведка и разработка рудных месторождений и строительство соответствующих промышленных предприятий, производственный цикл которых неизбежно сопровождается техногенными потоками и ореолами рассеяния тяжелых металлов, в том числе и токсичных, таких как ртуть, свинец, кадмий, мышьяк, сурьма, ванадий, цинк, медь, кобальт, никель и др.

Наиболее остро проблема загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами стоит уже сейчас, а в перспективе она будет еще более обострена на Дальнем Востоке, особенно в Амурской и Магаданской областях, в Приморском и Хабаровском краях, что обусловлено сложившейся структурой отраслей промышленности. Например, на территории Дальнего Востока одним из главных источников загрязнения окружающей среды является комплекс промышленных производств, связанных с разведкой и разработкой олово-полиметаллических руд (Солнечный ГОК, комбинат "Хинганолово" и др.). О масштабах этого источника загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами может свидетельствовать то, что почти все олово, получаемое в России, и некоторые сопутствующие компоненты добываются здесь, в Дальневосточном экономическом районе, включая Якутию, а также Забайкалье. Поскольку практически все разрабатываемые оловорудные месторождения представлены комплексными рудами, содержащими кроме олова другие металлы, то формирующиеся техногенные потоки минерального вещества содержат и токсичные тяжелые металлы - спутники олова по рудной минерализации. Поэтому в местах размещения промышленных производств горнорудного комплекса на основе разработки олово-полиметаллических руд ГОКов, обогатительных фабрик, хвостохранилищ, карьеров, штолен, шахт и т.д. проблема загрязнения среды тяжелыми металлами наиболее существенна.

Источниками загрязнения окружающей среды могут быть и другие виды промышленных производств, например, топливная энергетика на основе сжигания угля, нефти, газа, мазута, как и следствие - выбросы ТЭЦ в виде мощного источника загрязнения атмосферы самыми различными химическими элементами и соединениями.

Несомненно сильным источником загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами являются металлургическая, химическая, строительная промышленности, а также машиностроение, приборостроение, гальванотехника и т.д. Интенсивным источником загрязнения в агроландшафтах является сельскохозяйственное производство вследствие использования пестицидов, гербицидов, инсектицидов и других ядохимикатов, как правило, содержащих тяжелые

токсичные металлы, а также минеральных макро- и микроудобрений.

Необходимо отметить, что от вышеуказанных источников загрязнения тяжелые металлы поступают в окружающую среду в виде техногенных потоков как непосредственно во время функционирования промышленных предприятий и других объектов (выбросы заводов, фабрик, ТЭЦ, выхлопные газы автомобилей и т.д.), так и от отходов промышленного производства, а именно: минерального вещества хвостохранилищ, обогатительных фабрик, вскрышных пород ГОКов; целлюлозно-картонных (бумажных) комбинатов; металлургии и машиностроения; объектов временного складирования удобрений, цемента, каменного энергетического угля; бытовых твердых отходов и т.д. В первую очередь речь идет о всех тех промышленных, сельскохозяйственных и бытовых твердых и жидких отходах, которые содержат тяжелые металлы, в том числе и токсичные, а также разнообразные вредные для живых организмов химические соединения.

Следует особо подчеркнуть геохимические особенности источников загрязнения, которые характеризуются полиэлементным составом, что обусловлено широким спектром химических элементов, задействованных в подавляющем большинстве современных промышленных производств, а также разнообразием инфраструктур промышленных зон в антропогенных урбанизированных экосистемах. Более того, технологические схемы того или иного промышленного производства часто геохимически специализированы с точки зрения продуцирования металлов-загрязнителей. Так, при производстве аммиака характерным побочным загрязнителем является мышьяк; в целлюлозно-бумажной промышленности и при производстве хлора - ртуть; в гальванотехнике - висмут, кадмий, серебро, олово, цинк, медь, никель, свинец, кобальт; в электротехнике и приборостроении - железо, вольфрам, молибден, хром, бериллий; в металлургическом производстве - железо, марганец, ванадий, никель, кобальт, молибден, хром. При сжигании твердых бытовых отходов атмосфера загрязняется целым спектром тяжелых металлов, а в продуктах сжигания концентрируются серебро, сурьма, свинец, олово, кадмий, цинк, медь, хром, никель, молибден, ртуть, железо, алюминий. В илах после отстаивания сточных промышленных вод и вод городской канализации специфическими являются ртуть, кадмий, мышьяк, олово, свинец, цинк, медь, кобальт, марганец, никель, хром.

В сельскохозяйственных районах загрязнение окружающей среды, прежде всего воздушного бассейна, поверхностных вод, почв обусловлено элементами-примесями минеральных удобрений (фтор, стронций, редкие земли, мышьяк, свинец, радиоактивные элементы), а применение ядохимикатов сопровождается

загрязнением окружающей среды ртутью, мышьяком, свинцом, оловом.

Процессы рассеяния в окружающей среде химических элементов-загрязнителей исключительно разнообразны. Среди них можно отметить наиболее распространенные пылевые и газовые выбросы из заводских труб при химическом производстве, труб ТЭЦ, выхлопные газы автомобилей; стоки промышленных и бытовых вод; ливневой (дождевой) сток с промышленных территорий; рассеяние минерального вещества при транспортировке; дефляция (раздувание ветром) отвалов, отходов вскрышных пород, хвостохранилищ в угольной и горнорудной промышленности, а также промышленных территорий по производству удобрений, цемента, строительных материалов; целенаправленное внесение загрязнителей в процессе хозяйственной деятельности человека, в частности при химизации и известковании почв.

С точки зрения интенсивности загрязнения и территориального распространения химических элементов и их соединений урбанизированные зоны крупных городов больше всего подвержены комплексному загрязнению всех компонентов окружающей среды - воздуха, почв, воды. Специфика урбанизированных зон заключается в том, что загрязнение окружающей среды в них происходит за счет неравномерного распространения многочисленных источников загрязнения, в том числе и неорганизованных, выбросы которых трудно учитывать специализированным экологическим службам. Кроме того, техногенные источники загрязнения окружающей среды в урбанизированных зонах характеризуются высокой степенью дискретности, а непосредственно объекты исследования, чаще всего вода и воздух - высокой динамичностью, что способствует быстрому рассеянию загрязнителей.

Разнообразие источников загрязнения окружающей среды значительно осложняет решение геоэкологических задач, в частности биогеохимической индикации. Сложность заключается в том, что, с одной стороны, необходимо зафиксировать наличие техногенного потока тяжелых металлов или другого вида загрязнителей, а с другой - определить степень загрязнения компонентов окружающей среды с учетом существующих предельно допустимых концентраций (ПДК). Для решения этих задач как раз больше всего подходят методы биогеохимической индикации, основанные на определении химических компонентов-загрязнителей в биообъектах как тест-индикаторах состояния окружающей среды.

Биогеохимическая индикация техногенных потоков тяжелых металлов в воздухе, воде, почвах вызывает в последнее время наибольший интерес среди исследователей в оценке степени загрязнения техногенных геосистем. Это связано с тем, что биообъекты,

особенно живые организмы (растения, животные, мезофауна почв, гидробионты пресных и морских вод и т.д.) являются наиболее чувствительными к формированию повышенных концентраций химических элементов и соединений и в природных (фоновых), и в техногенных геосистемах. Поэтому не случайно в последние годы получило широкое развитие новое научное направление в учении об окружающей среде - технобиогеохимия или техногенная биогеохимия [15].

Научные основы биогеохимических методов индикации первоначально были разработаны геологами применительно к природным ореолам рассеяния металлов [3,5,11,12,21]. Однако впоследствии оказалось, что эти же методы могут быть широко использованы и в геохимической экологии, в частности в оценке загрязнения геосистем тяжелыми металлами вследствие формирования техногенных потоков минерального вещества под влиянием антропогенного воздействия промышленных производств на окружающую среду [6]. Дело в том, что было установлено отсутствие принципиальной разницы в фиксации этими методами и природных ореолов рассеяния, и техногенных потоков тяжелых металлов, формирующихся, например, в горнорудных районах с олово-полиметаллической минерализацией. В итоге оказалось, что практические приемы биогеохимических методов можно успешно использовать и в поисковой, и в техногенной биогеохимии.

Возможность использования биогеохимической индикации в фиксировании техногенных потоков тяжелых металлов, в том числе и олова, была показана нами на примере одного из участков геолого-разведочных работ в Комсомольском рудном районе Дальнего Востока [7]. Полученные материалы позволили доказать положительное значение биогеохимической индикации для решения одной из геозэкологических задач этого горнорудного района, т.е. оценить влияние на окружающую среду геолого-разведочных работ, проводимых на площадях с олово-полиметаллической минерализацией. Дело в том, что проведение поисково-разведочных работ при вскрытии рудных тел поверхностными горными выработками неизбежно приводит к разрыхлению приповерхностных горизонтов почвогрунтов и как следствие - ведет к увеличению миграции минерального вещества. Это влечет за собой формирование в почвогрунтах повышенных концентраций тех или иных химических элементов, особенно тяжелых металлов, которые четко фиксируются биообъектами, в частности растениями, т.е. с помощью биогеохимической индикации.

Таким образом, благодаря многолетнему опыту геологов по использованию прикладной биогеохимии в индикации рудной минерализации была накоплена ценная информация об особенностях содержания

химических элементов в разных частях и органах растений в пределах как фоновых, так и аномальных участков, т.е. соответствующих на местности рудным телам. Впоследствии многочисленными примерами биогеохимических исследований было показано, что методические разработки биогеохимических поисков рудных месторождений могут с успехом использоваться при изучении окружающей среды. Было доказано непосредственное влияние загрязнения окружающей среды на природную растительность и культурные растения. Поэтому не случайно растения, как наиболее широко распространенные биообъекты, стали основой биогеохимической индикации загрязнения окружающей среды. Растения одни из первых среди других живых организмов испытывают на себе изменения в окружающей среде под влиянием техногенеза. Растения становятся биогеохимическими индикаторами, указывающими на повышенные концентрации тех или иных металлов-загрязнителей, находящихся в биологически активной и в геохимически подвижной форме миграции в конкретной обстановке антропогенных ландшафтов.

Способность как диких, так и культурных растений фиксировать повышенные концентрации химических элементов в окружающей среде - общая планетарная закономерность, и она проявляется применительно ко всем металлам Периодической системы Д.И.Менделеева, в том числе к радиоактивным (уран, торий, радий и др.), к редкоземельным (лантан, церий, иттербий и др.), к благородным (серебро, золото, платина и др.), к токсичным, т.е. вредным для живых организмов и человека (ртуть, кадмий, мышьяк, свинец и др.). Поэтому разработка новых высокочувствительных способов биогеохимической индикации загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами и другими химическими элементами и соединениями является в настоящее время одной из главнейших задач индикационной геозэкологии.

Тест-индикаторами состояния окружающей среды могут быть не только обычные широко распространенные высшие сосудистые и низшие (мхи, лишайники) растения, но и пищевые растения, продукты леса: папоротник-орляк, черемша, грибы (съедобные и ядовитые), ягоды, орехи, лекарственные травы, другие дикоросы, а также березовый сок и соки других деревьев и кустарников. Несомненно, что биогеохимическими индикаторами окружающей среды могут быть все культурные растения антропогенных ландшафтов и непосредственно агроландшафтов - овощные, фруктовые, бахчевые, злаковые растения, картофель, свекла и другие корнеплоды, хлопок, виноград, лен, подсолнечник, лавровый лист и т.д., а также мед как продукт переработки нектара растений пчелами.

Источниками информации о состоянии окружающей среды могут быть и другие биообъекты (биогеохимические индикаторы) - торф как продукт

преобразования мхов-торфообразователей, опад и лесная подстилка почв как продукты малого биологического круговорота, ил как отходы целлюлозно-бумажной промышленности, кормовые продукты сельскохозяйственного производства (ботва, солома, сено, силос, сенаж, комбикорм и т.д.). Четкими биогеохимическими индикаторами могут быть и зоообъекты - мясо и мясопродукты диких и домашних животных, молоко и молочные продукты, рыба и различные гидробионты вод суши, а также насекомые (бабочки, мухи, жуки, пауки, комары, мошки и др.), перья птиц, копыта, рога и шерсть животных - домашних и диких, а также волосы и ногти человека.

Такой широкий диапазон био- и зоообъектов дает возможность охватить практически все экологические особенности мест проживания и жизнедеятельности человека с точки зрения экологической оценки окружающей среды как природных, так и техногенных ландшафтов.

Имеющиеся материалы о содержании химических элементов в биообъектах Сибири и Дальнего Востока, полученные в последние годы при геохимических, ландшафтно-геохимических и биогеохимических исследованиях, показывают, что биогеохимическая индикация становится одним из основных научных направлений в оценке состояния фоновых и техногенных ландшафтов с точки зрения концентрации или рассеяния тяжелых металлов [9, 13, 16]. На основании этих исследований представилась возможность установить биообъекты-индикаторы тех или иных химических элементов. Так, например, в ландшафтах таежного Прииртышья - региона относительно мало затронутого техногенным воздействием, четкими биогеохимическими индикаторами на тяжелые металлы являются лесная подстилка и торфяной слой [14]. Растительный опад оказался хорошим индикатором на фтор в степных ландшафтах Минусинской котловины [17], на цирконий, ванадий, хром, кобальт и другие металлы в горных ландшафтах Прибайкалья [19], на германий - в техногенных ландшафтах КАТЭКа [18]. Широко проводимые в Сибири стационарные ландшафтно-геохимические исследования показывают, что географические стационары могут стать базами биогеохимического мониторинга, на которых возможно изучение не только динамики миграции и накопления в окружающей среде тяжелых металлов, но и в целом состояния вещества и энергии близлежащих геотехнических систем [20].

Существующие в настоящее время высокочувствительные аналитические способы определения количественного содержания тяжелых металлов и других химических элементов во всех вышеуказанных биообъектах как растительного, так и животного происхождения позволяют считать биогеохимическую индикацию исключительно перспективным научным и практическим направлением в геоэкологической оценке

состояния окружающей среды. В связи с этим необходимо широкое проведение опытно-методических биогеохимических исследований для доказательства возможности эффективного использования тех или иных биообъектов в практике биогеохимической индикации состояния окружающей среды, а также поисков наиболее оптимальных биообъектов для этой цели, особенно для разработки научных основ биогеохимического мониторинга - комплексного оперативного слежения за состоянием окружающей среды и прогнозом ее изменения под влиянием техногенного загрязнения. Наибольшее внимание в разработке научных основ биогеохимического мониторинга состояния окружающей среды должно быть уделено урбанизированным зонам крупных городских агломераций, где наиболее резко сказывается воздействие загрязнителей на человека. Оценка этих воздействий на человека в местах его проживания и работы, особенно в условиях городской среды, является важнейшей задачей дальнейших биогеохимических и геоэкологических исследований, поскольку жизнь человека - самый важный экологический критерий [4]. Поэтому и в настоящее время, и в перспективе урбоэкология как новая научная дисциплина, возникшая в составе геоэкологии, должна быть объектом исследования самых различных специалистов, в том числе и урбобиогеохимиков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вышеприведенные материалы показывают, что биогеохимическая индикация может оказаться одной из важнейших проблем в области геоэкологии, а именно: исследование состояния окружающей среды с точки зрения загрязнения ее химическими элементами. Поэтому перспективными направлениями в области биогеохимической индикации состояния окружающей среды могут быть следующие.

1. Разработка теоретических основ биогеохимической индикации современного состояния и прогноза изменения окружающей среды под влиянием техногенных воздействий.

2. Разработка и апробация новых способов биогеохимической индикации загрязнения окружающей среды химическими элементами и их соединениями.

3. Разработка научных основ биогеохимического районирования территорий антропогенных ландшафтов по степени воздействия на них техногенных загрязнителей - кислотных дождей, горнорудных производств, объектов топливной энергетики, сельскохозяйственного производства, складированных отходов промышленного производства, твердых бытовых отходов в виде свалок мусора и т.д.

4. Биогеохимическая экспертиза природных (фоновых) и техногенных (повышенных) концентраций химических элементов в экосистемах с точки зрения оптимального размещения предприятий промышлен-

ного и сельскохозяйственного производства с минимальным воздействием техногенных токсичных веществ на окружающую среду и непосредственно в местах проживания человека.

Разработка этих научных направлений в области биогеохимической индикации даст возможность приостановить наступающий экологический кризис в России, защитить людей от вредных химических веществ, которые поступают в организм человека с воздухом, питьевой водой, сельскохозяйственными продуктами, а также с пищевыми природными дикоросами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965.
2. Виноградов А.П. Химический элементный состав организмов и периодическая система Д.И. Менделеева// Тр. Биогеохим. лаб. АН СССР. Вып. 3. 1935. С. 3-30.
3. Григорян С.В., Сагг Ю.Е. Геохимические методы при решении некоторых экологических задач// Сов. геология. 1980. №11. С.94-108.
4. Дружинин И.П. Жизнь человека - самый важный экологический критерий// Вестн. ДВО АН СССР. 1990. №2. С.30-38.
5. Ивашов П.В. Теоретические основы биогеохимического метода поисков рудных месторождений (применительно к территории Дальнего Востока). Новосибирск: Наука, 1976.
6. Ивашов П.В. Использование биогеохимического метода для оценки техногенных потоков тяжелых металлов в оловорудном районе// Геохимия руд. р-нов. Благовещенск: 1986. С.141-143.
7. Ивашов П.В. Применение ландшафтно-геохимических исследований для фиксации техногенных потоков олова и его спутников// Геохимия ландшафтов при поисках месторождений полезных ископаемых и охрана окружающей среды. Ростов-на-Дону: 1986. С.117-119.
8. Ивашов П.В. Биогеохимическая индикация оловянной минерализации. М.: Наука, 1987.
9. Ивашов П.В. Биогеохимические исследования на рудных месторождениях Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР- 1991.
10. Ковальский В.В. Геохимическая экология. М.: Наука, 1974.
11. Ковалевский А.Л. Особенности формирования рудных биогеохимических ореолов. Новосибирск: Наука, 1975.
12. Малюга Д.П. Биогеохимический метод поисков рудных месторождений: Принцип и практика поисков. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
13. Нечаева Е.Г. Ландшафтно-геохимический анализ динамики таежных геосистем. Иркутск: Ин-т географии СО АН СССР, 1985.
14. Нечаева Е.Г. Дифференциация тяжелых металлов в ландшафтах как предмет геохимического мониторинга // Тяжелые металлы в окружающей среде и охрана природы. Материалы 2-ой Всесоюз. конф. 28-30 декабря 1987 г. Ч.1. М.: 1988. С.142-145.
15. Розанов Б.Г. Основы учения об окружающей среде. М.: Изд-во МГУ, 1984.
16. Снытко В.А. Геохимические исследования метаболизма в геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978.
17. Снытко В.А., Щетников А.И. Природные и техногенные составляющие миграции фтора в степном ландшафте// Микроэлементы в биологии и их применение в сел. хоз-ве и медицине. Тез. докл. XI Всес. конф. Самарканд, 1990. С.84-85
18. Снытко В.А., Семенов Ю.М., Мартынов А.В. Ландшафтно-геохимический анализ геосистем КАТЭКа. Новосибирск: Наука, 1987.
19. Снытко В.А., Семенова Л.Н., Мартынов А.В. Микроэлементы в биологии и их применение в сел. хоз-ве и медицине. Тез. докл. XI Всес. конф. Самарканд, 1990. С.227-229.
20. Снытко В.А., Семенов Ю.М., Щетников А.И. и др. Роль географических стационарных исследований в изучении техногенеза// Геохимия техногенеза: Тез. докл. П Всесоюз. Совещ. Минск, 1991. С.291-293.
21. Ткалич С.М. Фитогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1970.
22. Ферсман А.Е. Периодический закон Менделеева в геохимии// Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т.4. С.23-103.
23. Shaw W.H.R. Studies in biogeochemistry: A biogeochemical period table// J. geochem. et Cosmochim. acta. Vol.19. N 3. 1960. P. 419-429.

Поступила в редакцию 14 октября 1994г.

P. V. Ivashov

Biogeochemical indication of the environmental contaminationn by chemical elements

There has been considered a conception of bioobjects utilization - plants' organs and parts, algae, hydrobionts, organic matter and other biotic components - for the biogeochemical indication of background and increased concentrations of the chemical elements including trace metals in the environment. Great prospects for biogeochemical indication using in estimating modern condition and predicting environmental contamination by trace metals under the impacts of man's economic activity have been shown.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.43+553.068.57

ТИПЫ ДРЕВНИХ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ ПРИАМУРЬЯ
(С ПОЗИЦИИ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА)

А.П.Сорокин

Международная лаборатория минеральных ресурсов АИУ ДВО РАН, г. Благовещенск

Проанализированы связи между геодинамическими условиями становления мезозойско-кайнозойских структур и формированием россыпей золота Приамурья. На основе проведенного анализа, в пределах орогенных и платформенных областей региона выполнена типизация позднемезозойских, палеогеновых и неогеновых россыпных месторождений. Это открывает новые возможности в решении проблемы прогнозной оценки наиболее сложных древних россыпей золота, которые еще только начинают вовлекаться в освоение.

На территории Приамурья широко известны древние* (юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые) и современные (четвертичные) россыпи золота. Они распространены в пределах орогенных регионов - Станового, Тукурингра-Джагдинского, Туранского, Бурейнского сводовых и сводово-глыбовых поднятий, а также на территории Зейско-Бурейнской платформенно-равнинной области (плиты) и характеризуются большим разнообразием морфологических, генетических и динамических типов.

Наиболее сложно из них построены древние россыпи, которые отличаются от современных масштабностью и значительной продолжительностью (десятки млн. лет) россыпеобразующих процессов, тесными парагенезисами с вмещающими их морфоструктурами, с эпохами планации и химического выветривания. Учитывая это, автором были проанализированы связи между генетическими и морфологическими рядами россыпей (в понимании Н.А.Шило [5]), с одной стороны, и геотектоническими условиями развития, типом, режимом и направленностью движений основных морфоструктур Приамурья - с другой.

Указанное направление исследований и характеризует сущность морфотектонического анализа, позволяющего более глубоко проникнуть в природу явлений россыпеобразования в цепи событий от вскрытия коренных источников вплоть до перехода золота в россыпь, и открывает новые возможности

районирования золото-россыпных объектов, их типизации и прогноза.

В результате проведенного анализа были установлены два существенных положения теории формирования россыпных месторождений золота. Во-первых, доказана возможность ранжирования золотоносных территорий на пояса, области, районы, узлы, в основе которого лежат структурные предпосылки процессов россыпеобразования. И, во-вторых, установлен широкий ряд россыпей золота, типизация и прогноз которых может быть выполнен только с учетом различий в динамических и морфологических обстановках при формировании морфоструктурного плана региона.

Не останавливаясь детально на вопросах районирования, укажем, что оптимальными для накопления россыпей являются особые виды структур, названные автором россыпеконцентрирующими [4]. Они представляют собой денудационные или аккумулятивные депрессии и поднятия с малыми амплитудами движений, устойчиво развивающиеся в этом режиме в Приамурье в течение позднего мезозоя и кайнозоя, сопряженные с рудными провинциями глубокого уровня эрозионного среза.

Переходя к вопросам типизации россыпных месторождений золота, отметим, что с морфотектонических позиций большое их разнообразие обусловлено, в первую очередь, особенностями динамики и морфологии зон сочленения областей денудации и аккумуляции. На территории Приамурья выделено четыре их разновидности: резко контрастный, умеренно контрастный, умеренно неоконтрастный и весьма неоконтрастный с денудационно-

* Под древними автор понимает россыпи, возраст которых древнее четвертичного.

аккумулятивными поверхностями выравнивания. Для орогенных и платформенных областей Приамурья указанные формы сопряжений развиты неравнозначно (рис.1).

В орогенных областях между площадями денудации и аккумуляции доминируют резко контрастный, несколько реже встречается умеренно контрастный и неконтрастный виды сочленений.

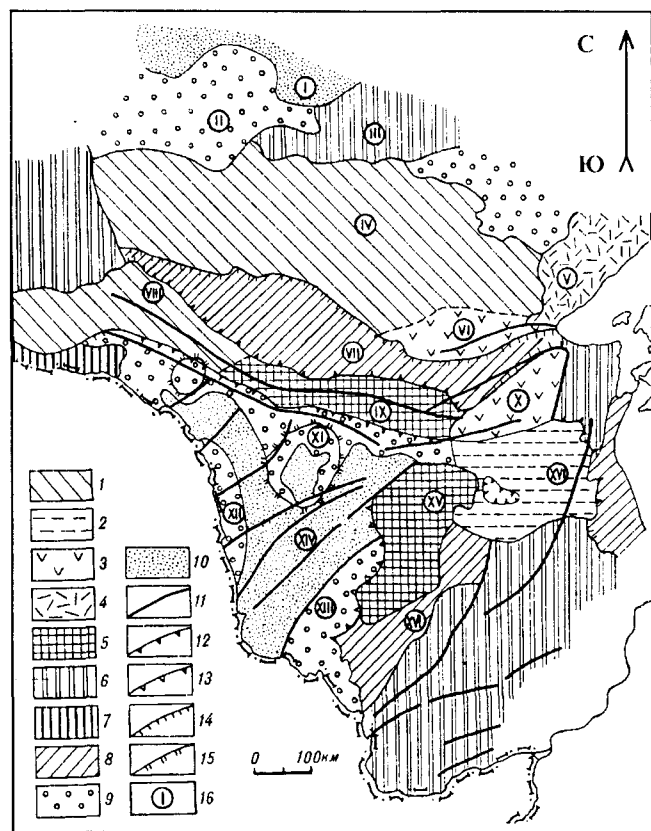


Рис.1 Схема районирования позднемиоценовых-кайнозойских морфоструктур Приамурья

1 - удлиненные сводовые поднятия (IY - Становое, YIII - Янканское); 2 - изометричные сводовые поднятия (XVI - Ям-Алинское); 3 - полусводы (YI - Майский, X - Тайканский); 4 - асимметричные глыбовые поднятия (Y - Джугджурское); 5 - линейные глыбовые поднятия (IX - Тукурингра-Джагдинское, XY - Туранское); 6 - зоны сопряжения прогибов и впадин (III - Предгановая); 7 - зоны разновысотных ступеней, горстов и грабен-долин; 8 - межгорные депрессии между областями разновозрастной складчатости (YII - Тынды-Зейская, XYII - Хинганско-Ниманская) с чередованием денудационных и аккумулятивных впадин; 9 - перигорные зоны сопряжения платформенных и орогенных областей (II - Тимптонская, XI - Амуро-Селемджинская, XII - Приамурская, XIII - Притуранская); 10 - равнинно-платформенные зоны (I - Сибирская, XIV - Зейско-Буреинская); 11 - основные разрывные нарушения; 12-15 - формы сопряжения поднятий с депрессиями: 12 - резко контрастные; 13 - умеренно контрастные; 14 - умеренно неконтрастные; 15 - весьма неконтрастные; 16 - морфоструктуры.

Резко контрастный вид отражает условия взаимодействия высоко мобильных положительных морфоструктур с внутригорными депрессиями, зачастую имеющими тектонические границы. Он развит в виде отдельных звеньев вдоль северного обрамления Тукурингра-Джагдинского и Буреинского сводово-глыбовых сооружений с Тынды-Зейским и Хинганско-Ниманским межгорными понижениями и представлен двумя подвидами.

Первый подвида сформировался на границе молильного орогена и длительно развивающейся в нисходящем режиме аккумулятивной впадины (например, Тукурингро-Джагдинского поднятия и Верхнезейской депрессии) (рис.1). Он выражен в виде сбросовой ступени с крутым падением сместителя к прогибу (впадине), на периферии которой вдоль области устойчивого прогибания в течение длительного времени формировались конусы выноса, дельты водотоков, стекающих с гор, предгорные шлейфы, в которых после вскрытия коренных источников происходило образование многоярусных неогеновых россыпей с неравномерным содержанием и в основном с гнездовым и линзовидным распределением золота (см.табл.). При перемыке их современной речной сетью возникло два типа четвертичных россыпей: в случае продольного (по отношению к орогену) положения водотока - чаще богатых непротяженных, а поперечного - более бедных по концентрации месторождений.

Второй подвида резко контрастных сочленений сформирован на границе орогенов с денудационно-аккумулятивными депрессиями (рис.1). Вдоль этих границ происходило образование прогибов, выполненных маломощным (до 50-60 м) чехлом пролювиально-аллювиальных отложений. Отличительными особенностями динамической обстановки при подобных видах сопряжений является широкое распространение вдоль поднятий двусторонних и односторонних грабенов, а также развитие процессов "втягивания" в горно-складчатые системы наиболее ранних горизонтов осадочного чехла. Оценивая в целом обстановку локализации россыпей золота при этом виде сочленений положительных и отрицательных структур следует отметить, что она более благоприятна по сравнению с ранее рассмотренной. Здесь возникли оптимальные условия для концентрации золота и образования наиболее богатых палеогеновых и неогеновых россыпей Приамурья. Они связаны с процессами колебательных движений, обусловивших многократный переувлажнение и переотложение золотосодержащих отложений, включая "поднятые" на более высокий гипсометрический уровень и захороненные в естественных ловушках-грабенах. Они образуют яснополянский и петровский типы россыпей (рис.2).

Менее широко развитые в горно-складчатых системах умеренно контрастные и неконтрастные виды сопряжений присущи денудационным, денудационно-аккумулятивным депрессиям и положительным морфоструктурам длительной денудации. Они выражены в виде полого наклонной поверхности, по которой горные сооружения через холмогорья и денудационные равнины переходят в аккумулятивные. Для этих видов сочленений

характерна минимальная контрастность вертикальных движений. Таковы пограничные зоны Станового свода и Тында-Зейского межгорного понижения, Верхнебуреинской впадины и Туранского поднятия (рис.1). В пределах их формирование россыпей золота связано с речными системами, дренирующими широкие предгорные равнины (с корами выветривания), и реже - с предгорными шлейфами и конусами выноса на склонах остаточных гор. Россы-

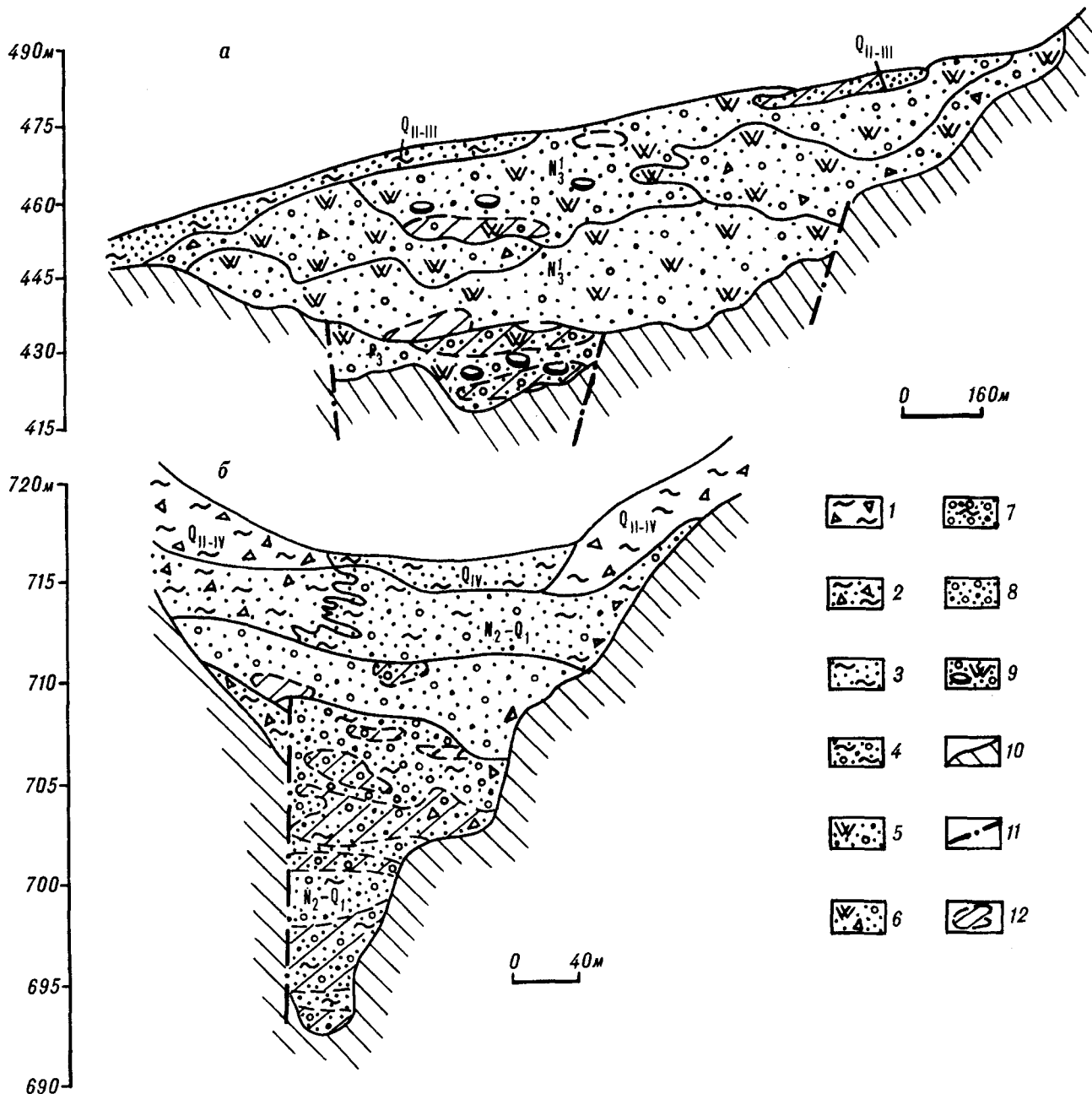


Рис.2 Строение кайнозойских россыпей орогенных областей. Типы россыпей: А - яснополянский, Б - пегровский
 1 - глины с обломками; 2 - глины песчаные с обломками; 3 - пески глинистые; 4 - пески глинистые с гравием и гальками; 5 - пески каолинизированные с гравием и гальками; 6 - пески каолинизированные с обломками и редкими гальками; 7 - галечники глинистые с песками и гравием; 8 - галечники с гравием и песками; 9 - галечники с каолинизированными песками и редкими валунами; 10 - породы докайнозойского фундамента; 11 - разрывные нарушения; 12 - обогащенные золотом горизонты.

пи золота здесь локализованы на пологих ступенях (пьедесталах асимметричных поднятий) и в депрессионных структурах, контролируемых тектоническими нарушениями преимущественно ортогональной регматической сети. Это грабен-долины шириной 1-5 и протяженностью до 50 км, выполненные верхнеюрскими и нижнемеловыми породами, в которые нередко вложены четвертичные аллювиальные отложения мощностью до нескольких десятков метров (см.табл.).

И, наконец, длительное развитие систем разрывных нарушений, секущих по отношению к основным морфоструктурным элементам региона, обусловило образование внутригорных прогибов, грабен-долин и впадин с весьма контрастными формами их сопряжения с горными сооружениями. Известные в этих структурах россыпи характеризуются преимущественно многоярусным строением с чередованием линз с высокими концентрациями золота. Наибольшей золотоносностью здесь обладают грабен-долины с озеровидными расширениями рек. Более крупные структуры такого типа представлены приразломными впадинами, выполненными осадками неоген-четвертичного возраста (рис.2). Характерной особенностью развитых в них россыпей служит концентрированная степень их локализации в зонах вдоль разрывных нарушений. Пересекая их, речные долины образуют озеровидные расширения, где золотоносны неогеновые и четвертичные отложения.

В платформенных областях различные виды сопряжений между площадями сноса и аккумуляции присущи внутренним районам, а более контрастные - их перифериям (рис.1).

Наиболее высокие градиенты контрастности характерны в зонах сочленения Зейско-Буреинской плиты с Тукурингра-Джагдинским поднятием. Здесь, в предгорье, развита система параллельных орогену грабенов, выполненных меловыми, палеогеновыми и четвертичными отложениями мощностью более 250 м, которые чередуются с денудационными депрессиями, обычно несколько смещенными к выравненным областям плиты. Специфика россыпеобразования рассматриваемой зоны определяется, с одной стороны, контрастными формами сопряжения денудационно-аккумулятивных впадин с динамически активным горноскладчатый обрамлением, а с другой - более пологими и пассивными морфоструктурами внутренних областей денудации, часто со зрелыми корами выветривания. Это вызывало интенсивный привнос постоянными и временными потоками основной массы обломочного материала в депрессию со стороны орогенов и обуславливало в периоды неотектонической активности перекомпенсирован-

ное развитие впадин. Сортировка отложений и улучшение условий концентрации золота происходили здесь в процессе перемива этих образований речными системами как транзитного типа, так и местной гидросетью, располагавшейся у подножия орогенов.

Таким образом, общая модель формирования россыпей золота в Южно-Тукурингской структурно-формационной зоне с наиболее высокой степенью продуктивности может быть представлена при существовании двух флювиальных систем: близкитротной, дренирующей депрессию равнинного режима, и горной - постоянного или временного типа, динамика которой определялась подвижностью орогенных сооружений. Благоприятными для россыпеобразования были участки разгрузки полугорных фулькирующих водотоков 2-3-го порядков, переуглубления русел, каньоны, грабены, карстовые полости и др. Типичным примером для этой зоны является Нагиминская россыпь (рис.3). Они образуют эшелонированно построенную систему золотоносных областей и районов, вытянутую вдоль подножия Тукурингра-Джагдинского сводово-глыбового поднятия. В пределах ее известны не только четвертичные, но и олигоценые, миоценовые и плиоценовые россыпи.

Умеренно контрастные формы сопряжения областей сноса и аккумуляции присущи западной окраине Туранского свода и, вероятно, Большому Хингану. Здесь расположена зона широких педиментов, близкая к "зоне-ноль-граднентов" или относительно стабильного состояния, на которую обращали внимание многие исследователи Дальнего Востока [1,2]. Специфика этой структуры состоит в том, что в пределах ее с дания по антропоген происходило устойчивое формирование поверхностей выравнивания и кор химического выветривания, вслед за которыми распространялись области аккумуляции. Ширина зоны планации, по которой с дания по антропоген "прошел" осадочный чехол, определяется в 20-60 км. Отступление склона не уменьшило высотную контрастность зоны сопряжения, на что, как указывалось ранее, убедительно указывают данные палинофлоры [3]. Подобные особенности характерны и для западного склона Сихотэ-Алиня. А.М.Коротким [1] установлены широкие зоны планации, которые вдоль крупных рек затягиваются вглубь горной страны в виде протяженных педиментов.

Сформированные здесь россыпи золота в целом близки к таковым Южно-Тукурингского предгорного понижения и развиты также в приразломных впадинах, дельтах, долинах рек и конусах выноса (см.табл.). Особенности их формирования связаны с существовавшим в зоне сочленения поднятий с депрессиями широких поверхностей выравнивания, что обуславливало возможность последующего

Таблица

Типы кайнозойских россыпей золота Приамурья

Геодинамический режим развития областей	Основные россыпные образования	Наиболее благоприятные эпохи формирования	Типы россыпей	Строение	Генезис	Динамические классы	Характеристики золота	
							Размеренность основной массы	Содержание в труднотлаваемых фракциях ме-нее 0.25мм)
В Становом свезде докембрийские и поздние мезозойские золото-, кварцевая, золото-сульфидная, в Тукурингра-Джагинском поднятии - палеозойские и позднемезозойские золото-, кварцевая, золото-, серебряная, кварцевая	Олигоцен, поздний миоцен, плиоцен-антропоген	Конусов выноса, предгорных шлейфов, русел и дельт рек в зонах контрастного сопряжения областей сноса и осадконакопления	Многоярусные, нередко гнездовые, четковидные с изменчивой формой пластов и линз	Прололювиально-аллювиальный, реже-аллювиальный и старичный	Комбинированный (аллохтонный и автохтонный)	Основные фракции: 0.25-0.5 (48 5%) и 0.25-0.1 (47 5%)	От 1 до 5%	Высокопробное и умеренно высокопробное
		Широких предгорных денудационных равнин и пологих склонов депрессий	Многоярусные, с прерывистыми пластами и линзами	Аллювиальный, реже-пролювиальный и старичный	Аллохтонный реже автохтонный	Основная фракция: 0.25-0.5 (54%)	От 1-5 до 20%	Низкопробное, умеренно высокопробное и высокопробное золото
		Внутригорных межглыбовых секущих приразломных впадин и грабен долин	Многоярусные, нередко гнездовые, четковидные, с изменчивой формой пластов и линз	Прололювиально-аллювиальный, реже-аллювиальный и старичный	Автохтонный	Основная фракция: 0.5-0.8 (72.2%)	От 3-10 до 12-17%	Преимущественно высокопробное и почти чистое
Золото-кварцевая, золото-серебряная, платиновометальная, золото-магнетитовая, золото-сульфидная, золотоносных конгломератов и песчанников	Олигоцен, поздний миоцен, плиоцен-антропоген	Приразломных впадин, дельт, долин рек, конусов выноса	Многоярусное, сложное	Прололювиально-аллювиальный, реже-аллювиальный, карстовый	Автохтонный реже аллохтонный	Основная фракция: 0.25-0.5 (более 50%)	От 13-36 до 70-80%	Относительно низкопробное средней пробы, высокопробное
		Пологих склонов остаточных горных массивов	Пластовые, сложенные линзовидные	Аллювиальный, реже-озерный, карстовый	Автохтонный реже аллохтонный	Две группы с преобладанием фракций 1-2 и менее 1	10-15%	Высокопробное и умеренно высокопробное
		Дельт рек, озеровидных расширенных депрессионных зон устойчивого прогибания	Лентообразные, четко-видные и гнездовые	Аллювиальный, реже-озерный и пролювиальный	Аллохтонный	Преобладает фракция 0.3-0.25	Более 50%	Высокопробное, средней пробы, низкопробное

О р о г е н н ы

П л а т ф о р м е н н ы

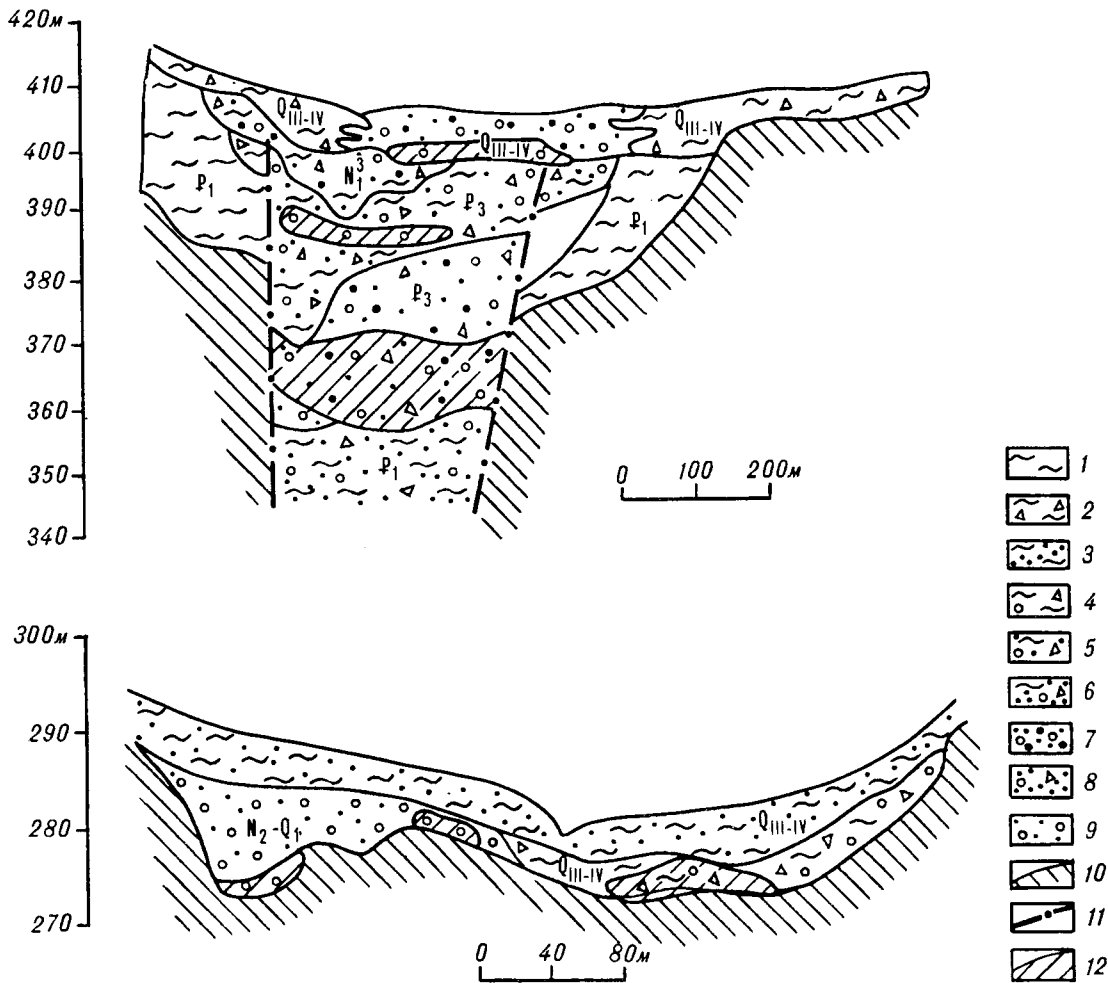


Рис. 3 Строение кайнозойских россыпей платформенных областей. Типы россыпей: А - нагиминский, б - желтулакский

1 - глины; 2 - глины с обломками; 3 - глины песчаные с прослоями алевролитов; 4 - глины каолиновые с обломками и гальками; 5 - глины каолиновые песчаные с гальками и обломками; 6 - пески глинистые с гальками и обломками; 7 - пески с гравием и гальками; 8 - пески с гравием, гальками и обломками; 9 - галечники с гравием и глинистыми песками; 10 - галечники с песками и гравием; 11 - породы кайнозойского фундамента; 12 - разрывные нарушения; 13 - обогащенные золотом горизонты.

подпитывания россыпей, но уже за пределами орогенных областей.

В пределах центральной части Зейско-Буринской плиты условия формирования россыпей золота резко отличны от вышеприведенных. Весьма специфичны эти условия в пределах остаточных горных массивов. Вдоль Шимановского, Октябрьского, Благовещенского и других холмогорных возвышенностей в течение кайнозоя прогрессивно развивался пояс разновозрастных педиментов, парагенетических связанных с аккумулятивными поверхностями выравнивания. Это создавало благоприятные условия для глубокой химической переработки пород и золота рудных объектов, существенно облегчая их высвобождение и дальнейшее накопление в глинистых и

алевролитовых аллювиальных отложениях рек на пологих склонах остаточных горных массивов. В контурах указанных морфоструктур известны олигоценовые, миоценовые, плиоцен-четвертичные и четвертичные золотоносные отложения, мощность которых достигает 250 м. Они слагают унаследованные долины, далеко проникающие в холмогорные поднятия со стороны сопряжения с ними Ушумунской, Приамурской и Зейско-Селемджинской областей устойчивого мезозойско-кайнозойского прогибания.

К верховью палеодолин наблюдается картина последовательного выклинивания вначале палеогеновых, а затем и неогеновых отложений, которая местами нарушается глубокими врезами плиоценовых водотоков. Обычно в днищах древних долин

вскрываются зоны дробления и гидротермально-измененных пород, вдоль которых развиты коры выветривания линейного типа. Этим и объясняется устойчивость позднемезозойского и кайнозойского рисунка гидросети не только в контурах денудационных равнин, но и на площадях, в значительной мере перекрытых осадочным чехлом. Таковы неогеновые и плейстоценовые долины на склонах Октябрьского поднятия и в пределах Шимановского и Гонжинского холмогорных возвышенностей, выделенных в желтулакский тип (рис.3). Характеристика этих россыпей приведена в табл.

Россыпи на пологих склонах остаточных горных массивов в областях сопряжения с зонами устойчивого прогибания (Приамурская, Зейско-Селемджинская и др.) преобразуются в более сложные многоярусные системы, связанные с дельтами рек и озеровидными расширениями.

Вышеприведенные данные показывают, что морфотектонический анализ территории позволяет реконструировать условия вскрытия коренных источников и перехода золота в россыпь. В связи с этим,

появляются возможности выделения многогранговых структур с оптимальными условиями накопления россыпей, а также их типизация и прогнозной оценки, что крайне важно, так как фонд четвертичных-мелкозалегающих месторождений во многом ограничен.

ЛИТЕРАТУРА

1. Короткий А.М. Анализ коррелятных отложений и реконструкции рельефа горных стран. М.: Наука, 1985. С.
2. Сорокин А.П. История геолого-геоморфологического развития Зейско-Бурейской впадины в мезозое и кайнозое // Автореф. дисс.... канд.геол.-мннер.наук. Владивосток, 1972. С.
3. Сорокин А.П.6 Худяков Г.И. О возрасте и условиях формирования кор выветривания в Северо-Западной части Амуро-Зейской впадины // Морфоструктура и палеогеография Дал. Востока. Владивосток, 1979. С.
4. Сорокин А.П. Россыпеконцентрирующие структуры Приамурья // Тихоокеан. геология. 1989. N 4. С.
5. Шило Н.А. Основы учения о россыпях.М.: Наука, 1981. С.

Поступила в редакцию 25 марта 1994 г.

A. P. Sorokin

Types of ancient gold placers in Priamurie pertaining to the morphotectonic analysis

The relations between geodynamic conditions og Mesozoic - Cenozoic structures and gold placers of Priamurie have been analysed. On the basis of the analysis, within the orogenic and platform areas of the region, the typification of the Late Mesozoic, Paleogene and Neogene placer deposits has been made. That opens new possibilities in solving the problem of forcasting valuation for the most compound ancient gold placers, which just begin to be developed.

ЮБИЛЕИ

Бакулин Юрий Ильич
(к 60-летию со дня рождения)

19 января 1996 года исполнилось 60 лет дальневосточному геологу и ученому, доктору геолого-минералогических наук, действительному члену АЕН РФ, лауреату Ленинской премии, директору Дальневосточного научно-исследовательского института минерального сырья, **Бакулину Юрию Ильичу**, крупному специалисту в области изучения рудных месторождений.

Бакулин Юрий Ильич внес большой вклад в разработку научно-обоснованных прогнозов эндогенного оруденения, оценку масштабов рудных объектов и методологии их моделирования на основе системного анализа. Научные разработки Ю.И. Бакулина способствовали успешному развитию минерально-сырьевой базы дальневосточного региона, комплексному ее освоению, усилению экономического потенциала.

За 40 лет производственной и научной деятельности им пройден путь от техника-геолога, геолога, старшего геолога и главного геолога разведочной партии, начальника Комсомольской геологоразведочной экспедиции до генерального директора производственно-геологического объединения "Дальгеология" (1974-1983 г.г.). В 1986 году он назначается заместителем директора ДВИМСа, а в 1987 году избирается директором и с тех пор возглавляет отраслевую геологическую науку на Дальнем Востоке.

Производственную и научную деятельность Ю.И.Бакулина отличает высокая эффективность: он первооткрыватель двух оловорудных месторождений, под его руководством и непосредственном участии разведано крупное Перевальное месторождение олова. За открытие и разведку Комсомольского оловорудного района ему присуждена (в составе группы геологов) Ленинская премия. Возглавляя ПГО "Дальгеология", Ю.И.Бакулин много внимания уделял развитию поисковых и разведочных работ на золото, олово, титан и комплексному изучению зоны БАМ, что привело к созданию новой сырьевой базы золоторудной и платиновой промышленности (разведаны Многовершинное, Березитовое, Покровское, Юрьевское месторождения), выявлению нового крупного Баджальского оловорудного района и Каларо-Ханинской титаносной провинции.

В 1967 году Ю.И.Бакулин без отрыва от производства окончил Иркутский политехнический институт, в 1970 году защитил кандидатскую, а в 1987 году – докторскую диссертацию. В 1991 году Ю.И.Бакулин избирается членом-корреспондентом АЕН РФ, а в 1995 году - его действительным членом. В 1992 году он организовал и возглавил Дальневосточный региональный центр АЕН РФ.

Ю.И.Бакулин является членом редколлегии журналов "Отечественная геология", "Тихоокеанская геология", председателем ДВ филиала Научно-редакционного совета, председателем ДВ отделения Минералогического общества России. Он активный популяризатор геологии. Им написаны ряд брошюр, очерков, книг.

Ю.И.Бакулин отличает трудолюбие, целеустремленность, принципиальность, преданность геологии. Он пользуется большим уважением среди коллег, его учеников и последователей.

Поздравляя юбиляра, коллеги, соратники и друзья желают Юрию Ильичу доброго здоровья, новых творческих успехов.



ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ

В № 5 “Тихоокеанская геология” за 1995 г. опубликована статья М. Г. Руб, А. К. Руб, Н. И. Чистяковой, И. А. Руб, Н. Н. Кривошекова “Ультраосновные щелочные породы Кокшарского массива (Приморье) как потенциальный источник титана”.

Не вдаваясь в детальный разбор статьи, мы хотели бы обратить внимание читателей на следующее. Главный вывод авторов - предположение о том, что вследствие широкого развития титаномагнетита, ильменита и сфена Кокшаровский массив представляет интерес как значительный источник титана. Это предположение соответствует действительности, но дело в том, что реальные перспективы Кокшаровского массива установлены уже достаточно давно. В конце 70-х - середине 80-х годов по инициативе Э. Л. Школьника, объединением “Приморгеология”, с участием ГИГСХа, затем в ДВГИ ДВО АН СССР был выполнен достаточно значительный объем полевых, исследовательских, технологических (обогащение) работ, который позволил считать, что в пределах Кокшаровского массива развита значительная по масштабам апатит-титаномагнетит-сфеновая минерализация с перовскитом. Были предварительно оценены запасы, разработаны оригинальные схемы обогащения с получением высококачественных апатитового, титаномагнетитового и сфенового, а сравнительно недавно - и перовскитового концентратов. Уже в 1981 г. были составлены технико-экономические соображения о перспективах отработки оруденения массива, где было показано, что при наличии потребителей на все виды сырья (включая и титаномагнетический концентрат), предприятие полностью окупит себя за 4-5 лет. Институтом минералогии им. Байкова по заказу и на средства ДВГИ разработана оригинальная схема получения высококачественных сталей, титановой губки с использованием хвостов местных горнометаллургических предприятий для этого процесса. Однако, составленное тогда ТЭО показало необходимость значительных капиталовложений, что не позволило развивать изучение и освоение массива.

В те времена, как известно, трудно было полностью опубликовать эти данные, вследствие закрытости сведений о крупных концентрациях титана. Тем не менее, по крайней мере в трех работах эти данные частично опубликованы, и геологи Приморья о них знали. Естественно, имеются значительные фондовые материалы.

Авторы рассматриваемой статьи указали, что Кокшаровский массив детально изучался в 1960-70 годы, но совершенно не отметили указанные выше исследования, что может только свидетельствовать о том, что они не ознакомились ни с опубликованной, ни с фондовой литературой, приступая к данной работе, кстати, поддержанной РФФИ. Более того, многие из приведенных в статье данных впервые получены Б. Л. Залищак и опубликованы в его монографии, на которую авторы хотя бы ссылаются.

Непосредственные участники оценки Кокшаровского массива в 80-х годах:

Э. Л. Школьник, Б. Л. Залищак, В. В. Голозубов

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН)

Л. А. Саматова (Институт горного дела ДВО РАН)

В. Т. Старожил (Дальневосточный государственный университет)

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСЕЙ

Общие требования при приеме рукописей

1. Статья (в том числе таблицы, приложения, список литературы, подрисуночные подписи) печатается через 2 интервала в двух экземплярах. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 300 слов) на русском и английском языках, и индекс УДК.
2. Иллюстрации прилагаются к рукописи в 2 экземплярах:
 - условные обозначения к рисункам даются в виде кубиков с порядковой нумерацией;
 - на чертежах, картах указывается масштаб, ориентирование, географическая привязка;
 - на обороте - номер рисунка, автор, название статьи;
 - рисунки должны быть готовыми к публикации;
 - фотографии должны быть контрастными и четкими;
 - ссылки на рисунки, фотографии и таблицы выносятся на поля (простым карандашом) при первом упоминании в тексте.
3. Таблицы, подписи к рисункам даются на отдельных листах и не включаются в текст.
4. Литература дается общим списком в конце статьи. Фамилии авторов помещаются в алфавитном порядке (вначале русские источники, затем иностранные) и пронумеровываются. В тексте ссылка на литературу дается как порядковый номер источника, в квадратных скобках.

Оформление статьи на дискете

1. Статья на дискете представляется в стандартном текстовом редакторе (желательно в Лексиконе или Word 2.0). В сопроводительном письме указывается тип редактора.
2. Представление рисунков возможно в любом стандартном графическом формате (желательно в формате .tif).
3. Недопустимо набирать формулы в редакторе Chiwriter.
4. Файлы представляются на стандартных дискетах; при пересылке дискет по почте позаботьтесь об их сохранности.
5. Текст должен соответствовать следующим требованиям:
 - шрифт - Times New Roman Cyr (10 pt).;
 - не содержать жестких переносов (ЖСПИ или HRt) в конце строк и не форматироваться (текст форматируется в редакции);
 - не содержать подчеркиваний, разрядки (пробелы между буквами в слове);
 - не применять прописные буквы (Caps Lock) при наборе фамилий авторов, заголовков, подзаголовков.
 - использовать при выделении подзаголовков разного ранга :
 - Bold (жирный шрифт)** – подзаголовки первого порядка;
 - Italic (курсив)* – второго порядка;
 - необходимы пробелы после всех знаков препинания;
 - для выделения слов в тексте используется **Bold**.
6. Таблицы набираются без разделительных линий. Выравнивание столбцов делать табулятором. (Размер шрифта в таблице -- не больше 9pt).

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 20.12.95г.
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л. 21. Уч.-изд.л. 19,5
Тираж 300 экз. Заказ 344

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г.Владивосток, ул.Радио, 7

(Адрес подписчика)

Индекс 70985

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1996. Т. 15, № 1