

**Том 22, номер 5**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Сентябрь-Октябрь 2003**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
МОИСЕЕНКО В.Г.



<http://www.itig.khv.ru/POG>

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Н.А. Богданов, И.Д. Полякова.</i> Седиментационные бассейны шельфа Берингова моря и окружающей суши: геодинамические обстановки формирования и нефтегазоносность .....	3
<i>Ф.Р. Лихт.</i> Нефелоидные отложения – индикаторы условий осадкообразования, геодинамических и минерагенических особенностей приконтинентальных бассейнов .....	13
<i>С.А. Горбаренко, А.В. Артемова.</i> Хроностратиграфия верхнечетвертичных осадков северо-западной Пацифики и берингова моря, изменение среды и биопродуктивности .....	23
<i>Ю. Д. Марков, А. И. Боцул.</i> Позднечетвертичные отложения Восточно-Корейского залива (Японское море) .....	39
<i>Ю.Д. Захаров, М.Е. Мельников, В.Д. Худик, Т.А. Пунина, С.П. Плетнев, О.П. Смышляева.</i> Новая находка позднемеловых аммоноидей (Cephalopoda) в осадках дна океанов .....	51
<i>В.В. Мишин, А.Г. Нурмухамедов, С.П. Белоусов.</i> Палеосубокеанический тип земной коры на северо-востоке Камчатки .....	58
<i>П.Л. Неволин, В.П. Уткин, А.Н. Митрохин, С.В. Коваленко, Т.К. Кутуб-Заде.</i> Меловые интрузивы южного Приморья: тектоническая позиция и динамические условия формирования их структуры .....	73
<i>М.Д. Рязанцева, И.И. Курянова, Б.В. Беляцкий, Р.Ш. Крымский, Е.П. Шпанов.</i> Возрастные и генетические соотношения магматических пород и редкометалльно-флюоритового оруденения Вознесенского рудного района (Приморье) .....	87
<i>К.Б. Булнаев.</i> Позднемезозойские вулканы и флюоритовые месторождения Забайкалья и Монголии: возрастные и генетические соотношения .....	103

### Юбилей

Феликс Рузикович Лихт (к 70-летию со дня рождения) .....	111
Виталий Георгиевич Варнавский (к 75-летию со дня рождения) .....	113

## CONTENTS

<i>N.A. Bogdanov, I.D. Polyakova.</i> Sedimentary basins of the Bering Sea shelf and the surrounding land: geodynamic environments of formation and oil and gas potential .....	3
<i>F.R. Likht.</i> Nepheloid deposits as indicators of the sedimentary conditions, geodynamic and mineragenic peculiarities of near-continental basins .....	13
<i>S.A. Gorbarenko, A.V. Artyomova.</i> Chronostratigraphy of the Upper Quaternary sediments of the Northwestern Pacific and the Bering Sea, change of the environment and productivity of the region .....	23
<i>Yu.D. Markov, A.I. Botsul.</i> The Late Quaternary deposits of the East Korean Bay (the Sea of Japan) .....	39
<i>Y.D. Zakharov, M.E. Melnikov, V.D. Khudik, T.A. Punina, S.P. Pletnev, O.P. Smyshlyaeva.</i> A new find of ammonoids (Cephalopoda) in the oceanic floor deposits .....	51
<i>V.V. Mishin, A.G. Nurmukhamedov, S.P. Belousov.</i> Paleosuboceanic type of the Earth's crust in Northeastern Kamchatka .....	58
<i>P.L. Nevolin, V.P. Utkin, A.N. Mitrokhin, S.V. Kovalenko, T.K. Kutub-Zade.</i> The Cretaceous intrusions of Southern Primorye: the tectonic position and dynamic conditions of their structure formation .....	73
<i>M.D. Ryazantseva, I.I. Kupriyanova, B.V. Belyatsky, R.Sh. Krymsky, Ye.P. Shpanov.</i> Age and genetic correlations between magmatic rocks and rare metal fluorite mineralization in the Voznesenka ore district (Primorye) .....	87
<i>K.B. Bulnaev.</i> Late Mesozoic volcanics and fluorite deposits in the Transbaikal region and Mongolia: age and genetic relations .....	103

### Anniversaries

Feliks Ruzikovich Likht (to the 70-th birth anniversary) .....	111
Vitaly Georgievich Varnavsky (to the 75-th birth anniversary) .....	113

**СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАСЕЙНЫ ШЕЛЬФА БЕРИНГОВА МОРЯ И ОКРУЖАЮЩЕЙ  
СУШИ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И  
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ**

*Н.А. Богданов, И.Д. Полякова*

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва*

Влияние геодинамических обстановок на нефтегазообразование и нефтегазоаккумуляцию в седиментационных бассейнах шельфа и сопредельной суши рассматривается на примере северо-западного региона Тихоокеанской окраины. В результате действия процессов растяжения и сжатия коры в недрах шельфа Берингова моря сформировались рифтовые бассейны, а на сопредельной суше Чукотки, Корякии и Южной Аляски – межгорные молассовые впадины и прогибы. Наиболее благоприятные условия для формирования нефтегазовых месторождений отмечены для глубоких бассейнов внешней части шельфа, подверженной воздействию правосторонних сдвигов. В погруженной части этих бассейнов накопились обогащенные сапропелевым ОВ нефтематеринские толщи, относящиеся к доманикитным и субдоманикитным формациям. Интенсивно прогреваясь в результате активного тепломассопереноса, они могли продуцировать большие массы жидких углеводородов в широком диапазоне мезокатагенеза. Ловушки этих бассейнов особенно разнообразны. Представляется, что рифтовые бассейны внешнего шельфа Берингова моря более перспективны в нефтегазоносном отношении по сравнению с межгорными впадинами суши и рифтовыми бассейнами внутреннего шельфа.

**Ключевые слова:** шельф, рифтовые бассейны, межгорные впадины, доманикиты, тепломассоперенос, резервуары, ловушки, нефтегазоносность.

Изучение геологического строения шельфа окраинных морей России показало, что его недра обнаруживают определенное сходство с прилегающей сушей. Такая ситуация просматривается в наиболее перспективных в нефтегазоносном отношении морях – Баренцевом, Печорском, Карском и отчасти море Лаптевых, на территорию которых продолжаются структуры Русской, Западно-Сибирской и Сибирской платформ. Однако при этом сходстве обнаруживаются и различия, связанные с усилением роли рифтогенных структур, существенным увеличением площади поднятий и расширением стратиграфического диапазона нефтегазоносности за счет более молодых отложений шельфа. Очевидные различия прослеживаются на северо-востоке России, где на суше и в недрах шельфа распространены разнородные структурные сегменты, в пределах которых формировались седиментационные нефтегазоносные и потенциально нефтегазоносные бассейны.

Чтобы понять особенности этих различий и оценить их влияние на процессы нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции, следует начать с изучения кон-

кретных ситуаций. Представляется целесообразным выбрать в качестве примера регион, где эти различия четко проявились. В качестве такового интересен район шельфа Берингова моря и прилегающей к нему суши Чукотки, Корякии и Аляски.

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ  
СТРУКТУРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ  
ОБСТАНОВКИ**

Значительную часть Берингова моря составляет шельф, охватывающий прибрежную зону Аляски и Чукотки, не меньшая территория относится к абиссали с глубинами моря 2800–3600 м. Эти две зоны разделяет изрезанный каньонами континентальный склон. Алеутская дуга протяженностью около 2500 км образует южную границу Берингова моря и отделяет его от Тихого океана.

Все седиментационные бассейны шельфа имеют кайнозойский возраст. Они заложены на складчатом основании, которое, согласно распространенной концепции [4, 15, 16, 19, 21 и др.], сформировалось в мезозое в результате субдукции океанической коры



плит Фаролон и Кула. Тектонические фрагменты этих плит идентифицированы в аккреционно-коллизийных областях Корякии и Южной Аляски. Здесь в позднем мелу особенно активно образовывались островные дуги, между которыми и рядом с которыми возникали межгорные молласовые впадины и прогибы: например, Нижнеанадырская на Чукотке, Хатырская в Корякии, Сент-Элиас и Кук-Инлет на Южной Аляске. Тогда же на шельфе субдукционные процессы достигали главной фазы.

В недавней работе С.Л. Клемперера и др. [18] детализируются и уточняются особенности строения и развития континентальной коры региона. В частности, изучение материалов по двум субпараллельным трансектам позволило этим исследователям выделить на территории шельфа Берингова моря два сегмента. Один, соответствующий Берингову проливу и внутреннему шельфу, ассоциируется с позднеюрско-раннемеловым плутолизмом Охотско-Чукотского магматического пояса и структурами его последующего разрастания на юг. Другой, представляющий внешний, ограниченный континентальным склоном шельф, подстилается молодой корой, сформированной ассоциацией мезозойских террейнов с проявлениями мезозойского и кайнозойского магматизма. В недрах внешней части шельфа преобладала свдиговая аккреция без сокращения и уплотнения коры, во внутренней – коллизийная, сопровождавшаяся уплотнением коры с субсеквентной модификацией террейнов.

Седиментационные бассейны на шельфе заложены в эоцене, практически одновременно с Алеутской островной дугой, отделившей Берингово море от Тихого океана. Тогда же плита Кула испытала новое растяжение и изменение направления движения с северного на северо-западное [16]. В недрах шельфа проявился рифтинг, и стали формироваться глубокие рифтовые бассейны. Их погружение сопровождалось правосторонними сдвигами, которые особенно ярко выразились на Аляске и на краю шельфа, где начали формироваться бассейны “pull apart”. На внутреннем шельфе глубокие рифтовые бассейны с кайнозойским заполнением испытали более слабые свдиговые смещения, не искажившие систему нормальных разломов. Эоцен знаменателен также для Корякии и Южной Аляски коллизией нового поколения островных дуг с континентальным блоком, приведшей к возникновению молодых, довольно мелких впадин, содержащих небольшие объемы осадочного заполнения.

В миоцене плитные перемещения отдельных частей шельфа осуществлялись в западно-северо-запад-

ном направлении, в результате чего происходила субдукция под южную Корякию и хр. Ширшова. Бассейны продолжали углубляться, превращаясь в надграбеновые прогибы и впадины.

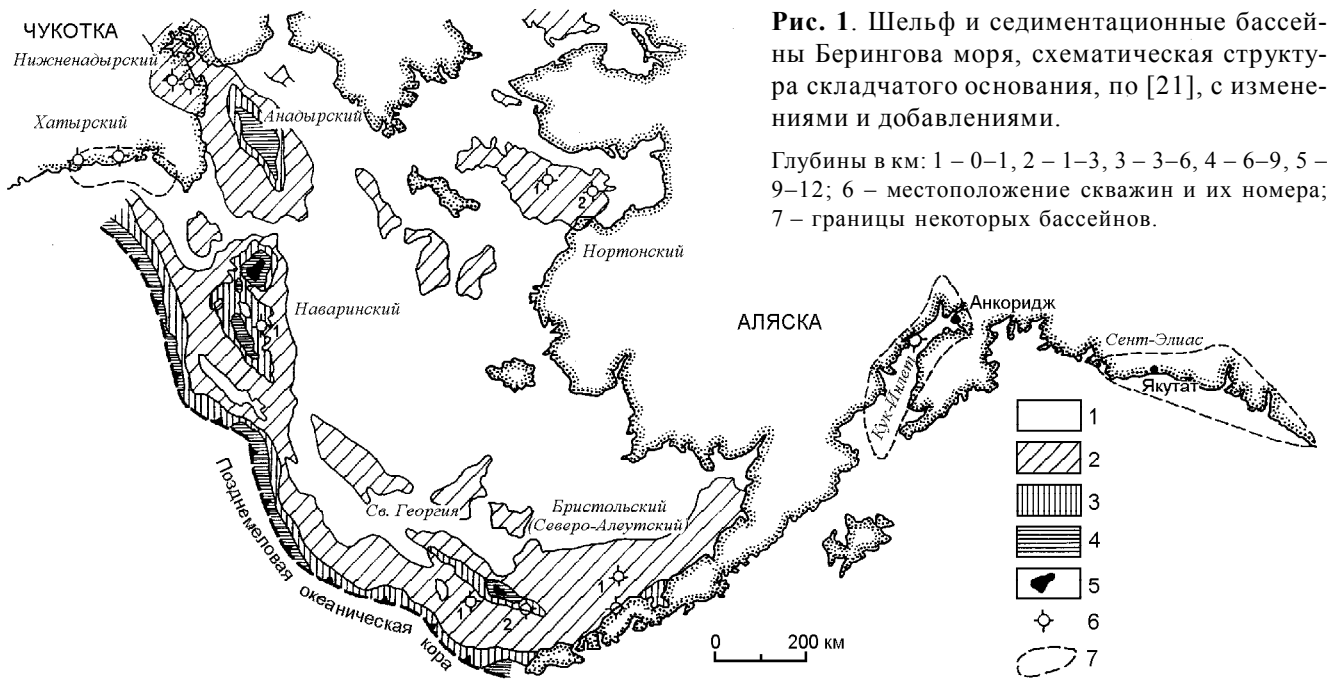
Таким образом, на суше и шельфе возникли два разных типа седиментационных бассейнов. На Чукотке и Южной Аляске в мезозое, чаще в позднем мелу, закладывались межгорные впадины, продолжавшие свое дальнейшее формирование в кайнозое. На шельфе на протяжении кайнозоя, начиная с эоцена, развивались рифтовые бассейны

#### **ПОТЕНЦИАЛЬНО НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ ШЕЛЬФА БЕРИНГОВА МОРЯ**

Шельф занимает значительную площадь вдоль берегов Чукотки и Аляски. Здесь в его недрах выделяются пять крупных седиментационных бассейнов общей площадью 220 000 км<sup>2</sup>. Анадырский, Наваринский, Св. Георгия и Бристольский (Северо-Алеутский) располагаются во внешней полосе шельфа. Нортонский бассейн обособлен в северной внутренней части шельфа и тяготеет к суше. Анадырский и Бристольский бассейны продолжаются на суше (рис. 1).

Нефтегазообразование большинства рифтовых и надрифтовых бассейнов обусловлено двумя определяющими факторами – отложением мощных осадочных толщ со специфическими нефтематеринскими толщами и их интенсивным прогревом. Такие характерные черты были выявлены в рифтовых бассейнах шельфа Берингова моря по результатам сейсмопрофилирования, бурения 6 глубоких скважин в пределах бассейнов, а также материалов реализованных проектов глубоководного бурения с отбором образцов на территории шельфа Берингова моря [16, 18, 21].

Интенсивность накопления кайнозойских осадков на шельфе увеличивалась в южном направлении от внутренней зоны к внешней. Особенно больших мощностей (8–12 км) отложения достигали в бассейнах континентального склона, испытавших свдиговые деформации. Близко расположенные друг к другу параллельные свдиги способствовали увеличению площади бассейнов, которая в самом крупном, Наваринском, составляет 80 000 км<sup>2</sup>. Многие вертикальные свдиги сохраняют основные направления структуры более древней активной окраины. На юго-востоке они пересекают п-ов Аляска, на северо-западе – продолжают в Корякии [21]. Нортонский бассейн располагается во внутренней части шельфа севернее свдига Калтаг, который практически не оказал влияния на структуру бассейна, разбитого системой вертикальных разломов. Только в двух его глубоких



грабенах мощности достигают 5–6 км, а в полуграбенах они уменьшаются до 1,5–3,0 км.

Осадочное выполнение рифтовых бассейнов, отделенное от фундамента поверхностью так называемого «красного» несогласия, образовано в основном терригенными осадками. Они вскрыты скважинами, пробуренными преимущественно на бортах бассейнов (рис. 1, 2). По этой причине изученные разрезы представляют не самые глубоководные фации, которые можно ожидать над днищами бассейнов. И тем не менее, даже на бортах бассейнов, например, Наваринского, кайнозойский разрез начинают эоценовые, обогащенные органическим веществом глинистые сланцы, которые перекрываются ниже-среднеолигоценовыми глинистыми сланцами с тонкими прослоями карбонатных песчаников. И те, и другие могли накопиться в условиях батиали и нижней сублиторали. Верхняя часть кайнозойского разреза сложена верхнеолигоцен-среднемиоценовыми глинистыми алевролитами с прослоями отсортированных песчаников и верхнемиоцен-плиоценовыми диатомовыми глинами, которые отложились в условиях сублиторали. В Наваринском бассейне той же скважиной вскрыты залегающие в синклиналиях фундамента верхнемеловые толщи, в состав которых входят аргиллиты, хорошо отсортированные песчаники, туфы и угли, являющиеся образованиями озерно-аллювиальной равнины. Не исключено, подобный разрез можно встретить в расположенном севернее глубоком Анадырском грабене, в котором бурение не проводилось.

Предположительно близкий кайнозойский морской разрез можно ожидать и в глубокой части бассейна Св. Георгия. На его бортах бурились две скважины, вскрывшие субугленосную юру фундамента, а также вулканогенный средний эоцен, грубозернистый остальной палеоген и мощный глинистый, с тонкими песчаными прослоями миоцен-плиоцен. В Бристольском бассейне, расположенном вблизи п-ова Аляска, кайнозойский песчано-алеврито-глинистый разрез характеризуется значительным присутствием вулканогенных и угленосных отложений, которые накопились в континентальных и прибрежно-морских, а часто в переходных между ними условиях. В толще среднеэоценового возраста, кроме туффитов, встречаются базальты и диабазы.

В Нортонском бассейне, в наиболее глубоком грабене (суббассейн Св. Лаврентия, скв. 1), разрез характеризуется значительной глинистостью. В эоцен-олигоценовой части прослеживается переслаивание глин, песчаников и алевролитов, в верхнем олигоцене и неогене переходящее в глинистые отложения, среди которых в миоцен-плиоцене распространены и диатомиты. На южной периферии центрального грабена (суббассейн Стюарт, скв. 2) кайнозойский терригенный разрез представлен исключительно переслаиванием, в котором заметную роль играют прослой угля, и только в верхнем миоцене появляется 300-метровая толща диатомитов. Отложения нижнего кайнозоя прорваны базальтами миоценового возраста.

В осадочном выполнении Наваринского бассейна в палеогеновых отложениях распространено в ос-

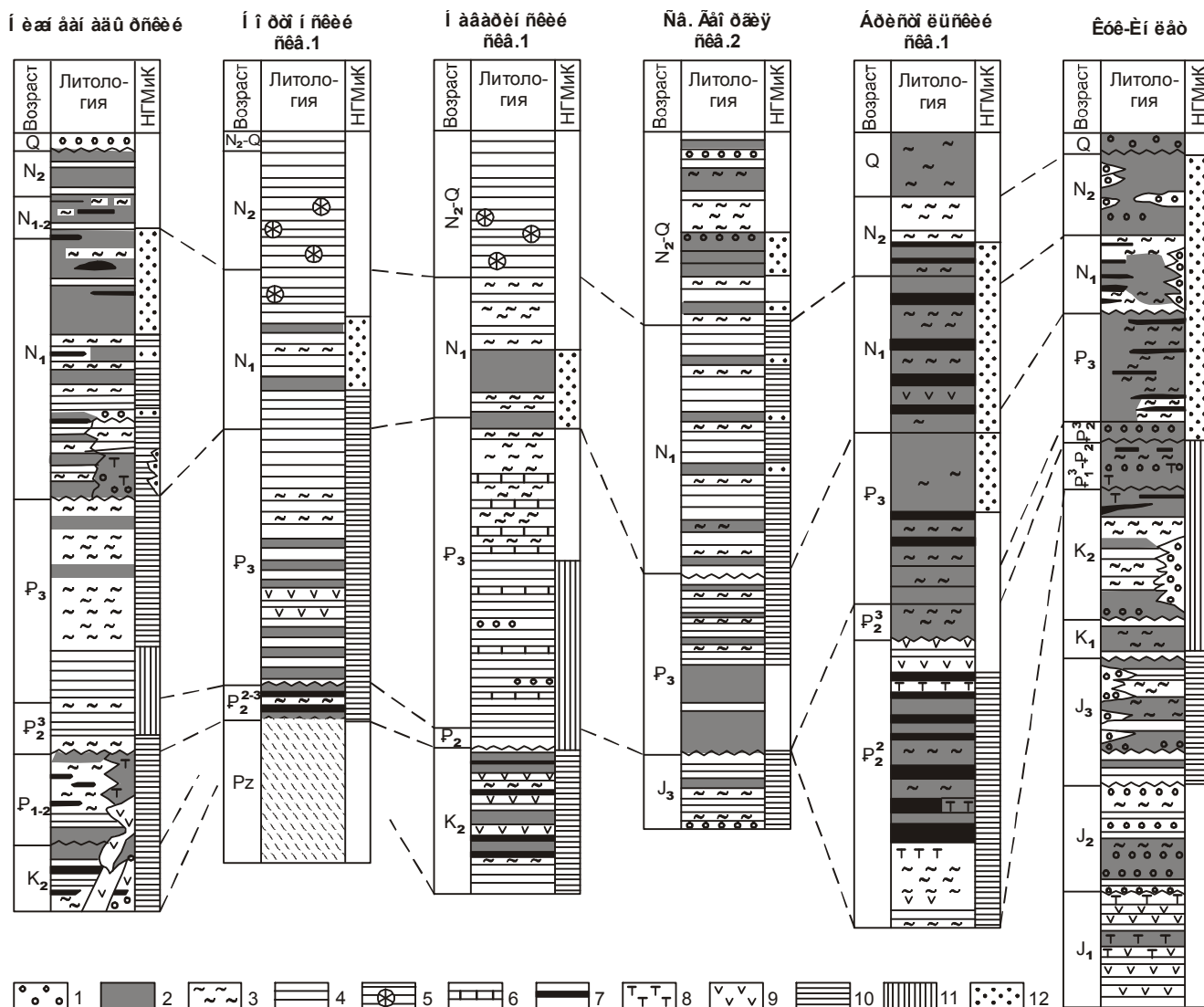


Рис. 2. Литология, нефтегазоматеринские (НГМ) и коллектирующие (К) толщи в разрезе бассейнов Берингова моря и окружающей суши.

Породы: 1 – гравелиты и конгломераты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – глины и аргиллиты, 5 – диатомовые глины, 6 – карбонатные песчаники, 7 – угли и углистые аргиллиты, 8 – туфы и туффиты, 9 – вулканиты; НГМ и К толщи: 10 – нефтематеринские, 11 – газоматеринские, 12 – коллектирующие.

новном сапропелевое органическое вещество (ОВ), относящееся по классификации Тиссо и Вельте ко II-ому типу [17]. Особо повышенным генерационным потенциалом выделяется эоцен-олигоценая толща темноцветных сланцев и диатомовых аргиллитов с высокими содержаниями органического углерода ( $C_{орг}$ ). Подобная толща диатомовых глин вновь появляется в миоцен-плиоценовой части разреза Наваринского и Нортонского бассейнов. Предположительно такие толщи могли накопиться в осевых частях других бассейнов (Анадырский и Св. Георгия), расположенных в зоне сдвигов вдоль континентального скло-

на, но не вскрытых скважинами, пробуренными на их бортах. Не исключено, что эти толщи могут принадлежать нефтематеринским доманикитным или субдоманикитным формациям, накопившимся на начальном этапе рифтообразования и его последующей реактивизации. Периодическое появление этих формаций в фанерозойском разрезе С.Г. Неручев с 1982 г. связывает с рифтингом, совпадавшим или несколько опережавшим во времени их накопление. В Нортонском и Северо-Алеутском бассейнах, тяготеющих к суше, наиболее часто встречается гумусовое и сапропелево-гумусовое ОВ III-го типа. Высоких concentra-

ций (2–5 %) оно достигает в угленосных и вулканогенно-угленосных толщах эоцена и миоцен-плиоцена, также юры и верхнего мела, которые рассматриваются в качестве газоматеринских.

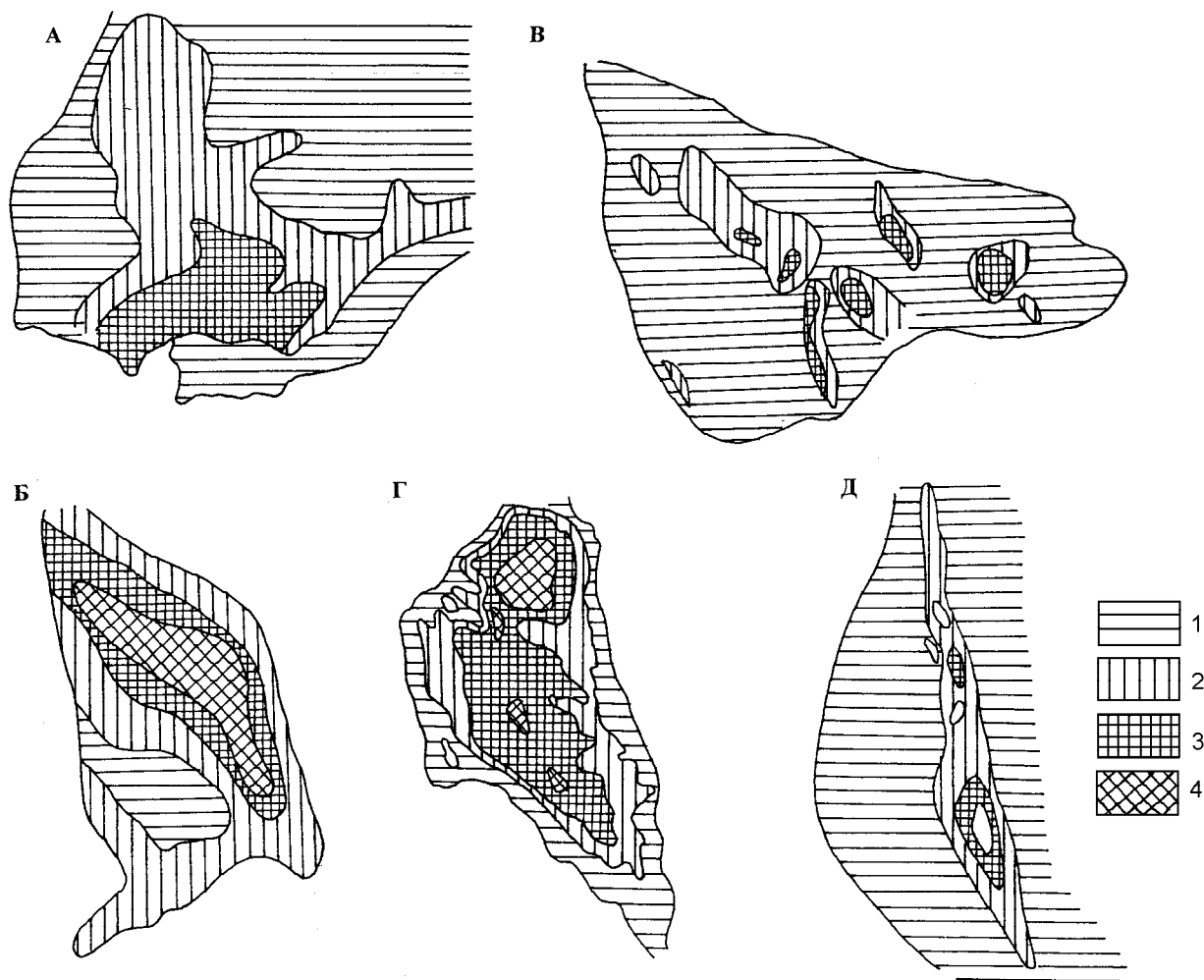
Геотермический градиент в рифтовых бассейнах шельфа Берингова моря интенсивно растет с глубиной. В скв. 1 бассейна Св. Георгия, пробуренной в грабене, геотермический градиент равен 36 °С/км, тогда как в скв. 2, расположенной на склоне надрифтового прогиба, он составляет 27 °С/км. В обеих скважинах Нортона бассейна, вскрывших разрез на территории рифтов, геотермический градиент, достигнув 36 °С/км на глубине более 3000 м, резко возрастает до 44 °С/км. Близкую картину можно ожидать в других рифтовых бассейнах шельфа Берингова моря. Соответственно изменяется показатель отражательной способности витринита ( $R_o$ ), по величине которого можно прогнозировать общую картину зональности нефтегазообразования, исходя из того, что в главной зоне нефтеобразования (интервал глубин 3–5 км)  $R_o$  составляет 0,6–1,3 %, а в глубинной зоне высокотемпературного газообразования (5–7 км)  $R_o$  достигает 2 %. Ниже распространена зона постумного метанообразования, а над главной зоной – верхняя зона низкотемпературного газообразования. В центральной, наиболее погруженной части рифтовых бассейнов, где распространены доманикитные и субдоманикитные формации, предполагается, что нижняя граница главной зоны нефтеобразования опускается на глубины до 6–7 км [9, 14, 20], и прочие зоны соответственно занимают другое местоположение. Над днищами бассейнов локализуются активные очаги нефтегазообразования (рис. 3).

Гранулярные коллекторы распространены на малых глубинах. Полимиктовые песчаники, содержащие неустойчивые в катагенезе минералы и обломки вулканических пород, подвергались вторичным изменениям с повышенной скоростью. Интенсивная цементация зерен еще больше уменьшала пористое пространство в породах. В результате качественные коллекторы ограничены глубинами 2,5–3,0 км и приурочены к миоцену, иногда верхнему олигоцену. Здесь пористость варьирует от 14 до 70 %, а проницаемость иногда повышается до 0,42 мкм<sup>2</sup>. Значительная пористость порой обусловлена присутствием скелетов диатомовых водорослей. Мощные слои песчаников накапливались в течение кайнозоя на шельфе у дельт крупных рек Аляски (Юкон, Кускуквим), вблизи возвышенной суши островов и полуостровов. Низкое качество коллекторов отмечено в Наваринском бассейне. В разрезе бассейнов Нортона, Северо-Алеутском и на бортах Св. Георгия выявлено характерное

переслаивание песчаных и алевропелитовых пород, так называемый "слоеный пирог", который является благоприятным фактором для нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Бассейнам свойственны качественные флюидоупоры.

Среди ловушек наиболее распространенными являются крупные антиклинали (длиной 10–15 км), сформировавшиеся при облекании осадками эродированных выступов фундамента, которые часто представляют собой горсты. В бассейне Нортона такие горсты, образованные закарстованными карбонатными породами, могут быть крупнообъемными ловушками. Вокруг таких горстов образовывались песчаные фены. В Наваринском бассейне положительные структуры возникали в результате диапиризма или горизонтального сжатия. В верхних частях чехла амплитуда антиклинальных поднятий уменьшается. Значительную часть ловушек составляют приразломные, приуроченные к небольшим антиклиналям или моноклиналям. Стратиграфические ловушки формировались на флангах бассейнов, где происходило выклинивание по восстанию коллектирующих горизонтов и/или срезание поверхностями несогласия. В узких грабеновых бассейнах, таких как Св. Георгия и Анадырском, стратиграфические ловушки на бортах формировались относительно быстро.

Во всех рифтовых бассейнах шельфа Берингова моря распространены нормальные разломы и сдвиги, по которым осуществляется тепломассоперенос. По ним глубинные флюиды могли проникать в нефтегазоматеринские толщи, активизируя в них генерацию и миграцию углеводородов. Их вертикальная миграция должна особенно активизироваться в бассейнах, в которых фундамент и перекрывающие его основные материнские толщи залегают на глубинах 7–12 км. Здесь преобразованность ОВ отвечает апокатагенезу. Генерированные огромные массы высокотемпературного газа из-за ограниченных аккумуляционных возможностей больших глубин перераспределяются вверх по разрезу. В результате возможные газовые скопления должны концентрироваться в осевой зоне осадочного чехла, вытесняя жидкие углеводороды на приподнятые борта бассейнов или разделяющие их горсты. Учитывая преимущественно смешанный состав ОВ, отнесенного к III-ему, иногда II-ому типам, в большинстве бассейнов нефти должны иметь парафинистый алкановый состав. Некоторое исключение в этом плане может представлять Наваринский (возможно, Св. Георгия и Анадырский) бассейн, в котором распространены нефтепроизводящие доманикитные и субдоманикитные формации, способные гене-



**Рис. 3.** Очаги нефтегазообразования в бассейнах шельфа Берингова моря (А – Нижнеанадырский, Б – Анадырский, В – Нортонский, Г – Наваринский, Д – Св. Георгия).

Зоны углеводородообразования: 1- ВЗГ, 2 – ГЗН, 3 – ГЗГ, 4 – ЗПМ

Принятые аббревиатуры: ВЗГ – верхняя зона газообразования, ГЗН – главная зона нефтеобразования, ГЗГ – глубинная зона газообразования, ЗПМ – зона постумного метанообразования.

ризовать сернистые циклановые нефти средней плотности (тип С по [10])

Основные ресурсы могут быть сосредоточены непосредственно над рифтами и в разделяющих их горстах. Поскольку качественные гранулярные коллекторы сохраняются на небольших глубинах, поисковое бурение целесообразно ограничить отметкой 2,5–3,0 км. В маломощном плащеобразном чехле надрифтовых прогибов залежи могут формироваться в бескорневых антиклинальных структурах.

#### НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ БАСЕЙНЫ ЧУКОТКИ И ЮЖНОЙ АЛЯСКИ

На суше, окружающей шельф Берингова моря, седиментационные бассейны представляют собой

межгорные впадины и прогибы, сопровождающие островные дуги, которые образуют складчатые системы. На территории впадин проведены геофизические работы и выполнены значительные объемы глубокого бурения, благодаря которым выявлена проявившаяся в небольших масштабах нефтегазоносность. На Чукотке она установлена в Хатырской и Нижнеанадырской впадинах, а на Южной Аляске – в прогибах Кук-Инлет и Сент-Элиас. Эти бассейны открываются в сторону шельфа.

Строение и нефтегазоносность бассейнов Чукотки подробно описаны в публикациях Ю.К. Бурлина и В.В. Донцова [5, 6], С.П. Левшуновой [13], Д.И. Агапитова, В.В. Иванова и Ю.В. Мотовилова [1, 2], В.В. Иванова [8], В.Е. Архипова, Г.С. Брызга-

лова и М.К. Иванова [3], Н.Н. Гурко и др. [7], Е.И. Кудрявцевой и др. [11, 12] и других исследователей. По их материалам проведено краткое обобщение и анализ геолого-геохимических предпосылок нефтегазообразования и нефтегазонакопления в Нижнеанадырской и Хатырской межгорных впадинах.

На Чукотке складчатое основание обоих бассейнов гетерогенно, оно включает неоконские и более древние породы. Собственно осадочное заполнение составляют молассовые отложения, в которых выделяются четыре литолого-стратиграфических комплекса: верхнемеловой-нижнепалеогеновый, верхнеэоцен-олигоценый, миоценовый, плиоцен-четвертичный. Их общая мощность достигает 8–9 км в Нижнеанадырской и 13–15 км в Хатырской впадинах.

Континентальные угленосно-вулканогенные отложения нижнего комплекса, характеризующиеся повышенными содержаниями концентрированного гумусового ОВ, которое по степени катагенетической преобразованности находится в диапазоне  $МК_2$  –  $МК_4$ , относятся к газопроизводящим толщам. В них гранулярные коллекторы отличаются очень слабыми фильтрационно-емкостными свойствами, их замещают коллекторы трещинного и смешанного типов.

В морских, относительно глубоководных образованиях верхнеэоцен-олигоценового комплекса наибольшие содержания гумусово-сапропелевого и сапропелевого ОВ ( $C_{орг}$  варьирует от 0,6 до 2,3 при среднем значении 1,0 %,  $B_{хл}$  – 0,02–0,05 %,  $\beta$  достигает 15 %) приурочены к алевролитам и аргиллитам майницкой свиты в Нижнеанадырской впадине и ионайской – в Хатырской. Катагенетическая превращенность соответствует грациям  $МК_1$ – $МК_3$ . Гранулярные коллекторы встречаются редко.

Неогеновые толщи, составляющие в целом прибрежно-морскую терригенную ассоциацию, сложены неравномерно чередующимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинами, гравелитами, конгломератами, а также углями и лигнитами. В миоценовом комплексе Хатырского бассейна выделяются две диатомито-глинистые пачки с повышенными содержаниями гумусово-сапропелевого ОВ (содержания  $C_{орг}$  достигают 1,8 при среднем значении 0,8 %,  $B_{хл} = 0,045$  %,  $\beta$  не превышает 13 %). По уровню катагенетической преобразованности ОВ отвечает интервалу  $МК_1$ – $МК_2$ . В песчаниках миоцена широко распространением пользуются эпибитумоиды и концентрации  $B_{хл}$  достигают 0,2–0,3 %, что свидетельствует о широком развитии миграционных процессов. Гранулярные коллекторы высокого качества приурочены к песчаникам миоцена, среди которых на

глубинах 1,4–2,5 км встречаются отдельные горизонты с эффективной пористостью 20 % и проницаемостью 2–6 мкм<sup>2</sup>. С глубиной фильтрационно-емкостные свойства вулканомиктовых и полимиктовых песчаников быстро ухудшаются. Глинистые покрывки в миоценовом комплексе Нижнеанадырской впадины имеют локальное распространение, в Хатырской – региональное.

Разрез венчает плиоцен-четвертичный комплекс рыхлых песчаников, суглинков и супесей, которые не представляют интереса.

На антиклинальных структурах к миоценовым песчаникам приурочены основные углеводородные скопления. Они сосредоточены в основном в Нижнеанадырской впадине, где нефтепроявления отмечены на шести площадях и небольшие притоки нефти – на двух. Геохимическая характеристика нефтей приведена в работах Н.Н. Гурко, В.Ф. Васильевой, Т.Н. Кондаковой и др. [7], Е.И. Кудрявцевой, Т.А. Крыловой, А.К. Дертевой и др. [11], Е.И. Кудрявцевой, Т.А. Крыловой, Г.Г. Блохиной и др. [12]. В них описаны малосмолистые, практически безасфальтенистые и малосернистые нефти и конденсаты с пестрым углеводородным составом. В качестве главных геохимических признаков нефтей отмечаются преобладающая низкая их плотность (0,799–0,870 %), высокие концентрации твердых парафинов (23–25 %) и ароматических УВ (до 28,4 %), значительная роль изоалканов, большие значения отношения фитана к пристану (6,17–12,67), обогащенность гептано-октановой фракцией легких УВ. Изотопный состав углерода нефтей характеризуется значениями  $\delta^{13}C$  от -25,53 до -29,59‰. Все это свидетельствует о генерации углеводородных флюидов ОВ III-го типа (преимущественно гумусовым) на значительных глубинах. Интенсивность газообразования, следствием которого стали широко развитые газопроявления в меловых и миоценовых отложениях, обусловило конденсатный облик нефтей. Зафиксировано более 100 проявлений и притоков газов на восьми площадях. Обогащенные тяжелыми углеводородами газы приурочены к интервалу разреза со средним уровнем катагенеза ( $МК_2$ – $МК_3$ ), при котором относительно активно генерировались УВ. Судя по изотопному составу углерода метана (Верхнеэчинская площадь –  $\delta^{13}C$  –38,4‰), газ образовывался при температуре 230°C на глубине более 7 км, что свидетельствует о вертикальной миграции УВ с больших глубин [11, 12].

В Хатырском бассейне изотопный состав углерода нефти (Угловая площадь –  $\delta^{13}C = -25,31$ ‰) и газов (Анольская площадь –  $\delta^{13}C$  от -31,4 до -30,6‰) характеризуется еще большими концентра-

циями тяжелого изотопа, приближающимися по величине к углеводородным флюидам Восточной Камчатки и Северного Сахалина. Образование газов в Хатырском бассейне происходило при температуре 300–310 °С на глубине более 10 км.

Оценивая генерационно-аккумуляционный потенциал межгорных впадин Чукотки и Корякии, следует акцентировать внимание на некоторую разобщенность в пространстве процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления. К верхнеэоцен-олигоценному комплексу приурочены качественные нефтематеринские толщи, к миоценовому – хорошие гранулярные коллекторы. В Хатырской впадине распространены региональные покровы, в Нижнеанадырской – только локальные, встреченные в ее южной части над нефтяными и газовыми залежами Верхнеэчинской площади. Здесь залежи обнаружены в пределах антиклинальной зоны, которая образовалась в среднемиоцен-плиоценовое время над Майницким прогибом, являющимся крупным очагом нефтегазообразования с олигоценного времени. Наличие крупного надвига в южной части впадины, по которому палеогеновые и более древние толщи перекрывают неогеновые породы Майницкого прогиба, может рассматриваться в качестве благоприятной возможности для обнаружения новых залежей УВ. Не исключено, что лучшее сочетание условий образования и накопления флюидов могли сложиться в других, мало изученных прогибах, в том числе и на территории шельфа в Анадырском грабене. В большинстве углеводородных скоплений двух рассмотренных бассейнов отмечены повышенные содержания тяжелого изотопа углерода и принадлежность нефтей к типу А [10], который наиболее характерен для оторочек газовых и газоконденсатных залежей.

С западной стороны шельф Берингова моря граничит с Центральной Аляской, где седиментационные бассейны практически отсутствуют. Они появляются за пределами Берингова моря, на южной окраине Аляски, сложенной аккреционно-субдукционными блоками, промежутки между которыми заняты межгорными молассовыми впадинами и прогибами мезозойско-кайнозойского возраста. Несмотря на то, что террейны Чукотки и Южной Аляски различаются по возрасту и происхождению, механизмы их приращения к окраинам континентов были близки. В результате возникло существенное сходство между седиментационными бассейнами.

Кратко коснемся особенностей нефтегазоносности двух бассейнов Южной Аляски – Сент-Элиас и Кук-Инлет, подробно описанных в отечественной литературе В.В. Ивановым [8]. Оба бассейна являются нефтегазоносными. Они открываются в Аляскинский

залив и характеризуются значительной мощностью терригенного заполнения с относительно простым тектоническим строением кайнозойского этажа и более сложным – мезозойского.

В бассейне Сент-Элиас с мощностью кайнозойских осадков до 12 км, также как и в Хатырском бассейне Корякии, нефтегазоматеринские толщи повторяются дважды: в эоцене–нижнем олигоцене и нижнем миоцене. Содержащееся в них ОВ имеет смешанный, существенно гумусовый состав. Гранулярные коллекторы низкого качества быстро теряют поровое пространство с глубиной, и нефти единственного в бассейне месторождения Каталла приурочены к трещиноватым песчаникам и алевролитам с глубин 110–530 м.

Бассейн Кук-Инлет представляет собой асимметричный грабенообразный прогиб с осадочным заполнением мощностью до 18–21 км, состоящим из мезозойской морской и кайнозойской континентальной моласс. В качестве главной нефтематеринской толщи выделяется верхнеюрская формация тукседни, обогащенная ОВ на градациях МК<sub>2</sub>–МК<sub>3</sub>. Кайнозойские угленосные отложения, соответствующие протокатагенезу, считаются генераторами низкотемпературного газа. Гранулярные коллекторы хорошего и удовлетворительного качества распространены в кайнозойских отложениях, в которых миоценовая песчаная формация хемлок является главным нефтепродуктивным горизонтом. Одновременно с формированием Алеутской дуги Кук-Инлет продолжал развиваться в кайнозое подобно расположенному севернее Бристольскому бассейну. В нем открыто около двух десятков мелких нефтяных и газовых месторождений.

В межгорных впадинах, которым свойственны активная вулканическая деятельность, катагенетические преобразования ОВ проявились неравномерно, изменяясь для разновозрастных пород от протокатагенеза до заключительных градаций апокатагенеза. Такого рода особенности катагенеза обусловлены контактовыми воздействиями интрузивных и эффузивных тел. Для межгорных впадин характерно ОВ III-го типа, и произведенные им нефти имеют в основном газоконденсатное происхождение. Газы в большинстве случаев являются высокотемпературными. Выходы на поверхность складчатых мезозойских пород из-за высокой степени преобразованности (метаморфизм) и отсутствия благоприятных условий консервации могут содержать только остатки разрушенных скоплений нефтей и битумов. Плохие коллекторские возможности меловых и палеогеновых отложений существенно ограничивают их перспективы. Последние связываются главным образом с неогеновой частью разреза.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Седиментационные бассейны шельфа Берингова моря и сопредельной с ним суши развивались по сценарию, в котором тем и другим были отведены конкретные время и место. Бассейны Чукотки, Корякии и Южной Аляски заложены в мезозое, когда происходила субдукция коры тихоокеанских плит и разновозрастные террейны различной геодинамической природы подвергались аккреции. Несмотря на очевидное разнообразие террейнов и островных дуг, механизмы их причленения к окраинам двух континентов были настолько близки, что сформировавшиеся при этом бассейны представляют собой один тектонический тип – межгорные молассовые впадины и прогибы. Бассейны этого типа имеют мезозойско (обычно поздне меловой)-кайнозойский возраст.

На шельфе аккреционно-субдукционные процессы в мезозое наращивали в южном направлении континентальную кору, создавая складчатое основание для заложения рифтовых бассейнов. Они возникали одновременно с Алеутской островной дугой и, начиная с эоцена, развивались в течение всего кайнозоя. Правосторонние сдвиги способствовали формированию бассейнов “pull apart” на краю шельфа, что приводило к увеличению площади бассейнов и накоплению осадков большой мощности.

Таким образом, в недрах шельфа Берингова моря сформировались рифтовые бассейны, а на сопредельной суше – межгорные молассовые впадины и прогибы. Эти два типа бассейнов развивались в результате действия синхронных процессов растяжения и сжатия коры на северо-западе Тихоокеанской окраины. Такая связь особенно ярко проявилась в Анадырском бассейне, в пределах которого выделяются два суббассейна: на суше – Нижнеанадырская межгорная впадина, в недрах акватории – Анадырский грабен.

В седиментационных бассейнах рассмотренных типов оказалось много общих черт нефтегазоносности. Их осадочное заполнение характеризуется большими мощностями и в преобладающем количестве случаев близкой стратиграфической привязкой нефтегазоматеринских и коллектирующих толщ, существенно разделенных между собой в разрезе. Очевидно, они отлагались почти одновременно в условиях сублиторали, а в рифтовых бассейнах – и батииали. В наиболее погруженной части бассейнов, где ОВ пород испытало преобразование мезо- и апокатагенеза, предполагаются активные очаги нефтегазообразования со всеми фазами (зонами) этого процесса. Вертикальная миграция углеводородов особенно усиливалась, когда значительные объемы отложений, и в их

числе нефтематеринских, попадали в глубинную зону газообразования. Огромные массы высокотемпературного газа из-за ограниченных возможностей к аккумуляции с больших глубин перераспределяются в верхние горизонты. Жидкие УВ газоконденсатных растворов вытесняются на приподнятые борта бассейнов. Гранулярные коллекторы хорошего качества, даже ограниченные малыми и средними глубинами до 2,5–3,0 км, не получили широкого распространения. Наибольшее сходство прослеживается между рифтовыми бассейнами, тяготеющими к суше (Нортонский и Бристольский), и межгорными впадинами Чукотки, Корякии и Южной Аляски.

Выявлены и отличия в нефтегазоносности двух рассмотренных типов бассейнов. Отличия особенно очевидны для глубоких бассейнов типа pull apart (Наваринский, Св. Георгия и возможно Анадырский), приуроченных к внешней части шельфа, его континентальному склону, где проявилось влияние правосторонних сдвигов. В центральной части этих бассейнов эоцен-олигоценная и миоценовая толщи темноцветных сланцев и диатомовых аргиллитов более обогащены сапропелевым органическим веществом и могут принадлежать к доманикитным или субдоманикитным формациям. Хорошо прогреваясь за счет активного тепломассопереноса, они раньше вступали в главную зону нефтеобразования и могли генерировать значительные количества жидких углеводородов практически до конца мезокаатагенеза. Ловушки этих бассейнов более разнообразны. Они приурочены к разломам, диапирам и крупным малоамплитудным антиклиналям, облекающим выступы фундамента. Угол наклона их крыльев выполаживается вверх по разрезу. Также отмечаются стратиграфические ловушки в зонах выклинивания коллекторов на бортах грабенов и в зоне несогласий. Возможные скопления УВ, сосредоточившие в себе значительные ресурсы, вряд ли успели подвергнуться значительным разрушениям.

Представляется, что рифтовые бассейны шельфа Берингова моря более перспективны в нефтегазоносном отношении по сравнению с межгорными впадинами окружающей суши. Перспективные участки на шельфе располагаются над грабенами и на разделяющих их горстах. На первых возможно открытие газовых и газоконденсатных, на вторых – нефтяных и нефтегазовых месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Агапитов Д.И., Иванов В.В. Условия генерации и аккумуляции углеводородов в Анадырском бассейне // Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1974. С. 128–133.



2. Агапитов Д.И., Иванов В.В., Мотовилов Ю.В., Тютрин И.И. Новые данные о нефтегазоносности Южной Чукотки // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 115–119.
3. Архипов В.Е., Брызгалова Г.С., Иванов М.К. Геологические предпосылки нефтегазоносности Анадырского и Наваринского бассейнов // Сов. геология. 1989. № 1. С. 9–18.
4. Богданов Н.А., Хаин В.Е. (ред). Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1: 2 500 000. М.: ИЛРАН, 2000. 193 с.
5. Бурлин Ю.К., Донцов В.В. Нафтидопроявления на побережье Берингова моря // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, № 1. С. 163–165.
6. Бурлин Ю.К., Донцов В.В. Геолого-геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности Хатырского бассейна // Проблемы нефтегазоносности северо-востока СССР. Магадан, 1973. С. 61–69.
7. Гурко Н.Н., Васильева В.Ф., Кондакова Т.Н. и др. Геохимическая характеристика нефтей Чукотки // Геология нефти и газа. 1986. № 1. С. 58–61.
8. Иванов В.В. Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1985. 208 с.
9. Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Лоджевская М.И. и др. Нефтегазоносность глубокопогруженных отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1993. 317 с.
10. Конторович А.Э., Стасова О.Ф. Типы нефтей в осадочной оболочке Земли // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 3–13.
11. Кудрявцева Е.И., Крылова Т.А., Дертев А.К. и др. Изотопный состав углерода нефтей Чукотки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 6. С. 1450–1453.
12. Кудрявцева Е.И., Крылова Т.А., Блохина Г.Г. и др. Новые данные по изотопному составу углерода нефтей и газов Чукотки и Камчатки // Докл. АН. 1993. Т. 331, № 2. С. 228–229.
13. Левшунова С.П. Геохимическая характеристика и оценка нефтегазоносности кайнозойских отложений Нижне-Анадырской впадины: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М., 1968. 26 с.
14. Полякова И.Д., Борукаев Г.Ч. Генерация и деструкция микронепти на больших глубинах // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 4. С. 512–517.
15. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Науч. мир, 2001. 604 с.
16. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Geologic framework of the Bering Sea Crust // Geology and Resource Potential of the Continental margin of the Western North America and adjacent ocean basins – Beaufort Sea to Baja Colifonia. Houston, Texas, U.S.A., 1987. P. 73–102.
17. Hunt J.M. Petroleum geochemistry and geology. San Francisco, 1979. 617 p.
18. Klemperer S.L., Miller E.L., Grantz A., Scholl D.W., eds. Crustal structure of Bering and Chukchi shelves: Deep seismic reflection profiles across the North American continental between Alaska and Russia // Tectonic Evolution of the Bering – Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses: Bolder, Colorado, Geological Society of America, Special paper 360, 2002. P. 1–24.
19. Krylov K.A., Miller E.L. Mezozoic-Cenozoic Tectonic model of the Bering shelf // 7-th Zonenshain Conference on plate tectonics: Abstracts. M., 2001. P. 507–508.
20. Price L.C. The organic geochemistry (and causes thereof) of high-rank rocks from the Ralph Lowe-1 and other well bores // US Geol. Surv. Open-file Rept 88-651. 1991. P. 1–48.
21. Worrall D.M. Tectonic history of the Bering Sea and the Evolution of Tertiary Strike-Slip Basins of Bering Shelf / Special Paper // The Geological Society of America., 1991. 120 p.

Поступила в редакцию 25 февраля 2003 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

*N.A. Bogdanov, I.D. Polyakova*

### **Sedimentary basins of the Bering Sea shelf and the surrounding land: geodynamic environments of formation and oil and gas potential**

The effect of geodynamic environments on oil and gas formation and accumulation in the sedimentary basins of the shelf and adjacent land are exemplified by the north-western region of the Pacific margin. The processes of crust extension and compression in the interior part of the Bering Sea shelf resulted in the formation of rift basins; and on the adjacent land of Chukotka, Koryakia and South Alaska, intermountain molasses depressions and troughs. The most favorable conditions for the formation of oil and gas deposits are noted for deep basins of the outer part of the shelf subjected to the influence of dextral strike-slip faults. In the submerged part of these basins, sapropel organic substance-enriched oil source units belonging to pre- and subpre-manikid formations accumulated. Being heated intensely as a result of active heat and mass transfer, they could produce large masses of liquid hydrocarbons within a wide range of catagenesis. The traps of these basins are especially diverse. It is presumed that the rift basins of the Bering Sea outer shelf have a greater oil and gas potential than intermountain depressions of land and rift basins of the inner shelf.

**НЕФЕЛОИДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ – ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ  
ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ  
ОСОБЕННОСТЕЙ ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ**

*Ф.Р. Лихт*

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН им. В.И. Ильичева, г. Владивосток*

Установлены принципиальные особенности поставки нефелоидного материала и распределения его на дне современных восточно-азиатских приконтинентальных бассейнов котловинного типа. Аккумуляция одновременно осуществляется в двух пространственно разграниченных областях дна – мелководной и глубоководной. В мелководной выделены три типовые природные обстановки современного приконтинентального седиментогенеза, которым соответствуют три генетических типа древних нефелоидных отложений, отличающихся специфическими литологическими особенностями: приустьевой, транзитно-линейной, шлейфа заиливания. В глубоководной области дна формируются тонкослоистые ритмиты, которые по своим особенностям можно отнести к нефелоидным разновидностям флиша. Их образование связано с циклической сменой метеоро-климатических событий, вызывающих экстремальные выносы терригенного материала. Подобные явления могли быть пусковым механизмом для формирования и других разновидностей флиша.

Нефелоидные отложения являются индикатором определенных минерагенических обстановок в современных и древних бассейнах. Локализация одного из генетических типов нефелоидного материала в мелководной области моря, где формируются транзитные придонные потоки вещества, отмечает затопленные на шельфе долины палеорек, потенциально вмещающих древние россыпи. Тонкослоистые нефелоидные ритмиты относительно глубоководной области моря парагенетически связаны с другими типами донных осадков, совместно с которыми образуют комплекс отложений, соответствующий черносланцевым толщам древних бассейнов. Последние нередко вмещают крупные месторождения разных видов полезных ископаемых, и в первую очередь – так называемого тонкого золота.

**Ключевые слова:** нефелоидные отложения, флиш, турбидиты, древние россыпи, черносланцевые толщи.

**ВВЕДЕНИЕ**

Многолетние исследования закономерностей пространственного соотношения литологических разновидностей терригенных осадков на дне современных приконтинентальных морей или аналогичных отложений в разрезах однотипных древних бассейнов показали, что распределение донных осадков в первую очередь контролируется морфоструктурным обликом бассейна, а уже затем – особенностями климата, строением областей сноса на побережье, процессами подготовки и поступления осадочного материала и т. п.. В свою очередь, морфоструктура отражает геодинамические тенденции развития бассейна [14]. И, наконец, морфо-геодинамическая позиция бассейна вместе с характером седиментации

определяет принципиальные черты его минерагенической специализации, которая позволяет судить о потенциале формирования рудных концентраций, генетически связанных с осадочным процессом [17].

Особенно значимы в исследованиях современного и древнего осадкообразования нефелоидные осадки, позволяющие судить не только об обстановке в области аккумуляции отложений, но и о характере потоков вещества. В качестве нефелоидного ниже рассматривается тонкодисперсный терригенный материал, находящийся в состоянии взвеси после прохождения маргинального фильтра Мирового океана [12]. С ним связано появление самостоятельного элемента осадочного процесса, именуемого нефелоседиментацией [30], которой обусловлено появление в геологических разрезах морских (в том числе – и

мелководных) терригенных толщ существенно пелитового (глинистого) состава.

Принадлежность к нефелоидному материалу устанавливается достаточно четко – по преобладанию частиц размером менее 0,05 мм, которые не могут переноситься иначе, чем во взвеси [9], однако условия образования древних нефелоидов пока до конца неясны. Корректно они могут быть воссозданы лишь на основе определяющих корреляционных связей структуры нефелоидного материала осадков со средой осадкообразования в разных областях дна современного моря. Такие корреляционные связи намечены как статистические актуалистические седиментационные модели структуры терригенных осадков практически для всех обстановок дна восточно-азиатских краевых морей [27]. Эти модели современного седиментогенеза определялись методами многомерной статистики (Q- и R-факторный, кластерный и др. виды анализов), они могут сопоставляться с моделями-гомологами древних отложений, позволяя воссоздавать условия образования последних.

Правомерность сопоставлений современных и древних приконтинентальных осадочных образований основывается на существенно терригенном составе тех и других, предопределяющем ведущую роль физических (гидравлических по своей сущности) осадкообразующих процессов, претерпевающих наименьшую (по сравнению, например, с химическими и биологическими) трансформацию с течением геологического времени и отражающихся в размерных (гранулометрических) структурах осадков [15]. Статистическое моделирование реальных обстановок современного осадкообразования позволило существенно уточнить критерии их процессуальных механизмов, что позволяет параметрически различать соседствующие, но различающиеся по условиям образования осадки (например, современные и реликтовые [28]). Такие уточнения значительно расширяют возможности воссоздания условий образования отложений в древних морских бассейнах.

Сущность морфоструктурного контроля условий осадкообразования в современных приконтинентальных морских бассейнах выражается их принадлежностью к одному из двух основных типов по морфологии дна. К бассейнам *котловинного типа* относятся практически все восточно-азиатские моря, за исключением Желтого. Их широкие выположенные шельфы морфологически отчетливо сочленяются с достаточно круто наклоненными подводными материковыми или островодужными склонами. Осадконакопление осуществляется в двух пространственно

разделяющихся областях. Первая расположена в непосредственной близости к береговой линии, обычно до глубин 25–30 м, иногда до 40–60 м (в зависимости от динамики водных масс). Вторая располагается на материковом или островодужном склоне, но обычно не от бровки шельфа, а значительно ниже (глубже), примерно на 2/3 длины склона, охватывая практически всю нижележащую область дна. Между ними расположена аседиментогенная область дна, приходящаяся на внешний шельф и верхнюю часть материкового (островодужного) склона. На поверхности дна здесь залегают в основном донные осадки, генетически не связанные с современным осадочным процессом и обычно именуемые *реликтовыми*. Подобное распределение областей дна является общим для всех приконтинентальных бассейнов котловинного типа, независимо от их климатического положения, и связано с общими гидрофизическими механизмами, регулирующими потоки поставки и распределения взвешенного терригенного материала [13].

Ко второму типу относятся *пологосклонные бассейны*, в которых шельф и склон морфологически не разделяются, образуя единую пологую поверхность дна. Осадконакопление происходит практически на всей этой поверхности, в том числе на внешнем шельфе и верхней части склона, прерываясь лишь в области активной динамики придонных вод на мелководье – начиная с зоны разрушения волн или несколько глубже. Таковы, например, условия осадкообразования на шельфе и склоне в северной и западной частях Охотского моря, в Желтом море, в Сиамском заливе и в других бассейнах подобного типа.

Существуют переходные разности между котловинным и пологосклонным морфоструктурными и, как следствие, седиментационными типами бассейнов. В частности, южная и центральная части Татарского пролива в Японском море представляет типичный котловинный тип, а северная – пологосклонный, с постепенным переходом между ними [19].

Седиментологические особенности бассейнов разного морфоструктурного типа имеют важное диагностическое значения для воссоздания морфоструктурного типа древнего бассейна, а следовательно, и для оценки его геодинамических особенностей. Определяющим признаком является изначальное (сингенетическое) пространственное разобщение в бассейнах котловинного типа областей мелководной и глубоководной седиментации одновозрастных отложений, между ними на дне залегают разновозрастные древние комплексы шельфа и верхней части материкового склона. Точно так же неизбежно были

пространственно разобщены мелководные и глубоководные одновозрастные отложения в палеобассейне котловинного типа. Если же между мелководными (неритовыми) и относительно глубоководными одновозрастными формациями в разрезах отложений отмечаются латеральные (фациальные) переходы, достаточно уверенно можно предполагать, что древний бассейн был пологосклонным.

Нефелоседиментация проявляется в бассейнах разного морфоструктурного типа, однако структурно-текстурные отличия ее осадков, приуроченных к мелководной и глубоководной аккумулятивным областям дна моря, отмечаются лишь в бассейнах котловинного типа. В пологосклонных бассейнах отличия нефелоидных отложений в разных областях дна не отчетливы.

#### НЕФЕЛОИДЫ МЕЛКОВОДНОЙ ОБЛАСТИ МОРЯ

Поставка нефелоидного материала причинно связывается с разными суспензионными потоками – малой и большой плотности. Первые представлены потоками взвеси на шельфе [23]. Вторые отмечаются на материковых (островодужных) склонах. Напомним, что перемещение терригенного материала в форме взвеси в пелагиаль осуществляется, в основном, не на поверхности океана, а в подповерхностных, и, в особенности, – в придонных слоях [11].

Вместе с тем, механизм транзита взвеси через шельф до конца не раскрыт. Вряд ли правомерно связывать его только с деятельностью суспензионных потоков малой плотности [20]. Хотя в них и отмечаются (для береговой зоны) достаточно высокие концентрации взвеси (порядка граммов–десятков граммов на литр), уже за пределами барьера река–море содержания взвеси на шельфе не превышают 1–10 мг/л [11, 27]. Куда более важно то, что потоки малой плотности способны, на наш взгляд, генерировать в береговой зоне скопления нефелоидного материала чрезвычайно высоких концентраций, близких к условиям "жидкого дна", накапливающиеся как в относительно стабильном состоянии ("in situ"), так и пребывающие в транзите.

Скопления "in situ" формируются в приустьевой области мелководья, блокированной от области разгрузки на склоне каньонов аседиментогенной поверхностью широкого шельфа и его бровки, покрытой лишь реликтовыми осадками (как, например, в заливе Петра Великого в Японском море). Помимо них были выделены скопления перемещающегося нефелоидного материала, представленные обычно черными жидкими пелитовыми илами и названные [13] транзитными придонными потоками вещества

(ТППВ). Питаясь выносами речной взвеси, ТППВ стекают по тальвеговым линейным понижениям в рельефе дна, трассируя продолжающиеся с суши и затопленные на шельфе долины рек. Они наблюдались на шельфе Японского (в заливах Ольга, Восток, Восточно-Корейском) и Южно-Китайского (в виде подводного продолжения палео-Меконга) морей, по спутниковым данным намечаются и в других местах. Более отчетливо ТППВ выражены при сохранении на дне фрагментов эрозионных врезов затопленных палеодолин, что, например, наблюдалось нами в Восточно-Корейском заливе Японского моря [6].

Хотя ТППВ, как и мутьевые потоки, относятся к категории гравитационных образований, между ними существует принципиальное различие по механизму седиментации, отражаемое в размерности материала. Мутьевые потоки способны одновременно транспортировать обломочный материал различной крупности, осаждающийся по мере снижения скорости потока, чем определяется их принадлежность к механизму суспензионно-потоковой [26], т.е. горизонтальной седиментации. ТППВ представляют собою отложения, формирующиеся за счет вертикального осаждения, т.е. по закону Стокса, "частица за частицей", что характерно для нефелоидной седиментации.

В целом же, за исключением ТППВ, перенос терригенного материала, в том числе и нефелоидного, через аседиментогенные поверхности дна широких шельфов в современных условиях резко ограничен. Лишь дистальные части некоторых ТППВ достигают вершин каньонов. Сюда также втягивается зимой нисходящими охлажденными водами так называемый "наилор" – маломощный (от 2–3 мм до 1–2 см) слой нефелоидного материала, образующийся на поверхности реликтовых осадков шельфа в основном из продуктов сезонной жизнедеятельности организмов. Возможно, с этим материалом связано образование "нефелоидных облаков", отмечаемых на склоне [20].

Уже при прохождении маргинального фильтра (см. выше) начинается дифференциация частиц материала размерностью  $>0,05$  и  $<0,05$  мм, определяющая своеобразие нефелоидной седиментации. И хотя нередко отмечается перенос во взвешенном состоянии в придонном слое береговой зоны даже мелко-среднезернистого песка, вряд ли правомерно считать его взвесью – это сальтирующий материал. Частицы  $>0,05$  мм могут переходить во взвешенное состояние лишь кратковременно, при достаточно высокой подвижности вод, и сегодня в транзите через шельф практически не участвуют. Более реальным представляется перенос через шельф взвеси со средней

гидравлической крупностью 0,01 см/с, что соответствует размерности алевропелита [20]. Такую размерность, в частности, имеют частицы потоков речной взвеси, оставляющих на дне в аседиментогенной области шельфа своеобразную "тень" в виде современных алевропелитовых осадков. В частности, с "шлейфом" такого нефелоидного материала, генерируемого выносами р. Туманган, связано заиливание поверхности реликтовых осадков на внешнем шельфе Восточно-Корейского залива Японского моря [6].

Итак, по сопоставлению с обстановкой современного мелководья можно наметить следующие генетические типы древних мелководных нефелоидных толщ [1]: а) *приустьевой*, накапливающийся (как правило) "in situ", отличающийся значительными мощностями (высокими скоростями осадкообразования) и сравнительно широкой региональной распространенностью в геологических разрезах, сочетанием алевропелитового материала с более крупнозернистым; б) *транзитно-линейный*, соответствующий современным ТППВ, от предыдущего отличающийся в первую очередь меньшими (более чем на порядок) мощностями, локально-линейной локализацией в разрезах, выдержанным алевропелитовым составом; в) *шлейфа заиливания*, представленный на ограниченных площадях в разрезах древних отложений сериями чередующихся маломощных алевропелитовых раностей осадков со значительно более мощными песчаными.

#### НЕФЕЛОИДЫ ГЛУБОКОВОДНОЙ ОБЛАСТИ МОРЯ

В глубоководную область моря нефелоидный материал в основном объеме поступает с суспензионными потоками большой плотности. Среди них наиболее известны мутьевые потоки (они же – автосуспензионные, автокинетические, гравитационные и др.), которым посвящена обширная литература, причем не столько самим потокам, сколько формируемым ими отложениям – турбидитам, особенно древним, известным как *флишевая формация*, или *флиш*.

Пожалуй, ни одно из осадочных геологических образований за последние полтора столетия не привлекало к себе большего внимания, чем ритмично-слоистые разнозернистые терригенные (карбонатно-терригенные, иногда с участием вулканогенного материала) отложения, прототип которых под названием *флиш* выделен в 1827 г. швейцарским геологом Б. Шрудером. Некоторые вопросы их формирования и генетических связей до сих пор остаются дискуссионными, и перспектива их разрешения опять-таки видится в изучении условий и механизмов формирования подобных осадков в современных бассейнах.

Результатом первых таких наблюдений стало выделение гомологов флиша среди осадков Черного моря [2]. Позднее было показано [10], что осадки, сопоставимые с флишем и флишоидами (флишеподобными толщами), образуются на континентальном склоне бассейна котловинного типа и у его подножья. Этот вывод существенно отличался от существовавших тогда представлений об образовании флиша только в особых узких вытянутых прогибах (трогах), ограниченных (по крайней мере, с одной стороны) *кордильерами* – узкими островными поднятиями, а с другой стороны – подводными барьерами или также кордильерами [4].

Умозрительная кордильера была нужна для объяснения некоторых особенностей флиша, в частности, отсутствия переходных разностей между мелководными отложениями шельфа и более глубоководными флишевыми, тогда как переходы флиша по латерали в другие глубоководные образования отмечаются повсеместно как в современных, так и в древних бассейнах. Сегодня мы знаем, что в бассейнах котловинного типа (в пологосклонных бассейнах турбидиты отсутствуют) мелководную и глубоководную области осадконакопления разделяет не гипотетическая кордильера, а ранее не известная и не выделявшаяся аседиментогенная зона, в которой не только не происходит осадконакопления, но даже размываются более древние отложения.

После работ Ф. Кюнена, Б. Хизена, А. Боума, Р. Багнольда и других исследователей уточнилось представление о механизмах, формирующих флиш. Гипотеза периодических колебательных движений (осцилляций) земной коры, вызывающих изменения глубин бассейна и положения береговой линии, уступила место реально существующим в природе и воспроизведенным в лабораторных условиях подводным мутьевым потокам (*turbidity currents*), продуктами которых и являются турбидиты. Наиболее примечательная особенность последних – их ритмичная текстура, выражающаяся повторяющейся градиционной слоистостью (*graded bedding*) – закономерным уменьшением крупности обломочного материала снизу вверх внутри флишевого ритма [31].

Сегодня нам известно, что типичные для флиша разности донных осадков обусловлены автокинетическим (гравитационным) подводным транспортом осадочного материала в потоках разной плотности: от высококонцентрированных (пастообразных) дисперсий, отличающихся значительной плотностью и вязкостью, до суспензионных потоков, плотность которых больше плотности водной массы, но меньше плотности, при которой движущаяся суспензия теря-

ет турбулентность. Первые, или флюксотурбидиты ("дикий флиш") отличает флюидно-пластичная, существенно глинистая масса, в разной степени обводненная и разжиженная, которая благодаря значительной плотности и скорости движения перемещает даже такие крупные включения, как валуны и галька. Для вторых наиболее распространенными являются турбидиты с преимущественно песчано-алевропелитовой размерностью материала и градационной его упорядоченностью, повторяемой в ритмических напластованиях – от простых до сложных, что указывает на циклическое восстановление условий и процессов седиментации, которыми характеризуется каждое индивидуальное наслоение.

Турбидиты известны в современных приконтинентальных бассейнах, где они, помимо подножий материкового или островодужного склонов, приурочены также к глубоководным конусам выноса терригенного материала, котловинам, трогам и желобам. В подобных условиях (кроме желобов) они отмечались в Японском море [29, 34]. Вместе с тем, было показано [13], что в этом бассейне в настоящее время турбидиты, как правило, не образуются, накапливаются только сравнительно однородные алевропелитовые осадки. Турбидиты на дне Японского моря формировались в основном 18–20 тыс. лет назад, во время последней (позднеюрмской, или сартанской) фазы четвертичного оледенения, когда уровень моря был ниже современного примерно на 110–130 м. В это время прибрежная зона, в которую поставлялся снеженный с суши разнородный и разнозернистый материал, располагалась у бровки современного шельфа. Здесь же находились вершины подводных каньонов, по которым этот терригенный материал сносился мутьевыми потоками к подножию склона, порождая разные типы турбидитов.

Послеледниковый подъем уровня моря переместил в сторону суши береговую линию (а вместе с нею и прибрежную зону), и она заняла современное положение. Тем самым, на широких шельфах Японского моря (как и практически всех приконтинентальных морей Мирового океана) оказались пространственно разобщенными аседиментогенной зоной с реликтовыми осадками ранее непосредственно связанные зоны накопления разнозернистого терригенного материала (прибрежная) и его разгрузки (вершины каньонов). Блокирование более чем 90% выносимого с суши реками терригенного материала, осаждающегося вблизи современной береговой линии, и привело к прекращению формирования турбидитов. Глобальный характер этой закономерности подтверждают наблюдения за глубоководными кону-

сами выноса 22-х крупнейших рек мира [33]. Установлено, что все они являются реликтовыми образованиями, так как фактически "отрезаны" от своих источников снабжения терригенным материалом – устьев современных рек.

Ныне в вершины каньонов попадает, как отмечено выше, нефелоидный материал ТППВ вместе с "наилком", по размерности мало отличающиеся от взвеси, поступающей с суспензионными потоками малой плотности. Весь этот материал втягивается в вершины каньонов нисходящими потоками охлажденных вод и затем оседает в нижней части склона и у его подножья, слагая довольно однородную толщу современных осадков.

Деятельность мутьевых потоков и формирование турбидитов в современных условиях происходит в тех немногих регионах, где вершины каньонов достигают области аккумуляции терригенного материала в прибрежной зоне, особенно там, где шельф предельно узок. Таковы, например, известные каньоны Калифорнии Ла-Холла и Скриппс, черноморские каньоны в районе Пицунды и др. В Японском море к современным турбидитам можно относить отложения, вскрытые скважиной 299 глубоководного бурения [34], которые образовались за счет выноса материала из современной береговой зоны Японии по подводной долине-трогу Тояма. Это относится только к флюксотурбидитам и турбидитам, т. е. к разновидностям флиша, обусловленным особым, инъективным режимом седиментации [26], который выражается поступлением накопившегося в мелководной обстановке разноразмерного терригенного материала в глубоководную область дна в геологическом смысле практически мгновенно.

Итак, хотя условия для образования разнозернистых турбидитов в Японском море сегодня ограничены, тем не менее, здесь в глубоководной области дна установлены осадки с тонкой повторяющейся слоистостью, группирующейся в ритмы разных порядков, обусловленной чередованием светлых и темных слоев алеврито-глинистой размерности [13, 36]. Первые – существенно органогенные, с остатками кремнистых (в основном, диатомей) микроорганизмов; вторые – существенно терригенные, глинистые, с повышенным содержанием органики. По всем признакам эти тонкослоистые осадки отвечают ритмичности [3, 22, 31].

Тонкослоистые ритмы Японского моря, состоящие преимущественно из нефелоидного материала, были подняты сначала трубками в глубоководной (свыше 2,5 тыс. м) устьевой части дна Татарского пролива [13, 18], а затем обнаружены и детально

изучены в керне скважин глубоководного бурения [36]. Материал бурения позволил хорошо изучить вещественные и структурно-текстурные особенности тонкослоистых ритмитов, а также различные климатические и гидрологические явления, отражающиеся на соотношении биогенной (преимущественно кремнистой) и терригенной составляющих осадков, при этом в качестве самых короткопериодных упоминались [36] годовые (сезонные) события. Они же могли контролировать изменения содержания в водах биогенных элементов, вызывающие другой вид чередования тонких слоев – кремнистого и карбонатного органогенного материала. Правомочность предположения подтверждает обнаружение еще одной разновидности тонкослоистых ритмитов в Японском море – *талассотриксиковых илов* [7] – глинисто-кремнистых диатомых эоплейстоценовых осадков. Их образование связывается с осцилляциями продуктивности вод.

Уже при первом знакомстве с япономорскими ритмитами в колонках из прямоточных трубок [13], автором было высказано предположение, что их тонкая слойчатость образована изменчивостью содержания нефелоидного (глинистого) терригенного материала, отражающего пульсационный режим его "залповых" выбросов в паводки, сопровождающие тропические ураганы (тайфуны). Поводом для этого послужили результаты наблюдений за содержанием взвеси нефелоидной размерности в речных выносах в районе бухты Ольга (Японское море) во время прохождения тайфуна "Джуди" летом 1989 г., которое превысило межливневое более чем на три порядка. Примерно через 2,5 суток после прохождения тайфуна количество взвеси в прибрежных водах стало близким к нормативному. Достаточно частая повторяемость тайфунов (в том числе – и неоднократных в течение года) способствует быстрому поступлению в бассейн с речным стоком больших масс терригенного материала и является, по нашему мнению, основной причиной, порождающей сложную ритмику слоев разного порядка.

Несмотря на аномальный (по сравнению с обычным) характер поставки нефелоидного терригенного материала во время тайфунов в открытую часть моря, его осаждение осуществляется не из суспензионного потока повышенной плотности, как при образовании турбидитов, а по схеме "частица за частицей", хотя и в ускоренном темпе, отвечая инъективно-хроногенному режиму седиментации [25, 26]. Подобные ритмично-слоистые донные осадки вероятно нужно именовать *нефелоидными ритмитами*. Они отражают в разрезах частые, резкие и достаточ-

но равномерно повторяющиеся изменения поставки терригенного материала, связанные не только с прохождением тайфунов, но и с другими сезонно-метеоклиматическими явлениями (например, сход снежно-ледового покрова). Возможно, что и циклическая слойчатость упомянутых талассотриксиковых илов обусловлена циклическим разубоживанием биогенных веществ в зонах апвеллингов пресными водами, поступающими с экстремальным речным стоком в период прохождения тайфуна.

Было отмечено [16] очевидное сходство тонкослоистых (тонколаминантных в зарубежной литературе) ритмитов Японского моря и Калифорнийского залива, позволяющее предполагать и принципиально однотипные условия и механизмы их образования. Это мнение разделяет известный исследователь ритмитов Калифорнийского залива Тони Баумгартнер (Т. Baumgartner, устное сообщение автору), просмотревший фото наших колонок ритмитов Японского моря. Нельзя не отметить также совпадение основных причинных факторов формирования ритмитов Калифорнийского залива и Японского моря – метеоклиматических обстановок, определяемых сезонным прохождением через оба бассейна тропических ураганов, сопровождающихся обильными дождями.

Ритмичность осадков Калифорнийского залива, хорошо изученных по керну скважин глубоководного бурения [37], выражается, как и в Японском море, чередованием слоев с разным соотношением органогенного (преимущественно кремнистого, диатомеи) и терригенного материала. Изменение соотношений определяется чередованием паводковых и нормативных выносов нефелоидного материала, подчиненных смене годовых циклов дождливого и сухого сезонов. Слойки с обильными диатомеями отражают активность апвеллингового процесса в сухой сезон, при этом отмечается декадальная вариация годичной продуктивности. Слойки, в которых преобладает терригенный материал, соответствуют дождливым сезонам, особенно сопровождающимся прохождением тропических ураганов, когда реки поставляют в Калифорнийский залив в значительных объемах тонкий терригенный материал. Значительную роль в поставках терригенного материала играет также эоловый транспорт, особенно во время пылевых бурь в пустыне на побережье. Ритмиты отмечаются лишь в тех участках дна, где был отмечен минимум кислорода в придонном слое вод. В этих обстановках практически не встречаются организмы-илофаги, и картина наслаивания остается ненарушенной. Есть все основания полагать, что и в Японском море тонкослоистые илы образовались в аноксидной обстановке.

Необходимо отметить еще одну особенность япономорских нефелоидных ритмов: в частности, на дне Татарского пролива они ничем не отличаются (естественно, за исключением степени литификации) от тонкоритмичного миоценового флиша, наблюдавшегося автором в береговых обнажениях о-ва Сахалин у г. Корсаков. Близкие по облику разности можно видеть на фотографиях образцов из нижнемеловой флишевой формации Восточного Сихотэ-Алиня [21]. Предполагая сходство механизмов образования современных и древних тонкослоистых нефелоидных ритмов, мы можем говорить о расширении диапазона генетических разностей флиша – помимо традиционных турбидитов, формирующихся за счет поставки материала в суспензионных потоках повышенной плотности, в составе флиша нужно рассматривать нефелоидные ритмы ("*нефелоидный флиш*"). Последний образуется при нормальном ("частица за частицей"), но ускоренном осаждении из вод, переобогащенных взвесью.

И еще об одной особенности нефелоидных ритмов. Нельзя не отметить сходство их структурно-текстурных и вещественных особенностей с таковыми *контуритов* – отложений, образовавшихся в результате разноса материала придонными течениями, движущимися параллельно контурам подножий склонов. Для контуритов типично переслаивание тончайших слоев хорошо отсортированного алевролита или мелкого песка с алевроитово-глинистым или глинистым илом [22]. По некоторым представлениям, контуриты являются дистальными разностями турбидитов.

Сегодня лишь намечены критерии различия структурно-текстурных характеристик нефелоидных ритмов, контуритов и турбидитов [5, 35, 38]. Пока же можно лишь отметить, что для первых и вторых характерна преимущественно алевропелитовая размерность материала, преимущественно слоистая (по типу варв), а не градационная текстура по крупности и цвету материала, присущая последним. Нижний контакт парнослойного ритма обычно довольно резкий, внутри ритма смена прослоев достаточно отчетлива, но грани перехода размыты, что отвечает последовательности, отмечаемой [39] для тонкозернистых и тонкослоистых турбидитов, сопоставляемых с древними флишевыми осадками.

Теперь можно высказать некоторые соображения о непосредственном (причинном) механизме, формирующем упорядоченную ритмичность флиша. По логике, он требует существования таких же ритмичных и, примерно, близких по интенсивности проявления процессов, вызывающих образование и че-

редование однотипных слоев. В природе такие процессы представлены только сезонно-метеоклиматическими событиями, реализующиеся поставкой больших объемов терригенного материала. Допустимо полагать, что этот пусковой механизм образования правильной ритмики нефелоидного флиша мог быть также причиной образования турбидитов. Т.е. возникновение мутьевых потоков происходило в результате все того же экстремального, залпового выноса разнозернистого терригенного материала в зону мелководья, где эти же выносы способствовали сходу уже накопившихся нестабильных масс осадков в вершинах каньонов и на склоне и последующей их инъективной поставке к основанию склона.

Естественно, нельзя исключать возможность того, что этот периодически повторяющийся пусковой механизм схода к подножьям склонов накопившихся масс осадков мог дополняться и тектоническими толчками. Однако последние, будучи эпизодическими, могли быть причиной формирования хаотически-оползневых разностей флиша – флюксотурбидитов ("*дикий*", или *грубый* флиш), зерновых потоков, или *дебритов* (реализованы в лабораторных экспериментах), нежели таких упорядоченно-ритмичных (и часто – тонкоритмичных) разностей, как турбидиты, нефелоидные ритмы, контуриты (или дистальные турбидиты).

Изложенное приводит к выводу о том, что влияние тектонического фактора в качестве единственной причины образования мутьевых потоков, вероятно, сильно переоценивалось. Достаточно сопоставить правильную периодику турбидитовых (флишевых) ритмов с эпизодичностью землетрясений, их различной интенсивностью (а следовательно, и различными, в смысле образования ритмики слоистости, результатами воздействия). Кроме того, статистика показывает, что основное количество землетрясений составляют малоамплитудные, которые вряд ли способны быть пусковым моментом для схода суспензионных потоков. Так, например, непосредственные наблюдения за осадками, накопившимися и готовыми к сходу, в верховьях упомянутых выше каньонов Ла-Холла и Скриппс показали, что толчки силой 5, 5,8 и 6,3 балла по шкале Рихтера не только не вызвали их движения и образования мутьевых потоков, но даже не произвели сколько-нибудь существенного смещения накопившихся масс [32].

Завершая изложенное об индикационной значимости нефелоидных разностей осадков, отметим их роль при оценке минерагенических особенностей приконтинентальных бассейнов.



Поскольку для котловинного типа бассейнов нефелоидная седиментация приурочена к пространственно четко разделенным мелководной и глубоководной областям дна моря, надежная идентификация специфической разности нефелоидного материала – ТППВ – прямо указывает на положение затопленных на шельфе долин палеорек, потенциально вмещающих древние россыпи. Уже имеется опыт выделения очень перспективных объектов.

Тонкослоистые нефелоиды глубоководных областей дна находятся в парагенезе с другими относительно глубоководными донными осадками, и этот парагенез близок по составу черносланцевым формациям (толщам) древних бассейнов. Известно, что эти толщи вмещают месторождения разных видов полезных ископаемых, и в первую очередь – так называемого *тонкого золота*, причем иногда очень крупные – невадийского, или карлинского типа. Поскольку первичная концентрация золота в таких месторождениях является несомненно седиментогенной [17], изучение закономерностей формирования донных осадков-гомологов черносланцевых отложений в современных бассейнах дает возможность уточнить как конкретные условия осадкообразования, так и механизмы поступления, накопления и трансформации рудных компонентов, которые генетически связаны с осадочным процессом.

В условиях современного седиментогенеза глубоководная концентрация тонкого золота осуществляется во впадинах-ловушках тонкозернистого материала вблизи континентальных окраин, таких как впадины Мексиканского залива, антарктического шельфа, Черного и Азовского морей и других областей дна Мирового океана, донные осадки которых относятся к мельчайшим гранулометрическим классам [8, 24]. Помимо терригенной составляющей, осадки содержат значительное количество биогенного материала, сохраняющегося благодаря восстановительным условиям и способствующего аккумуляции тонкого золота. Застойные, аноксидные условия седиментации способствуют нарастанию и укрупнению золотин в илистом грунте, что отмечено для Черного и Азовского морей [8]. Поскольку структурно-текстурные особенности тонкослоистых ритмов сохраняются в аноксидной обстановке придонной среды и иловых вод, появление подобных ритмов в разрезе древних отложений может служить благоприятным поисковым критерием при оценке перспектив черносланцевых толщ на тонкое золото и сопутствующие рудные элементы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поступающий с суши тонкодисперсный терригенный материал определяет достаточно характерный элемент осадочного процесса – нефелоседиментацию, продукты которой в геологическом прошлом образуют толщи преимущественно глинистого состава. Условия их образования до конца не выяснены, однако корректному воссозданию древних обстановок образования нефелоидных отложений в палеобассейнах могут способствовать сведения об условиях аккумуляции нефелоидного материала в современных приконтинентальных морях. Определяющую роль в нефелоседиментации на мелководье играет поставка нефелоидного материала суспензионными потоками малой плотности. По особенностям этой поставки выделены три типовые природные обстановки современного приконтинентального седиментогенеза, которым соответствуют три генетических типа древних нефелоидных отложений, отличающихся специфическими литологическими особенностями: 1) приустьевой, 2) транзитно-линейной, или ТППВ, 3) шлейфа заиливания.

В глубоководных областях моря привлекают внимание ритмично-тонкослоистые (тонколаминантные) нефелоидные отложения, генетически связанные с иными суспензионными потоками – высокой плотности. Из последних наиболее характерны мутьевые потоки, порождающие турбидиты, аналоги которых в древних бассейнах составляли флишевые формации. Нефелоидные разности принадлежат дистальным фациям отложений, продуцируемых этими потоками, и подобно иным турбидитно-флишевым отложениям обладают общей для всех них текстурной особенностью – циклически-многократной вторичностью в разрезе некоторых характерных размерных разностей, создающих разные типы флиша.

Такая ритмика нефелоидных слоев позволяет относить их к особому типу флиша – нефелоидному, образование которого обусловлено метеоклиматическими факторами – чередованием резких изменений объема выносимого терригенного материала в периоды интенсивных паводков по сравнению с его объемом, поставляемым в межливневый период, что приводит к образованию на дне морей преимущественно нефелоидных осадков с разнопорядковыми сериями циклически чередующихся тонких слоев (по типу варв). Нефелоидные ритмы (нефелоидный флиш) можно относить (как и другие типы флиша) к инъективно-хроногенному типу седиментации (по С.И. Романовскому), но если флиш с грубообломочным материалом более отражает инъективный характер седиментации,

то нефелоидный флиш, соответственно – хроногенный, по схеме осаднения "частица за частицей".

Указываемые в качестве причинного фактора при образовании нефелоидного флиша метео-климатические события позволяют допускать, что и другие разновидности флиша могут быть генетически ими определяемы.

Представляемая работа поддержана грантом ДВО РАН 03-3-А-07-092.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А.В., Лихт Ф.Р. Нефелоидный терригенный материал в мелководной области моря // Докл. АН. 2000. Т. 370, № 2. С. 257–260.
- Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л.:Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
- Ботвинкина Л.Н. Ритмит – особый тип породы смешанного состава // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 5. С. 3–16.
- Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. Л.– М.:Гостоптехдат, 1951. 216 с.
- Власов Г.М. Контурные течения, проблема флиша и нефтеносность // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 101–105.
- Деркачев А.Н., Лихт Ф.Р., Марков Ю.Д. и др. Строение и состав четвертичных отложений // Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток : Дальнаука, 1993. С. 149–194.
- Казарина Г.Х., Мурдмаа И.О., Свальнов В.Н., Скорнякова Н.С. Талассиотриксный ил – новый тип кремнистых диатомовых осадков // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 128–131.
- Кардаш В.Т., Лебедь Н.И. Луцкив Я.К. Новый полигенетический тип золотоносных отложений на украинском шельфе Азово-Черноморской депрессии // Важнейшие промышленные месторождения и типы россыпей и кор выветривания. Технология оценки и освоения. М., 1997. С. 107.
- Котельников Б.Н. Транспортировка обломочного материала – основной фактор в формировании структур песчаных осадков // Вестн. ЛГУ. Геология и география. 1974. Вып. 3. С. 35–39.
- Леонов М.Г. Флиш – образование подводного склона // Литология и полез. ископаемые 1972. № 2. С. 44–54.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и в океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34, № 5. С. 735–747.
- Лихт Ф.Р. Современный приконтинентальный седиментогенез и типы флиша в Япономорском бассейне // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 46–53.
- Лихт Ф.Р. Современное приконтинентальное осадкообразование и реконструкции однотипных обстановок в геологическом прошлом Азии. Владивосток: Дальнаука, 1993. 238 с.
- Лихт Ф.Р. Сопоставление современного и древнего седиментогенеза с позиций метода актуализма. Владивосток: Дальнаука, 1993. 127 с.
- Лихт Ф.Р. Геодинамика и осадкообразование в позднекайнозойских приконтинентальных бассейнах восточного и западного Тихоокеана // Тихоокеан. геология. 1997. № 4. С. 3–16.
- Лихт Ф.Р. Рудные концентрации в приконтинентальном осадочном процессе. Владивосток: Дальнаука, 2000. 158 с.
- Лихт Ф.Р., Берсенев Ю.И. О конседиментационных нарушениях первичных структур осадков Японского моря // Периокеанический седиментогенез. Владивосток: РИСО ДВО АН СССР, 1989. С. 31–39.
- Лихт Ф.Р., Деркачев А.Н., Боцул А.И. Литодинамическая дифференциация донных отложений в седиментационных бассейнах разного морфоструктурного типа (на примере Татарского пролива) // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 5–24.
- Лонгинов В.В. Литодинамика материковой окраины // Лавинная седиментация в океане. Ростов: Изд-во Ростов. ун-та, 1982. С. 129–136.
- Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: РИСО ДВФ СО АН СССР, 1970. 114 с.
- Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
- Пыхов Н.В. Возникновение и движение на шельфе суспензионных потоков малой плотности // Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М.: Наука, 1976. С. 36–52.
- Резник В.П., Федорчук Н.А. Тонкое золото в морских и океанических осадках // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 4. С. 240–245.
- Романовский С.И. Динамические режимы осадконакопления (циклогенез). Л. : Недра, ЛО, 1985. 263 с.
- Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра, ЛО, 1988. 240 с.
- Современное осадкообразование в окраинных морях Востока Азии (статистические модели). Владивосток: Дальнаука, 1997. 302 с.
- Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 286 с.
- Чайников В.И. Турбидиты в донных осадках Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: РИСО ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 115–123.
- Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Современные представления о генетической классификации четвертичных отложений и возможности ее использования при геокартировании материковых окраин (обзор ВИЭМС). М., 1983. 57 с.
- Bouma A.H. Methods for the study of sedimentary structures. N.Y.: Wiley, 1969. 458 p.
- Dill R.F. Earthquake effects on fill on Scripps submarine Canyon // Bull. Geol. Soc. Amer. 1980. V. 80, N 2. P. 321–327.
- Gibbs R. Sites of river-derived sedimentation in the Ocean // Geology. 1981. V. 9, N 2. P. 77–80.
- Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: US Gov. Print. Off, 1975. V 31. 927 p.
- Lovell J.P.B., Stow D.A. Identification of ancient sandy contourites // Geology. 1981. V. 9, N 8. P. 347–354.
- Proceedings of the Ocean Drilling Program. Sci Res. 1992. V. 127/128. Part 1 – 776 p., part 2 – 1478 p.

37. Schrader H. Diatom biostratigraphy and laminated diatomaceous sediments from the Gulf of California. Deep Sea Drilling Project Leg. 64 // Init. Repts. Of DSDP. 1979. V. 64. P. 973–981.
38. Stow D.A. Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep-water margin // Sedimentology. 1979. V. 26, N 3. P. 371–387.
39. Stow D.A., Shanmugan G. Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments // Sediment. Geol. 1980. V. 25, N 1–2. P. 23–42.

*Поступила в редакцию 9 июня 2003 г.*

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

***F.R. Likht***

**Nepheloid deposits as indicators of the sedimentary conditions, geodynamic and mineragenic peculiarities of near-continental basins**

Major peculiarities of nepheloid material supply and distribution on the floor of the recent East Asia caldron type near-continental basins have been established. Accumulation occurs simultaneously on two spatially separated bottom areas – shallow-water and deep-water. In the shallow-water area there have been identified three typical natural environments of recent near-continental sedimentation, which produced three genetic types of ancient nepheloid deposits differing in specific features: 1) the near-river mouth, 2) transit-linear (transitional near-bottom flows, TNBF), and 3) silt-train. In the deep-water floor area there were deposited thin-bedded rhythmites, which according to their distinctive characteristics represented the nepheloid varieties of the flysch. Their formation is connected with the cyclic changing of meteorological events resulting in a supply of extreme amounts of terrigenous material into sedimentary basins. Similar events as a trigger mechanism could also induce the formation of other flysch varieties.

Nepheloid deposits are an indicator of certain mineragenic environments in the recent and ancient basins. The location of one of the genetic types of nepheloid material in the shallow-water area of the sea (TNBF) reveals paleoriver valleys sunk on the shelf, which potentially contain ancient placers. Thin-bedded nepheloid rhythmites in the relatively deep-water area of the sea are paragenetically connected with other types of bottom sediments with related deposits, corresponding to black-shale geof ormations of ancient basins. The latter often host different large mineral deposits, first of all those of the so called fine gold.

## ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ И БЕРИНГОВА МОРЯ, ИЗМЕНЕНИЕ СРЕДЫ И БИОПРОДУКТИВНОСТИ

*С.А. Горбаренко, А.В. Артемова*

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

Для двух колонок из северо-западной Пацифики и двух из Берингова моря установлена изотопная хроностратиграфия верхнечетвертичных осадков по данным изотопного состава кислорода планктонных и бентосных фораминифер. На основе изотопно-геохимических и литофизических результатов изучения колонок и скважин глубоководного бурения 882 и 883 выявлены основные закономерности изменения во времени магнитной восприимчивости и концентраций карбоната кальция, органического углерода, аморфного кремнезема в осадках изученного региона в связи с изменениями климата и биопродуктивности. Проведена корреляция прослоев вулканического материала в осадках региона и предварительно установлены их стратиграфическое положение и возраст. На основе сопоставления экологических изменений в комплексах диатомей верхнечетвертичных осадков северо-восточной Пацифики, Берингова и Охотского морей изученных колонок с изотопно-кислородной стратиграфией проведена корреляция диатомовых горизонтов (по А.П. Жузе) со стандартными изотопно-кислородными стадиями. Критерием основных экологических изменений диатомовых комплексов в изученном регионе может служить отношение процентного содержания суммы неритических видов к сумме неритических и океанических видов, коэффициент Лд, который зависит от климатических условий и, в первую очередь, от влияния морских льдов.

Построены схемы средних скоростей седиментации северо-западной Пацифики и Берингова моря за периоды 1-ой и 2-ой изотопных стадий (1–12,5 и 12,5–24 т. л. н. соответственно). Закрытие Берингова пролива и осушение северо-восточного шельфа Берингова моря во время последнего оледенения (стадия 2) способствовали увеличению скоростей седиментации в котловинах Берингова моря по сравнению ранним периодом, выносу взвешенного материала через Камчатский пролив в юго-восточном направлении и аккумуляции его в северо-западной Пацифике.

**Ключевые слова:** изотопно-кислородная стратиграфия, верхнечетвертичные осадки, диатомей, северо-западная Пацифика, Берингово море.

### ВВЕДЕНИЕ

В 50–60-е годы прошлого века было проведено широкомасштабное изучение осадков северо-западной Пацифики, Берингова и Охотского морей. Были изучены литология, геохимия, минералогия осадков и проведены микропалеонтологические исследования ископаемых диатомей, фораминифер и пыльцы нескольких сотен проб поверхностных осадков и нескольких десятков колонок длиной 4–6 и более метров [2, 7, 8, 14, 15]. В результате были выяснены основы черты седиментации и биостратиграфии верхнечетвертичных отложений северо-западной Пацифики и окраинных морей. По результатам диатомового анализа, литологии осадков и содержанию в них

биогенных компонент ( $\text{CaCO}_3$ , органического углерода и аморфного кремнезема) были выделены стратиграфические горизонты и слои, формирование которых связывалось с изменениями климата позднего плейстоцена и голоцена [2, 7, 8, 14]. Низкое содержание  $\text{CaCO}_3$  в осадках изучаемого региона сдерживало развитие изотопно-кислородной стратиграфии и датирование осадков физическими методами. По Охотскому морю проведены работы по хроностратиграфии верхнечетвертичных осадков, основанные на выделенных стандартных изотопно-кислородных стадиях (ИКС) и радиоуглеродных датировках [4, 27]. Стратиграфия четвертичных и более древних осадков северо-западной Пацифики и Берингова

моря основывалась преимущественно на данных исследований по диатомеям [7, 13, 35, 43], радиоляриям [37, 38], бентосным фораминиферам [16], литологии осадков [2, 8, 15] и палеомагнетизму осадков [40].

В настоящей работе сделано обобщение литературных данных и приведены оригинальные результаты по стратиграфии верхнечетвертичных осадков северо-западной Пацифики и Берингова моря, в том числе по колонкам с изотопно-кислородной стратиграфией и радиоуглеродными датами. Целями настоящей работы явились разработка хроностратиграфических шкал верхнечетвертичных осадков северо-западной Пацифики и Берингова моря на основе стандартной изотопно-кислородной хроностратиграфии и анализ взаимосвязей их вариаций с глобальными и региональными изменениями климата. Поскольку изученный регион прилегает к областям активного

вулканизма Камчатки и Алеутских островов, нами проведен анализ наличия продуктов вулканической деятельности в осадках изучаемого региона и их стратиграфического положения.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Нами изучены колонки GC-36 и GC-32 из северо-западной Пацифики и колонки GC-11 и 2594 из Берингова моря (рис. 1, табл.), отобранные в 19 рейсе НИС "Академик А. Виноградов" (последняя колонка любезно предоставлена М.А. Левитаном, ИО РАН). В работе приведены оригинальные данные по изотопному составу кислорода планктонных и бентосных фораминифер (*Neogloboquadrina pachyderma* n., *Uvigerina parvocostata* и *Uv. auberiana*) по изученным колонкам. Изотопные анализы по колонкам GC-36, GC-32 и GC-11 проводились по стандартной методике на модифицированном масс-спектрометре

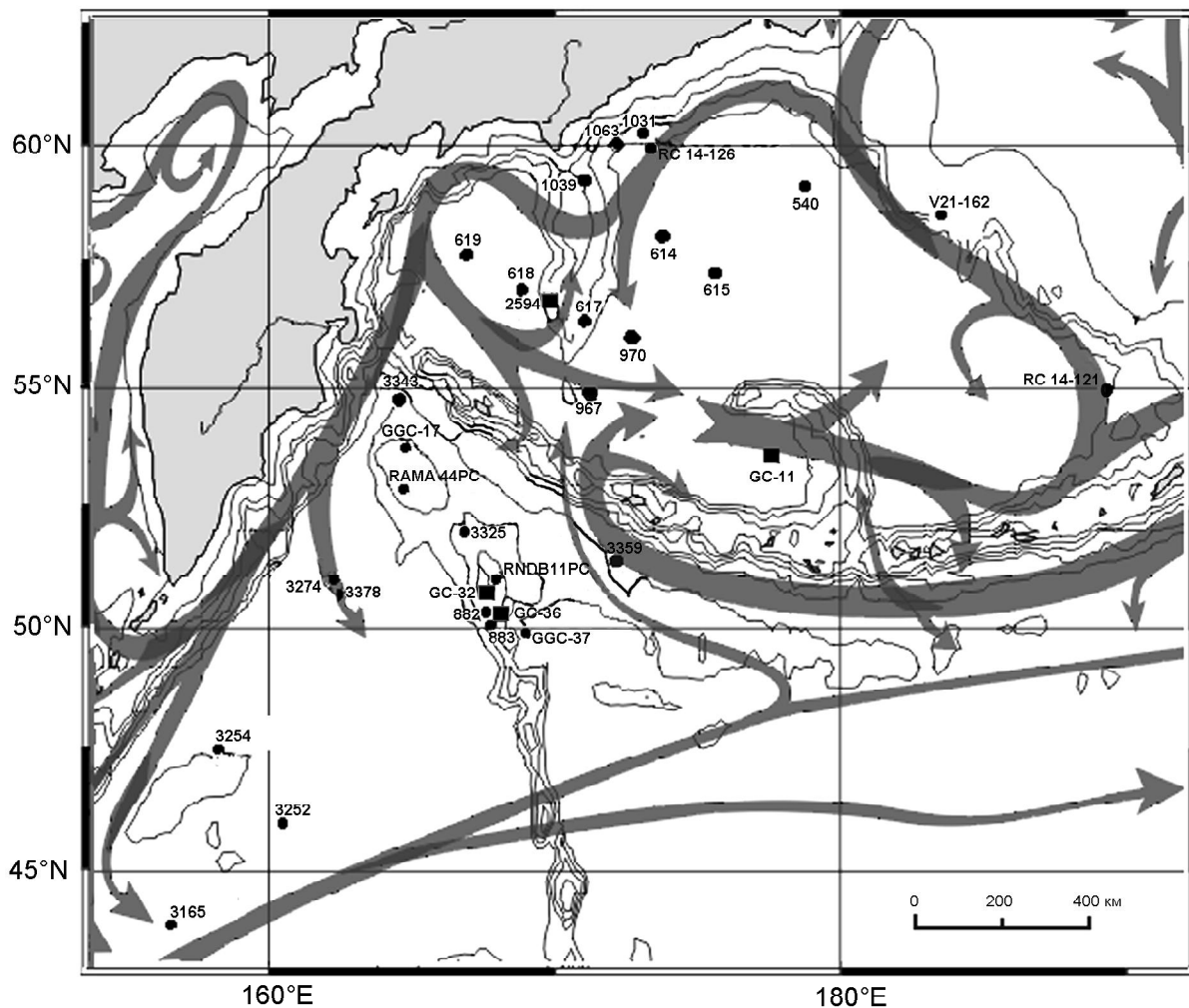


Рис. 1. Положение станций отбора колонок, рельеф дна (изобаты: 100, 1000, 2000, 3000, 4000 и 5000 м) и схема поверхностных течений северо-западной Пацифики и Берингова моря по [47]. Изученные нами колонки показаны квадратами.

**Таблица. Усредненные скорости седиментации осадков Берингова моря и северо-западной Пацифики за периоды изотопно-кислородных стадий 1 и 2 (0–12,5 и 12,5–24 тыс. лет назад).**

регион	№ станции	координаты		глубина моря (м)	скорость седиментации		Источник
		широта, с.ш.	долгота, в.д.		ИКС 1	ИКС 2	
Берингово море	540	59°08,1'	178° 37,0'	3638	14,4	40,8	[7]
	1031	60°11,0'	173° 10,1'	2805	13,0	23,3	[7]
	1063	60°03,2'	172° 13,4'	2634	18,4	23,7	[7]
	1039	59°13,4'	171° 01,1'	910	9,6	7,8	[7]
	614	58°14,0'	173° 45,0'	3612	13,2	22,8	[7]
	615	57°25,0'	175° 43,0'	3785	25,6	32,6	[7]
	617	56°21,0'	170° 46,0'	2419	6,8	21,1	[7]
	618	57°03,5'	168° 30,5'	3875	14,4		[7]
	619	57°44,0'	166° 10,5'	3655	23,2		[7]
	970	56°04,3'	172° 41,5'	3801	12	21,5	[7]
	967	55° 00,2'	171° 00,6'	3854	9,6	34,8	[7]
	GC-11	53° 31'	178° 51'	3060	12,6	12,6	
	2594	56° 56,4'	169° 53,0'	1780	11,2	12,4	
	RC 14-121	54° 51'	170° 41'з.д.	2530	16,9	16,5	[40]
	V21-162	58° 33'	177° 13'з.д.	2317	24,8	51,3	[39]
RC 14-126	60° 00'	173° 21'	3085	17,6	47,8	[39]	
Северо-западная Пацифика	883	50° 11,9'	167° 46,1'	2385	6,24	11,3	[27, 29]
	882	50° 21,8'	167° 36'	3244	6,56	10,1	[36]
	GC-36	50° 25'	167° 44'	3330	6,8	13,2	
	GC-32	51° 03,4'	167° 52,8'	2860	2,9	6,9	
	3165	43° 45,7'	156° 34,9'	5430	6,4		[7, 12]
	3378	50° 53,2'	162° 25,5'	5460	15,2		[7, 12]
	3325	52° 02,5'	166° 44,0'	4016	6,2		[7, 12]
	3342	54° 44,0'	164° 30,0'	4588	13,6		[7, 12]
	3359	51° 30,0'	172° 04,5'	4880	11,2		[7, 12]
	RAMA 44PC	53° 00,0'	164° 39'	2980	6,8		[26]
	RNDB 11PC	51° 03,0'	167° 58'		6,4		[28]
	GGC-17	53° 42,4'	165° 00,8'	3820	8,8		[28]
	3254	47° 13'	158° 45'		8,8		[2]
	3252	45° 46'	160° 27'		6,4		[2]
	3274	51° 04'	162° 13'	5417	11,2		[7]
GGC-37	50° 25'	167° 44'	3330	5,2		[28]	

VG-150 [31] в лаборатории Л.Д. Кейгвина (Океанографический институт Вудсхоул, США); колонка 2594 была проанализирована на МИ 1201В также по стандартной методике [3]. Содержания  $\text{CaCO}_3$  и органического углерода в осадках определялось на анализаторе АН-7529 по методике С.В. Люцарева [11].

Количественный и качественный состав диатомей определялся с помощью микроскопа Полам Р-211 при иммерсионном объективе с увеличением  $\times 900$  или  $\times 1300$ . Препараты готовились по стандартной методике [6]. Количественный подсчет диатомей проводился на 1 грамм сухого осадка. Содержание диатомей в колонках GC-32, GC-11 и 2594 определялось полуколичественно под бинокляром по 12-ти бальной шкале при компонентном анализе осадков.

Значения магнитной восприимчивости (МВ) осадков измерялись при помощи датчика полевого измерителя магнитной восприимчивости ИМВ-1 и сверхвысокочастотного резонансного влагомера СВР-8 [4].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Помимо результатов по изученным нами двум колонкам северо-западной Пацифики (GC-32 и GC-36) и двум из Берингова моря (GC-11 и 2594) в работе рассмотрены также литературные данные по другим колонкам региона. Система поверхностных течений субарктики [45], положение и геоморфология станций отбора всех используемых нами колонок показаны на рис. 1; координаты, глубины моря станций и литературные источники – в таблице.

### Стратиграфия осадков северо-западной Пацифики (возвышенность Детройт)

Колонки GC-32 и GC-36 и скважины глубоководного бурения 882 и 883 (рис. 1) имеют радиоуглеродные датировки и изотопно-кислородную стратиграфию и использованы как опорные для стратиграфических исследований осадков северо-западной Пацифики. На рис. 2 для данных колонок

показаны изменения параметров, наиболее важных для стратиграфического деления и построения временной шкалы верхнечетвертичных осадков изучаемого региона. Кривая  $\delta^{18}\text{O}$  бентосных фораминифер *Uvigerina* [32] взята нами за основу изотопно-кислородной стратиграфии скважины 883, с возрастом границ ИКС по Д. Мартинсону и др. [36]. Для уточнения хроностратиграфии скважины 883 использованы радиоуглеродные датировки методом ускорительной масс-спектрометрии и датированная кривая изменения интенсивности магнитного поля Земли (ИМПЗ) [34]. Для колонок 882 и 883 показаны результаты МВ, гамма-лучевого измерителя пористости осадков (GRAPE), интерпретируемые как плотность осадка, и положение прослоев вулканического пепла согласно данным глубоководного бурения [41]. При выделении изотопно-кислородных стадий в колонке 882, помимо корреляции по магнитной восприимчивости и плотности осадков, мы использовали также величины  $\delta^{18}\text{O}$  бентосных фораминифер [28]. Содержания  $\text{CaCO}_3$  и биогенного опала в скважине 882 даны по Г. Хаугу и др. [28].

Изотопно-кислородные стадии колонок GC-32 и GC-36 показаны на основании изменений  $\delta^{18}\text{O}$  бентосных и планктонных фораминифер (рис. 2). Для этих колонок приведены также данные МВ осадка, содержания карбоната кальция и обилия диатомей, как основных продуцентов аморфного кремнезема. Положение пепловых прослоев дано согласно визуальному описанию колонок и результатам анализа компонентного состава осадка. Изотопно-кислородные кривые, хроностратиграфическое деление и радиоуглеродные даты расположенных рядом колонок GGC-37 [33] и GC-36 хорошо коррелируются между собой, что подтверждает правильность изотопной стратиграфии и ненарушенное осадконакопление обеих колонок.

Осадки ИКС 5.5 ясно выделяются по минимуму изотопно-кислородной кривой, уменьшению МВ, плотности (GRAPE) осадков и обилию диатомей и фораминифер, характерному для последнего межледниковья [7, 28]. Положение границы ИКС 4/5 в колонке 883 (360 см) изменено нами по сравнению со стратиграфией Т. Кифера и др. [34], согласно новой интерпретации кривой ИМПЗ [29] и данным по  $\delta^{18}\text{O}$  раковин бентосных фораминифер [32]. В итоге в колонке 883 границы ИКС 1/2, 2/3, 3/4, 4/5.1-5.2, 5.1-5.2/5.3, 5.3/5.4, 5.4/5.5 и 5.5/6 расположены на горизонтах 75, 205, 360, 415, 515, 615, 680 и 750 см соответственно, что близко к разделению А. Котилайна и Н. Шеклтона [35]. При корреляции относительно теплой подстадии 5.3 мы исходили из обогащения отложений этой стадии диатомеями, приведшего к

увеличению содержания аморфного кремнезема и уменьшению значений МВ и плотности осадков (GRAPE) в колонках 882 и 883. Стратиграфическое положение ИКС 4 хорошо коррелируется по высоким значениям МВ и плотности осадков.

В колонке GC-36 записи  $\delta^{18}\text{O}$  фораминифер позволяют помимо границ ИКС 1-3 выделить в нижней части ИКС 1 терминацию последнего оледенения 1Б [22] и предшествующее похолодание поздний дриас (рис. 2 и 3). Результаты анализа суммы неритических видов, наиболее представительных видов и численности диатомей показывают характерные экологические изменения комплекса диатомей и их обилия на границах и внутри ИКС (рис. 3). Численность диатомей минимальна во время последнего оледенения (ИКС 2, 12,5–24 т. л. н., здесь и далее возраст дан в радиоуглеродных годах) и несколько возрастала во время ИКС 3. Пик обилия диатомей наблюдался во время терминации последнего оледенения 1А (12,5 т. л. н.), во время последующего похолодания позднего дриаса (10–11 т. л. н.) содержание створок резко падало и изменялось в голоцене, оставаясь значительно выше, чем в периоды ИКС 2 и 3.

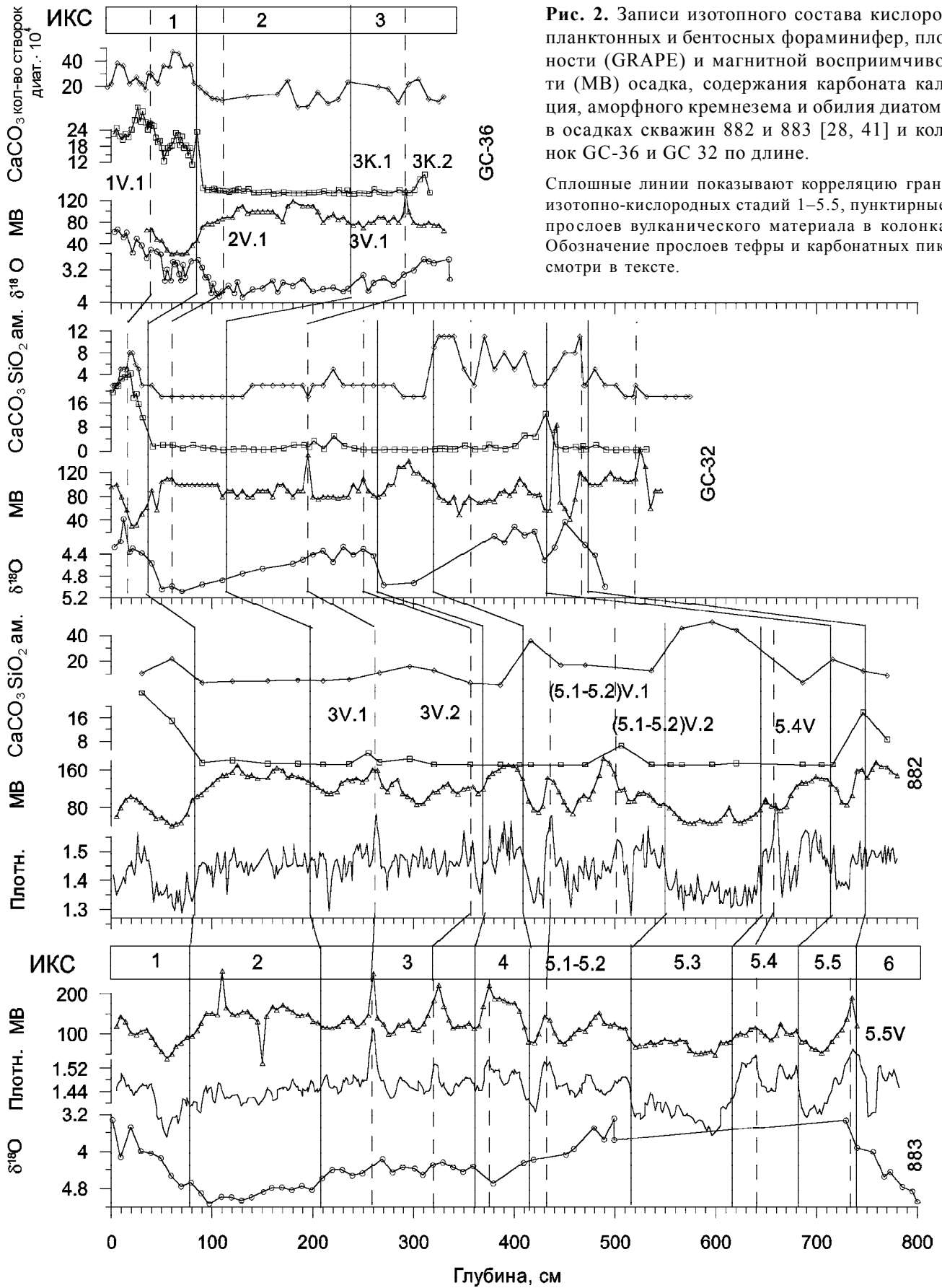
### Стратиграфия осадков Берингова моря

Детальная хроностратиграфия осадков Берингова моря рассмотрена на примере колонок GC-11 и 2594, расположенных в южной и западной частях моря (рис. 1). Изменения  $\delta^{18}\text{O}$  фораминифер, содержания карбонатного и органического углерода и обилия диатомей в осадках этих колонок по длине данных колонок показаны на рисунке 4. Кривые  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных и бентосных фораминифер позволяют выделить ИКС 1, 2 и 3, возрастные границы которых известны [36]. Изотопно-кислородные данные также показывают в основании ИКС 1 две фазы терминации последнего оледенения 1А и 1Б, синхронные глобальным событиям ускоренного таяния покровных ледников [22].

### Тепхронология осадков

*Северо-западная Пацифика (возвышенность Детройт)*. Установленная хроностратиграфия осадков четырех колонок (882, 883, GC-32 и GC-36) позволяет провести предварительную корреляцию обнаруженных вулканических прослоев региона и дать их стратиграфическое положение по изотопно-кислородным стадиям и ориентировочный возраст (рис. 2).

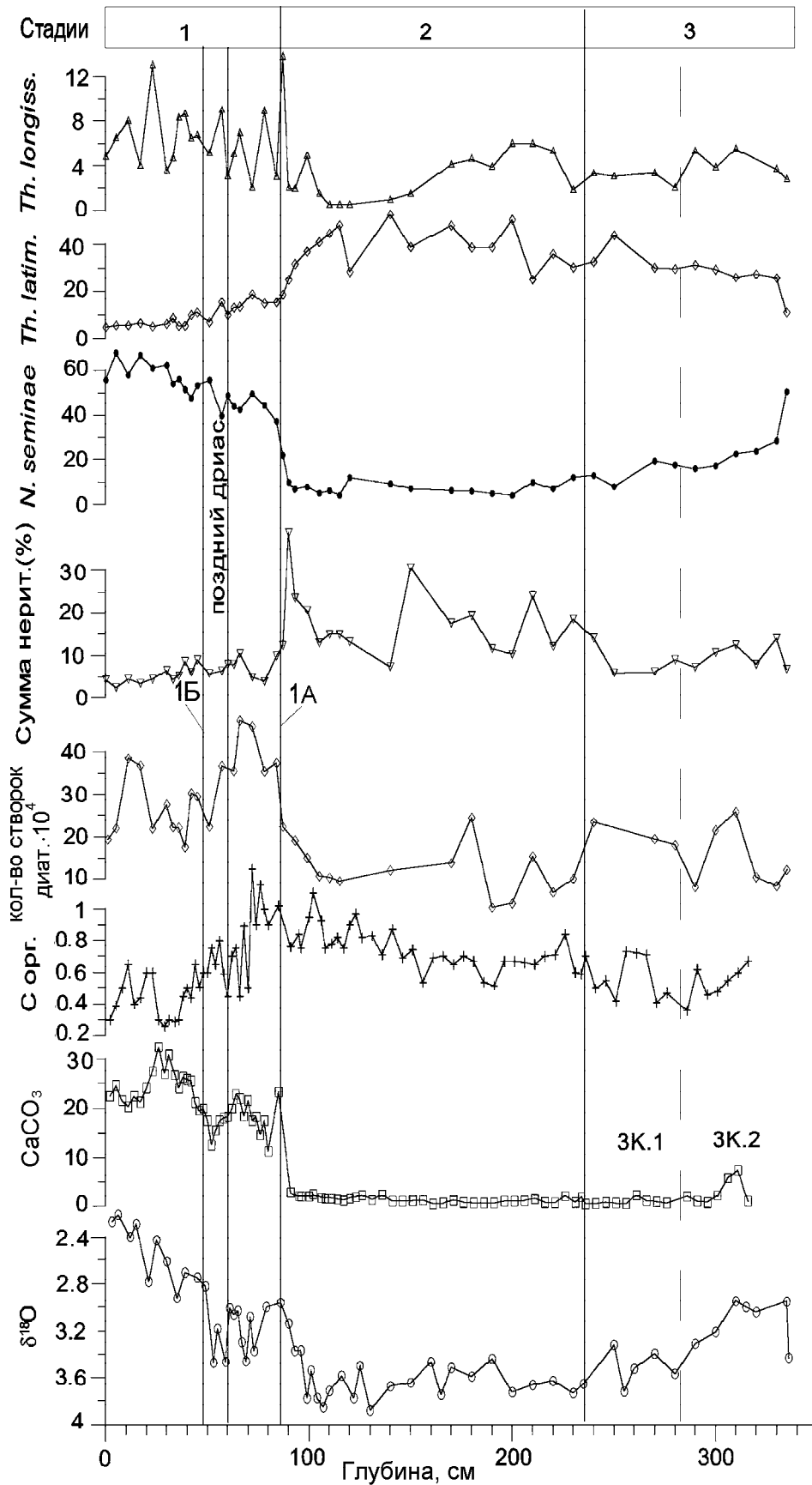
В осадках ИКС 1: коррелируемые вулканические прослои 1V.1 (первая цифра названия вулканического прослоя указывает на номер ИКС, где расположен прослой, последняя – на порядковый номер его в данной ИКС) найдены в колонках GC-32 и GC-



**Рис. 2.** Записи изотопного состава кислорода планктонных и бентосных фораминифер, плотности (GRAPE) и магнитной восприимчивости (МВ) осадка, содержания карбоната кальция, аморфного кремнезема и обилия диатомей в осадках скважин 882 и 883 [28, 41] и колонок GC-36 и GC 32 по длине.

Сплошные линии показывают корреляцию границ изотопно-кислородных стадий 1–5.5, пунктирные – прослоев вулканического материала в колонках. Обозначение прослоев тефры и карбонатных пиков смотри в тексте.





**Рис. 3.** Изменения  $\delta^{18}\text{O}$  фораминифер *N. pachyderma* s. ( $\%$  к PDB), концентраций карбонатного и органического углерода (весовой  $\%$ ), а также обилия диатомей в осадке и отдельных их видов по длине колонки GC-36 (северо-западная Пацифика). Сумма неритических видов диатомей и океанических видов умеренно-холодноводного *N. seminae*, бореального *Th. latimarginata* и продуктивного *Th. longissima* даны в  $\%$ . Границы ИКС 1-3 показаны аналогично рисунку 2; в стадии 1 указаны также терминации последнего оледенения 1А и 1Б по [22] и похолодание поздний дриас. Изменение коэффициента Лд (отношение процентного содержания всех неритических видов к сумме неритических и океанических в комплексе диатомей) практически совпадает с ходом кривой суммы неритических видов.

36 и расположены в нижней части стадии. Тефра 2V.1 залегает в верхней части ИКС 2 колонок GC-32 и GC-36. Прослой 3V.1, расположенный в верхней части стадии 3, имеет возраст около 36 тыс. лет согласно возрастным шкалам колонок 883 [34] и GC-36. Прослой 3V.2 из нижней части стадии 3 имеет возраст около 50 тыс. лет. Прослой 4V.1 найден в верхней части стадии 4 скважины 883 (60–65 тыс. лет). Прослой (5.1–5.2)V.1 найден в верхней части объединенных подстадий 5.1-5.2 скважин 882 и 883 и прослой (5.1–5.2)V.2 в их нижней части (скважина 882). Прослой 5.4V.1 обнаружен в верхней части подстадии 5.4 (882 и 883). Прослой 5.5V.1 отложился вблизи основания подстадии 5.5. (882, 883 и GC-32).

*Берингово море.* На рисунке 4 показано положение выявленных прослоев тефры в осадках колонок GC-11 и 2594 и предварительная их корреляция. Общий прослой тефры стадии 1 колонок Берингова моря по стратиграфическому положению может коррелироваться с прослоем 1V.1 в осадках северо-западной Пацифики (колонок GC-36 и GC-32). Исходя из стратиграфического положения тефры относительно изотопных стадий и карбонатных пиков, найденные вулканические прослои из осадков Берингова моря (колонок GC-11 и 2594) изотопных стадий 2 и 3, вероятно, не коррелируются с прослоями тефры изученных колонок возвышенности Детройт и, следовательно, образованы разными извержениями.

Выявленная тефрохронология осадков характеризует вулканическую активность Камчатки и Алеутских островов в позднем плейстоцене и голоцене и может быть использована в качестве временных маркеров осадков региона.

#### **Причины и хронология изменения содержания карбонатного и органического углерода и аморфного кремнезема в верхнечетвертичных отложениях региона**

Содержания компонент биогенной триады в осадках определяются первичной продукцией, продуктивностью организмов с карбонатным и кремниевым скелетами, разбавлением их терригенным материалом на дне и растворением их в толще воды и осадках. Поэтому вариации этих компонент в осадках также в значительной степени зависят от изменений климата и имеют ярко выраженные региональные отличительные особенности.

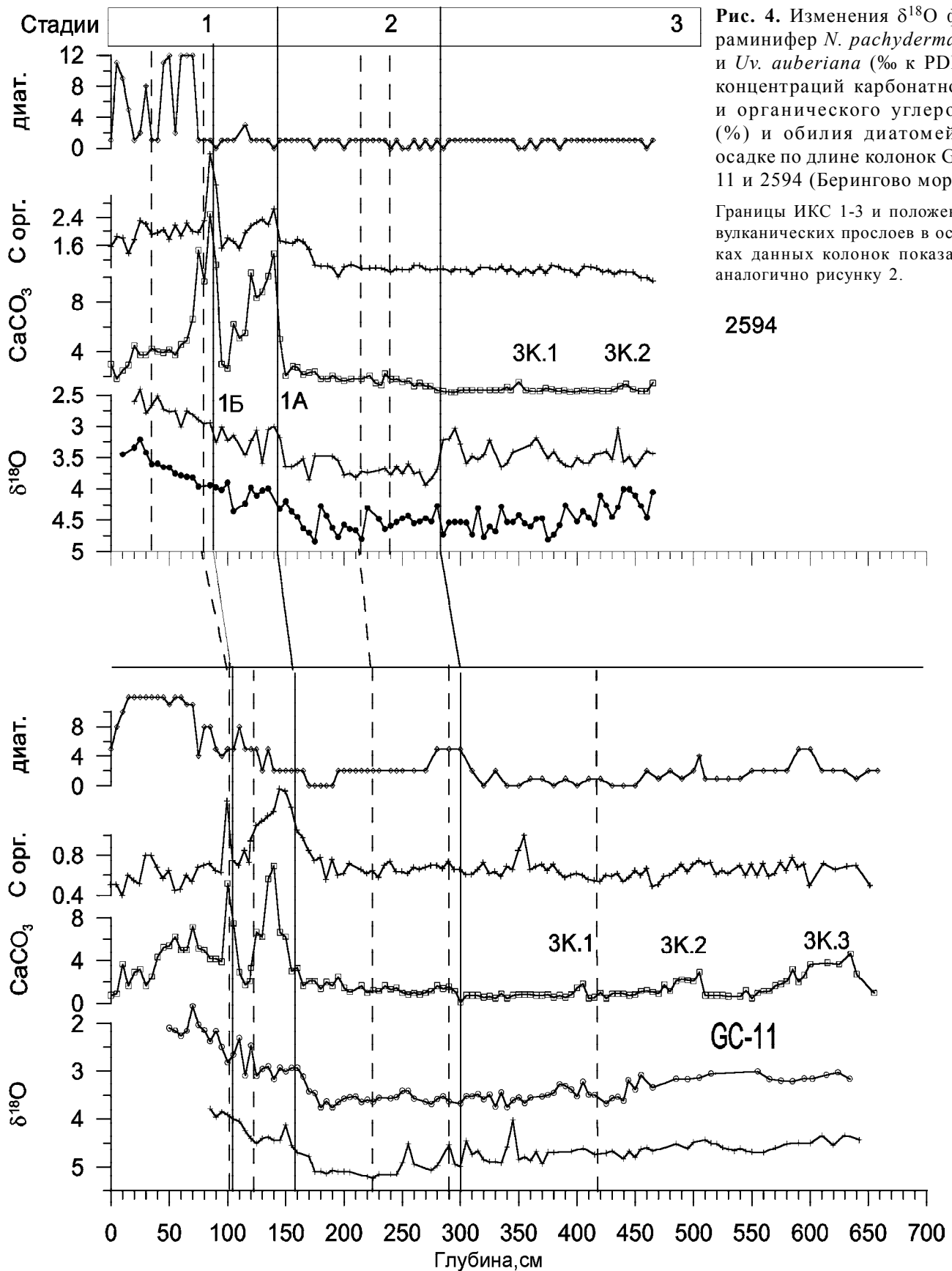
В осадках ИКС 5.5 региона отмечаются пики содержания карбонатного и органического углерода и аморфного кремнезема [27, 28]. Вероятно, при наиболее теплых климатических условиях последнего межледниковья продуктивность региона и сохранность карбонатного материала в осадках были высокими.

Согласно данным скважин 882 и 883 [28, 41] и состава колонки GC-32, содержание биогенного аморфного кремнезема, представленного преимущественно створками диатомей, значительно возрастало в осадках северо-западной Пацифики во время относительно теплой подстадии 5.3.

Содержания карбоната кальция и органического углерода в осадках северо-западной Пацифики и окраинных морей во время стадий 2–4 и 5.1–5.4 в целом низкое, за исключением нескольких незначительно выраженных пиков  $\text{CaCO}_3$  [27]. Менее детальные данные по колонкам 882 и GC-32 показывают повышение карбонатности осадков во время изотопных подстадий 5.1–5.2. В осадках стадии 3 северо-западной Пацифики и Берингова моря выделенные нами карбонатные пики коррелируются в рассматриваемых колонках (рис. 2 и 4) и, видимо, имеют региональный характер. Здесь можно предварительно выделить карбонатный пик 3К.1, сформированный позднее вулканического слоя 3V.1, и более интенсивные пики 3К.2 и 3К.3, образованные ранее пепла 3V.1 (рис. 2 и 4, колонки GC-36, 2594 и GC-11). Возраст карбонатного пика 3К.2, согласно данным колонок GC-36 и 883 [34], составляет около 40 тыс. лет.

Синхронные карбонатные пики 3К.1, 3К.2 и 3К.3 в осадках северо-западной Пацифики и Берингова моря отражают общие для северо-западной субарктики изменения в продуктивности и/или глубине уровня карбонатной компенсации, вероятно, в связи с потеплениями климата северного полушария, отразившимися в теплых событиях Европы – Денекампа, Хенгело и Глинде [49] – и повышениях уровня моря 30–35, 40–43, и 50–60 тыс. лет назад, соответственно [18].

В осадках изотопной стадии 1 детальные геохимические данные колонок северо-западной Пацифики, Берингова и Охотского морей показывают два синхронных максимума содержания карбоната кальция и органического углерода в ее нижней части (рис. 2, 3 и 4) [27]. Согласно детальной изотопнокислородной хроностратиграфии и радиоуглеродным датам, полученные данные показывают характерные для осадков северо-западной Пацифики и окраинных морей два пика содержания карбонатного и органического углерода, синхронные одноименным терминациям последнего оледенения 1А и 1Б [25, 27, 31]. Терминации последнего оледенения 1А и 1Б хорошо выражены в резком уменьшении  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер в основании стадии 1 в колонках северо-западной Пацифики и ее краевых морей (рис. 3 и 4) [24, 25, 27, 31]. Исходя из корреляции полученных кривых  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер с аналогичными кривыми северной Атлантики и северной Па-



**Рис. 4.** Изменения  $\delta^{18}\text{O}$  фораминифер *N. pachyderma* s. и *Uv. auberiana* (‰ к PDB), концентраций карбонатного и органического углерода (%) и обилия диатомей в осадке по длине колонок GC-11 и 2594 (Берингово море).

Границы ИКС 1-3 и положения вулканических прослоев в осадках данных колонок показаны аналогично рисунку 2.

цифики, региональные терминации 1А и 1Б происходили одновременно с одноименными пульсациями талых вод при ускоренном таянии покровных ледников северного полушария 12,5 и 9,5–10 тыс. лет назад, в связи с потеплениями климата Беллинг-Аллерод и начала голоцена соответственно, разделяемыми похолоданием поздний дриас [22]. Похолодание климата поздний дриас (11–10 тыс. лет назад) заметно выделяется и в полученных изотопно-геохимических и литологических результатах по осадкам северо-западной Пацифики и ее окраинных морей (рис. 2 и 4) [25, 27, 31]. В детальных кривых содержания карбоната кальция в колонках Охотского моря отмечается также карбонатный пик 1С в осадках среднего голоцена с возрастом 6–4 тыс. лет [27]. Вероятно, максимальные значения  $\text{CaCO}_3$  в колонке GC-36 на интервале 20–30 см коррелируются с пиком 1С, а пик 1Б, инициируемый терминацией 1Б, соответствует интервалу 35–45 см (рис. 3). Увеличение содержания  $\text{CaCO}_3$  в средней части стадии 1 (пик 1С) выражено и в осадках колонки GC-11 из южной части Берингова моря, но практически не заметно в его северо-западной части (колонка 2594). Значительное увеличение содержания  $\text{CaCO}_3$  и органического углерода в осадках северо-западной Пацифики было найдено ранее Е.А. Романкевичем и выделено им в слой 3 [14].

В осадках основания ИКС 1 рассматриваемых колонок хорошо выражен максимум содержания аморфного кремнезема и обилия диатомей (рис. 2 и 3), синхронный с терминацией 1А. Пик содержания аморфного кремнезема отмечался ранее в других колонках северо-западной Пацифики [25, 31] и хорошо выделен в стратиграфическом слое 3 Е.А. Романкевича [2, 14]. Одновременный рост  $\text{CaCO}_3$ , органического углерода и биогенного опала в осадках региона при терминациях 1А и 1Б позволяет заключить о значительных увеличениях продуктивности поверхностных вод в то время в связи с потеплениями климата и изменениями среды региона. Улучшение условий среды и увеличение продуктивности при терминациях последнего оледенения было установлено также в Охотском море и других частях северной Пацифики [2, 14, 25, 27, 31] и, вероятно, происходило во всей субарктике Тихого океана, включая окраинные моря. Увеличение биогенного кремнезема в осадках Берингова моря во время пика продуктивности при терминации 1А менее выражено по сравнению с районом западной субарктической ячейки, а в Охотском море почти незаметно [4, 27], вероятно, вследствие сильного влияния ледового покрова окраинных морей на продукцию диатомовых водорослей. Увеличение содержания органического вещества в осадках Берингова моря происходило несколько раньше термина-

ции 1А и позднее содержание органики резко уменьшалось параллельно с кривой содержания  $\text{CaCO}_3$  во время позднего дриаса (11–10 тыс. лет назад) в связи с похолоданием климата.

В колонке GC-11 из южной части Берингова моря среднее содержание органического углерода в отложениях холодной стадии 2 больше, чем в отложениях поздней части ИКС 1. Аналогичные изменения в концентрациях органики наблюдались и в верхнечетвертичных осадках северо-западной Пацифики [25, 28, 31] и были обусловлены, вероятно, более высокой продуктивностью вод северной Пацифики в холодные эпохи [46]. Холодный и аридный климат во время последнего оледенения, сокращение растительного покрова на континентах [17] и более интенсивная атмосферная циркуляция [19] приводили к увеличению поставки в океан эолового терригенного материала, в том числе железа, лимитирующего содержание нитратов в воде [23], и, соответственно, к росту продуктивности. В северо-западной части Берингова моря (колонка 2594, рис. 4) и в Охотском море [27] в голоcene продуктивность была выше, чем в ледниковую эпоху, вероятно, в связи с менее интенсивным и менее продолжительным сезонным ледовым покровом. Ярко выраженные максимумы продуктивности западной субарктики и ее окраинных морей (пики  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$ ) во время терминаций последнего оледенения 1А и 1Б были, вероятно, вызваны интенсивными поступлениями в прибрежную зону терригенного материала, включая железо и другие питательные вещества, при глобальных потеплениях климата и ускоренных подъемах уровня моря.

#### **Изменения магнитной восприимчивости осадков региона**

Значения магнитной восприимчивости (МВ) донных отложений характеризуют концентрацию магнитных минералов в осадке и зависят от минералогического состава пород питающих провинций на прилегающем континенте, степени разбавления терригенной компоненты осадка немагнитными биогенными компонентами – карбонатом кальция и аморфным кремнеземом – и поступления вулканогенного материала. Последний фактор оказывает значительное воздействие на величину МВ осадков северо-западной Пацифики вследствие привноса продуктов вулканизма Камчатки и Алеутских островов и высоких значений их МВ. Поступление терригенного материала в бассейн посредством речного стока и абразии берегов в значительной степени зависит от вариаций климата, и поэтому изменения МВ осадков используют как дополнительный критерий для

выявления изменений климата прилегающего региона и стратиграфии осадков [4, 43].

Кривые МВ осадков четырех колонок и синхронно им изменяющиеся значения плотности осадков (GRAPE) (882 и 883) демонстрируют закономерные изменения обоих параметров в осадках ИКС 1-6, связанные с вариациями климата и эпизодическими поступлениями вулканогенного материала (рис. 2). Аналогичная ситуация наблюдается и в Охотском море [4, 27]; максимальные значения МВ и плотности осадков в изучаемом регионе характерны для холодных климатических эпох (ИКС 2, 4, 5.2, 5.4 и 6), что объясняется поступлением с прилегающего континента более грубого терригенного материала и низкой концентрацией биогенных компонент. Величины МВ и плотности осадков значительно уменьшаются в теплые эпохи вследствие увеличения продуцирования и поставки на дно кремнистого и карбонатного планктона (диатомей и фораминифер) и более тонкого гранулометрического состава терригенного материала. Минимумы МВ и плотности такой природы происходили, как это обсуждалось выше, во время последнего межледниковья 5.5, относительно теплой подстадии 5.3 и терминации последнего оледенения 1А. Сопоставление записей МВ с присутствием вулканического материала в изученных осадках демонстрирует резкие максимумы МВ и плотности осадков в прослоях тефры (рис. 2) из-за высоких значений МВ магнетита и Ti- магнетита в продуктах вулканизма.

#### **Реконструкция экологических и количественных изменений диатомовых комплексов в верхнечетвертичных осадках региона**

Диатомовые водоросли являются наиболее представительной группой фитопланктона изучаемого региона и составляют в его осадках основную часть биогенных компонент. А.П. Жузе [7] провела основополагающие работы по стратиграфическому разделению четвертичных отложений северо-западной Пацифики, Охотского и Берингова морей на горизонты по диатомеям и рассмотрела влияние климата на экологические, количественные и филогенетические изменения их комплексов. Хотя позднее многие исследователи использовали диатомеи для стратиграфии четвертичных отложений и реконструкции палеоокеанологии региона [12, 13, 44, 45], практически нет работ, в которых результаты диатомового анализа в колонке непосредственно сопоставлялись с изотопно-кислородными стадиями. Для выявления хронологии экологических изменений диатомовых комплексов, обусловленных вариациями климата и среды, и основанного на них стратиграфического деления осадков региона [7] нами изучен видовой состав диатомей в отложе-

ниях колонки GC-36, обеспеченной изотопно-кислородной хроностратиграфией (рис. 3).

Результаты анализа встречаемости наиболее представительных видов диатомей, суммы неритических видов и численности диатомей показывают характерные экологические изменения комплекса диатомей и их обилия во время накопления осадков изотопных стадий 1–3 (рис. 3). Численность диатомей минимальна во время последнего оледенения (ИКС 2, 12,5–24 тыс. лет назад) и несколько возросла во время ИКС 3. Пик обилия диатомей наблюдался во время терминации последнего оледенения 1А (12,5 т. л. н.), во время последующего похолодания поздний дриас (10–11 т. л. н.) содержание створок резко падало и изменялось в голоцене, оставаясь значительно выше, чем в периоды стадий 2 и 3.

Процентное содержание суммы неритических видов (*Actinoptychus senaris*, *Bacterosira fragilis*, *Odontella aurita*, *Thalassiosira gravida*, *Th. hyalina*, *Th. antarctica*, *Th. kryophila*, *Th. nordenskioldii*) в комплексе диатомей максимально во время последнего оледенения ИКС 2 (среднее значение около 20 %), минимально в осадках первой стадии и несколько повышено во время стадии 3. При низкой численности диатомей комплекс ИКС 2 содержит также перетолженные виды. Во время ИКС 3 содержание умеренно холодноводного вида *Neodenticula seminae* низкое. Во время оледенения ИКС 2 содержание этого вида в осадках минимально и резко увеличивается вверх по колонке до 40 % при терминации оледенения 1А (основание стадии 1) и до 60 % с терминацией 1Б. Содержание океанического бореального вида *Th. latimarginata* максимально во время ИКС 2 и менялось зеркально по отношению к виду *N. seminae*.

Установленная хроностратиграфия осадков изучаемого региона по изученным нами колонкам (рис. 2, 3 и 4) [27] выявила определенные закономерности в изменениях во времени экологии и численности диатомовых комплексов, содержания карбонатного и органического углерода, аморфного кремнезема, магнитной восприимчивости и литологии позднечетвертичных осадков. Это позволяет провести корреляцию проведенной ранее стратиграфии осадков северо-западной Пацифики и окраинных морей по результатам диатомового анализа, литологии осадков и их геохимических характеристик [2, 7, 14, 15] с изотопно-кислородными стадиями и, следовательно, с глобальными климатическими событиями.

#### **Хроностратиграфическая корреляция верхнечетвертичных осадков региона**

*Осадки северо-западной Пацифики.* Для диатомового горизонта IV А.П. Жузе характерно одновременное присутствие арктических холодноводных

океанических, неритических и сублиторальных видов с примесью переотложенных видов при низкой общей численности диатомей и значительной долей неритических видов [7]. Одновозрастный ему литологический слой 4 имеет преимущественно терригенный состав осадков с низким содержанием биогенных компонент [14]. Сопоставление экологических и численных изменений диатомей, литологии и геохимии осадков северо-западной Пацифики [7, 14] с аналогичными данными колонки GC-36 позволяет коррелировать диатомовый горизонт IV и литологический слой 4 с ИКС 2.

Резкое увеличение доли умеренно холодолюбивых видов диатомей, спад участия неритических видов и максимум в концентрациях биогенного карбоната, органики и аморфного кремнезёма (численности диатомей) позволяют сопоставить горизонт III А.П. Жузе (слой 3 Е.А. Романкевича) с терминацией последнего оледенения 1А и глобальным потеплением Беллинг-Аллеред начала стадии 1. Характерный для горизонта III исключительный расцвет океанических видов и максимум встречаемости *Thalassiothrix longissima*, характеризующего высокую продуктивность [7], отмечен в основании ИКС 1 колонки GC-36 (рис. 3), что подтверждает нашу хроностратиграфическую шкалу и согласуется с пиками содержания карбонатного и органического углерода терминации 1А.

Холодолюбивый облик комплекса диатомей горизонта II [7], спад численности диатомей и концентраций биогенных компонент во время его накопления, синхронного литологическому слою 2 [14], отражают похолодание климата и уменьшение продуктивности во время похолодания поздний дриас. Современный облик диатомовой флоры и литологии осадков горизонта I свидетельствуют о накоплении его в голоцене при климатических условиях, близких к современным. Судя по изменению состава диатомей (рис. 3) и кривой  $\delta^{18}\text{O}$  планктонных фораминифер, близкие к современным параметры среды и экологии диатомей (горизонт I по А.П. Жузе) установились в регионе около 6–7 тыс. лет назад.

*Осадки Берингова и Охотского морей.* Хотя осадки Берингова моря (колонки GC-11 и 2594) не были изучены нами детально на видовой состав диатомей, данные о содержании  $\text{CaCO}_3$  и органического углерода, обилии диатомей в этих колонках и результаты изотопно-геохимического и диатомового анализов колонок Охотского моря [1, 5, 27] позволяют провести корреляцию берингоморских и охотоморских диатомовых стратиграфических горизонтов А.П. Жузе [7] с изотопно-кислородными стадиями. А.П. Жузе отмечала общность экологических

изменений диатомовых комплексов в выделяемых ею стратиграфических горизонтах осадков Охотского и Берингова морей, определяемых в основном изменениями климата [7].

Исходя из новых данных, полученных по Берингову и Охотскому морям, следует, что диатомовый горизонт III преимущественно глинистых отложений с невысокими содержаниями  $\text{CaCO}_3$  и аморфного кремнезема, который представлен в основном океаническими видами с незначительной долей неритических диатомей [7], соответствует ИКС 3. Вышележащий диатомовый горизонт II, представленный терригенными грубозернистыми осадками с низким содержанием аморфного кремнезема и карбоната кальция и высокой долей неритических и сублиторальных видов в комплексе диатомей [7], отлагался во время последнего оледенения, соответствующего ИКС 2. Верхний диатомовый горизонт I алевритово-глинистых диатомовых илов с повышенным содержанием  $\text{CaCO}_3$ , северобореальным комплексом преимущественно океанических видов и максимально низкой встречаемостью неритических диатомей накапливался в теплый период ИКС 1. К сожалению, крайне редкий отбор проб колонки GC-11 (через 30–80 см) затрудняет интерпретацию результатов диатомового анализа И.Б. Цой и др. [48]. Тем не менее, данные этих авторов показывают на значительное увеличение содержания неритического вида *Th. gravida* (до 10–20 %) в осадках, относящихся к холодной стадии 2 (пробы со 170 и 240 см), относительно интервала 0–140 см (ИКС 1). Таким образом, хроностратиграфические шкалы одноименных диатомовых горизонтов А.П. Жузе в северо-западной Пацифике и ее окраинных морях [7] различны.

#### **Неритические виды диатомей как стратиграфический критерий и индикатор среды высокоширотных морей**

По заключению А.П. Жузе [7], характерными экологическими особенностями горизонта II Берингова и Охотского морей, который она относит к последнему оледенению, являются присутствие преимущественно неритических холодолюбивых видов, наличие сублиторальных видов диатомей и незначительное количество переотложенных видов. Принципиальной особенностью комплекса диатомей горизонта II окраинных морей, синхронного ИКС 2, вслед за А.П. Жузе [7], мы считаем высокое процентное содержание суммы неритических видов в комплексе, что определялось глобальным похолоданием климата и усилением ледового покрова. Изучение ледового разноса [5, 26] показало усиление формирования морских льдов и распространение их в централь-

ную и южную части Охотского моря во время последнего оледенения, что должно было приводить к расцвету там неритической флоры. Результаты диатомового анализа колоннок центральной и южной частей Охотского моря с изотопно-кислородной хроностратиграфией [1] показали увеличение содержания суммы неритического планктона в комплексе во время ИКС 2 (до 30–45 %) при низкой общей численности диатомей. Таким образом, отношение процентного содержания суммы неритических видов диатомей к сумме неритических и океанических видов (коэффициент Лд) является критерием стратиграфии осадков и показателем изменений климата и среды высокоширотных бассейнов. Вероятно, правильнее называть "неритические" виды, которые активно развиваются во льдах и вблизи кромки льда при его таянии [7], как "приледные", поскольку их экология непосредственно связана с присутствием льдов и их влиянием на гидрологию и гидрохимию поверхностных вод. Новые результаты по Охотскому морю [1, 5] подтверждают связь неритических видов со льдами и показывают, что они могут активно продуцироваться в глубоководных частях региона при суровых климатических условиях. В колонке GC-36 из северо-западной Пацифики доля неритических диатомей в комплексе также увеличивалась до 15–25 % во время последнего похолодания, превышая величины ИКС 1 и 3 (рис. 3). Изменение коэффициента Лд для этой колонки практически совпадает с кривой содержания суммы неритических видов (рис. 3), так как доля бентических и переотложенных видов очень незначительна. Вероятно, коэффициент Лд является также индикатором изменений климата и ледовой обстановки северо-западной Пацифики и краевых морей в прошлом и может быть использован и при изучении быстрых изменений палеосреды на шкале тысячелетий и столетий при анализе событий Дансгор-Ошгер [21].

Использование температурного коэффициента  $T_d$ , предложенного Канаи и Коидзуми [30] для подсчета температур вод в низких широтах, затруднительно в изучаемом регионе из-за низких температур поверхностных вод при весеннем пике продуцирования диатомей.

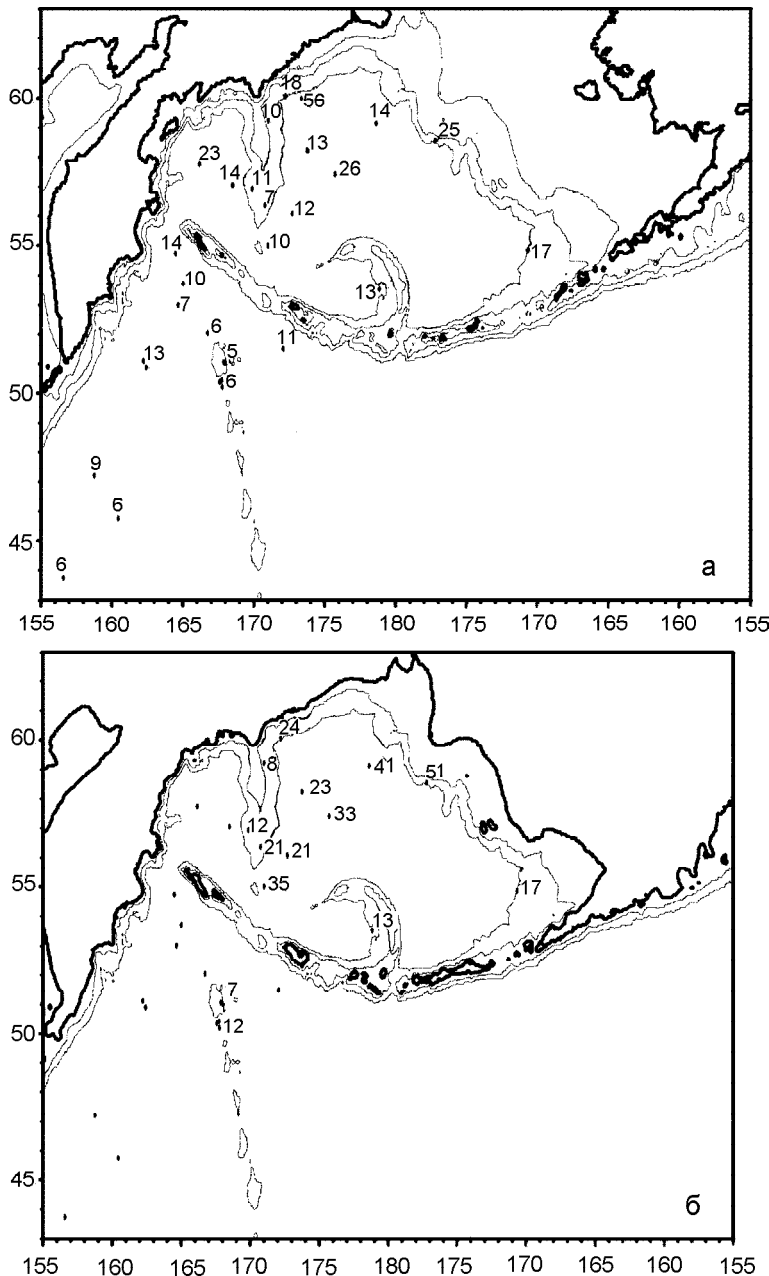
#### **Скорости седиментации в северо-западной Пацифике и Беринговом море во время последнего оледенения – голоцена (ИКС 1 и 2)**

Исходя из результатов, полученных с использованием изотопно-кислородной хроностратиграфии (колонки 883, GC-36, GC-32, GC-11 и 2594), данных диатомового анализа, литологии и содержания биогенных компонент в ранее изученных колонках [2, 7, 8, 14, 15, 44, 45] и вышеприведенной хронострати-

графической интерпретации диатомовых и литологических горизонтов, можно оценить средние скорости седиментации в Беринговом море и северо-западной Пацифике за периоды ИКС 1 и 2 (таблица, рис. 5). Согласно климатической интерпретации А.П. Жузе экологических изменений диатомей при выделении ею стратиграфических горизонтов в Охотском и Беринговом морях [7] и принятой нами корреляции их с изотопно-кислородной хроностратиграфией, мы внесли незначительную коррекцию в хронологическую интерпретацию результатов диатомового анализа осадков колоннок RC14-126 и V21-162 [39] (табл.).

Схема скоростей седиментации для последних 12, 5 тыс. лет (рис. 5а) показывает довольно высокие темпы накопления осадков в изучаемом регионе (56–6 см/т. л.) [9]. Наибольшие скорости седиментации характерны для глубоководных котловин Берингова моря. Этому способствовали как активный снос и аккумуляция терригенного материала с прилегающей суши, так и высокие значения первичной биопродукции в этом бассейне и, соответственно, скоростей биогенного кремненакопления [8]. В северо-западной Пацифике распределение скоростей седиментации соответствует закономерному уменьшению потока терригенного материала от континента в сторону открытого океана и переносу взвешенного материала из Берингова моря через Камчатский пролив.

Во время последнего оледенения (ИКС 2) образование покровных ледников и падение уровня моря на 120 м привели к коренным изменениям физико-географических условий Берингова моря. Берингов пролив и большая часть северо-восточного шельфа были осушены, горы окружающей суши были покрыты ледниками, а низменные области были заняты тундрами [29]. Водообмен Берингова моря с Тихим океаном в мелководных проливах восточной части Алеутских островов во время оледенения, видимо, уменьшался; однако глубоководные проливы западной и средней части Алеутской гряды обеспечивали возможность интенсивного обмена вод. Река Юкон, несущая в настоящее время взвешенный материал преимущественно в Чукотское море, при глобальной регрессии моря последнего оледенения сбрасывала его в Берингово море. Все эти факторы способствовали увеличению темпов накопления терригенного материала в глубоководных котловинах в период оледенения и, особенно, у оснований северных склонов котловин, что и показывают реконструированные скорости седиментации ИКС 2 (рис. 5б). Вероятно, основной тип циклонического круговора поверхностных вод во время оледенения в Беринговом море, как и в субарктике, был аналогичен современному [42], что обеспечивало интенсивный вынос из



**Рис. 5.** Схемы средних скоростей (см/т.л.) седиментации северо-западной Пацифики и Берингова моря за периоды ИКС 1 (а) и ИКС 2 (б) (0–12,5 т.л. и 12,5–24 т. л. н. соответственно).

Согласно изотопной стратиграфии представленных в работе колонок и установленной корреляции диатомовых и литологических горизонтов ранее изученных колонок [2, 7, 14, 44, 45] с изотопно-кислородными стадиями (таблица). Вследствие близкого расположения некоторых станций на схемах показаны осредненные скорости седиментации для колонок 882, 883, GC-36 и GCC-37; GC-32 и RNDB 11PC; 1031 и RC 14-126; 3274 и 3378 (см. табл.). Граница береговой линии региона для периода последнего оледенения (б) проведена по изобате 100 м согласно гляциоэвстатическому падению уровня моря.

бассейна терригенного вещества в северо-западную Пацифику через Камчатский пролив. К сожалению, известные нам колонки из Северо Западной котловины Тихого океана не достигли третьей изотопной стадии, но полученные результаты по колонкам возвышенности Детройт демонстрируют значительное увеличение скоростей седиментации во время ИКС 2. Реконструкции распределения крупных терригенных частиц ледового разноса ( $>0,5$  мм) в ледовых отложениях северо-западной Пацифики [10, 20] показывают хорошо выраженный шлейф выноса ледового материала из Берингова моря через Камчатский пролив в юго-восточном направлении с максимальными значениями у Камчатки.

Изучение состава тяжелых минералов из фракции 0,05–0,1 мм осадков северо-западной Пацифики, Берингова моря и прилегающей суши [39] показало, что во время оледенения терригенный материал, накопленный в осадочном теле возвышенности Обручева (Мейджи) и соседних районах Пацифики, поступал преимущественно с восточного шельфа Берингова моря посредством морских льдов, дрейфующих согласно циркуляции поверхностных вод. Активная роль морских льдов в седиментации в этой части северо-западной Пацифики, восстановленная по изменениям состава тяжелых минералов осадка, соответствует присутствию "неритического" планктона в ископаемом комплексе диатомей (колонка GC-36).



## ВЫВОДЫ

1. На основании результатов изотопного состава кислорода планктонных и бентосных фораминифер и радиоуглеродных датировок нескольких опорных колонок из северо-западной Пацифики и Берингова моря установлена стандартная изотопно-кислородная хроностратиграфическая шкала верхнечетвертичных осадков этих бассейнов.

2. На основании изменений содержания карбоната кальция, органического углерода, биогенного кремнезема и магнитной восприимчивости осадков в опорных колонках выявлены основные закономерности региональных изменений этих параметров во времени в связи с вариациями климата. Во время последнего межледникового (ИКС 5.5) в осадках северо-западной Пацифики, Берингова и Охотского морей отмечаются повышенные содержания карбонатного и органического углерода и аморфного кремнезема вследствие потепления климата и повышения биопродуктивности вод. Содержания биогенных компонент в осадках региона во время стадий 2–4 и 5.1–5.4 в целом низкое за исключением нескольких незначительно выраженных пиков  $\text{CaCO}_3$ . В осадках стадии 3 северо-западной Пацифики и Берингова моря выделены три незначительных карбонатных пика, которые, вероятно, имеют региональный характер и связаны с потеплениями климата. Повышения содержания карбонатного и органического углерода в осадках региона происходили во время терминаций 1А и 1Б последнего оледенения (12,5 и 9,5–10 тыс. лет назад соответственно) и были вызваны глобальными потеплениями климата Беллинг-Аллред и начала голоцена и усилением биологической продуктивности.

Высокие значения магнитной восприимчивости осадков изучаемого региона характерны для холодных климатических эпох (ИКС 2, 4), что объясняется поступлением с прилегающего континента более грубого терригенного материала и низкой концентрацией биогенных компонент.

3. В опорных колонках изученного региона выявлены прослойки вулканического материала, проведена их корреляция, показано их хроностратиграфическое положение.

4. На основе анализа данных А.П. Жузе [7] по экологическим изменениям комплекса диатомей в изученных ею колонках северо-западной Пацифики, Берингова и Охотского морей и полученных нами результатов диатомового анализа колонок из изученного региона проведена корреляция стратиграфических горизонтов, выделенных А.П. Жузе по диатомеям, с изотопно-кислородными стадиями. Принципиальной

особенностью экологических изменений диатомового комплекса стратиграфического горизонта, синхронного холодной стадии 2, вслед за А.П. Жузе, мы считаем уменьшение участия океанических видов и значительное увеличение в комплексе диатомей доли неритических видов, развивающихся во льдах и вблизи во время их таяния. Поэтому отношение процентного содержания всех неритических (или приледных) видов к сумме неритических и океанических в комплексе диатомей (коэффициент Лд) может служить важным стратиграфическим критерием и индикатором изменений среды высокоширотных бассейнов.

5. На основе синтеза выполненной хроностратиграфической корреляции литературных данных диатомового и геохимического анализов и литологии осадков и оригинальных результатов определены мощности горизонтов и построены схемы средних скоростей седиментации в северо-западной Пацифике и Беринговом море во время изотопно-кислородных стадий 1 и 2 (0–12,5 и 12,5–24 тыс. лет назад соответственно). Во время ИКС 1 высокие скорости седиментации (56–10 см /тыс. лет) отмечены в глубоководных котловинах Берингова моря. Кроме активной аккумуляции терригенного материала этому способствовала высокая биологическая продуктивность и, соответственно, темпы биогенного кремнезема накопления. Закрытие Берингова пролива, осушение большей части северо-восточного шельфа и перераспределение выноса взвеси р. Юкон во время регрессии моря последнего оледенения (ИКС 2) способствовали увеличению темпов накопления терригенного материала в котловинах Берингова моря, выносу взвешенного материала через Камчатский пролив и разному его в юго-восточном направлении в северо-западной Пацифике.

Авторы выражают глубокую благодарность д.г-м. н. И. О. Мурдмаа и к. г-м н. И. Б. Цой за ряд критических замечаний, способствовавших значительному улучшению статьи. Работа выполнена при поддержке РФФИ, № 03-05-65192.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Артемова А.В., Горбаренко С.А., Лесков В.Ю. Палеоокеанологические изменения в Охотском море в течение позднего плейстоцена-голоцена по данным диатомового и геохимического анализов (на примере колонок GE 99-10 и LV28-41) // Сб. ТОИ ДВО РАН. 2002. (В печати).
2. Безруков П.Л., Романкевич Е.А. К стратиграфии и литологии донных отложений северо-западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1960. Т. 130, № 2. С. 417–420.
3. Горбаренко С.А. Стратиграфия верхнечетвертичных осадков центральной части Охотского моря и их палеоокеанология по  $\delta^{18}\text{O}$  и другим методам // Океанология. 1991. Т. 31. Вып. 6. С. 1036–1042.

4. Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С., Саутон Д.Р., Шаповалов-Чупрынин В.В., Нюрнберг Д. Литостратиграфия и тефрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19. № 2. С. 58–72.
5. Горбаренко С.А., Лесков В.Ю., Артемова А.В., Тидеман Р., Бибоу Н., Нюрнберг Д. Ледовый покров Охотского моря в последнем оледенении и голоцене. Докл. АН. 2003. Т. 388, № 5. С. 678–682.
6. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. 1. Л.: Наука. 1974. (Отв. ред. Прошкина-Лавренко А.И.). 403 с.
7. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во Академии наук СССР. 1962. 259 с.
8. Лисицин А.П. Распределение кремнезема в четвертичных осадках в связи климатической зональностью геологического прошлого // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 321–370.
9. Лисицин А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
10. Лисицин А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука 1994. 448 с.
11. Люцарев С.В. Определение органического углерода в морских донных отложениях методом сухого сжигания // Океанология. 1986. Т. 25, Вып. 4. С. 704–708.
12. Пушкарь В.С., Черепанова М.В., Горбаренко С.А. Биостратиграфический и палеогеографический анализ диатомовых тафоценозов Северо-Западной Пацифики // Палеогеографические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР 1987. С. 58–74.
13. Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и антропогена северной Пацифики (Стратиграфия и палеоэкология). Владивосток: Дальнаука. 2001. 222 с.
14. Романкевич Е.А. Четвертичные глубоководные отложения северо-западной части Тихого океана и их значение для палеогеографии // Изв. АН СССР. 1963. № 6. С. 35–49.
15. Романкевич Е.А., Безруков П.Л., Баранов В.И., Христианова Л.А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана М.: Наука, 1966. 167 с.
16. Саидова Х.М., Лисицин А.П. Стратиграфия осадков и палеогеография Берингова моря в четвертичный период // Докл. АН СССР. 1961. Т. 139. № 5. С. 1221–1224.
17. Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere, Late Pleistocene Holocene, (1992), In: Frenzel, B., Pecshi M., and Velichko, V.V.) Published by Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Science, Budapest, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New Work, Budapest, Stuttgart.
18. Chappell J., Omura A., Esat T., McCulloch M., Pandolfi J., Ota Y., Pillans B., 1996, Reconciliation of late Quaternary sea level derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records // Earth and Planet Science letters. 141. P. 227–236.
19. COHMAP Members. Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations // Science. 1988. 241. P. 1043–1052.
20. Conolly J., Ewing M. Ice-rafted detritus in Northwest Pacific deep-sea sediments, Geological Society of American Bulletin. 1970. 126. P. 219–231.
21. Dansgaard W., Johnson S. J., Claussen H. B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N. S., Hammer C. U., Hvidberg C. S., Steffensen D., Sveinbjornsdottir A. E., Jouzel J., Bond G. Evidence of general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record // Nature. 1993. 364. P. 218–220.
22. Fairbanks, R.G. A 17,000 years glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation // Nature. 1989. 342. P. 637M642.
23. Falkovski P.G., Barber R.T., Smetace, V. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary productivity // Science. 1998. 281. P. 200–206.
24. Gorbarenko S.A., Pliss S.G. Late Pleistocene and Holocene accumulation of calcium carbonate, opal and terrigenous detritus: Detroit Seamount (northwestern Pacific) and Bowers Ridge (southern Bering Sea) / Data and results from R.V. Aleksandr Vinogradov cruises 91-AV-19/1, North Pacific Hydrochemistry Transect; 91-AV-19/2, North equatorial Pacific Karin Ridge Fe-Mn crust studies; and 91-AV-19/4, Northwest Pacific and Bering Sea sediment geochemistry and paleoceanography studies. (Ed. by J.R. Hein et al.). 1994. Open File Report 94-230. P. 268–280.
25. Gorbarenko S. A. Stable isotope and lithologic evidence of late-glacial and Holocene oceanography of the Northwestern Pacific and its marginal Seas // Quatern. Res. 1996. 46. P. 230–250.
26. Gorbarenko S.A., Leskov V.Yu., Tiedemann R., Biebow N. Climate, sea ice and productivity in the Okhotsk Sea during last 75 thousand years In.: Proceeding of the 16-th international symposium on the Okhotsk Sea and sea ice. 2001. Mombetsu. Japan. P. 425–432.
27. Gorbarenko S.A., Nürnberg D., Derkachev A.N., Astakhov A.S., Southon J.R. Kaiser A., Magnetostratigraphy and teprochronology of the upper Quaternary sediments in the Okhotsk sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // Marine Geology. 2002. 183. P. 107–129.
28. Haug G.H., Maslin M.A., Sarnthein M., Stax R., Tiedemann R. Evolution of northwestern Pacific sedimentation patterns since 6 MA (site 882) / Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results V. 145, (Rea, D.K., Basov I.A., Scholl D.W. and Allan J. F. Eds). 1995. P. 293–314.
29. Hopkins D. M. The paleogeography and climatic history of Beringia during the late Cenozoic time // Internord. 1972. 12 P. 121–150.
30. Kanaya T., Koizumi I. Interpretation of the diatom thanatocenoses from the North Pacific applied to a study of core V 20-130. Sci. Repts., Tohoku univ. 2<sup>nd</sup> Ser. (Geol), 1966. 37. 2. 89–130.
31. Keigwin L.D., Jones G. A., Floerich P.N. A 15,000 years paleoenvironmental records from Meiji Seamount, far northwestern Pacific //Earth Planet. Sci. Lett. 1992. 111. P. 425–440.
32. Keigwin L.D. Stable isotope stratigraphy and chronology of the Upper Quaternary section at Site 883, Detroit Seamount In.: Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results. 1995. 145. P. 257–264.
33. Keigwin, L.D. Glacial-age hydrology of the far northwest Pacific ocean, Paleoceanography. 1998. 13. P. 323–339.

34. Kiefer T., Sarnthein M., Erlenkeuser H., Grootes P.M. and Robert A.P. North Pacific response to millennial-scale changes in ocean circulation over the last 60 kyr, *Paleoceanography*. 2001. 16. 2. P. 179–189.
35. Kotilainen A.T. Shackleton N.J. Rapid climate variability in the North Pacific ocean during the past 95,000 years // *Nature*. 1995. 377. P. 323–326.
36. Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C., Shackleton N. J. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy // *Quatern. Res.* 1987. 27 1. P. 1–29.
37. Morley J.J., Hays J.D., Robinson S. W. Stratigraphic framework for the late Pleistocene in the northwest Pacific Ocean // *Deep-Sea Research*. 1982. 29. 12A. P. 1485–1499.
38. Morley J.J., Robinson S. W. Improved method for correlating late Pleistocene/Holocene records from the Bering Sea: application of a biosolaceous/geochemical stratigraphy // *Deep-Sea Research* 1986. V. 33. 9. P. 1203–1211.
39. Nechaev V.P., Sorochinskaya A.V., Tsoy I.B., Gorbarenko S.A. Clastic components in Quaternary sediments of the northwest Pacific and their paleo-oceanic significance // *Marine Geology*. 1994. 118. P. 119–137.
40. Opdyke N.D., Foster J.H. Paleomagnetism of cores from the North Pacific // *Geol. Soc. of Amer. Mem.* 1970. V. 126. P. 83–119.
41. Proceeding of the Ocean Drilling Program. 1993. V. 145. Initial Reports. (Ed. S. Stewart), 1040 p.
42. Robinson S.G., Maslin M.A., Mccave I.N. Magnetic susceptibility variations in Upper Pleistocene deep-sea sediments of the NE Atlantic: Implications for ice rafting and paleocirculation at the last glacial maximum // *Paleoceanography*. 1995. V. 10, 3. P. 221–250.
43. Sancetta C. Oceanography of the North Pacific during the last 18,000 years: evidence from fossil diatoms // *Marine Micropaleontology*. 1979. 4. P. 103–123.
44. Sancetta C., Robinson S.W. Diatom evidence on Wisconsin and Holocene Events in the Bering Sea // *Quaternary Research*. 1983. 20. P. 232–245.
45. Sancetta C., Heusser L., Labeyrie L., Naidu A.S., and Robinson S. W. Wisconsin-Holocene paleoenvironment of the Bering Sea: evidence from diatoms, pollen, oxygen isotopes and clay minerals // *Marine Geology*. 1985. 62. P. 55–68.
46. Sancetta C. Primary production in the glacial North Atlantic and North Pacific // *Nature*. 1992. 360. P. 249–251.
47. Schlitzer R., Ocean-Data-View, <http://www.avi-bremen-haven.de / GEO/ODV>, 2002.
48. Tsoy I.B., Ryaben'kaya I.O., Plentev S.P., Quaternary biostratigraphy of the northwest Pacific: R/V Vinogradov cruise 91-AV-19 Leg 4. In.: Data and results from R.V. Aleksandr Vinogradov cruises 91-AV-19/1, North Pacific Hydrochemistry transect; 91-AV-19/2, North equatorial Pacific Karim Ridge Fe-Mn crust studies; and 91-AV-19/4, Northwest Pacific and Bering Sea sediment geochemistry and paleoceanography studies, (Ed. by J.R. Hein, A.S.
49. Woillard G.M. and Mook W.G., carbon-14 dates at Grande Pile: Correlations of land and sea chronologies, *Science*, 1982. 215, P.159–161.

Поступила в редакцию 22 ноября 2002 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

*S.A. Gorbarenko, A.V. Artyomova*

### **Chronostratigraphy of the Upper Quaternary sediments of the Northwestern Pacific and the Bering Sea, change of the environment and productivity of the region**

The isotope chronostratigraphy of the Upper Quaternary sediments of two cores from the NW Pacific and two cores from the Bering Sea is established by the oxygen isotope records in planktonic and benthic foraminifera. The main regularities of temporal changes in the calcium carbonate, organic carbon and opal content and magnetic susceptibility in sediments of the study region with regard to the climatic changes and productivity are established by means of isotopic-geochemical and lithophysical analysis of these cores and the ODP sites 882 and 883. The correlation of the volcanogenic interbeds in the sediments of the studied cores is carried out, and their stratigraphy and age are preliminarily ascertained. Correlation has been accomplished of A.P. Jouse diatom horizons determined by the analysis of the main ecological changes in the diatom assemblages in the Upper Quaternary sediments of the far NW Pacific, Bering and Okhotsk Seas [Jouse, 1962], and their comparison with similar changes in our columns with the standard oxygen-isotope stages. Also, changes in the lithology and content of biogenic components in the sediments of the region [Romankevich, 1963] and in the cores studied by us have been taken into account. A criterion of the ecological changes of diatom assemblages in the studied region it may be a ratio of frequency of the “neritic” species sum to the sum of the “neritic” and oceanic species (coefficient Id) which is determined by climate variability and mostly by the sea ice influence.

The schemes of the average sedimentation rate in the NW Pacific and Bering Sea for the periods of MIS 1 and MIS 2 (1–12.5 and 12.5–24 kyr BP, respectively) are plotted on the basis of the obtained results and correlation of the diatom horizons and lithological units in the early studied cores with the oxygen isotope stages. Closure of the Bering Strait and the aeration of the north-eastern shelf of the Bering Sea during the MIS 2 induced the growth of sedimentation rate in the Bering Sea, as compared with MIS 1 and the suspended material transfer from the Bering Sea through the Kamchatka Strait into NW Pacific and its accumulation in the south-eastern direction.

**ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНО-КОРЕЙСКОГО ЗАЛИВА  
(ЯПОНСКОЕ МОРЕ)**

**Ю. Д. Марков, А. И. Боцул**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

Комплексное изучение позднечетвертичных отложений шельфа Восточно-Корейского залива позволило выявить древние береговые линии и приуроченные к ним фации пляжа и берегового склона, а мористее – фации приглубых частей шельфа. Фаунистически и абсолютными датировками определен возраст осадков залива. Установлено, что современная седиментация в заливе происходит главным образом во внутренней его части и на материковом склоне, а средняя и внешняя являются в основном зонами транзита. Данное обстоятельство подтверждает концепцию гляциоэвстатических колебаний уровня Японского моря в позднплейстоценовое и голоценовое время.

**Ключевые слова:** отложения шельфа; фации пляжа, берегового склона, приглубых частей шельфа; древние береговые линии, Восточно-Корейский залив.

**ВВЕДЕНИЕ**

В основу публикации легли литологические исследования, выполненные в 1990 г. на НИС "Базальт". Они явились продолжением работ, проведенных в предшествующие годы на НИС "Профессор Богоров" (1983 г.), "Бриг" (1987 г.) и "Базальт" (1989 г.) с целью комплексного изучения геолого-геофизических особенностей прибрежной зоны КНДР по программам "Седимент", "Мировой океан" и советско-корейской экспедиции "Геошельф". Частично полученные материалы были использованы при подготовке публикаций [1, 8], имевших определенную направленность. В данной работе на основе детальных исследований делается акцент на эвстатических колебаниях уровня моря и фациально-генетических характеристиках донных осадков, приуроченных к выделенным древним береговым линиям в Восточно-Корейском заливе.

Район исследования охватывает юго-западную часть шельфа Японского моря (Восточно-Корейский залив), где выполнено 9 литолого-геоморфологических профилей от прибрежной его части до материкового склона (рис. 1). По профилям отобраны пробы на 137 станциях. При проведении литологических исследований использовались традиционные методы, применяемые в морской геологии. Расчленение осадков на литологические (гранулометрические)

типы и фации выполнено на основе трехкомпонентной классификации, разработанной для Японского моря [9]. Минеральный состав осадков определен по классификации В.Д. Шутова [10] с подсчетом зерен в шлифах. Характеристика минерального состава приведена по станциям профиля А-Б. При стратификации осадков использованы материалы 16-го рейса НИС "Профессор Богоров" (1983 г.) по этому же профилю (А-Б). Микро- и макрофаунистические исследования и радиоуглеродные определения (<sup>14</sup>C) позволили расчленить отложения на морские и лагунно-морские верхнеплейстоценовые, нижнеголоценовые, средне-верхнеголоценовые, верхнеголоценовые и современные [6, 7]. Сопоставление по всем профилям фаций древних береговых линий различных уровней Японского моря (современного, на 35, 50–55, 75 и 120-метровой изобатах) позволило выполнить их корреляцию для всего Восточно-Корейского залива.

**ЛИТОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА ШЕЛЬФА**

По характеру рельефа и условиям седиментации шельф разделен на внутренний, средний и внешний.

Внутренний шельф охватывает участок от побережья до глубины 35 м и характеризуется современными условиями седиментации. Поверхность его в прибрежной части неровная, волнистая (за счет пес-

чаных валов), в открытой части, где также развиты псаммиты, и в палеодолинах рек, где распространены пелитовые осадки, – ровная. Псаммиты здесь отличаются повышенной сортировкой и подвержены постоянному волновому воздействию.

Средняя часть шельфа охватывает участок от 35- до 75-метровой изобаты и представлена реликтовыми голоценовыми и в меньшей степени верхнеплейстоценовыми осадками. Поверхность её ровная и волнистая за счет мелких псаммитовых валов, с сохранившимися в рельефе дна древними палеодолинами рек и слабовыраженными перегибами на глубинах 35, 50, и 75 м. Эти перегибы представляют собой древние береговые линии, к которым приурочены отложения фаций пляжа, реже – фации берегового склона, мористее распространены осадки фаций внутреннего шельфа. Современной седиментации здесь почти не происходит (кроме незначительного заиления), широким распространением пользуются реликтовые отложения, и только в днищах палеодоллин развиты современные осадки. Последние представлены плавунными псаммитами и алевритами. Осадки до глубины 50–55 м подвержены периодическому штормовому воздействию.

Внешний шельф распространен от 75-метровой изобаты до его бровки и представлен также реликтовыми верхнеплейстоценовыми осадками. Здесь в осадки из взвеси частично поступает современный алевритовый и пелитовый материал (осадки несколько заилены), который затем придонными организмами (полихетами и двустворчатыми моллюсками) перемешивается, и отложения переходят в палимпсестовые. Особенно это относится к широкой части шельфа (рис. 1 и 2, профили I, II, III, V). Здесь уже на поверхности распространены только мелкозернистые псаммиты. Поверхность этой части шельфа ровная или слабоволнистая. Древняя береговая линия на 90-метровой изобате на пройденных профилях, как правило, не выражена или очень слабо заметна (профиль V).

Бровка шельфа в различных частях залива имеет неодинаковые глубины. На профилях I, II и III она приурочена к 180–190 м, на профилях IV, V и VI – к 125–140 м, а на профиле IX – к 110 м (рис. 1, 2). Такая разница в глубинах бровки шельфа по обе стороны каньона (с севера и юга) свидетельствует о тектоническом погружении одного из блоков его внешней части. На это указывают и различные глубины абразионной площадки, приуроченной к бровке шельфа, отвечающей древней береговой линии позднеюрмского (сарганского) времени около 18–20 тыс. лет на-

зад, располагавшейся в то время на одинаковых глубинах 120–130 м [5].

Материковый склон в своей верхней части до 500-метровой изобаты сравнительно крутой и до глубин 300–350 м сложен реликтовыми верхнеплейстоценовыми псаммитами, ниже – верхнеголоценовыми алевритами.

#### **ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ШЕЛЬФА**

Они расчленены на верхнеплейстоценовые, нижнеголоценовые, ниже-среднеголоценовые, средне-верхнеголоценовые, верхнеголоценовые и современные.

Верхнеплейстоценовые морские отложения распространены во внешней части шельфа и на материковом склоне на глубинах 70–350 м (рис. 1, 2). У древней береговой линии на глубине 70–75 м почти на всех профилях (ст. 90Б10, 90Б28, 90Б52, 90Б88, 90Б89) они представлены осадками пляжа и зоны волнового воздействия. Это в основном среднезернистые, реже средне-крупнозернистые и мелкозернистые псаммиты. Мористее этой береговой линии (ст. 90Б30, 90Б53, 90Б54, 90Б67, 90Б68, 90Б86, 90Б87, 90Б132) распространены осадки зоны периодического штормового воздействия – как правило, мелкозернистые, реже мелко-среднезернистые псаммиты.

У бровки шельфа на абразионной площадке осадки состоят из нерасчлененных на фации мелкозернистых, реже алевритовых псаммитов (ст. 90Б14, 90Б34, 90Б35, 90Б56, 90Б57, 90Б64, 90Б65, 90Б83, 90Б84, 90Б132) и очень редко – мелко-среднезернистых псаммитов (ст. 90Б82). На материковом склоне это тоже, как правило, мелкозернистые и алевритовые псаммиты, обогащенные пелитовым материалом (ст. 90Б15, 90Б16, 90Б36, 90Б37, 90Б62, 90Б63, 90Б81), очень редко – мелко-среднезернистые псаммиты (ст. 90Б58).

Среднезернистые псаммиты зеленовато-серые, средне- и плохосортированные, с незначительной примесью пелитовых частиц. На ст. 2381 (здесь и далее профиль А-Б) (рис. 1, 3) на отметке -76,5 м по минеральному составу они относятся к граувакковым аркозам. Кварца в них 39,75 %, полевых шпатов – 37,37 %, обломков пород и темноцветных минералов – 22,88 %. В тяжелой подфракции крупноалевритовой фракции преобладают роговая обманка (42 %) и эпидот (25 %); моноклинного пироксена содержится 10 %, турмалина – 6 %, тремолит-актинолита и граната – по 5 % каждого, сфена и циркона – по 2 %, апатита, силлиманита и ильменита – по 1 %. Ниже по разрезу среднезернистые псаммиты замещаются

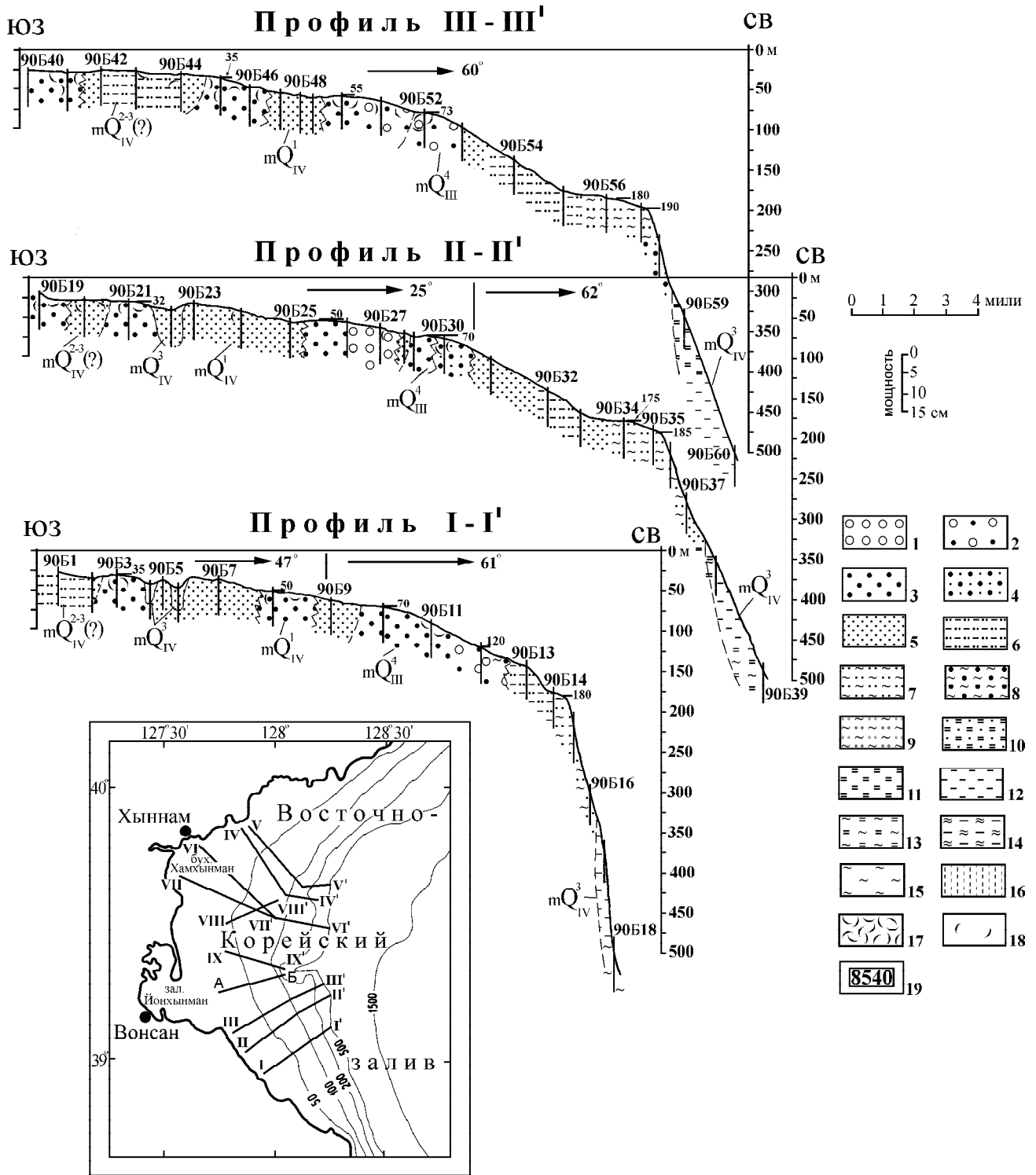


Рис. 1. Расположение профилей в Восточно-Корейском заливе и геологические разрезы верхнечетвертичных отложений по линиям профилей I, II и III.

1–9 – псаммиты: 1 – крупнозернистые, 2 – крупно-среднезернистые, 3 – среднезернистые, 4 – мелко-среднезернистые, 5 – мелкозернистые, 6 – алевритовые, 7 – пелитовые, 8 – среднезернистые пелитовые, 9 – мелкозернистые пелитовые; 10–13 – алевриты: 10 – псаммитовые, 11 – крупные, 12 – мелкие, 13 – пелитовые; 14 – пелиты алевритовые; 15 – пелиты; 16 – миктиты; 17 – ракушники; 18 – отдельные раковины в осадках; 19 – возраст в годах по <sup>14</sup>C.

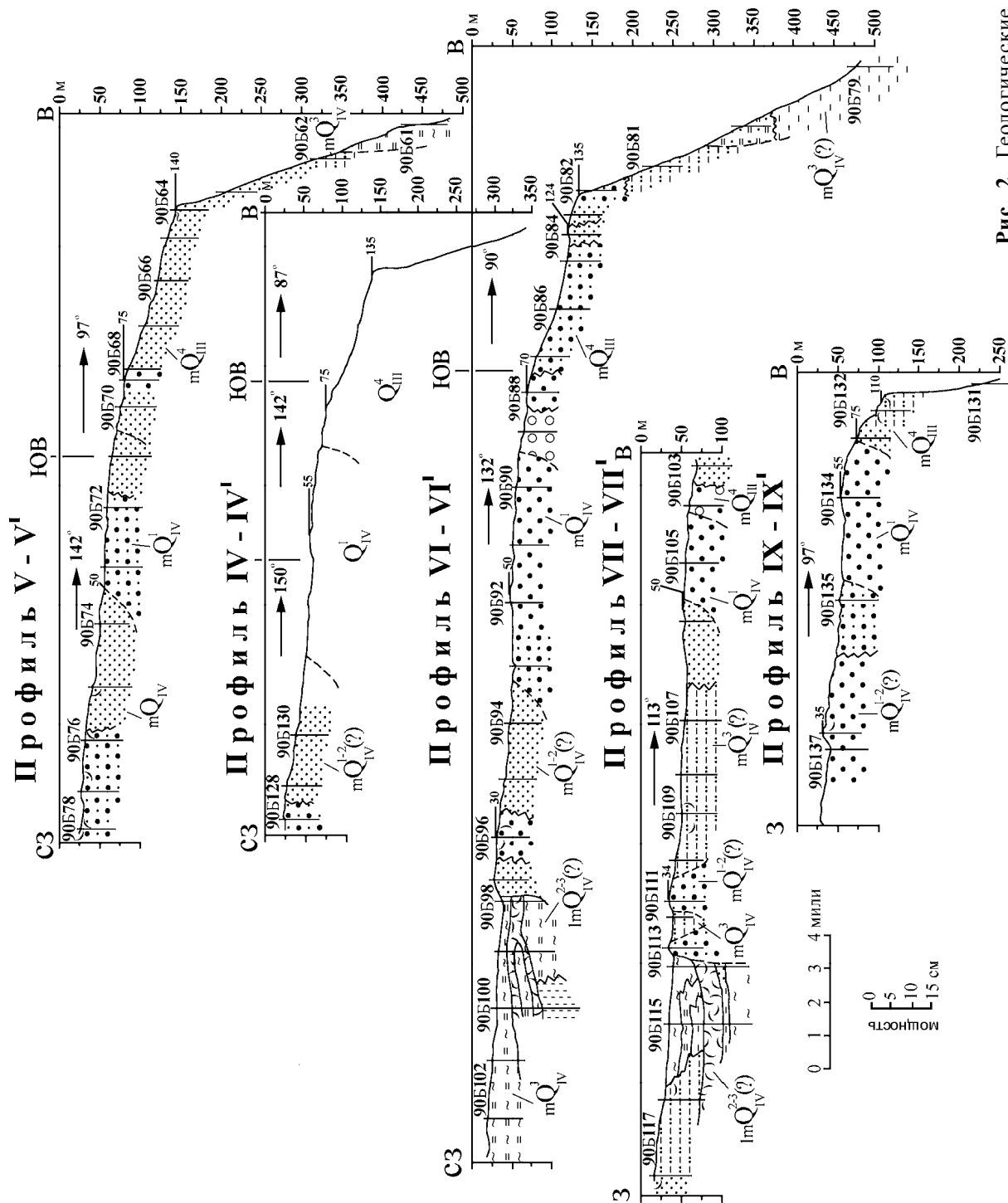


Рис. 2. Геологические разрезы верхнечетвертичных отложений по линиям профилей IV, V, VI, VII и IX (Восточно-Корейский залив).

Условные обозначения см. на рис. 1.

мелкозернистыми (рис. 3), которые отличаются от вышеописанных только размерностью частиц.

Преобладающая часть графиков логнормального распределения частиц средне- и мелкозернистых псаммитов на ст. 2381 состоит из двух популяций: сальтации и суспензии, причем каждой из популяций может соответствовать одна прямая (график двухкомпонентный) (рис. 4 Д, ст. 2381, инт. 160–170 см) или график состоит из нескольких прямых (рис. 4 Д, ст. 2381, инт. 10–20 см) и тогда приобретает сложную форму и приближается к прямой. Накопление таких осадков происходило при однонаправленном движении водного потока. Раковины моллюсков в осадках представлены *Mya elegans* (?), *Nuttalia petri* Bartsh, *Thracia kakumana* – обитателями открытых заливов. Возраст осадков в интервале 40–50 см – 11 400±110 лет (Ки-2299). Вероятно, осадки накапливались не на пляже, а на береговом склоне.

На ст. 2380 на отметке -91 м с поверхности и по разрезу до 130 см залегают мелкозернистые псаммиты, ниже они замещаются псаммитами алевритовыми. Мелкозернистые псаммиты зеленовато-серые, очень плотные, хорошо сортированные, с обильной макрофауной двустворчатых моллюсков. По минеральному составу они относятся к граувакковым аркозам. Кварца в них 34,66 %, полевых шпатов – 44,61 %, обломков пород и темноцветных минералов – 20,72 %. В крупноалевритовой фракции тяжелая подфракция представлена: роговой обманкой (39 %), эпидотом (23 %), ильменитом (10 %), гранатом (10 %), апатитом (5 %), турмалином (5 %), цирконом и сфеном (по 1 % каждый). Псаммиты алевритовые подобны мелкозернистым псаммитам. Графики логнормального распределения частиц как мелкозернистых псаммитов, так и псаммитов алевритовых состоят из четко выраженных 3 компонент, характерных для осадков, сформированных в зоне активного волнового воздействия (рис. 4 Е, ст. 2380).

Фауна моллюсков, встреченная в осадках, представлена видами: *Astarte borealis*, *Macoma lama* (Bartsch), *Spisula voyi* (Gabb), *Pandora pulchella*, *Thracia kakumana*, *Felaniella usta* (Gould). Все это обитатели холодных вод мелководных открытых заливов и бухт с глубинами 10–12 м. Вид *Peronidia lutea* (Wood), встреченный почти во всех горизонтах разреза, является обитателем волноприбойной зоны северных районов Японского моря. Возраст осадков нижней части разреза (ст. 2380, инт. 80–105 см) – 17 670±190–18 700±210 лет (Ки-2295 и Ки-2296), средней

(инт. 40–80 см) – 14 200±150–15 100±140, (Ки-2293 и Ки-2294) и верхней (инт. 10–40 см) – 13 100±105–13 800±120 лет (Ки-2291 и Ки-2292).

Таким образом, видовой состав двустворчатых моллюсков, их условия обитания и форма графиков распределения частиц в псаммитах свидетельствуют, что формирование толщи осадков происходило в прибрежной зоне открытого шельфа при небольших глубинах (10–12 м) в зоне активного волнового воздействия, а возраст осадков указывает на период позднеюрмского (сарганского) оледенения во время уже начавшейся трансгрессии Японского моря. Сложная форма графиков, характеризующих залегающие с поверхности осадки (рис. 4 Е, ст. 2380, инт. 10–20 см), скорее всего, отражает картину смещения среднезернистых псаммитов с мелкозернистыми при возможном перемещении осадков у бровки шельфа.

На ст. 2379 на отметке -123 м (бровка шельфа) залегают псаммиты алевритовые. Они зеленовато-серые, очень плотные, без гальки и гравия. По минеральному составу отвечают граувакковым аркозам. Кварца в них 38,17 %, полевых шпатов – 42,22 %, обломков пород и темноцветных минералов – 19,61 %. Графики распределения частиц осадков всего разреза состоят из трех компонент (рис. 4 Г, ст. 2379, инт. 0–10, 40–50 см) и характерны для отложений, сформированных в зоне постоянного волнового воздействия. Видимо, они накопились 18–20 тыс. лет назад, когда береговая линия была у бровки шельфа.

Нижнеголоценовые и нерасчлененные нижне-среднеголоценовые морские отложения повсеместно распространены в средней части шельфа и залегают сплошным чехлом на глубинах от 60–70 м до 30–35 м. Они пересечены всеми профилями и представлены у древних береговых линий (50–55 и 35 м), как правило, среднезернистыми, реже крупнозернистыми (ст. 90Б27) и средне-крупнозернистыми (ст. 90В51) псаммитами фаций пляжа и берегового склона, а мористее этих береговых линий – мелкозернистыми псаммитами фаций приглубых частей шельфа (рис. 1, 2).

По линии профиля А-Б (рис. 3) эти отложения установлены на ст. 2382–2384. На ст. 2382 среднезернистые псаммиты приурочены к четко выраженному перегибу на 55-метровой изобате. Они серые со слабым зеленоватым оттенком, хорошо промытые, в их составе преобладает среднепсаммитовая фракция. По минеральному составу псаммиты отвечают полевошпато-кварцевым грауваккам. Они состоят из кварца (48,98 %), полевых шпатов (26,72 %), обломков пород



## Профиль А - Б

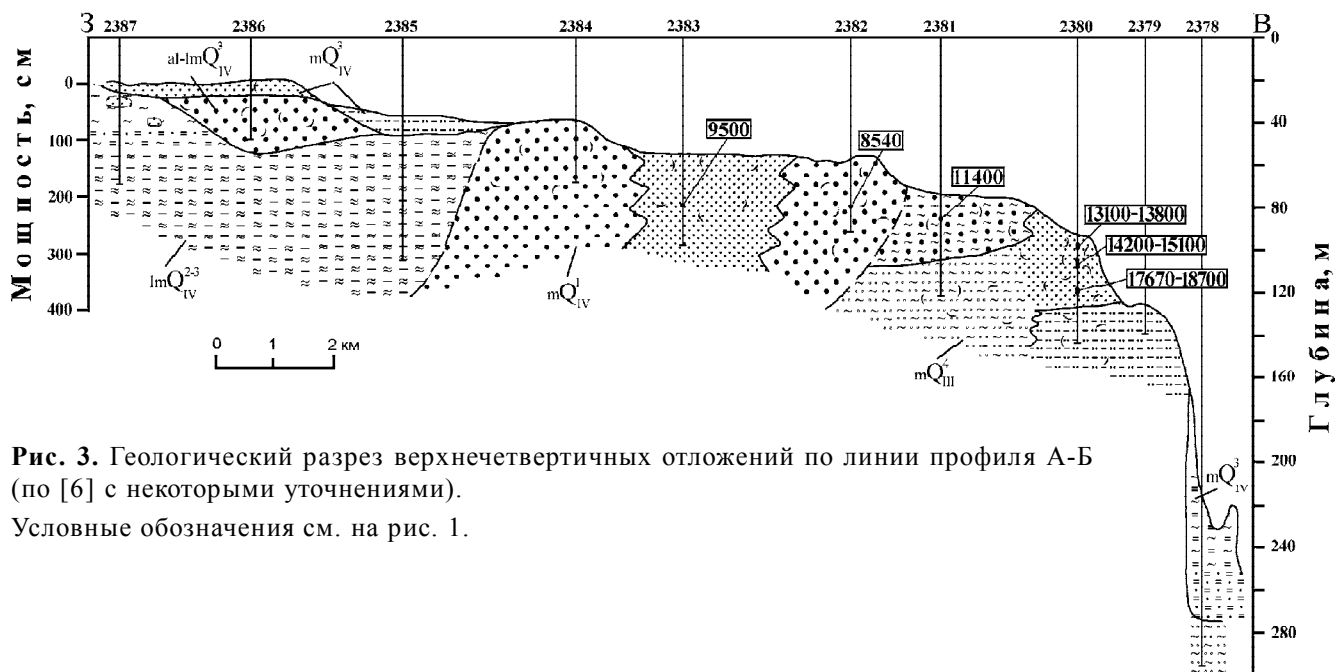


Рис. 3. Геологический разрез верхнечетвертичных отложений по линии профиля А-Б (по [6] с некоторыми уточнениями).

Условные обозначения см. на рис. 1.

и темноцветных минералов (27,30 %). В тяжелой подфракции крупноалевритовой фракции преобладают амфиболы (45 %), эпидота в ней 20 %, граната – 18 %, турмалина – 3 %, актинолит-тремолита, циркона, сфена, ильменита – по 2 % каждого, марказита и лейкоксена – по 1 %.

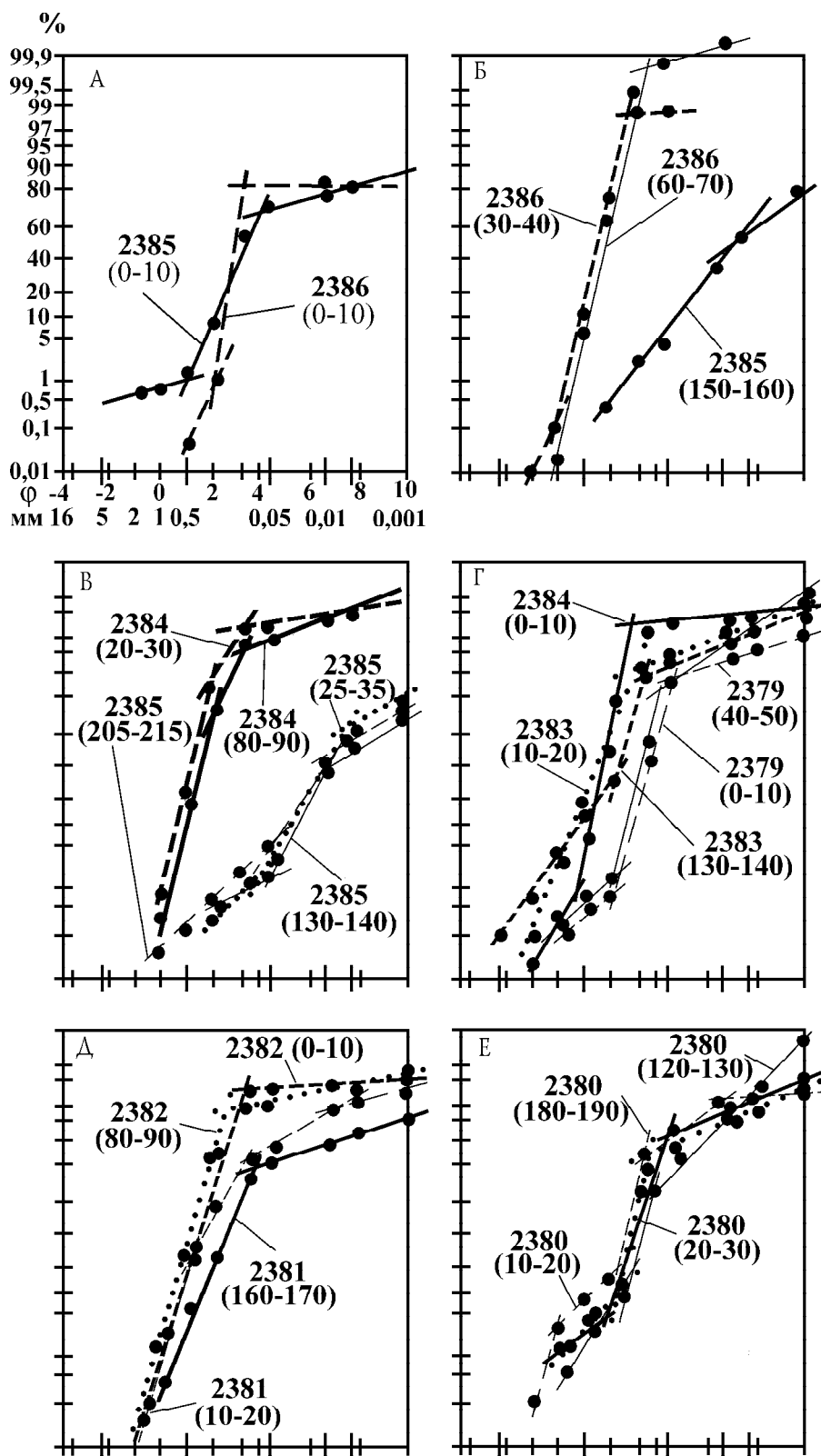
Графики логнормального распределения частиц среднезернистых псаммитов всего разреза двухкомпонентные (рис. 4 Д, ст. 2382, инт. 80–90 и 0–10 см). Они состоят из популяций сальтации и суспензии, причем на популяцию сальтации приходится 97–98 % всего состава осадка, т. е. псаммиты хорошо отсортированные. Такая форма графиков, по Г. Вишеру [12], характерна для аллювиальных отложений, а также для морских отложений приглубой части шельфа [5]. По всему разрезу в осадках встречены единичные экземпляры, а в интервале 80–90 см – скопления раковин двустворчатых моллюсков двух видов: *Mya elegans* (?) и *Thracia kakumana* – обитателей как прибрежной зоны, так и открытого шельфа. По-видимому, описываемые псаммиты представляют собой почти не переработанные дельтовые отложения.

На ст. 2384 на 45-метровой изобате псаммиты также среднезернистые, они подобны вышеописанным на ст. 2382, но по минеральному составу отвечают граувакковым аркозам. Кварца в них 36,09 %, полевых шпатов – 45,60 %, обломков пород и темноцветных минералов – 18,31 %. Графики логнормаль-

ного распределения частиц преобладающей части разреза (ст. 2384, инт. 20–103 см) также состоят из двух компонент (популяции сальтации и суспензии, рис. 4 В, ст. 2384, инт. 20–30 и 80–90 см). На популяцию сальтации в них приходится 95–98 % состава осадков, они тоже хорошо отсортированные. Такая форма графиков, как указывалось выше, характерна для аллювиальных отложений и для морских отложений зоны периодического штормового воздействия (приглубой части шельфа). Только самая верхняя часть разреза отложений (инт. 0–10 см) характеризуется трехкомпонентной формой графика (рис. 4 Г, ст. 2384, инт. 0–10 см), типичной для пляжевых отложений и зоны активного волнового воздействия. Фауна двустворчатых моллюсков в них представлена толстостенными раковинами одного вида *Peronidia lutea* (Wood) – обитателя волноприбойной зоны северных районов Японского моря.

Таким образом, можно предположить, что разрез пляжевых псаммитов древней береговой линии, отвечающей началу голоценовой трансгрессии, образован за счет дельтовых отложений рек Намдэчхон и Йонхынган, причем подавляющая часть разреза в зоне пляжа, по-видимому, не подверглась волновой обработке и была сразу захоронена, и только самые верхи разреза хорошо переработаны волновыми процессами.

На ст. 2383 отложения представлены мелкозернистыми псаммитамми. Они зеленовато-серые, значи-



**Рис. 4.** Примеры логнормального распределения частиц различных фаций верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений.

По оси абсцисс – размер частиц в φ-единицах (верхняя строка), в мм (нижняя строка); по оси ординат – частота встречаемости, вероятностная шкала в %. В скобках – интервал отбора проб в см.

тельно хуже отсортированные, чем среднезернистые пляжевые псаммиты ст. 2384. По минеральному составу они также отвечают граувакковым аркозам. Кварца в них 40,19 %, полевых шпатов – 36,19 %, обломков пород и темноцветных минералов – 23,61 %. Минералогический состав тяжелой подфракции и процентное соотношение этих компонентов примерно такое же, как для среднезернистых псаммитов.

Графики логнормального распределения частиц свидетельствуют, что сначала толща осадков формировалась в зоне постоянного волнового воздействия – графики трехкомпонентные (рис. 4 Г, ст. 2383, инт. 130–140 см), затем – в зоне периодического штормового воздействия – графики двухкомпонентные (рис. 4 Г, ст. 2383, инт. 10–20 см). Это, по-видимому, произошло после некоторого подъема уровня моря и установления его береговой линии на глубинах, отвечающих началу голоценовой трансгрессии. На это указывает и фауна моллюсков, раковины которых обнаружены в различных частях разреза осадков на станции: *Mya japonica* (?), *Crassostrea gigas* (Thunberg), *Felaniella usta* (Gould). Перечисленные виды являются обитателями открытых заливов и бухт.

Нерасчлененные средне-верхнеголоценовые морские отложения условно выделены на профилях I, II и III (рис. 1). Они развиты во внутреннем шельфе и распространены от прибрежной его части до 35-метровой изобаты. На глубинах 20–25 м они представлены среднезернистыми псаммитами (ст. 90Б19, 90Б40, 90Б41), которые мористее фациально замещаются мелкозернистыми и алевроитовыми псаммитами (ст. 90Б1, 90Б20, 90Б42–90Б44).

Среднезернистые псаммиты желтовато-серые, аркозовые, хорошо перебитые (подвержены постоянному волновому воздействию), с раковинным детритом, с единичной галькой. Мелкозернистые и алевроитовые псаммиты отличаются от среднезернистых только размерностью частиц и их процентным соотношением.

Нерасчлененные средне-верхнеголоценовые лагунно-морские отложения установлены в зал. Йонхынман (профиль А-Б) и в бух. Хамхынман (профили VI, VII). Под современными морскими и верхнеголоценовыми дельтовыми отложениями, они выполняют полузакрытые (?) заливы, существовавшие в средне-позднеголоценовое время на месте палеорусел рек.

На профиле А-Б отложения вскрыты на станциях 2385 и 2387 на глубине до 2,2 м и представлены на ст. 2387 внизу разреза пелитами алевроитовыми, в

средней части – алевроитами псаммитовыми, а сверху разреза – пелитами; на ст. 2385 – пелитами алевроитовыми (рис. 3). Пелиты темно-серые до черных, терригенные, очень однородные, тугопластичные, плотные, с линзочками (1–3 мм) и гнездами (до 3 см) мелкозернистого пелитового псаммита. Алевроиты псаммитовые, в отличие от пелитов, – средней плотности, обогащены слюдой и содержат до 20 % псаммитовых и 50–60 % алевроитовых зерен.

Пелиты алевроитовые слагают преобладающую часть разреза (на ст. 2385 вскрыты на 2,2 м, на ст. 2387 – на 0,95 м), они серых тонов, однородные, от мягких вверху разреза до очень плотных в его нижней части, терригенные. Из аутигенных минералов присутствует марказит. Биогенный материал представлен диатомеями и кремнистыми спикулами, а также редкими тонкостенными раковинами двустворок.

Изучение структуры осадков всего разреза лагунно-морских отложений на ст. 2385 по графикам логнормального распределения частиц показало, что образование залива и заполнение его осадками происходило поэтапно. Вначале, во время голоценовой трансгрессии, долина рек Намдэчхон и Йонхынган, существовавшая на месте зал. Йонхынман во внутренней части шельфа, была затоплена морем и образовался защищенный залив. Накопление в нем осадков происходило в основном за счет поставки материала во взвеси реками и частично псаммитового и крупноалевроитового со стороны моря во время приливов. На это указывает слабовыраженная трехкомпонентная форма графиков (рис. 4 В, инт. 205–215 см), в которых преобладающая часть материала (93 %) представлена пелитом и мелким алевроитом. Затем, по-видимому, образовался бар, и залив превратился в полузакрытую лагуну (графики из трехкомпонентных стали почти однокомпонентными – угол между прямыми двух популяций очень пологий – рис. 4 Б, инт. 150–160 см). В последующее время бар был частично размыт, и на месте лагуны опять возник защищенный залив с существовавшей подводной перемычкой со стороны моря (рис. 3). Формирование осадков происходило за счет поставки материала реками и незначительного привноса во время штормов и приливов. Графики распределения частиц этих осадков состоят из трех компонент (рис. 4 В, инт. 130–140 и 25–35 см) и, в отличие от трехкомпонентных графиков осадков прибрежной зоны шельфа, сдвинуты вправо.

Раковины двустворчатых моллюсков, встречающиеся в осадках, представлены видами *Mya ele-*

*gans* (?), *Raeta pulchella*, *Macoma orientalis* Scarlato, *Thyasira* sp. Приведенные виды являются обитателями мелководных (глубиной 10–12 м) защищенных заливов, бухт и лагун с соленостью 25–30 ‰. На это указывает и изученный комплекс диатомей на ст. 2385. В интервале 227–240 см встречены редкие створки *Achnanthes brevipes* var. *intermedia*, *Actinoptychus splendens*, *Campylodiscus daemelianus* – умеренно тепловодных представителей флоры. Наибольшую численность имеют солоноводные *Diploneis smithii* (8 ‰). Выше по разрезу (инт. 227–130 см) численность диатомей и их видовое разнообразие возрастают. Характерной чертой комплекса является участие в его экоструктуре видов субтропических и тропических зон [6]. Из северобореальных диатомей высокой численности достигает *Peralia sulcata* (14 ‰), которая обычна для вод с соленостью 28 ‰.

В интервале осадков 130–55 см вновь отмечается исчезновение тепловодных диатомей, а основную роль играют холодноводные *Diploneis smithii* (7–8 ‰). Появляются пресноводные *Pinnularia*, *Navicula*, *Cosconeis*. Интервал 99–55 см вообще лишен остатков диатомей.

Верхняя часть разреза лагунно-морских осадков содержит довольно богатые комплексы диатомовой флоры. В интервале 55–25 см отмечается появление многих тепловодных форм *Coscinodiscus*, *Diploneis*, *Navicula*, а начиная с 25 см и до верха колонки осадки наполнены створками (до 20 млн/г осадка). Здесь встречены *Achnanthes brevipes* var. *intermedia* (10 ‰), *Actinoptychus undulatus* (11 ‰), *Campylodiscus echeneis* (9 ‰), *Cyclotella striata* (7 ‰), *Coscinodiscus perforatus* (4 ‰), *C. radiatus* (4 ‰), *Diploneis bombus* (7 ‰), *D. smithii* var. *rombica* (17 ‰), *Navicula palpebralis* (11 ‰). Это представители теплых вод [6]. Аналогичные комплексы характерны для вод южных сублиторальных зон Японского моря с соленостью 28–30 ‰.

Подобная сукцессия диатомей отвечает ритмике климатических изменений второй половины голоцена. Самый теплый комплекс (инт. 227–130 см) отвечает суббореальному периоду. Следовательно, подстилающий комплекс с холодноводной флорой относится ко времени резкого похолодания между атлантиком и суббореалом. Венчающие разрез два комплекса соответствуют субатлантическому этапу голоценовой истории, причем нижний (инт. 130–55 см) с резкими холодноводными диатомеями формировался во время раннесубатлантического похолодания. Появление пресноводных диатомей в холодных комплексах и солоноводных *Diploneis* и *Cosconeis* свиде-

тельствует о близости береговой линии (как следствие понижения уровня моря и базиса эрозии) и о снижении солености ниже 20 ‰. В теплые эпохи соленость повышалась до 30 ‰, что соответствует солености современных вод этого региона [6].

На профилях VI и VII (рис. 2), описываемые отложения установлены на ст. 90Б98-90Б100 и 90Б114, 90Б115. Здесь они также залегают под современными морскими осадками, выполняя древние палеодолины рек. Образование ингрессионных заливов в палеодолинах рек Сончхонган (пр. VI) и Кымджинган (пр. VII) и формирование осадков в них происходило, по-видимому, в условиях, сходных с условиями зал. Йонхынман (пр. А-Б). По линии профиля VI в нижней части разреза на ст. 90Б98 и 90Б99 они представлены алевроитами пелитовыми (возможно пелитами), на ст. 90Б100 – микритами; в верхней части разреза на ст. 90Б99 и 90Б100 – двумя горизонтами ракушняка с прослойками псаммитов, алевроитов и пелитовых алевроитов, а на ст. 90Б98 – одним горизонтом ракушняка, сменяющихся выше по разрезу мелкозернистыми псаммитами. По линии профиля VII в основании разреза залегают пелиты (ст. 90Б114 и 90Б115), а в верхней части – горизонт ракушняка с псаммитовым заполнителем.

Алевроиты пелитовые – темно-серые до черных (за счет значительного содержания органического материала), терригенные, пятнистые, плотные, участками со следами оползания, иногда с прослойками пелитов и мелких алевроитов, местами с ракушечным тонкостенным детритом. Аутигенные образования в них представлены гидроксидами железа и марказитом; из биогенных присутствуют диатомеи, кремневые спикулы, растительные остатки и пыльца. Микриты отличаются от алевроитов пелитовых несортированностью материала, присутствием псаммитовых зерен. Ракушняки состоят из битых и целых раковин двустворчатых моллюсков и залегают в виде прослоев (5–12 см) среди пелитов или в верхней части разреза.

Итак, в образованных на месте древних палеодолин ингрессионных заливах в среднем и позднем голоцене формировалась толща лагунно-морских осадков за счет поставки реками во взвеси пелитового и алевроитового материала. Образование же горизонтов ракушняка связано с некоторыми останками или кратковременными отступлениями моря при продолжающейся общей трансгрессии Японского моря.

Верхнеголоценовые дельтовые отложения вскрыты под современными отложениями по линии

профиля А-Б на ст. 2386 (рис. 3). Они представлены среднезернистыми псаммитами, которые залегают в виде линзы мощностью около 1 м и отвечают по составу граувакковым аркозам. В нижней части (инт. 60–91 см) они почти не переработаны волновыми процессами, хотя и содержат до 20 % раковин двустворчатых моллюсков. Графики логнормального распределения их частиц состоят из двух компонент – сальтации и суспензии – и характерны, по Г. Вишеру [12], для аллювиальных отложений (рис. 4 Б). В их составе совершенно отсутствует пелитовый материал и преобладает среднепсаммитовая фракция (до 60 %). Тяжелая подфракция по составу и процентному содержанию темноцветных и устойчивых минералов подобна таковой в современных морских осадках.

Выше по разрезу состав псаммитов и их размерность не меняются, но графики логнормального распределения частиц уже состоят из трех компонентов: популяций крипа, сальтации и суспензии (рис. 4 Б, инт. 30–40 см). Такое распределение частиц в осадках характерно для зоны шельфа со сложными волновыми процессами (волноприбойной зоны). Сортированность материала в осадках увеличивается, и возрастает содержание среднепсаммитовой фракции (до 68 %).

Фауна двустворчатых моллюсков в осадках представлена хорошо сохранившимися раковинами *Felaniella usta* (Gould), *Nuttalia* sp., *Spisula voyi* (Gabb), *Peronidia lutea* (Wood), *Glycymeris yessoensis*. Вид *Spisula voyi* (Gabb) встречен в нижней части разреза и характерен для эстуарных условий и лагун с глубинами до 7–10 м и пониженной соленостью (15–20 ‰). Формирование осадков происходило, скорее всего, в субатлантическое время, поскольку они залегают на лагунно-морских средневерхнеголоценовых отложениях и перекрыты современными морскими осадками.

Современные морские отложения распространены на внутреннем шельфе в прибрежной его части. Напротив устьев рек в палеодолинах они представлены пелитами, пелитами алевритовыми, алевритами пелитовыми и мелкими алевритами (профиль VI, ст. 90Б98–90Б102 и профиль VII, станции 90Б114, 90Б115), на участках, удаленных от устьев рек, – мелкозернистыми и алевритовыми псаммитами (профиль А-Б, ст. 2385–2387; профиль VI, ст. 90Б102); в палеодолинах, сохранившихся с поверхности шельфа в средней его части, – пльвунными мелкозернистыми и алевритовыми псаммитами (профиль VII, ст. 90Б106–90Б110), залегающими в виде тонкого слоя (первые десятки сантиметров). На мате-

риковом склоне современные отложения распространены на глубинах от 300 и более метров и представлены крупными и мелкими алевритами и алевритами пелитовыми (рис. 1 и 2).

По линии профиля А-Б на внутреннем шельфе описываемые отложения залегают с поверхности в виде тонкого слоя (3–25 см) и состоят на ст. 2386 и 2387 из мелкозернистых, а на ст. 2385 из алевритовых псаммитов (рис. 3).

Мелкозернистые псаммиты – желтовато-серые, терригенные, в их составе на ст. 2386 преобладает мелкопсаммитовая фракция (до 80 %). Графики логнормального распределения частиц соответствуют трем популяциям (крипа, сальтации и суспензии) и характерны для осадков шельфа зоны волнового воздействия (рис. 4 А), причем на ст. 2386, расположенной ближе к берегу, осадки лучше отсортированы, чем на ст. 2385. По соотношениям минералов и обломков пород мелкозернистые и алевритовые псаммиты относятся к граувакковым аркозам.

В мелкозернистых псаммитах (ст. 2386) в тяжелой подфракции мелкопсаммитовой фракции содержится роговой обманки 40 %, эпидота – 18 %, тремолит-актинолита – 5 %, моноклинного пироксена – 10 %, граната – 13 %, силлиманита – 5 %, андалузита – 2 %, турмалина – 5 %, ильменита и сфена – по 1 % каждого. Из благородных металлов в осадках отмечены два мелких (0,1×0,05 мм каждый) зерна золота. Золото желтое с красноватым оттенком, комковатое, с неровной ячеистой поверхностью.

Алевритовые псаммиты (ст. 2385), в отличие от мелкозернистых (ст. 2386, 2387), содержат значительно меньше мелкопсаммитовых частиц (47 % против 80 % на ст. 2385). Они темно-серые, терригенные, по составу отвечают граувакковым аркозам.

На всех станциях (2385–2387), вскрывших современные отложения, встречены современные двустворчатые моллюски, широко распространенные на шельфе зал. Петра Великого и зал. Посыет (южно-приморский шельф Приморья). На ст. 2387 собран вид *Peronidia lutea* (Wood) – обитатель волноприбойной зоны северных районов Японского моря, на ст. 2386 – *Felaniella usta* (Gould) – умеренный вид открытых заливов и волноприбойной зоны, и на ст. 2385 – *Macoma orientalis* Scarlato – умеренный вид защищенных заливов и бухт.

Мелкозернистые и алевритовые псаммиты, приуроченные к палеодолинам в средней части шельфа (профиль VII, ст. 90Б106–90Б110), – темно-серые и зеленовато-серые, терригенные, текучие, пльвунные,

жидкие, водонасыщенные, обогащенные слюдой. В отличие от плотных реликтовых псаммитов, сплошь пронизанных трубками полихет, пливунные осадки почти не содержат последних, поскольку полихетам для строительства своего “домика” необходим непрерывно перемещающийся грунт (осадок). Эти же осадки, скорее всего, находятся в движении, медленно текут по днищу палеодолин.

Крупные и мелкие алевриты описываемого времени на материковом склоне залегают на глубинах от 300 до 500 м в виде маломощного чехла (от первых сантиметров на крутых участках до первых десятков сантиметров на пологих участках). Они темно-серые, однородные, от жидких до мягких, терригенные. По-видимому, первые снесены с бровки шельфа при абразии реликтовых осадков, вторые принесены водным потоком с берега во взвеси. Алевриты пелитовые на материковом склоне распространены на больших глубинах (470–500 м). Они залегают в виде маломощного чехла (первые десятки сантиметров) и фациально замещают мелкие алевриты. Осадки темно-серые, однородные, от жидких до мягких, терригенные.

#### ВЫВОДЫ

1. Условия седиментации в Восточно-Корейском заливе подобны таковым на южноприморском шельфе зал. Петра Великого [1], то есть современное осадконакопление происходит во внутренней его части и на материковом склоне. Пливунные, текучие осадки этого времени с внутренней части шельфа по сохранившимся в рельефе дна палеодолинам перемещаются (текут) в среднюю его часть, образуя там своеобразный конус выноса. Преобладающая же область средней части шельфа представляет собой зону транзита для современных осадков. На внешней части шельфа происходит некоторое заиливание реликтовых осадков современными за счет частичной седиментации материала из взвеси.

2. Средняя и внешняя части шельфа сложены реликтовыми отложениями, сформированными в раннеголоценовое и позднеплейстоценовое время. Среди реликтовых отложений наблюдается четкое чередование фаций пляжевых отложений зоны постоянного волнового воздействия и распространенных мористее фаций приглубших частей шельфа (зоны периодического волнового воздействия). Такая смена фаций отмечается по крайней мере четырежды (у бровки шельфа, на глубинах 70–75, 50–55 и 30–35 м) и связана с разновременными древними береговыми линиями, отвечающими различному стоянию уровня Японского моря. На это

указывают и возрастные даты пляжевых отложений этих береговых линий. На южноприморском шельфе Японского моря (в зал. Петра Великого), где осадки этих береговых линий детально изучены [5], установлено, что береговая линия на глубине 120 м отвечает позднеюрмскому (сарганскому) времени – около 18–20 тыс. лет назад, на глубине 70–75 м – тому же времени (около 14 тыс. лет назад) и на глубине 45–50 м – началу раннего голоцена [4, 5], что хорошо согласуется с ситуацией в других районах Японского моря [2, 3, 11].

3. С современными и реликтовыми пляжевыми отложениями постоянного волнового воздействия залива и русловыми фациями аллювия, выполняющими неглубоко погребенные долины, могут быть связаны россыпи благородных металлов (золота).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Деркачев А.Н., Лихт Ф.Р., Марков Ю.Д., Уткин И.В., Николаева Н.А., Боцул А.И., Хан Чун Себ. Строение и состав четвертичных отложений // Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. 211 с.
2. Короткий А.М. Колебания уровня Японского моря и древней береговой линии на его шельфе (северо-западный сектор) // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. С. 117–122.
3. Короткий А.М. Геоморфология и палеогеография материкового японского шельфа в верхнем плейстоцене // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 189–197.
4. Марков Ю.Д., Евсеев Г.А., Караулова Л.П., Мечетин А.В., Рязанцев А.А., Филатьев В.П. Следы гляциоэвстагических колебаний уровня Японского моря в районе залива Петра Великого // Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 36–55.
5. Марков Ю.Д. Южноприморский шельф Японского моря в позднеплейстоцене и голоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 128 с.
6. Марков Ю. Д., Пушкарь В. С., Черепанова М. Б., Горюва М. Т., Евсеев Г.А. Литолого-фациальный состав и стратиграфия позднечетвертичных отложений юго-западного шельфа Японского моря // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 109–121.
7. Марков Ю.Д., Евсеев Г.А., Ковалюх Н.Н. Древние береговые линии на западном шельфе Японского моря и формирование краевой части шельфа в позднеплейстоценовое время // Геология морей и океанов. М., 1988. С. 177–178.
8. Марков Ю.Д., Боцул А.И., Лю Зин Му, Хан Чун Себ. Позднечетвертичный седиментогенез на северокорейском шельфе Японского моря: Препр. Владивосток ТОИ ДВО АН СССР. 1990. 28 с.
9. Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 288 с.

10. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86-103.
11. Хершберг Л.Б., Рязанцев А.А., Мечетин А.В. Древние береговые линии последней послеледниковой трансгрессии и их картирование на шельфе Японского и Охотского морей // XI конгресс ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 323–324.
12. Visher G.S. Grain size distributions and depositional processes // J. Sediment Petrol. 1969. V. 39, N 43. P. 1074–1106.

*Поступила в редакцию 5 мая 2003 г.*

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

*Yu.D. Markov, A.I. Botsul*

### **The Late Quaternary deposits of the East Korean Bay (the Sea of Japan)**

The comprehensive study of the Late Quaternary deposits from the East-Korean Bay shelf made it possible to reveal the ancient coastal lines being accompanied with facies of beaches, coastal slopes and of relatively deep parts of the shelf. The age of the bay sediments has been determined basing on faunal finds and absolute datings. It has been established that recent accumulation within the bay takes place in its inner parts and on the continental slope, whereas the middle and outer parts of this bay remain as the transit zones. This circumstance confirms the conception that the glacial eustatic fluctuations of the Japan Sea level occurred during the Late Pleistocene and Holocene.

## НОВАЯ НАХОДКА ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ АММОНОИДЕЙ (CERHALORODA) В ОСАДКАХ ДНА ОКЕАНОВ

Ю.Д. Захаров\*, М.Е. Мельников\*\*, В.Д. Худик\*, Т.А. Пунина\*, С.П. Плетнев\*\*\*,  
О.П. Смышляева\*

\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

\*\*НИПИокеангеофизика, ГНЦ "Южморгеология", г. Геленджик

\*\*\* Тихоокеанский институт океанологии, г. Владивосток

Впервые приведены сведения о меловых аммонитах (*Zelandites* aff. *japonicus* Matsumoto и Tetragonitidae gen. et sp. indet.) района Магеллановых гор, добытых драгированием на гайоте ИОАН экспедицией "Южморгеология" в 2001 г. Возраст вмещающего их карбонатного цемента определен как позднемеловой (предположительно позднекампанский–маастрихтский). Обнаруженные аммоноидеи являются, скорее всего, эмигрантами из тетических эпиконтинентальных бассейнов восточной Азии.

**Ключевые слова:** аммониты, верхний мел, Тихий океан, Магеллановы горы, гайот ИОАН.

### ВВЕДЕНИЕ

Аммоноидеи – весьма широко распространенная группа морских беспозвоночных, существовавшая не менее 345 млн лет. Являясь обычными обитателями эпиконтинентальных морей [18, 19, 30], они заселяли преимущественно внешний шельф (нижнюю сублитораль), значительно реже – верхнюю часть континентального склона и мелководную часть шельфа.

В результате субдукции дна океана, здесь, как известно, уцелели только мезозойские (верхняя юра, мел) и кайнозойские осадочные толщи, поэтому какие-либо свидетельства о расселении аммоноидей именно в океанах могут быть получены лишь для позднемезозойского этапа их развития.

Крайне редкая встречаемость остатков аммонитов в осадочных толщах океанического ложа связана прежде всего с ограниченностью здесь мест, пригодных для их обитания. Основные пищевые ресурсы аммоноидей были сконцентрированы, вероятно, преимущественно в шельфовой части эпиконтинентальных морей. Большинство же лагун океанических атоллов, по-видимому, не было пригодно для поселения аммоноидей из-за их излишней мелководности. Многие мелководные участки в районе атоллов, с их активной гидродинамикой, были, вероятно, опасны для жизнедеятельности этих организмов, обладающих тонкостенной раковиной, легко разрушающейся

при столкновении с рифогенными постройками. Другой возможной причиной был снос раковин и их растворение на глубинах ниже уровня карбонатной компенсации.

Преобладающая часть редких находок аммонитов в Атлантическом океане представлена элементами их челюстного аппарата (аптихами) [17] хитинового и хитиново-карбонатного состава; они были обнаружены в верхнеюрских–нижнемеловых отложениях западной части Северной Атлантики – скважины глубоководного бурения 105, 387 и 391с (рис. 1) [16, 23, 25, 26]. Раковины аммонитов на дне Атлантического океана были обнаружены, по-видимому, лишь в одном пункте – на Бермудском поднятии (сайт 385) [26], если не принимать во внимание находку фосфатизированных раковин на плато Блейк (глубина 590 м), описанных одним из авторов данной статьи (Ю.Д. Захаровым) как коньяк-маастрихтские *Anarachidiscus* sp. indet. [9], а также новые находки арагонитовых раковин аммонитов позднеальбского–раннесеноманского возраста в этом районе континентального склона (скважина 1052) [22, 31].

В Тихом океане аммониты до сих пор были обнаружены в ограниченном числе мест: (1) на гайоте Гуадалупе в северо-западной части Тихого океана – В.С. Грабовская, И.А. Михайлова и Ю.Д. Захаров описали новый вид *Hypophylloceras pacificum* Grabovskaya, Michailova et Zakharov на материале



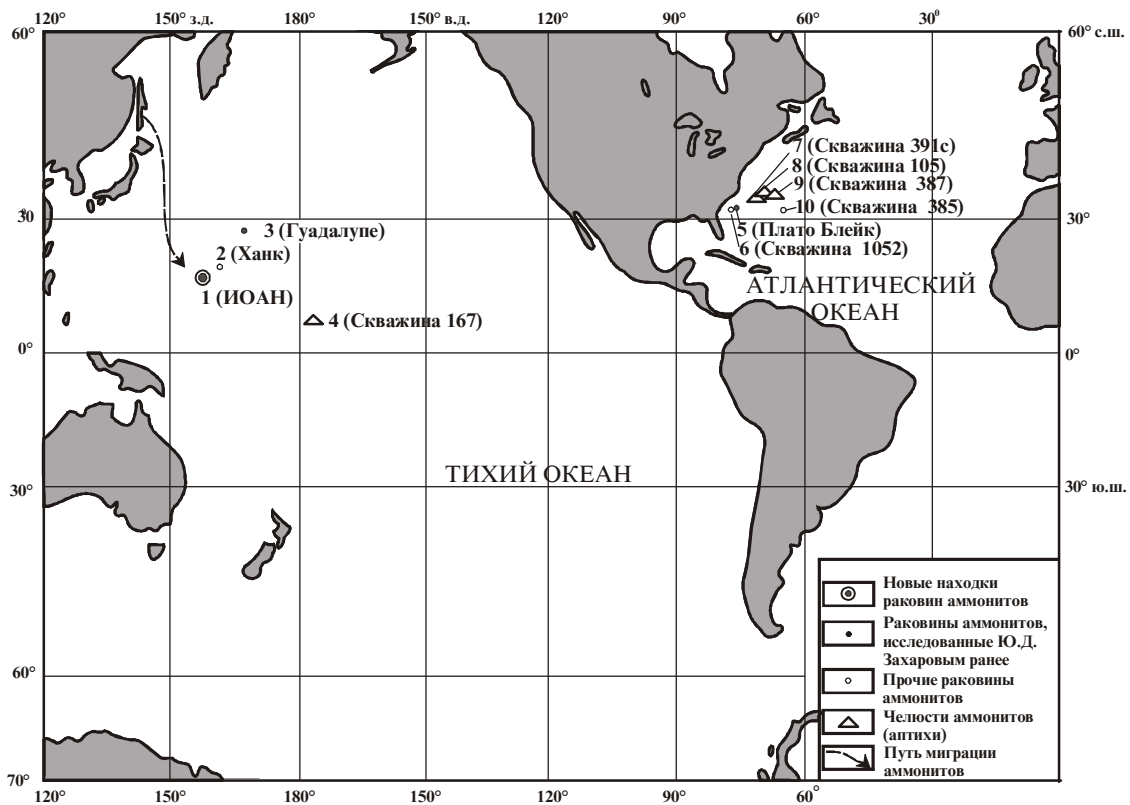


Рис. 1. Места находок остатков аммонитов в осадочных толщах океанов.

1 – гайот ИОАН (новая находка), 2 – гайот Ханк (персональное сообщение М.Е. Мельникова), 3 – гайот Гуадалупе [8], 4 – скважина 167 [24], 5 – плато Блэйк [9], 6 – скважина 1052 [22,31], 7 – скважина 391с [25], 8 – скважина 105, 9 – скважина 387, 10 – скважина 385 [16, 23, 25, 26].

единственной, но великолепно сохранившейся поллой раковины из верхнего альба – нижнего сеномана (образец поднят при драгировании с глубины около 3000 м) [8]; (2) на западном склоне гайота Ханк поднятия Маркус Уэйк Центральной Пацифики (верхний мел) – единственный аммонит был обнаружен в глинах предположительно альб-сеноманского возраста геологами Южно-Тихоокеанской геологоразведочной экспедиции (ЮТГРЭ, Находка), проводившей здесь работы по драгированию; впоследствии он был исследован А.А. Атабекином, но родовая его принадлежность не была определена; (3) в титон-берриасской толще кремнистых известняков Магеллановых гор, в 20 см выше поверхности подстилающих базальтов, были найдены только остатки челюстей аммоноидей, определенных как *Lamellaptychus* cf. *rectecostatus* (Peters), *Lamellaptychus* sp. и *Punctaptychus rectecostatus* (Cuzzi) [24].

В связи с редкой встречаемостью остатков головоногих моллюсков в осадках дна океанов находка шести раковин позднемеловых аммоноидей, подня-

тых драгой с гайота ИОАН в Магеллановых горах Центральной Пацифики (работы проводились морской геологической службой Министерства природных ресурсов РФб ГНЦ "Южморгеология", рейс НИС "Гелленджик", 2001 г.), приобретает без преувеличения сенсационный характер.

Работы, направленные на исследования кобальтоносных марганцевых корок, осуществлялись под руководством М.Е. Мельникова, обнаруженные в карбонатах аммоноидеи определены Ю.Д. Захаровым; коллекция планктонных и бентосных фораминифер гайота ИОАН была обработана и определена С.П. Плетневым и О.П. Смышляевой, коллекция двустворчатых и брюхоногих моллюсков – В.Д. Худиком, кораллы и губки исследованы Т.А. Пуниной.

#### МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ

Основные сведения по биостратиграфии меловых отложений Магеллановых гор и соседних районов получены рядом исследователей на основе данных глубоководного бурения и драгирования [1–3, 5, 6, 12–15].

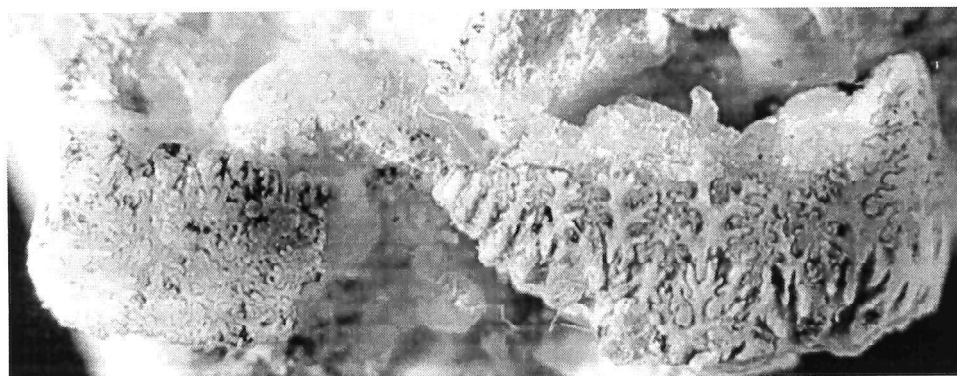
Приводимые нами данные основываются на исследовании более 50 образцов с моллюсками, около 40 образцов с микрофауной, около 100 образцов с кораллами и трех образцов с губками, полученными при драгировании гайота ИОАН Магеллановых гор, в интервале глубин от 1644 до 3210 м. Аммоноидеи были обнаружены во время препарирования лишь в одном образце, поднятом с гребневой части северо-западного отрога гайота ИОАН, с глубины 2586 м (14°25.6'с.ш.; 155°40'в.д.) (рис. 1).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

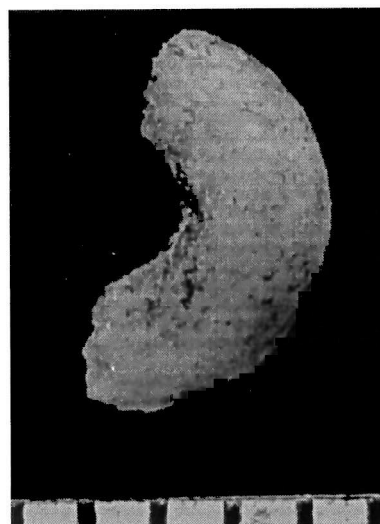
##### Аммоноидеи

**Вмещающие отложения.** Шесть мелких (до 17,2 мм в диаметре) раковин аммонитов обнаружены в осадочных породах (светло-серых известняках, пе-

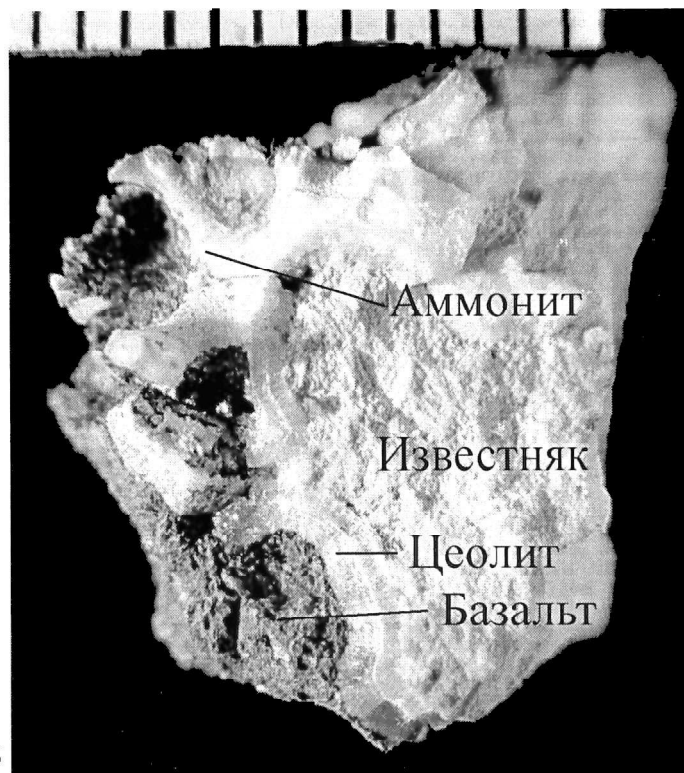
реходящих местами в белый песчаный мел), заполняющих, вероятнее всего, сложно изогнутые трещины на поверхности образца, представленного в основном выветрелыми красно-бурыми миндалекаменными щелочными базальтами, более свежими (серыми) внутри образца (образец 35Д-206-4В; при драгировании он был определен как брекчия). По мнению С.А. Щеки (ДВГИ ДВО РАН, Владивосток), эти базальты подверглись интенсивному химическому выветриванию (сильному окислению) в аэральном условиях. Поверхность базальтов отделена от осадочной породы прожилками цеолита гидротермального происхождения (рис. 2В). У большинства аммонитов сохранились целые фрагменты скелета, частично поврежденные при препарировании, у двух представителей частично сохранились жилые камеры. Рако-



А

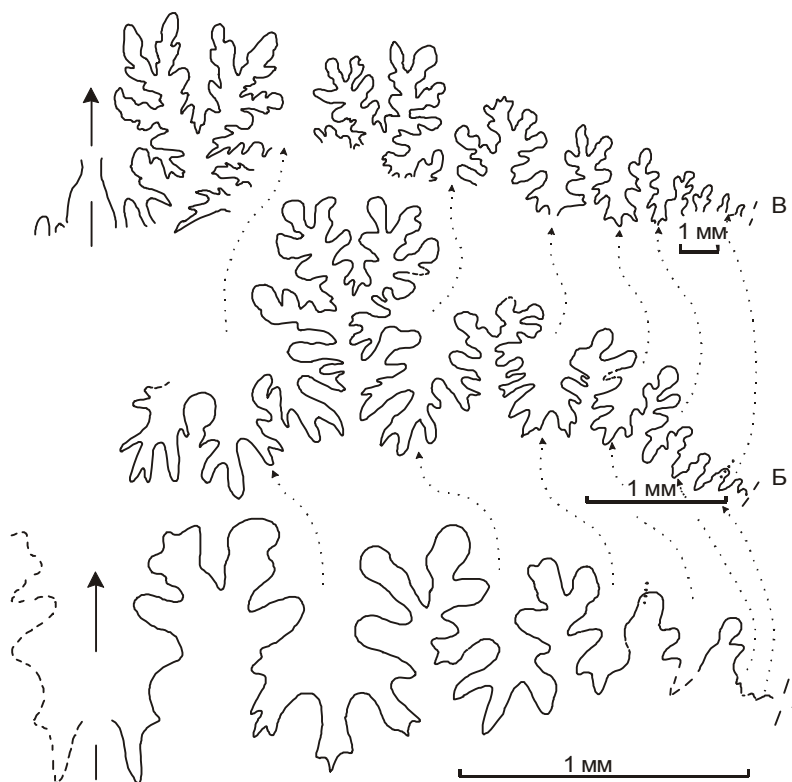


Б



В

**Рис. 2.** *Zelandites* aff. *japonicus* Matsumoto, гайот ИОАН, верхний мел: А – экз. 35А206-4В(1),  $\times 7$ ; Б – экз. 35А206-4В(2),  $\times 10$ ; В – 35Д206-4В(3),  $\times 6$ .



**Рис. 3.** *Zelandites* aff. *japonicus* Matsumoto, онтогенез лопастной линии, гайот ИОАН, верхний мел: А – экз. 35А206-4В(3), при В=2 мм.; Б – экз. 35Д206-4В(2), при В=5,5 мм.; В – экз. 35Д206-4В(1), при В=10 мм.

винный материал аммонитов не подвергся процессу фосфатизации (представлен вторичным кальцитом).

**Видовой состав.** Лопастные линии отлично сохранились у всех шести экземпляров аммонитов, что способствовало более или менее точной их идентификации. Три из обнаруженных раковин аммонитов определены как *Zelandites* aff. *japonicus* Matsumoto (рис. 2, 3), три другие – как *Tetragonitidae* gen. et sp. indet. (рис. 4, 5).

**Возраст.** Вмещающие их осадочные породы имеют поздне меловой (предположительно позднекампанский–маастрихтский) возраст, учитывая косвенные данные о том, что обнаруженные *Zelandites* имеют некоторые общие черты с формой, первоначально описанной как *Z. varuna* (Forbes) var. *japonica* Matsumoto [20, 29]. Последняя была описана на материале из красноярковской свиты (верхний кампан–маастрихт) Южного Сахалина [4, 20, 29, 32]. Имеются также сведения о находке *Zelandites japonicus* Matsumoto в маастрихте Камчатки [32].

**Анализ танаоценоза.** Учитывая состав танаоценоза аммоноидей (по крайней мере два вида, представленных несколькими экземплярами, принадлежат к родам, относящимся к одному и тому же надсемейству – *Tetragonitaceae*), трудно представить случайный занос, посмертный дрейф аммоноидей из отдаленных акваторий именно в таком сочетании видов. Эти аммониты, несомненно, захоронились в

осадках в непосредственной близости от места их обитания, каковым, возможно, была одна из лагун, о чем свидетельствует находка в этих осадках фрагмента тонкостенной мелководной двустворки, принадлежащей, по мнению В.Д. Худика, семейству *Limidae*.

### Фораминиферы

Из меловых фораминифер гайота ИОАН, встречающихся преимущественно в известняках, достоверно определены кампан-маастрихтские представители (*Abathomphalus*, *Globotruncana*, *Schackoina* и др.). В большинстве драгированных образцов установлены комплексы фораминифер палеоцен-эоценового интервала, широко распространенные и на других гайотах Магеллановых гор [7]. Вмещающими их породами являются известняки, писчий мел и туфогенные породы. Некоторые планктонные фораминиферы позднего мела–эоцена гайота ИОАН, как и соседних гайотов, фосфатизированы [10, 11]. Убедительных доказательств о существовании здесь комплексов фораминифер древнее кампана, пока, по-видимому, нет.

### Кораллы

Имеется основание предполагать, что большая часть кораллов из драгированных образцов каркасных, органогенно-обломочных и оолитовых известняков, а также известняковых брекчий с фосфатным цементом исследованного гайота соответствует интер-



Рис. 4. *Tetragonitidae* gen. et sp. indet., гайот ИОАН, верхний мел: А-Б – экз. 35Д206-4В(4),  $\times 5$ ; В – экз. 35Д206-4В(6), аммонителла,  $\times 8$ ; Г – 35Д206-4В(5),  $\times 5$ .

валу кампан–маастрихт или сантон–маастрихт (*Thamnasteria hiraigaensis* Eguchi, *T. clatrata* Goldf., *Diplogyra lamellose* Eguchi, *Smilotrochus galeriformis* (Kner.), *Actinastraea ramosa* (Mich.), *Actinastraea* sp., *Cunnilites nummulites* (Reuss), *Parasmilia* sp., *Graphularia quadrata*, *Paris* sp. и др.). Из достоверно палеогеновых форм установлены *Caryophyllina* и *Arcopora*.

#### Двустворчатые и брюхоногие моллюски

Позднемиоценовый возраст преобладающего большинства исследованных моллюсков не вызывает сомнений. Из кампанских рудистов здесь определены *Biradiolites* cf. *heberti* Toucas, из сантон–кампанских гастропод – *Anisomyon cassidarius* (Yokoyama). Встреченная в одном из образцов известняка дву-

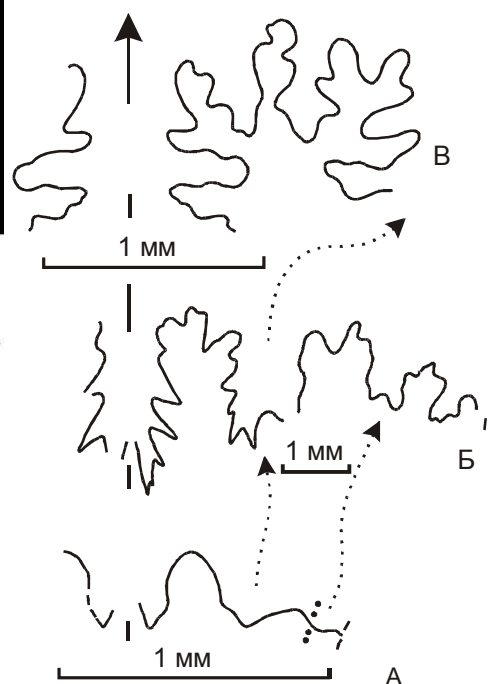


Рис. 5. *Tetragonitidae* gen. et sp. indet., онтогенез лопастной линии, гайот Гуадалупе, верхний мел: А – экз. 35Д206-4В(6), при  $V=0,4$  мм; Б – экз. 35Д206-4В(4), при  $V=2,5$  мм, В – экз. 35Д206-4В(5), при  $V=2,7$  мм.

створка *Thyasira disjuncta* (Gabb.) имеет, очевидно, возраст не древнее миоцена.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Судя по азральному окислению базальтов образца 35Д-206-4В, в трещинах которого были обнаружены осадки с аммоноидеями, гайот ИОАН, несомненно, представлял собой остров в течение, возможно, части кампанского времени. В результате кампан–маастрихтской трансгрессии, установленной по фораминиферам, кораллам, двустворчатым и брюхоногим моллюскам гайота ИОАН, вызвавшей постепенное затопление последнего, здесь, вероятно, сформировался риф с довольно глубокой (до 50–100 м) лагуной, возможно, предрифовой, имеющей постоянное сообщение с океаном. Отсутствие

мощных толщ меловых осадков в гребневой части северо-западного отрога гайота ИОАН – возможное свидетельство глубокой эрозии поверхности гайота во время предполагаемого раннекампанского понижения уровня океана. Суммарная мощность мезозой-кайнозойских отложений в западной части гайота ИОАН, напротив, может достигать 800 м (данные М.Е. Мельникова). Условия предполагаемого позднекампанского повышения уровня океана оказались, по-видимому, благоприятными для проникновения в лагуну популяций аммоноидей. Последние являются, скорее всего, эмигрантами из тетических эпиконтинентальных бассейнов восточной Азии.

Учитывая тот факт, что в осадках дна океанов редки не только карбонатные, но и карбонатно-хитиновые элементы скелета аммоноидей, бесследно не подвергающиеся растворению на больших глубинах и разрушению вблизи рифовых барьеров, можно полагать, что заселение океана этой группой организмов не носило массовый характер.

Фактический материал по распространению остатков аммоноидей в осадочных толщах океанов, требующий, естественно, дальнейшего накопления и уточнения, на наш взгляд, может быть использован и для утверждения того, что посмертный перенос раковин значительной части аммоноидей, в отличие от раковин хорошо исследованного современного наутилуса, по-видимому, был также ограничен в океанах, что подтверждает представления ряда исследователей [21, 27, 28], пришедших к аналогичному выводу на основе сравнительно-морфологических исследований.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны С.А. Щеке, Е.В. Михайлику и Ю.Г. Волохину за полученные консультации, Е.А. Языковой за ценные замечания и А.М. Попову за техническую помощь.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
2. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П., Купцов В.М., Лисицина Н.А., Подражанский А.М. Железо-марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990. 229 с.
3. Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
4. Захаров Ю.Д., Грабовская В.С., Калишевич Т.Г. Позднемеловая сукцессия морских сообществ на юге Сахалина и климатические особенности северо-западной Пацифики // Систематика и эволюция беспозвоночных Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 41–90.
5. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Сенькова Т.В., Попова Т.В., Мечетин А.В. Геологическое строение и полезные ископаемые гайота Батиса (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1995. № 1. С. 23–40.
6. 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. Т. 12, № 5. С. 4–20.
7. Плетнев С.П., Бирюлина М.Г. Биостратиграфические исследования западной части Тихого океана (Новогвбридские желоба, хребет Михельсона и Магеллановы горы). Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 36 с.
8. Пояркова З.Н., Михайлова И.А., Грабовская В.С., Преображенский Б.В., Захаров Ю.Д. Меловая фауна гайота Гуадалупе (северо-западная часть Тихого океана) // Изв. Акад. наук СССР, сер. геол. 1988. № 3. С. 52–60.
9. Школьник Э.Л., Батурич Г.Н., Захаров Ю.Д. Новые данные о возрасте и условиях образования фосфоритов плато Блейк (Атлантический океан) // Океанология. 1988. Т. 33. С. 456–461.
10. Школьник Э.Л., Мельников, М.Е., Сенькова Т.В., Герасимова Г.Н. Особенности комплексной минерализации на подводных горах центральной части системы Маркус-Уэйк, Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 28–37.
11. Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Суэ Яосон, Ю. Цонлю. Электронно-микроскопическое изучение фосфоритов гайота ИОАН (Тихий океан) // Тихоокеан. геология, 1996. Т. 15, № 1. С. 102–109.
12. Ablaev A.G., Khudik V.D., Biryulina M.G., Pletnev S.P., Ashurov A.A. Biostratigraphy of the Mussau Trench (Caroline Basin) // Geo-Marine Letters, 1992. V. 12. P. 236–239.
13. Douglas R.G. Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the central North Pacific Ocean // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project . Washington (D.C.): US Gov. Print. Off. 1971. V. 6. P. 1027–1053.
14. Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from the central North Pacific // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project . Washington (D.C.): US Gov. Print. Off. 1971. V. 17. P. 591–605.
15. Douglas R.G. Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the central North Pacific Ocean // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project . Washington (D.C.): US Gov. Print. Off. 1973. V. 17. P. 673–694.
16. Jansa L.F., Emos P., Tcholke B.E., Gradstein F., Sheridan R.E. Mesozoic-Cenozoic sedimentary formations of the North American Basin, western North Atlantic. In: Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean Continental Margins and Paleoenvironment, Maurice Ewing Series 3 (M. Talman, W. Hay, and W.B.F. Ryan, eds). American Geophysical Union, Washington, DC., 1979. P. 1–57.
17. Lehmann U.. Aptychen als Kieferelemente der Ammonites. *Paläontol. Z.* 1972. Bd. 4, N 1/2. P. 34–48.
18. Lehmann U.. Ammoniten. Ihr Leben und ihre Umwelt, Enke, Stuttgart, 1976. 171 p.
19. Lehmann U. The ammonites. Their life and their world. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1981. 246 p.

20. Matsumoto T. *Zelandites*, a genus of Cretaceous ammonites // Jap. J. Geol. Geogr., 1938. V. 15, N 3–4. P. 137–148.
21. Miller, A.K. Ammonoid of Paleozoic // Geol. Soc. America. 1957. Mem. 67. P. 853–860.
22. Norris R.D. and Wilson P.A. Lower latitude sea surface temperature for the mid- Cretaceous and the evolution of planktonic foraminifera // Geology. 1998. V. 26. P. 823–826.
23. Renz O. Aptychi (Ammonoidea) from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the western North Atlantic // Init. Rep. DSDP. Wash. D.C. (C.D. Hollister, J.I. Ewing et al., eds.), 1972. V. 11. 607 p.
24. Renz O. Two lamellaptychi (Ammonoidea) from the Magellan Rise in the Central Pacific // Init. Rep. DSDP. Wash. D.C. (P.H. Roth and J.R. Herring, eds.), 1973. V. 17. P. 895–901.
25. Renz O. Aptychi (Ammonoidea) from the Early Cretaceous of the Blake-Bahama Basin, leg. 44, hole 391c, DSDP // Init. Rep. DSDP, N. 44 (W.E. Benson and R.E. Sheridan, eds), U.S. Gov. Print. Off. Washington, DC, 1978. P. 899–909.
26. Renz O. Aptychi (Ammonoidea) and ammonites from the Lower Cretaceous of the western Bermuda Rise, leg. 43, site 387, DSDP // Init. Rep. DSDP, N 43 (B.E. Tucholke and P.R. Vogt, eds), U.S. Gov. Print. Off. Washington, DC, 1979. P. 591–597.
27. Reyment R.A.. Some factors in the distribution of fossil cephalopods // Stock Contrib. Geol. 1958V. 1. P. 97–184.
28. Reyment R.A. Introduction to quantitative paleoecology. Amsterdam-London-N.Y., 1971. 226 p.
29. Tanabe K., Moriya K., Sasaki T. Database of Cretaceous ammonite specimens registered in the Department of Historical Geology and Paleontology of the University Museum, University of Tokyo. The University Museum, Tokyo, 2000. 509 p.
30. Westermann, G.E.G.. Ammonoid Life and Habitat.// N.H. Landman, K. Tanabe, and R.A. Davis (eds.), Ammonoid Paleobiology. Plenum Press, New York, 1996. P. 607–707.
31. Wilson P.A., Norris R.D. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period // Nature, 2001. V. 412. P. 425–429.
32. Yazikova E.A. Maastrichtian ammonites and biostratigraphy of the Sakhalin and the Shikotan islands, Far Eastern Russia // Acta Geologica Polonica, 1994. V. 44, N 3–4. P. 277–303.

Поступила в редакцию 5 июля 2003 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

**Y.D. Zakharov, M.E. Melnikov, V.D. Khudik, T.A. Punina, S.P. Pletnev, O.P. Smyshlyaeva**

#### **A new find of ammonoids (Cephalopoda) in the oceanic floor deposits**

Information about Cretaceous ammonites (*Zelandites* aff. *japonicus* Matsumoto and Tetragonitidae gen. et sp. indet.) of Magellan Rise in the Central Pacific is given for the first time. They were extracted by dredging on the IOAN guyot by the “Yuzhmorgeologiya” expedition in 2001. The age of the hosting carbonate cement is determined as Late Cretaceous (probably, Campanian-Maastrichtian). The detected ammonites are, most likely, emigrants from the Tethyan epicontinental basins of East Asia.



## ПАЛЕОСУБОКЕАНИЧЕСКИЙ ТИП ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ КАМЧАТКИ

*В.В. Мишин, А.Г. Нурмухамедов, С.П. Белоусов*

*ФГУП "Елизовская геофизическая экспедиция" Министерства природных ресурсов России, г.Елизово*

Статья написана по материалам комплексных геофизических исследований (сейсморазведки МОВЗ, электроразведки МТЗ, гравиразведки, магниторазведки) на региональном профиле п. Лесная – п. Оссора, пересекающем полуостров Камчатка вблизи Камчатского перешейка. Кратко описаны методики полевых работ, обработки и интерпретации материалов. Представлены разрезы по этим методам и итоговый геолого-геофизический разрез. Описаны литосферная мантия и слои земной коры с оценкой их горнопородного состава. Выявлена уникальная структура восточной части территории по всем выделенным слоям литосферы, на основе чего выделен палеосубокеанический тип земной коры, осадочный чехол которой превращён в метаморфический фундамент. Характер сочленения палеосубокеанической коры с континентальной оценивается как скрытая на уровне литосферной мантии обдукция с элементами коллизии в консолидированной коре. Обсуждаются возможные варианты происхождения палеосубокеанической коры, положение межплитной границы на изученной территории, особенности сейсмичности района, возможности использования полученных данных для уточнения металлогенического районирования и оценки перспектив нефтегазоносности.

**Ключевые слова:** геофизика, литосфера, типы земной коры, палеообдукция, Камчатка.

### ВВЕДЕНИЕ

Северо-восток Камчатки относится к Беринговоморскому сегменту Тихоокеанской переходной зоны, где предполагается иной характер её строения по сравнению с Курило-Камчатским сегментом [14]. Здесь же намечается граница Северо-Американской и Евразийской литосферных плит [15]. Таким образом, изучение глубинного строения и тектоники этой территории представляет значительный интерес, тем более что здесь расположен весьма перспективный на благородные металлы Северо-Камчатский рудный район [12] и часть обширного Ильпинско-Карагинского нефтегазоперспективного бассейна [6]. Но до последнего времени сколь либо конкретные данные по глубинному строению этого района отсутствовали.

В 2000–2002 годах Елизовской геофизической экспедицией выполнены комплексные геофизические исследования на региональном профиле п. Лесная – п. Оссора (рис. 1), которые, в некоторой степени, позволили восполнить этот пробел. Настоящая

статья написана по результатам интерпретации материалов указанного профиля. При этом главное внимание уделено восточной части пересечённого профилем территории, строение которой не имеет аналогов на ранее изученной подобными региональными профилями территории центральной и южной частей Камчатки.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

На профиле п. Лесная – п. Оссора с шагом 5 км на совмещённых пунктах выполнены полевые сейсморазведочные (метод обменных волн землетрясений) и электроразведочные (магнитотеллурические зондирования) работы.

Сейсмические наблюдения проведены по методике 20-ти суточной непрерывной трёхкомпонентной регистрации волнового поля с использованием низкочастотных сейсмоприёмников СК-1П и автономных цифровых регистраторов "Дельта-Геон". Профиль обрабатывался в двух стоянках, по ним принято

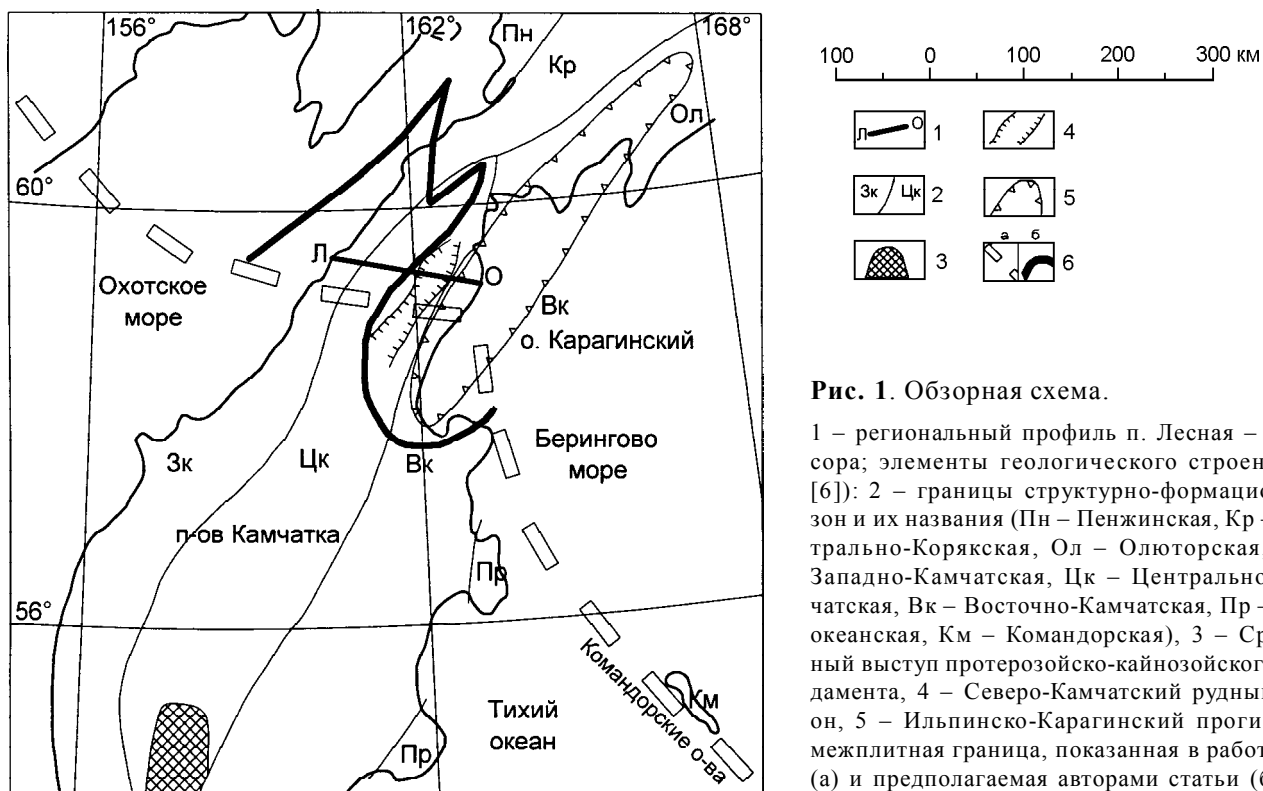


Рис. 1. Обзорная схема.

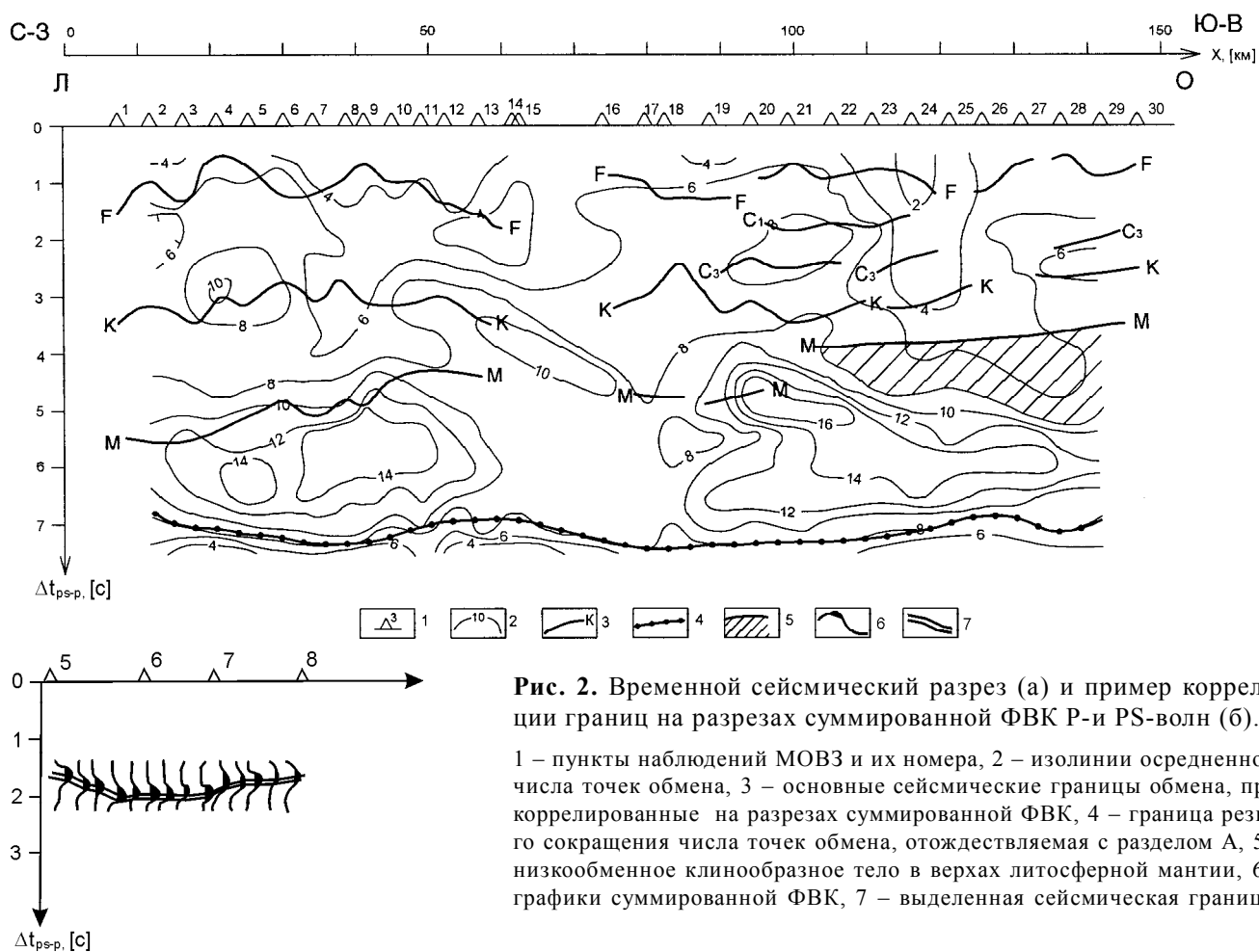
1 – региональный профиль п. Лесная – п. Осора; элементы геологического строения по [6]: 2 – границы структурно-формационных зон и их названия (Пн – Пенжинская, Кр – Центрально-Корякская, Ол – Олюторская, Зк – Западно-Камчатская, Цк – Центрально-Камчатская, Вк – Восточно-Камчатская, Пр – Приокеанская, Км – Командорская), 3 – Срединный выступ протерозойско-кайнозойского фундамента, 4 – Северо-Камчатский рудный район, 5 – Ильпинско-Карагинский прогиб, 6 – межплитная граница, показанная в работе [15] (а) и предполагаемая авторами статьи (б).

в обработку 12 и 14 землетрясений, удовлетворяющих требованиям МОВЗ. Эпицентральные расстояния этих землетрясений располагаются в интервале  $4^{\circ}$ – $145^{\circ}$ , большинство из них относятся к дальним, азимуты подхода волн достаточно разнообразны. Сопоставление с годографами Джеффрисса-Буллена показало, что на вертикальной компоненте в первых вступлениях регистрируются однократно рефрагированные в коре и мантии Р-волны. Выделение обменных PS-волн на горизонтальных компонентах проводилось по изложенным в работе [13] критериям. Граф компьютерной обработки включал в себя следующие основные процедуры: препроцессинг, частотный анализ записей, их фильтрацию, корреляцию, расчёт параметров Р-волны по данным эпицентра, поляризационную фильтрацию и решение временного разреза. По каждому землетрясению волновое поле пересчитывалось в особом базисе, в котором ось X направлена на эпицентр, для интерпретации использовались поляризованные в плоскости луча обменные волны, или, что то же самое, радиальная компонента. При решении временных разрезов происходило суммирование функций взаимной корреляции (ФВК) волн Р и PS по всем землетрясениям, корреляция границ обмена по профилю проводилась по

этим разрезам. Проинтерполированные между точками обмена графики ФВК образуют своеобразное волновое поле, в котором границы обмена отражаются достаточно уверенно коррелируемыми по профилю максимумами (рис. 2б). Кроме того, использовалась статистика распределения точек обмена в плоскости разреза профиля, что дало дополнительные данные по расчленению разреза и латеральным неоднородностям его слоёв.

На рисунке 2а совмещены выделенные на разрезах ФВК границы и изолинии осреднённого числа точек обмена (интервалы осреднения – 3 пункта наблюдений по горизонтали и 1 с по вертикали, шаг фильтрации – соответственно 1 пункт наблюдений и 0.5 с) По всему профилю прослежены сейсмические границы обмена F (интервал времён запаздывания 0.3–1.6 с), К (2.3–3.4 с), М (3.3–5.4 с), при этом границы F и М характеризуются возрастанием обменнообразующей способности от верхнего слоя к нижнему. Исключение составляет восточная часть профиля, где от раздела М до времён запаздывания 5.0–5.6 с установлено аномально низкое для мантии число точек обмена, то есть здесь в верхней мантии присутствует инородное по обменнообразующей способности тело клинообразной формы. Кроме





**Рис. 2.** Временной сейсмический разрез (а) и пример корреляции границ на разрезах суммированной ФВК Р-и PS-волн (б).

1 – пункты наблюдений МОВЗ и их номера, 2 – изолинии осредненного числа точек обмена, 3 – основные сейсмические границы обмена, прокоррелированные на разрезах суммированной ФВК, 4 – граница резкого сокращения числа точек обмена, отождествляемая с разделом А, 5 – низкообменное клиновидное тело в верхах литосферной мантии, 6 – графики суммированной ФВК, 7 – выделенная сейсмическая граница.

того, на временах запаздывания 6.8–7.4 с установлено резкое сокращение числа точек обмена при отсутствии границы на разрезах ФВК. Эта поверхность получила индекс А. Исходя из того, что устойчивые границы обмена должны соответствовать основным разделам литосферы, предполагается следующая стратификация границ: F – кровля консолидированной коры, K – раздел Конрада, M – раздел Мохоровичича, А - поверхность астеносферы или, скорее, начало зоны перехода от литосферной мантии к астеносфере. Слабым местом сейсмических построений, которое проявилось при преобразовании временных разрезов в глубинные, является отсутствие априорных данных по скоростной характеристике разреза. Была применена стандартная модель континентальной коры РЕМ-С Дзевонского, Хейлза, Лепвуда [2]. По верхней части разреза эта модель дополнена данными по вулканогенно-осадочным образованиям, скоростная характеристика которых принята по приведённой в работе [9] региональной скоростной модели. Условность принятой скоростной модели обуславливает относительно

низкую точность построения сейсмических границ на глубинном разрезе, по нашим оценкам ошибки могут достигать 10 % от глубины залегания.

Магнитотеллурические зондирования выполнены с использованием компьютеризированного аппаратно-программного комплекса ЭИН-МТЗ в диапазоне периодов 0.05–1000 с. Разработчик и производитель комплекса – Институт естественных наук, г. Алма-Ата, Казахстан. В процессе наблюдений регистрировались 4 компоненты МТ- поля: E<sub>x</sub>; E<sub>y</sub>; H<sub>x</sub>; H<sub>y</sub>. Длина электрических диполей составляла 100 м. В качестве датчиков магнитного поля использовались индукционные датчики (ИД) из комплекта станций ЦЭС-2. Обработка материалов выполнена по алгоритму узкополосной математической фильтрации с последующим определением компонент тензора импеданса способом наименьших квадратов. В соответствии с простираем основных структур полуострова (30°) приняты следующие азимуты датчиков: X – 120°; Y – 30°. Среднеквадратическая ошибка определения модуля эффективного импеданса по данным контрольных наблюдений составляет 3–4 %.

Интерпретация материалов МТЗ проводилась по двум направлениям: создание глубинной геоэлектрической модели земной коры и верхней мантии и получение геоэлектрического разреза неконсолидированной коры. На первом этапе был проведен анализ полярных диаграмм и амплитудных кривых МТЗ. Он показал, что для изучения земной коры и верхней мантии необходимо использовать амплитудные и фазовые кривые, которые построены по главному направлению полярных диаграмм основного импеданса. В большинстве случаев это направление совпадает с региональными структурами полуострова, генерализованный азимут которых составляет  $30^\circ$ . По отношению к главным геологическим структурам такие кривые являются регионально-продольными (в дальнейшем продольными). В ряде публикаций [10, 11] показано, что продольные кривые (аз.  $30^\circ$ ) в наименьшей степени – по отношению к поперечным (аз.  $300^\circ$ ) – подвержены искажающему влиянию регионального индукционного эффекта, лучше отражают строение земной коры и верхней мантии, увереннее фиксируют коровые проводящие объекты.

Для построения глубинной модели продольные кривые по принципу конформности объединены в семейства. Таким образом, разрез был разбит на 6 фрагментов, в каждом из которых были рассчитаны средние амплитудные и фазовые кривые. На рисунке 3 они обозначены как экспериментальные кривые  $\rho^{\text{II}}$  и  $\text{Arg } \rho^{\text{II}}$ , которые и использовались при моделировании.

Двухмерное численное моделирование выполнено с применением программы 2DMOD [19] при условии E-поляризации поля. Итерационный подбор модели осуществлялся в матричной форме. Для учёта искажающего влияния регионального индукционного эффекта [10, 11] в модель были введены фрагменты разрезов с толщиной морской воды сопротивлением 0.3 Ом·м на сопредельных акваториях Охотского, Берингова морей и пролива Литке (из-за громоздкости модели эти фрагменты не представлены на рисунке 3). Форма, размеры, глубина залегания и сопротивление остальных элементов модели (рис. 3) подбирались в процессе моделирования из условия удовлетворительной сходимости экспериментальных и теоретических (расчётных) кривых по форме и уровню. В частности, таким образом была определена глубина до самого нижнего горизонта с удельным сопротивлением 100 Ом·м. Она составила 75 км. Дальнейшие попытки погружения этого слоя, например на глубину 100 км, приводили

к увеличению уровня правой низкочастотной ветви всех расчётных кривых примерно в 2.5 раза. Что, разумеется, приводило к существенному расхождению их с экспериментальными кривыми.

Кроме региональных структур в исследуемом районе закартировано значительное количество структур подчинённого характера различного простирания, а также интрузивные и субвулканические тела изометрической формы [1, 6]. Для изучения верхней части разреза – неконсолидированной коры – по всему профилю использовались эффективные кривые. Опыт работ показывает, что в условиях сложной трёхмерной среды геоэлектрический разрез, построенный по таким кривым, даёт более надёжную информацию, чем по азимутально-ориентированным.

Особенностью геоэлектрического разреза неконсолидированной коры данного профиля является сильная латеральная изменчивость, которая затрудняет корреляцию геоэлектрических границ от точки к точке. Наиболее сопоставляемый с данными геологической съёмки и другими геофизическими методами результат получен по методике одномерной S-интерпретации с применением процедуры S-нормализации кривых скользящим окном по пяти точкам. По кривым S(h) выделен опорный высокоомный горизонт, отождествляемый в основном с верхнемеловым комплексом пород. Кровля этого горизонта является той опорной геоэлектрической границей, по которой неконсолидированная кора разделяется на 2 слоя. Верхний из них характеризуется средним удельным сопротивлением 11–250 Ом·м, а нижний – 120–2000 Ом·м. Хотя диапазоны изменения сопротивлений и перекрываются, в каждом отдельном случае верхний слой имеет сопротивление в два и более раз меньше, чем нижний.

По линии профиля выполнено решение двухмерной линейной обратной задачи гравиметрии по изложенной в работе [5] методике, которая реализует алгоритм минимизации функционала А.Н. Тихонова с наложенными в виде системы неравенств ограничениями на значения плотности. В качестве исходных гравиметрических данных взяты отнесённые к рельефу значения силы тяжести в редукции Буге по данным среднемасштабной гравиметрической съёмки. Плотностная модель ограничена глубиной 77 км (средняя глубина сейсмической границы А), её горизонтальные границы аппроксимируют основные раздели литосферы по сейсмическим данным и опорный геоэлектрический горизонт. Вертикальные гра-

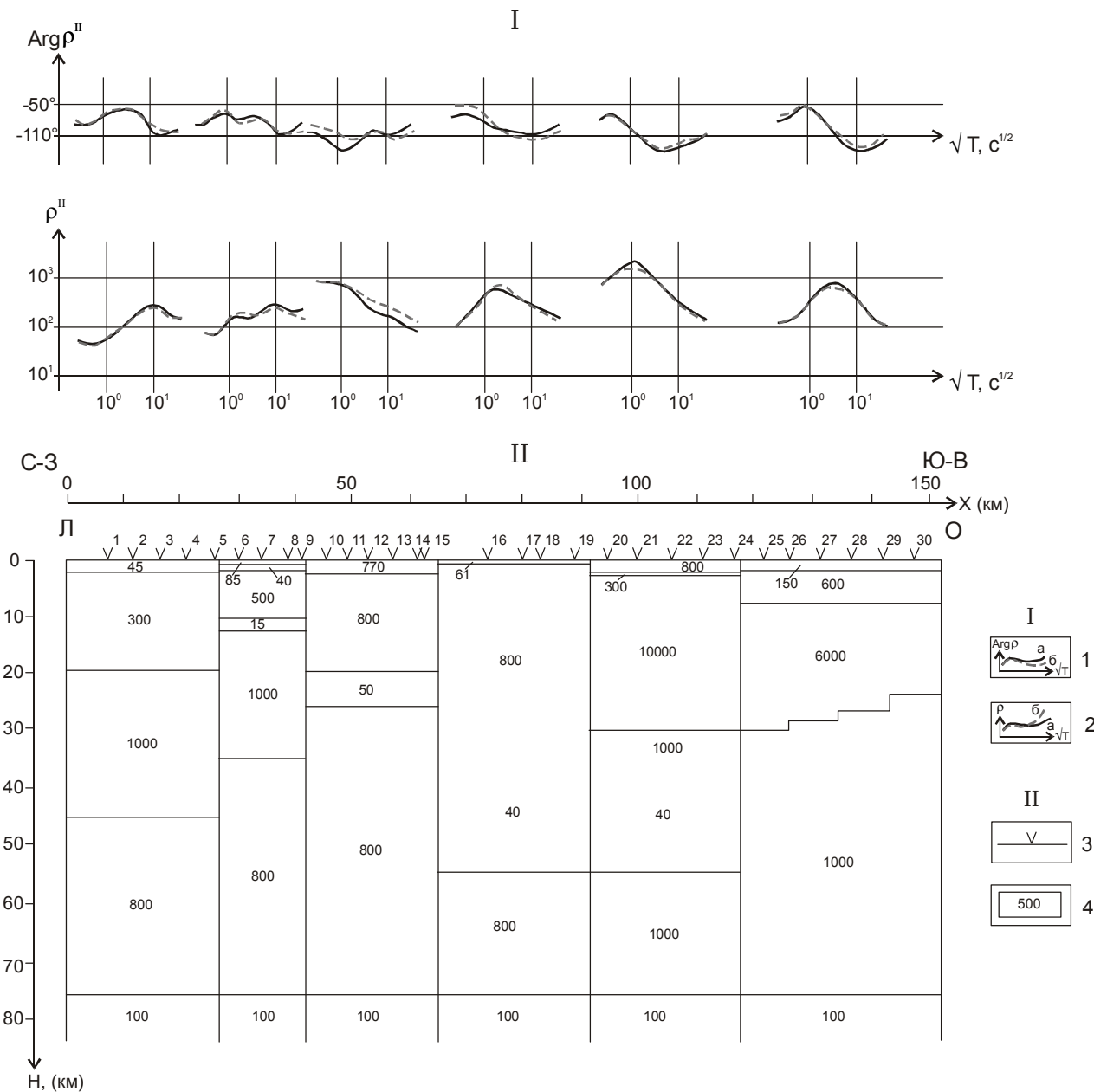


Рис. 3. Геоэлектрический разрез.

I –Сопоставление экспериментальных (а) и расчетных (б) кривых МТЗ: 1 – фазовые, 2 – амплитудные кривые. II –Глубинная геоэлектрическая модель: 3 – пункты МТЗ и их номера, 4 – элементы аппроксимации разреза и подобранные значения удельного сопротивления (Ом·м).

ницы проводились по изгибам графика силы тяжести. Размеры элементов аппроксимации менялись с глубиной, исходя из требования соразмерности их гравитационного действия. Начальные значения плотности задавались для литосферной мантии и слоёв консолидированной коры по стандартной модели РЕМ-С; в неконсолидированной коре – исходя из её предполагаемого, по данным геологической съёмки и МТЗ, состава и имеющихся по исследуе-

мой территории петрофизических данных. В слоях неконсолидированной коры ограничения заданы в узких пределах, чем частично реализована известная в гравиразведке процедура геологического редуцирования. Показанное на рисунке 4 решение достигнуто при среднеквадратическом расхождении экспериментальной и теоретической кривых силы тяжести  $\pm 1.43$  мГл, что близко к погрешности исходных данных. Для оценки устойчивости решения

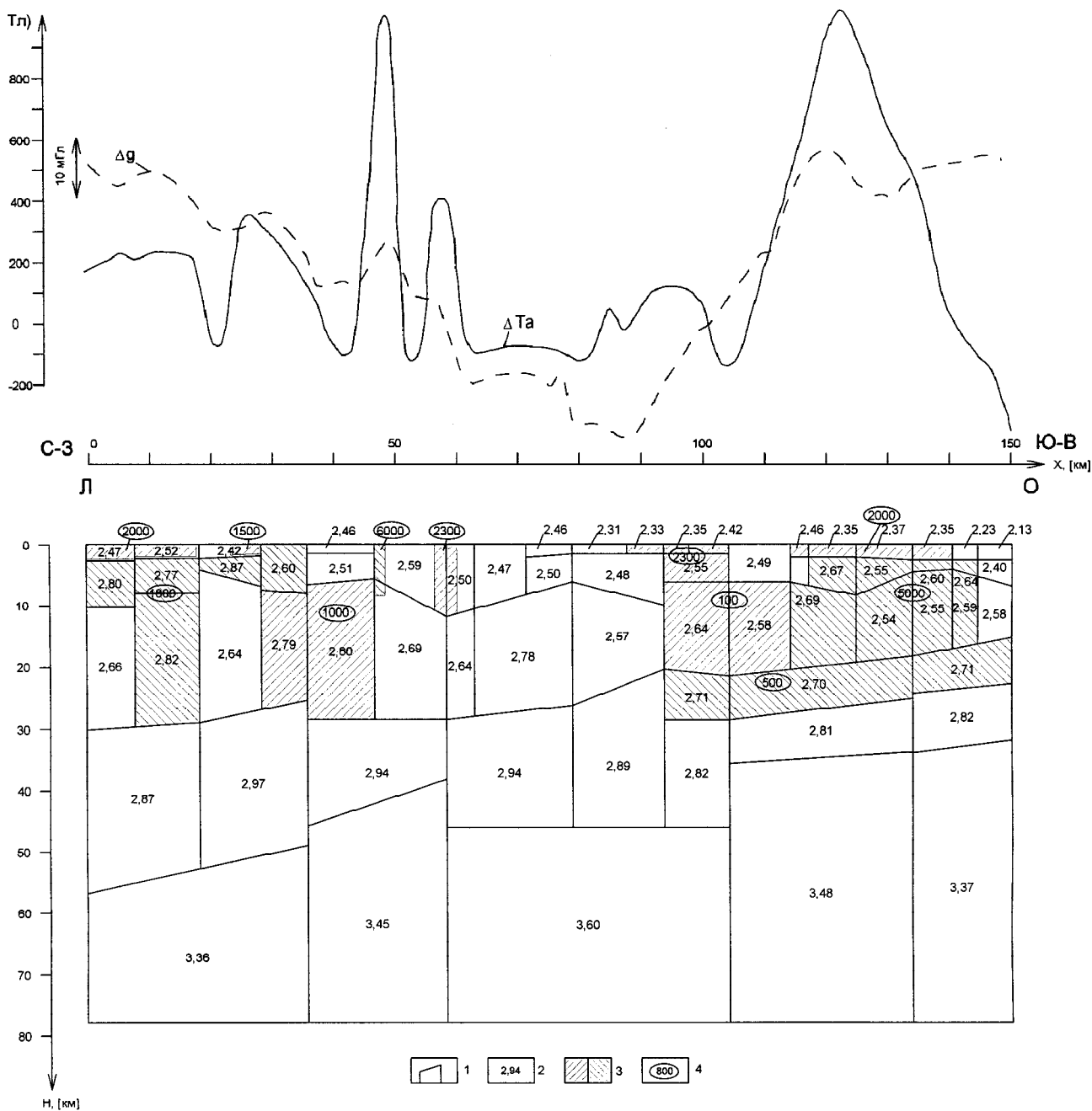


Рис. 4. Геоплотностной и геомагнитный разрезы.

1 – элементы аппроксимации геоплотностного разреза, 2 – восстановленные значения плотности [г/см<sup>3</sup>], 3 – магнитоактивные элементы разреза, 4 – подобранные значения магнитной восприимчивости ( $\cdot 10^{-6}$  ед. СГС).

и его точности было выполнено имитационное моделирование путём повторения решения с наложенной на исходное поле помехой с математическим ожиданием  $\pm 1.43$  мГл. Сопоставление основного решения и имитационного моделирования привело к среднеквадратической ошибке восстановления плотности  $\pm 0.04$  г/см<sup>3</sup>.

Для получения информации о магнитных свойствах разреза в пределах его магнитоактивных элементов (вулканиты, интрузии, отдельные блоки кристаллического фундамента) проведено решение обратной задачи магниторазведки способом неформализованного подбора. При этом удалось обойтись без

учёта влияния естественной остаточной намагниченности.

Таким образом, на региональном профиле п. Лесная – п. Оссора применены все четыре основных геофизических метода: сейсморазведка, элект-

роразведка, гравиразведка и магниторазведка. Кроме того, при интерпретации использовались данные геологической съёмки и имеющиеся петрофизические данные. Вся эта информация синтезирована на итоговом геолого-геофизическом разрезе (рис. 5).

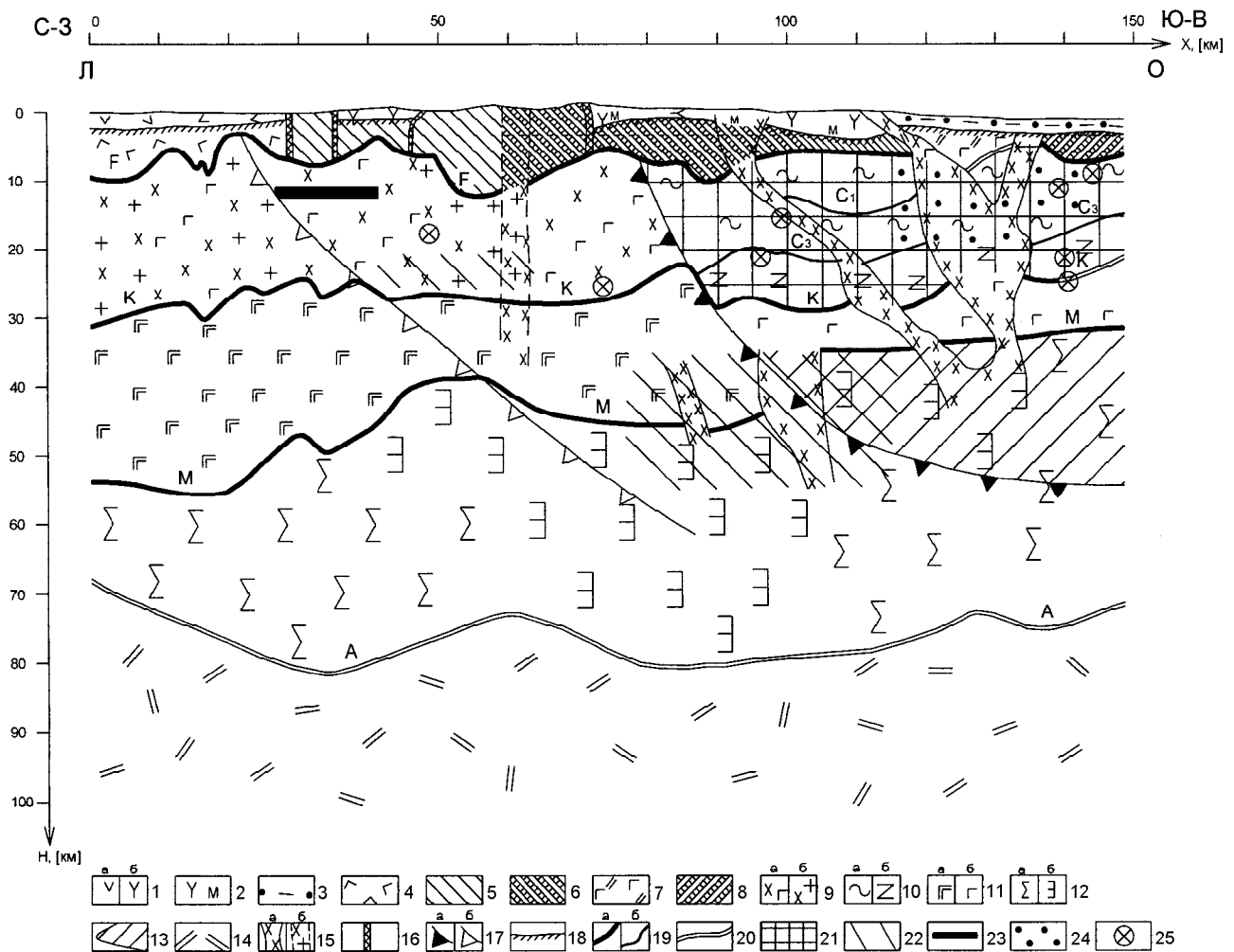


Рис. 5. Геолого-геофизический разрез.

Верхний слой неконсолидированной коры: 1 – палеоцен-эоценовые (а) и олигоценые (б) вулканические комплексы Западно-Камчатской СФЗ, 2 – метасоматизированные неогеновые комплексы Центрально-Камчатской СФЗ, 3 – палеоцен-эоценовый осадочный чехол Ильпинско-Карагинского прогиба; нижний слой неконсолидированной коры: 4 – лакколит основного состава, 5 – лесновская свита, 6 – позднемиоценовые–эоценовые образования Центрально-Камчатской СФЗ нерасчлененные, 7 – ирунейская свита, 8 – позднемиоценовые–палеоценовые образования Восточно-Камчатской СФЗ нерасчлененные; 9 – протерозойско-мезозойский фундамент континентальной плиты среднего-основного (а) и кислото-среднего (б) составов, 10 – мезозойский фундамент океанической плиты зеленосланцевого (а) и гнейсового (б) составов, 11 – нижняя кора континентального (а) и океанического (б) типов, 12 – литосферная мантия перидотитового (а) и эклогитового (б) состава, 13 – низкообменная мантия обдурцированной плиты, 14 – астеносфера, 15 – достоверные (а) и предполагаемая (б) зоны глубинных разломов, 16 – верхнекоровые разломы, 17 – структурный (а) и термодинамический (б) фронты обдукции, 18 – опорный геоэлектрический горизонт, 19 – отождествляемые с основными разделами земной коры (а) и прочие (б) сейсмические границы обмена, 20 – граница резкого сокращения числа точек обмена, отождествляемая с поверхностью астеносферы, 21 – высокоомная (6000 – 10000 Ом·м) часть фундамента; проводящие геоэлектрические неоднородности: 22 – зоны повышенной электропроводности, отождествляемые с разогревом недр или их повышенной флюидонасыщенностью, 23 – зона высокой электропроводности, отождествляемая с частичным плавлением пород; 24 – зона высокой намагниченности пород фундамента, 25 – проекции гипоцентров землетрясений на линию профиля.

Так как процесс комплексной интерпретации не был формализован, более подробные и конкретные комментарии по роли каждого метода будут даны ниже.

#### ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА ЛИТОСФЕРЫ

Выделенными на профиле сейсмическими границами (рис. 5), которые отождествлены с разделами А, М, К и F, разрез литосферы разделяется на литосферную мантию (заключена между разделами А и М), нижнюю кору (между разделами М и К), кристаллический фундамент (между разделами К и F) и неконсолидированную кору (между разделом F и дневной поверхностью). В выделенных слоях литосферы в результате решения обратной задачи гравиметрии получены следующие плотности: литосферная мантия – от 3.36 до 3.60 г/см<sup>3</sup> при среднем значении 3.45 г/см<sup>3</sup>; нижняя кора – от 2.81 до 2.97 г/см<sup>3</sup> при среднем значении 2.88 г/см<sup>3</sup>; кристаллический фундамент – от 2.54 до 2.81 г/см<sup>3</sup> при среднем значении 2.67 г/см<sup>3</sup>; неконсолидированная кора – от 2.13 до 2.80 г/см<sup>3</sup> при среднем значении 2.53 г/см<sup>3</sup>. Так как эти значения плотности, в общем, соответствуют имеющимся представлениям о горнопородном составе слоёв литосферы, можно утверждать, что принятая стратификация сейсмических границ не противоречит гравиметрическим данным.

Толщина литосферной мантии, следуя рельефу раздела М, меняется от 15–22 км в западной части профиля до 30–35 км в его центре и до 39–44 км на востоке. На сейсмическом разрезе отмечается гетерогенность этого слоя по способности образовывать обменные волны. По этому признаку в восточной части профиля выделяется субгоризонтальная внутримантийная граница, которая разделяет высокообменную мантию от низкообменной. Последняя образует в верхах мантии клинообразное тело толщиной от 8 до 22 км. По восстановленным значениям плотности состав литосферной мантии можно оценить как эклогит-перидотитовый. Предполагается, что эклогитовая линза приурочена к центральной части профиля, где отмечаются наибольшие значения плотности и сокращения числа точек обмена.

Нижняя кора в разрезе по толщине и значениям плотности разделяется нами на два типа: океанический тип в восточной трети профиля и континентальный – в его остальной части. Океаническая нижняя кора характеризуется толщиной 6–9 км и плотностью 2.82 г/см<sup>3</sup>. Толщина континентальной нижней коры меняется от 13 до 33 км, а её плотность – от 2.87 до

2.94 г/см<sup>3</sup>. Следует отметить близость этих параметров к стандартным моделям РЕМ-О и РЕМ-С [2].

По своим физическим свойствам кристаллический фундамент также разделяется на два типа, граница между которыми проходит у пикета 80 км, несколько западнее, чем для типов нижней коры. В фундаменте западной части профиля по латерали чередуются блоки кислого-среднего (2.66–2.69 г/см<sup>3</sup>) и среднего-основного (2.78–2.82 г/см<sup>3</sup>) составов, последние обычно характеризуются повышенной магнитной восприимчивостью – до 1000–1800·10<sup>-6</sup> ед. СГС. Удельное электрическое сопротивление пород фундамента, исключая выделенные проводящие неоднородности, оценивается в 300–1000 Ом·м. По своему строению и составу фундамент этой части разреза принципиально схож с выделяемым ранее на всех отработанных южнее региональных профилях [7] фундаментом Охотской эпимезозойской платформы, который, судя по выходам на Срединном выступе, имеет возраст от протерозоя до раннего мела [6, 8]. Из отличий можно указать только на ограниченность распространения пород кислого состава и отсутствие внутрифундаментных сейсмических границ обмена.

Кристаллический фундамент восточной части профиля резко отличается от описанного выше по данным всех применённых на профиле геофизических методов. На глубинной геоэлектрической модели он проявляется обособленным ультравысокоомным слоем (с удельным сопротивлением 6000–10000 Ом·м) между низами неконсолидированной коры (600–800 Ом·м) и нижней корой (1000 Ом·м). Такие высокие сопротивления в сколь либо значительных объёмах выявлены в Камчатском регионе впервые. Проводящих неоднородностей в фундаменте этого типа не установлено. По данным МОВЗ здесь фундамент характеризуется заметной сейсмической расслоенностью. Сейсмической границей внутри фундамента он разделяется по вертикали на две толщи, которые различаются по восстановленным значениям плотности. Нижняя толща характеризуется плотностью 2.71 г/см<sup>3</sup>, а в верхней толще плотность меняется по латерали от 2.54 до 2.64 г/см<sup>3</sup> при среднем значении 2.58 г/см<sup>3</sup>. При решении обратной задачи магниторазведки выявилось, что региональная магнитная аномалия не может быть объяснена только магнитоактивными элементами неконсолидированной коры и потребовалось введение обширных магнитоактивных тел в фундаменте. По результатам подбора нижняя толща фундамента охарактеризовалась магнитной восприимчивостью в

$500 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, а в восточной части верхней толщи значения магнитной восприимчивости достигли  $5000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС.

Полученное сочетание физических свойств (низкой плотности, огромных электрических сопротивлений, значительной сейсмической расслоенности и высокой магнитной восприимчивости) является крайне необычным для пород кристаллического фундамента и вызвало значительные трудности в интерпретации. Если значения какого либо одного параметра и поддаются объяснению, то другие параметры это объяснение отвергают. К примеру, низкие значения плотности принято объяснять кислым составом фундамента, но этому противоречат высокие значения магнитной восприимчивости. Найти сколь либо удовлетворительное объяснение полученному сочетанию физических свойств в классе магматических пород не представляется возможным. Более благоприятные возможности открываются при обращении к классу метаморфических пород. Трудности здесь также велики, но они не имеют принципиального характера, а связаны с тем, что петрофизика метаморфизма наиболее сложна и относительно слабо изучена.

На метаморфический характер фундамента в восточной части разреза указывает его сейсмическая расслоенность. При этом границу, разделяющую его нижнюю и верхнюю толщи, можно связать с положением одного из фронтов метаморфизма или с границей метаморфических фаций. Граница отделяет толщу с плотностью  $2.70 \text{ г/см}^3$  (типична для многих гнейсов и биотит-роговообманковых кристаллических сланцев эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [16]) от толщи со средней плотностью  $2.58 \text{ г/см}^3$ , характерной для некоторых пород фации зелёных сланцев. Среди последних наиболее близки к восстановленным на профиле значениям плотности сланцы микрокристаллические кварц-серицитовые, пределы изменения плотности которых, по данным справочника [16], составляют  $2.50\text{--}2.64 \text{ г/см}^3$  при средней плотности  $2.57 \text{ г/см}^3$ . Менее однозначному объяснению поддаются полученные значения магнитной восприимчивости. По данным того же справочника для кварц-серицитовых сланцев наиболее вероятны значения в интервале  $10\text{--}100 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС при максимальном значении в  $1500 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. К нашей оценке больше подходят сланцы хлоритовые, кварц-хлоритовые, серицит-хлоритовые ( $3000\text{--}4000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС при максимальном значении  $7000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС), но они имеют более высокие зна-

чения плотности ( $2.72\text{--}2.80 \text{ г/см}^3$  для хлоритовых сланцев). Для нижней толщи фундамента оцененные в  $500 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС значения магнитной восприимчивости находятся в допустимых пределах как для гнейсов, так и для кристаллических сланцев.

В процессах регионального метаморфизма можно найти и наиболее вероятное объяснение значений удельного электрического сопротивления. Известно, что ряд метаморфических процессов сопровождаются дегидратацией пород с выносом трещинных вод в составе летучих компонентов и переходом капиллярных вод в кристаллическую решётку метаморфогенных минералов [7]. В свою очередь, именно трещинно-жильные и капиллярные воды обуславливают понижение сопротивления кристаллических пород до сотен и первых тысяч Ом·м, тогда как дегидратированные породы имеют сопротивление в сотни тысяч Ом·м [16]. Полученные значения сопротивлений в  $6000\text{--}10000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  можно рассматривать как промежуточные между обводнёнными и дегидратированными породами.

Таким образом, по данным интерпретации комплекса геофизических методов, фундамент восточной части профиля представлен образованиями регионального метаморфизма (гнейсами и породами зеленосланцевой фации). По исходному составу пород данный тип фундамента, скорее всего, относится к параметапелитам, то есть метаморфизму были подвергнуты осадочные породы преимущественно кислого состава (аргиллиты, алевролиты, песчаники и т.п.). Так как мощность метаморфического фундамента превышает 20 км, масштабы процесса весьма велики.

По строению неконсолидированной коры ниже приводятся только минимально необходимые для целей данной статьи сведения. Как уже отмечалось, опорным геоэлектрическим горизонтом неконсолидированная кора разделяется на два слоя. При сопоставлении с геологической картой [6] отмечено, что те фрагменты профиля, где верхний слой отсутствует, соответствуют выходам на поверхность позднемеловых пород лесновской и ирунейской свит. Фрагменты профиля с присутствием верхнего слоя соответствуют выходам осадочных пород палеогена и эоцен-плиоценовых вулканических комплексов.

Основной объём нижнего слоя неконсолидированной коры, перекрывающей кристаллический фундамент западной части профиля, сложен глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами и базальтами лесновской свиты поздне-

го мела. Эти породы сложно дислоцированы и прорваны многочисленными и разнообразными по составу интрузиями. Верхний слой представлен в основном палеоцен-эоценовыми и олигоценowymi вулканическими комплексами.

Неконсолидированная кора восточной части профиля установленной на пикетах 110–140 км разломно-надвиговой зоной делится на две части. В самой этой зоне нижний слой представлен вулканогенно-кремнистыми породами ирунейской свиты позднего мела, как в автохтонном залегании, так и надвинутыми на неогеновые вулканические комплексы. К западу от разломно-надвиговой зоны в пределах Северо-Камчатского рудного района обнажаются миоценовые, миоцен-плиоценовые и плиоценовые вулканические комплексы Центрально-Камчатского вулканического пояса, в той или иной степени подвергнутые метасоматозу. По геофизическим данным их мощность составляет от 2000 до 3500 м, в латеральных изменениях физических свойств, которые отражают степень метасоматических изменений, наблюдаются элементы концентрической зональности. Нижний слой неконсолидированной коры здесь предположительно сложен поздне меловыми–эоценовыми отложениями Центрально-Камчатской структурно-формационной зоны. Судя по резким латеральным изменениям физических свойств с элементами

концентрической зональности, эти отложения также подвергнуты интенсивному метасоматозу. Восточнее разломно-надвиговой зоны расположена западная часть Ильпинско-Карагинского прогиба. В его основании предполагаются поздне меловые–палеоценовые породы Восточно-Камчатской структурно-формационной зоны (хапицкая и ветловская свиты), а чехол мощностью до 2000 м сложен терригенными и вулканогенно-осадочными породами конской свиты эоцена и шагаевской свиты олигоцена, прорванными миоценовыми интрузиями. Обращают на себя внимание аномальные (в сравнении с южной частью Восточно-Камчатской структурно-формационной зоны) физические свойства пород чехла Ильпинско-Карагинского прогиба (низкая плотность, высокие электрические сопротивления и магнитная восприимчивость). Вероятно, это указывает на метасоматические изменения.

#### ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ХАРАКТЕР ИХ СОЧЛЕНЕНИЯ

Из приведенных выше данных следуют резкие различия в строении всех слоёв литосферы для западной и восточной частей профиля. Для удобства восприятия они сведены в таблицу.

Эти различия столь существенны, что позволяют говорить о принадлежности западной и восточной частей профиля к различным литосферным пли-

**Таблица. Сопоставление данных по слоям литосферы для западной и восточной частей профиля.**

Слои литосферы и рассматриваемые признаки	Западная часть профиля	Восточная часть профиля
1	2	3
<u>Литосферная мантия</u> толщина строение	16–35 км относительно простое	38–42 км (утолщённая) сложное (наличие клинообразного низкообменного тела)
<u>Земная кора</u> толщина форма раздела М	39–54 км волнообразная с высокоамплитудными структурными формами	30–35 км сглаженная
<u>Нижняя кора</u> толщина	12–28 км (нормальная и утолщённая)	6–9 км (тонкая)
<u>Кристаллический фундамент</u> состав	преимущественно магматический	полностью метаморфический
<u>Неконсолидированная кора</u> толщина состав	утолщённая вулканогенно-терригенный без признаков метасоматоза	утопённая вулканогенно-терригенный, существенно метасоматизированный



там. Характер сочленения этих плит в разрезе описанного профиля неочевиден – он обладает как чертами обдукции на уровне литосферной мантии (если считать клиновидное низкообменное тело литосферной мантии восточной плиты), так и чертами коллизии на уровне консолидированной коры. Решение этого вопроса зависит от установления типа земной коры для обеих плит.

Если континентальный тип земной коры западной плиты сомнений не вызывает, то с типизацией земной коры восточной плиты дело обстоит значительно сложнее. На первый взгляд, это континентальная кора с мощным кристаллическим фундаментом и утонённой нижней корой. Такое решение приводит к признанию столкновения двух континентальных плит, то есть, к коллизии. Но оно создаёт следующие, на наш взгляд, непреодолимые противоречия с разрезом регионального профиля:

- при коллизии не находят объяснения значительное возрастание толщины литосферной мантии и появление в её верхах инородного низкообменного тела;

- трудно предложить механизм значительного утонения и существенного разуплотнения нижней коры изначально континентальной плиты.

От этих противоречий можно уйти, если рассматривать тип земной коры восточной из плит не в современном плане, а на момент приведения обеих литосферных плит в соприкосновение, то есть на момент начала коллизии или обдукции.

При описании метаморфического фундамента восточной плиты указывалось, что слагающие его породы относятся к параметапелитам и являются продуктами регионального метаморфизма осадочных пород. При этом время образования собственно метаморфических пород фундамента следует оценить как относительно недавнее, на что указывают метасоматические изменения пород неконсолидированной коры, которые затрагивают образования до плиоценового возраста включительно. Несомненно, метаморфизм пород фундамента и метасоматоз пород неконсолидированной коры являются составляющими одного и того же процесса регионального метаморфизма. Из всего этого логично предположить, что на момент приведения литосферных плит в соприкосновение на месте современного метаморфического фундамента восточной плиты была мощная толща осадочных пород.

В таком случае, восточная литосферная плита имела тогда ярко выраженный субокеанический тип земной коры, характерный для краевых частей океанических плит. Мощность осадочного чехла здесь

сопоставима с такими тектонотипами современных структур на океанической коре, как Прикаспийская впадина и впадина Мексиканского залива. Современный тип земной коры восточной плиты мы определяем как палеосубокеанический, то есть, в геологическом прошлом субокеанический, в котором к настоящему времени осадочный чехол превращён в метаморфический фундамент.

Коль скоро мы пришли к пониманию строения востока изученной территории как зоны взаимопроникновения континентальной коры и одного из подтипов океанической коры, вопрос о характере межплитной границы (коллизия или обдукция?) однозначно решается в пользу обдукции. При этом следует подчеркнуть, что в данном случае мы имеем дело с достаточно древней, скрытой от непосредственного геологического изучения обдукцией, в отличие от тех её широко известных видов, где следы древней океанической литосферы можно наблюдать на поверхности в выходах офиолитовых серий. Древняя скрытая обдукция на данном профиле выражена на уровне литосферной мантии, где выделенное низкообменное клинообразное тело теперь уже можно рассматривать как часть литосферной мантии океанической плиты, обдуцированную на мантию континентальной плиты. В консолидированной коре такая обдукция обладает некоторыми внешними признаками коллизии.

Под структурным фронтом обдукции мы понимаем поверхность, по которой происходит соприкосновение континентальной и обдуцированной океанической плит. В разрезе профиля (рис. 5) этот фронт проведен по линии смены типов фундамента, затем по смене континентальной нижней коры на океаническую и далее по нижней границе клинообразного низкообменного тела, которое отождествляется с литосферной мантией обдуцированной плиты. В таком виде поверхность структурного фронта обдукции представляется субвертикальной в верхах консолидированной коры с постепенным выполаживанием до субгоризонтальной в литосферной мантии. Она напоминает листрический разлом, но отсутствует главный признак разлома – нарушение сплошности границ. По разделам F и K к фронту обдукции приурочены локальные положительные структурные формы, но прослеживаемость соответствующих этим разделам сейсмических границ не нарушена. На уровне раздела M поверхность структурного фронта обдукции занимает секущее положение по отношению к глубинному разлому, который затухает в нижней коре. Таким образом, структурный фронт обдукции, являясь, несомненно, единой границей, сочетает в себе признаки глубинного пологого надви-

га в литосферной мантии и "безразломного" коллизийного шва в консолидированной коре.

Методом МТЗ в земной коре и в верхах литосферной мантии выделен ряд проводящих геоэлектрических неоднородностей, которые традиционно отождествляются с повышенной флюидонасыщенностью, разогревом недр, частичным плавлением вещества и тому подобными термодинамическими процессами. При рассмотрении этих неоднородностей нельзя не заметить, что все они группируются параллельно структурному фронту обдукции. На геолого-геофизическом разрезе показана поверхность, соединяющая западные края проводящих неоднородностей, названная нами термодинамическим фронтом обдукции. Термодинамический фронт обдукции, в общем, конформен структурному фронту, но характеризуется меньшей кривизной в вертикальной плоскости. Расстояние между этими фронтами составляет 55 км на уровне раздела F, 45 км на уровне раздела K и 40 км на уровне раздела M.

Выявленная в восточной части система разломов верхнемантийного заложения соотносится с ранее выделенным по гравиметрическим и геологическим данным [1] Кангалатско-Вывенским глубинным разломом. Хотя эта система и следует параллельно структурному фронту обдукции, она не носит разграничительного характера, а целиком принадлежит обдукционированной части плиты с палеосубокеаническим типом коры. Западная ветвь этой системы занимает центральное положение в Северо-Камчатском рудном районе, и именно относительно неё отмечается концентрическая зональность метасоматоза. Восточная ветвь в неконсолидированной коре образует описанную выше разломно-надвиговую зону, а в кристаллическом фундаменте к этой ветви приурочена высокая магнитная восприимчивость пород. Всё это, на наш взгляд, указывает на то, что данная система глубинных разломов выполняет роль подводящего канала для метасоматических флюидов.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для выяснения происхождения палеосубокеанической коры на северо-востоке Камчатки уместно обратиться к палеогеодинамическим реконструкциям. Нами использованы построения Н.И. Селивёрстова, основанные на довольно детальном изучении геологического строения дна Берингова моря [14]. Не вдаваясь в детали этой реконструкции, отметим её основные моменты с интересующей нас точки зрения. В конце раннего мела – начале палеоцена геодинамика региона определялась взаимодействием трёх оке-

анических литосферных плит: Кулу, Фараллон и Тихоокеанской. В конце палеоцена и в начале эоцена субдукция продолжалась, а к концу эоцена – началу олигоцена океаническая литосфера плиты Кулу была уже в основном поглощена субдукцией, и континентальная плита взаимодействовала уже непосредственно с Тихоокеанской океанической плитой. Если ранее предполагалось, что плита Кулу была полностью субдукционирована, то в 1987 г. А.К. Cooper, M.S. Marlow, D.W. Scholl [18] в Алеутской котловине Берингова моря выделили систему мезозойских линейных магнитных аномалий M1 – M13, которая соотносится с уцелевшим фрагментом этой плиты. Вполне логично предположить, что выявленный нами блок палеосубокеанической коры представляет собой другой уцелевший фрагмент плиты Кулу. На время обдукции он имел характерный для краевых частей океанических плит субокеанический тип земной коры. За счёт многокилометровой толщи перекрывающих осадков это более лёгкая, в сравнении с океанической, земная кора. Естественно, литосфера с более лёгкой корой труднее поддаётся субдукции, из-за своего запаса плавучести она могла заблокировать субдукционную зону, механизм такой блокировки рассмотрен Л.П. Зоненшайном и Л.А. Савостиным [4]. Так как спрединг на дивергентных границах плиты Кулу с Тихоокеанской плитой и плитой Фараллон продолжался, он нашел своё выражение в обдукции части плиты Кулу с субокеаническим типом коры на континентальную плиту. Однако рассмотренный вариант происхождения палеосубокеанической коры входит в противоречие с данными геологической съёмки и регионального профиля по предполагаемому времени обдукции. Из палеогеодинамической реконструкции Н.И. Сильвёрстова следует, что обдукцию следует датировать эоценом, но установлено, что фундамент обдукционированной плиты (бывший осадочный чехол субокеанической коры) перекрыт теми же позднемиловыми–палеоценовыми комплексами, что и в более южной "субдукционной" части Восточно-Камчатской структурно-формационной зоны. Возможно, менее противоречив другой вариант происхождения осадочного чехла субокеанической коры, связанный с тафрогенным режимом в задуговом бассейне в тылу Карагинско-Говенской вулканической дуги в допозднемиловое время.

По известным ранее вариантам плитотектонических построений [14, 15, 17], район Камчатского перешейка расположен на Северо-Американской плите или у её южной границы. Строго говоря, граница Северо-Американской и Евразийской плит на

отрезке между срединно-океаническим хребтом Северного Ледовитого океана и Алеутской островной дугой не определена. В материковой части северо-востока России она предполагается по линейной зоне активного разломообразования, которая маркируется зоной слабых землетрясений на асейсмическом фоне. К побережью Охотского моря эта зона выходит вблизи города Магадана. При её интерполяции на Алеутскую островную дугу граница плит проходит несколько южнее Камчатского перешейка. На стыке Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской плит многими исследователями выделяется Охотская малая плита или микроплита. По построениям Т.К. Злобина [3], граница Северо-Американской и Охотской плит на Камчатке проводится у широты 59°.

Такое проведение межплитной границы, вполне приемлемое на субглобальном уровне генерализации, на региональном уровне (в пределах Корякско-Камчатского региона) вызывает большие вопросы. Эта граница сечет Западно-Камчатскую и Центрально-Камчатскую структурно-формационные зоны, отчётливо выраженные как в материалах геологической съёмки, так и в потенциальных геофизических полях. Известные на северо-востоке Камчатки поперечные структурные элементы (разломы Алеутского направления, Паланско-Командорская зона поперечных дислокаций) по своим масштабам и влиянию на основные структуры вряд ли могут соответствовать межплитной границе. Сопоставляя разрез профиля п. Лесная – п. Оссора с разрезами по профилям, ранее обработанным южнее (явно в пределах Евразийской плиты или Охотской микроплиты, по Т.К. Злобину), мы не находим существенных отличий по глубинному строению Западно-Камчатской и Центрально-Камчатской структурно-формационных зон. Представляется, что межплитную границу следует искать севернее, в месте сочленения структурно-формационных зон Корякского нагорья и Камчатки. В северной части акватории Охотского моря граница может проходить по известным здесь [3] рифтовым структурам северо-восточного направления.

Что касается выявленного на востоке рассматриваемой территории блока с палеосубокеаническим типом земной коры, то он не имеет аналогов в более южной части полуострова. Степень различия строения литосферной мантии и консолидированной коры здесь такова, что вполне может соответствовать межплитной границе. Судя по общепринятым очертаниям Ильпинско-Карагинского прогиба, который является наиболее крупной тектонической структурой на

коре палеосубокеанического типа, южное замыкание этой границы можно ожидать в районе полуострова Озерного. Предполагаемый авторами вариант положения межплитной границы на северо-востоке Камчатки показан на рис. 1. Хотя этот вариант и является предположительным, представляется, что уже можно говорить о двух типах окраины Евразийской плиты на востоке Камчатки: субдукционном к югу от полуострова Озерного и обдукционном к северу от него.

Особенности строения восточной части изученной территории находят своё отображение в отличие от южной и центральной частей полуострова Камчатки характере современной сейсмичности. Район Камчатского перешейка характеризуется слабой сейсмичностью: на прилегающей к профилю п. Лесная – п. Оссора территории, ограниченной широтами 60°00' и 58°40', с 1969 по 2001 г.г. включительно зарегистрировано 8 землетрясений энергетического класса от 8.4 до 12.2 (данные Камчатской опытно-методической сейсмологической партии Геофизической службы РАН). На геолого-геофизический разрез профиля (рис. 5) вынесены проекции гипоцентров этих землетрясений. Все они расположены в кристаллическом фундаменте и приурочены к крыльям глубинных разломов. Шесть землетрясений расположены в блоке с палеосубокеаническим типом коры, а два землетрясения – в блоке континентальной коры между структурным и термодинамическим фронтами обдукции. Рассматривая временные закономерности сейсмичности, можно выделить два цикла сейсмической активности (ноябрь 1969 и октябрь 1996 – май 1997 г.г.) по 3 землетрясения в каждом. Каждый из этих циклов начинается с события в протерозойско-мезозойском фундаменте и продолжается двумя событиями в метаморфическом фундаменте обдукционной плиты. Можно предположить, что землетрясения в геодинамически активной зоне между термодинамическим и структурным фронтами обдукции провоцируют сейсмическую активность в соседнем блоке через механизм упругой отдачи. Не исключено, что землетрясения в блоке палеосубокеанической коры связаны с продолжающимся здесь процессом регионального метаморфизма. Очевидно, что сеймотектоническая активность в этом районе имеет иную, "обдукционную" природу по сравнению с "субдукционной" для центральных и южных районов полуострова.

Выделение палеосубокеанического типа земной коры на северо-востоке Камчатки даёт основание к некоторому пересмотру тектонического районирования, металлогении и перспектив нефтегазоносности

этой территории. Хотя тектоническое районирование выходит за рамки данной статьи, отметим, что следует различать структуры неконсолидированной коры, заложенные на протерозойско-мезозойском фундаменте, и структуры на более молодом метаморфическом фундаменте обдуцированной плиты.

Полученные нами новые данные указывают на особое положение Северо-Камчатского рудного района в Центрально-Камчатской металлогенической провинции. В этом районе метасоматозу в той или иной степени подвержена вся неконсолидированная кора, тогда как в других районах данной провинции, подстилаемых протерозойско-мезозойским фундаментом, метасоматоз носит относительно локальный характер и связан с приконтактовыми изменениями по краям неогеновых гранитоидных интрузий. Так как все проявления золото-серебряной формации Камчатки связаны с метасоматическими изменениями вулканитов [12], изложенный выше факт, по нашему мнению, свидетельствует о более высоких перспективах Северо-Камчатского района. По данным И.Д. Петренко, для Центрально-Камчатской провинции характерен полисульфидный минеральный тип рудопоявлений. Но в пределах Северо-Камчатского района выявлен ряд проявлений золота, несущих черты высокосульфидного типа, в изложенном в работе [20] понимании. Вероятно, иной тип минерализации обусловлен выявленными особенностями строения и структурного положения Северо-Камчатского района.

Основные перспективы нефтегазоносности рассматриваемой территории связываются с акваториальной частью Ильпинско-Карагинского прогиба. Хотя профилем п. Лесная – п. Оссора пересечена только западная прибортовая зона этого прогиба в пределах суши, полученные данные свидетельствуют о сложности строения этого бассейна, который не имеет аналогов среди кайнозойских осадочных бассейнов Дальнего Востока. Выше указывалось на аномальные физические свойства осадочного чехла Ильпинско-Карагинского прогиба. Не вполне ясен и стратиграфический объём чехла. Трудно оценить влияние метаморфических процессов, охватывающих кристаллический фундамент прогиба и, скорее всего, затронувших и часть его неконсолидированной коры, на нефтегазоносность. Все эти вопросы, на наш взгляд, могут быть решены только опорным бурением и целенаправленными геофизическими исследованиями.

Авторы статьи не настаивают на однозначности изложенных в данном разделе положений, большинство из которых носит предположительный характер.

Главным результатом своей работы мы считаем выявление уникального строения северо-востока Камчатки и выделение здесь палеосубокеанического типа земной коры. Вероятно, представленные в статье фактические данные допускают и другие варианты интерпретации, но сочленение двух различных типов земной коры в районе Камчатского перешейка представляется нам уже установленным фактом.

Авторы статьи выражают признательность д.г.-м.н. Н.И. Селиверстову (Институт вулканологии ДВО РАН) и геологу В.С. Успенскому (ФГУП "Камчатская поисково-съёмочная экспедиция"), которые дали ряд ценных замечаний, а также геофизику А.Б. Булановой, выполнившей связанные с решением обратной задачи магнито-разведки расчёты.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И. Тектоника Камчатки // Тихоокеан. геология. 1991. № 3. С. 62–74.
2. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 460 с.
3. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность её в северо-восточной (прикамчатской части) по сейсмическим данным. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002, 98 с.
4. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
5. Исаев В.И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съёмки на примере профиля Средние Лангары – Мухто (Северный Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1983. № 1. С. 107–112.
6. Карта полезных ископаемых Камчатской области. 1:500000 / Под ред. Литвинова А.Ф., Патоки М.Г., Марковского Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
7. Маракушев А.А. Петрология магматических пород. М.: Недра, 1973. 332 с.
8. Мишин В.В. Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // Тихоокеан. геология. 1997. № 4. С. 110–119.
9. Мишин В.В., Белоусов С.П. Оценка модулей упругости земной коры юга Камчатки // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока. Петропавловск-Камчатский: ДВО РАН, 2000. 77 с.
10. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. Л.: Недра, 1991. 184 с.
11. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г., Лошинская Т.А. Магнитотеллурическое зондирование земной коры Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4–5. С. 127–138.
12. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
13. Померанцева И.В., Мозженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой "Земля". М.: Недра, 1977. 256 с.
14. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Науч. мир, 1998. 164 с.

15. Структурная геология и тектоника плит. Пер. с англ. Под ред. К. Сейферта. М.: Мир, 1991. Т. 3. 350 с.
16. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1976. 527 с.
17. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
18. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Geologic Framework of the Bering Sea Crust // *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins – Beaufort Sea to Baja California*. Geol. Surv. U.S. Menlo Park, 1987.
19. Wannamaker P.E., Stadt J.A., Rejol A. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1987. V. 88. P. 277–296.
20. White N.C., Hedengvist J.W. Epithermal Gold Deposits: styles, characteristics and exploration // *Economic Geology*. 1995. N 23.

Поступила в редакцию 28 апреля 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*V.V. Mishin, A.G. Nurmukhamedov, S.P. Belousov*

### **Paleosuboceanic type of the Earth's crust in Northeastern Kamchatka**

This paper is based on complex geophysical investigations (seismic prospecting by the method of the converted waves, electrical survey by magnetotelluric sounding, gravity survey, magnetic survey) on the regional profile Lesnay settlement-Ossora settlement which crosses Kamchatka Peninsula near the Kamchatka neck. A brief characteristic is given of the methods of field work, information processing and interpretation. Sections basing on these methods and the summary geological-geophysical section are offered. Lithosphere's mantle and the Earth's crust layers are described, and their rock composition is estimated. The principal result of the work done was recognition of the unique structure of the eastern part of the territory through all the distinguished layers of the lithosphere. This resulted in recognition there of the paleosuboceanic type of the Earth's crust, i.e. suboceanic crust, whose sedimentary cover is transformed into a metamorphic basement. The character of juncture of paleosuboceanic crust with continental crust is rated as obduction obscured at the level of lithospheric mantle; the obduction being accompanied by collision in consolidated crust. Possible variants of the origin of paleosuboceanic crust are discussed, and the position of the interpolate boundary in the studied territory, the peculiarities of regional seismicity, possibilities of the use of the data obtained for specification of metallogenic zoning and assessment of oil and gas potential are analyzed.

**МЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВЫ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ: ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИХ СТРУКТУРЫ****П.Л. Неволин\***, **В.П. Уткин\***, **А.Н. Митрохин\***, **С.В. Коваленко\*\***, **Т.К. Кутуб-Заде\*\****\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток**\*\*ФГУП "Приморская поисково-съёмочная экспедиция", г. Владивосток*

Тектоническая позиция гранитных интрузивов мелового возраста на Юге Приморья определяется складчатými и разрывными деформациями, проявленными в образованиях, вмещающих массивы. Структурные рисунки самих массивов обусловлены также элементами складчатого и разрывного парагенезов. На примере Успенского массива показано, что в условиях пластичной среды такситовость и расслоенность гранитоидов организованы в псевдоскладчатые син- и антиформы, вытянутые в ВСВ направлении близпараллельно удлинению массивов. Эти структуры геометрически подобны складкам вмещающих пород, асимметричны и вергентны в направлении ЮВ. Точно такой же вергентный стиль свойственен и системе встречных надвигов. Хрупкие деформации проявлены в собственно сдвиговом структурном парагенезе, с которым связана локализация дайковой и жильной фаций. Весь комплекс складчатых и разрывных дислокаций, характерный для вмещающих образований и гранитоидов, обусловлен латеральным сжатием и левосдвиговым геодинамическим режимом. Приведенные данные свидетельствуют о значимом влиянии геодинамических условий: полей напряжений и доминирующих движений блоков, по крайней мере, на становление магматитов, а возможно и на весь процесс магматизма.

**Ключевые слова:** поля напряжения, структуры массивов, расслоенность, такситовость, тектоническое структурообразование, Приморье.

**ВВЕДЕНИЕ**

Современный палеогеодинамический анализ разнотипных магматических комплексов во многом базируется на их вещественных характеристиках. Вещественные характеристики нередко служат главными критериями распознавания субдукционных, коллизионных, трансформных и других обстановок структуризации литосферы. В то же время, тектоническая позиция и структура интрузивов (даже синтектонических) чаще рассматриваются как производные внутренней эволюции магматических очагов, причем, как правило, в режиме изостатического давления. Последнее обстоятельство следует признать лишь частным случаем пространственно-временных вариаций возникающих в литосфере полей напряжения. Внутренние структуры массивов представляют собой рисунки, образованные различными элементами, прежде всего расслоенностью, такситовостью, а также разрывами, жилами, дайками.

Наиболее распространенными из объясняющих причины структуризации расслоенных интрузивов

являются гипотезы, обобщенные М.М. Повилайтис [15]. В их рамках элементы структуры массивов рассматриваются как производные: ликвации магмы *in situ* [7], внедрения ранее ликвидированной магмы, конвекции, возникшей при движении расплавов, многократности инъекций расплава [30], метасоматоза [17], механизма образования колец Лизеганга [8], бестрещинного жилообразования. Обсуждаются и другие причины формирования структуры интрузивов, например, процессы внутрикамерной кавитации [2]. Однако есть данные, которые приводят к не очень распространенной точке зрения о явной зависимости структурной организации интрузивов от внешнего динамического (тектонического) фактора. Это нередкая дисконформность расслоенности интрузивов по отношению к их контактам, а главное, неоднократно замеченное соответствие образованного расслоенностью рисунка складчатым и разрывным структурам вмещающих пород. Если такое мнение оправданно, то структуры интрузивов, наряду со специфичностью вещественного состава, должны отражать типы глобальных и региональных геодинами-

ческих обстановок. Например, структурный рисунок коллизионных интрузивов, вероятно, должен, по сути, отвечать фронтальному динамическому воздействию, т.е. деформации содвига, расплющивания; структуры тел субдукционных комплексов – доминанте надвиго-поддвиговой динамики; а трансформных – главным образом сдвиговым типам деформирования. Следовательно, предметное изучение структурных рисунков интрузивов, пусть даже отвлеченное на первых этапах от интерпретации общей геодинамической обстановки, а ограниченное лишь характеристикой конкретных полей напряжения, имеет важное значение. В Сихотэ-Алине, как, впрочем, и во всем Дальневосточном регионе, по существу отсутствует систематизация сведений по ориентировкам элементов строения интрузивов. Однако такие данные, собранные с разной степенью детальности (в зависимости от обнаженности) содержатся во многих материалах геологического картирования. Следовательно, систематизация данного вида информации возможна, реально и сопоставление ее с типами стрессовой нагрузки, поскольку палеогеодинамическая обстановка этого региона достаточно хорошо изучена [20, 22]. Для изучения структурных характеристик выбраны массивы гранитоидов ранне- и поздне мелового возраста: Успенский, Бенеvской, Водопадненский, Огневский (рис. 1), как наиболее информативные объекты. Кроме того, их структуры в отличие от более древних не завуалированы поздними геологическими процессами. Массивы расположены в пределах Сергеевского блока (СБ) древних пород и в его ближайшем обрамлении.

В основу методики исследований тектонической позиции и структур массивов положен принцип динамического анализа закартированных разномасштабных наблюдаемых структурных парагенезов, обоснованный в работах [1, 6, 13, 20, 29, 32–35], в сочетании с собственными наблюдениями и статистическим анализом массовых замеров ориентировок слоистости, расслоенности, сланцеватости, такситовости, разрывов, жил, даек. Рабочие и приведенные в статье иллюстрационные диаграммы – главный инструмент статистического анализа – построены с применением сетки Ю.В. Вульфа (верхняя полусфера). Путем наблюдений изучались пространственные и временные соотношения между элементами парагенезов. Для характеристик направленности тектонических движений привлекалась статистика видимых разобщений, ориентировок штрихов и борозд скольжения. По положению определяющих тектоническую позицию интрузивов систем складок, встречающихся надвигов, сопряженных сдвигов устанавливались на-

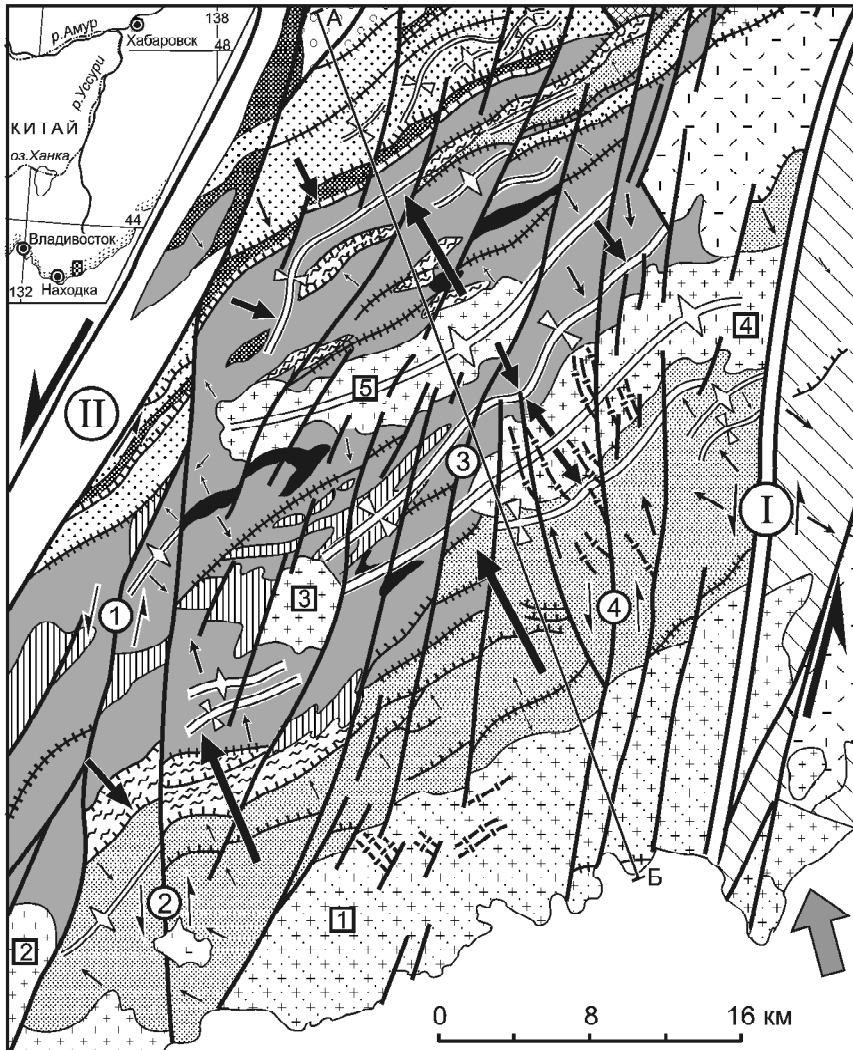
правления сжатия и растяжения, исходя из известных закономерностей деформационных рисунков расплющивания; чистого и простого сдвигания и др.

## НАБЛЮДЕНИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ

### Тектоническая позиция интрузивов (структуры вмещающих образований)

К образованиям, вмещающим характеризующиеся меловые массивы, как уже отмечалось, относятся древние интрузивно-метаморфические породные комплексы Сергеевского блока, терригенные отложения, расположенные в его обрамлении (рис. 1). В строении СБ участвуют следующие разноформационные комплексы: авдокимовский (раннепротерозойский) – метаморфиты амфиболитового типа; сергеевский, наиболее распространенный (раннепротерозойский) – оргоморфиты габбро-диоритового состава; партизанский (позднерифейский) – плагиограниты; таудеминский (кембрийско-ордовикский) – плагиограниты; петушковский (пермский) – гранит-плагиограниты. В блоке, в виде узких полос, и в обрамлении блока закартированы выходы олистостромовых толщ ранне-позднеюрской вангоуской и киевской серий и пермских осадочных и вулканогенно-осадочных отложений (ястребовская, чандалазская, сицинская свиты). Контрастный вещественный состав СБ считается результатом длительной многоактной анатектоидно-метаморфической дифференциации мафического субстрата [4, 9, 10]. Продуктами ее являются, возможно, и меловые интрузивы. Анатексис синхронизируется с тектоническим структурированием, предопределившим позицию гранитных массивов мелового возраста. Существует несколько представлений о тектонической обстановке структурной эволюции СБ. Считается, что СБ, возникший как результат дезинтеграции мафической коры, причленился к континентальной окраине в результате обдукции [9, 10] или синсубдукции [26]. Есть представление, что субстрат СБ испытал веерное выжимание в сводовую часть Сергеевско-Украинского горста [23]. Тектогенез проявился в разгнейсовании и мигматизации пород [3, 4, 11, 18]. Очевидно, что проявленные в пределах СБ и его обрамления складки, имеющие прямое отношение к локализации меловых магматитов, являются следствием пред- или сингранитных фаз тектогенеза [14].

Проведенный анализ показал, что многие структурные элементы в пределах СБ линейризованы. Линейризация выражена в директивной ориентировке разноранговых структурных элементов – ВСВ (50–60°), близпараллельной в плане удлинению СБ. На мегауровне – это упорядоченность в указанном на-



**Рис. 1.** Тектоническая позиция гранитоидных массивов мелового возраста среди древних пород Сергеевского блока и его обрамления.

1 – плагиобазальты (шуганская свита); 2 – туфо-ингимбритовые покровы риолитов (богопольская свита); 3–6 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения: континентальные, угленосные и прибрежно-морские осадки юрско-раннемелового возраста (3), олистостромовые образования позднечуковского-раннемелового возраста (4), олистостромовые образования ранне-позднечуковского возраста с олистолитами пермских и триасовых кремней и базальтов (вангоуская серия) (5), осадочные флишеидные карбонатно-терригенные и вулканогенно-осадочные отложения пермского возраста (6); 7–9 – протерозой-раннепалеозойские интрузивно-метаморфические комплексы: 7 – авдокимовский – амфиболиты, в т.ч. гранатовые, плагио- и гранат-кварц-альбитовые гнейсы, кальцифиры, 8 – сергеевский – амфиболиты, габбро-амфиболиты, габбро-гнейсы, диорито-гнейсы, мигматиты, 9 – таудеминский – плагиограниты, гранодиориты, гнейсо-граниты; 10 – петушковский – плагиограниты, граниты, лейкограниты, гранодиориты (пермь); 11 – успенский комплекс гранодиорит-плагиогранитного состава альбеноманского возраста (массивы: 1 – Успенский); 12 – приморский комплекс гранодиорит-гранитного состава турон-сантонского возраста; 13 – лазовский комплекс гранит-лейкогранитного состава маастрихтского возраста, массивы: Краковский (2), Огневский (3), Беневской (4), Водо-

падненский (5); 14 – дайки основного, среднего, кислого состава мел-палеогенового возраста; 15 – направления преимущественного падения крыльев синформ и антиформ; 16 – оси синформ и антиформ; 17 – разрывные структуры сжатия – надвиги, взбросы, сопровождающиеся зонами динамокластов, милонитов; 18 – зоны динамокластов с неясными направлениями падения и перемещения; 19 – зоны зеленосланцевого метаморфизма (шайгинский комплекс), сопровождающиеся зонами динамокластов надвиговой природы; 20 – главные разломы (сдвиги): I – Центральный Сихотэ-Алинский, II – Партизанский; 21 – разломы-сдвиги первого (а) порядка: 1 – Ратный, 2 – Краковский, 3 – Кирилловский, 4 – Каменистый, второго-четвертого порядков (б); 22 – направление регионального сжатия; 23 – направление региональных сдвиговых смещений; 24 – линия разреза (рис. 2).

правлении длинных осей крупных и дайкоподобных тел метагабброидов и гранитоидов. Отражением упорядоченности этого ранга, вероятно, является резко дифференцированный характер гравитационного и магнитного полей с частыми высокоградиентными аномалиями ВСВ простирания. На макроуров-

не – это направленность крупных и дайкоподобных тел метагабброидов и гранитоидов, что отражает рисунок резко дифференцированного гравитационного и магнитного полей с частыми высокоградиентными аномалиями ВСВ простирания. На микроуровне – наблюдаемое в обнажениях «слоистое» чередование



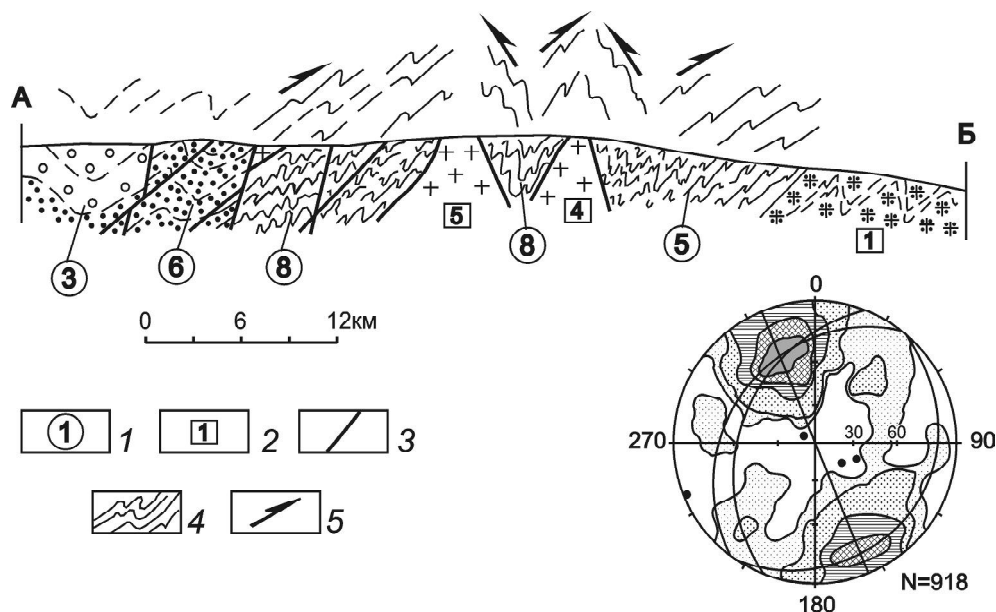
(0,5–50 см) амфиболитовой меланосомы и плагиоклазовой лейкосомы [18]. На микроуровне выражена такситовость – ориентированность длинных осей кристаллических агрегатов.

**Складчатые структуры СБ.** Проведены картографический и статистический анализы пространственного положения линейаризированных элементов – полосчатости и гнейсоватости. Последний основан на 918 полевых замерах ориентировок, равномерно распределенных на площади СБ.

На рис. 1 обозначены направления (крупные и мелкие стрелки) и участки (длина стрелок) преимущественно одностороннего падения полосчатости и гнейсоватости. Эти участки трактуются нами как фрагменты крыльев крупных и мелких син- и антиформ. Трактовка основывается на следующих моментах. Длина стрелок показывает, что крылья структур, обращенные к СЗ, в 1,5–2 раза шире, чем обращенные к ЮВ. Близкое соотношение (1:1,5–2) сохраняется и между количествами полюсов полосчатости в главных максимумах (рис. 2). Эти максимумы отражают доминирующую ориентировку крыльев складок. Положение максимумов свидетельствует о том, что северо-западные крылья складок на 15–20° положе юго-восточных. Большая ширина и более высокая частота встречаемости северо-западных крыльев, а также меньшая степень крутизны их залегания в противовес юго-восточным указывают на тесно сжатый асимметричный тип складчатости, отражающий юго-восточную вергенцию геомасс (рис. 2, разрез). Анализ указывает на наличие не менее четырех порядков складок: крупных – 1-го и 2-го порядка, установленных на мелкомасштабных картах, и мелких – 3-го и 4-го, соответственно, расшифрованных при анализе частных разрезов и наблюдаемых в коренных обнажениях. Наиболее крупные син- и антиформы обозначены на рис. 1 и 2. Две из них интерпретируются как магмолокализирующие структуры, вмещающие Беневской и Водопадненский позднемеловые гранитные массивы. По наблюдениям, мелкие складки геометрически подобны крупным, но имеют конвергентный, встречный тип асимметрии (рис. 2). Замки складок, в целом погружаясь в СВ направлении, ундулируют согласно расположению на диаграмме (рис. 2) поясов полосчатости и выходов их осей. Ундуляция складок подчеркивается конфигурацией расплюснутых, иногда до пластообразных, тел разгнейсованных фанерозойских гранитоидов, которые вовлекались в последующие циклы складчатости [14]. Крупная антиформа, сложенная вангоуской серией, в обрамлении СБ контролирует формирование альб-сеноманского Успенского массива. Складки

высоких порядков, осложняющие эту антиформу, характеризуются тесно сжатыми формами с крутым (до 60–80°) падением крыльев. Ширина наиболее крупных из них составляет от 0,5 до 1,5 км. Формы асимметричны, вергентны, главным образом, в юго-восточном направлении (рис. 1, 2). Характерно, что по стилю асимметрии (вергентности) складки, обрамляющие Успенский массив, очень близки по формам к складкам, развитым в СБ. Однако примечательно, что степень сжатия складок в обрамлении СБ ниже, чем в самом СБ. Это, вероятно, указывает на неоднородность складчатых деформаций.

**Разрывные структуры.** Проявленные в пределах СБ и его обрамлении дизъюнктивы относятся к структурам сжатия, скола и растяжения. Разрывы сжатия – надвиги, взбросы и надвиго-взбросы – по существу являются прямым деформационным продолжением складчатости в условиях меридионального латерального сжатия. Они представлены зонами рассланцевания, нередко милонитов, бластомилонитов и динамокатаклазитов. Нередко с ними одинаково ориентированы и зоны зеленосланцевого метаморфизма [5]. Надвиги и взбросы, как правило, имеют однополярную с соответствующими крыльями складок ориентировку, тем самым образуют асимметричную систему встречных надвигов. Поэтому в надвиговых системах сохраняется тот же тип асимметрии, а следовательно и характер вергентности, что и в складчатых формах. Соответственно можно говорить о тесном геодинамическом родстве пликативов и надвиго-взбросовых структур. Разрывы сжатия, как и складчатость, имеют прямое отношение к контролю магматических образований. По существу, многие контакты интрузивов, локализованных в ядрах антиформ, осложнены надвигами и взбросами. Структуры скола представлены, главным образом, левосторонними крутопадающими сдвигами ССВ направления (преобладают) и правосторонними СЗ-ЗСЗ сдвигами. С теми и другими сдвигами сопряжено формирование структур растяжения – раздвигов и сбросов. Наиболее крупные разломы: Центральный Сихотэ-Алинский и Партизанский – левосторонние сдвиги – достаточно полно охарактеризованы в литературе [3, 20, 22]. Первый из них ограничивает СБ с востока, второй смещает участки блока на амплитуды в несколько десятков километров (рис. 1). Кроме них, картированы левосторонние сдвиги первого порядка: Ратный, Краковский, Кирилловский, Каменистый, которые характеризуются амплитудами смещений от одного до нескольких километров, а также второго-четвертого порядков с амплитудами до нескольких сотен м. Сколы СЗ направления представлены, главным об-



**Рис. 2.** Силь складчатых форм в образованиях Сергеевского блока древних пород и его обрамления (схематический разрез по линии АБ, см. рис. 1).

1–2 – номера условных обозначений на рис. 1 (1 – комплексы пород, 2 – названия гранитоидных массивов); 3 – разрывные нарушения: надвиги и сдвиги; 4 – формы складок и псевдоскладок в габброидах (8), в породах вангоуской серии (5); 5 – направление тенденции движения (вергентности) геомасс. Диаграмма ориентировки полосчатости в габброидах, дуги больших кругов – пояса полосчатости, точки – выходы осей поясов на верхнюю полусферу.

разом, малоамплитудными и непротяженными правосторонними сдвигами также второго-четвертого порядков, которые, как правило, пространственно ограничиваются левосторонними. Сколы СЗ направления нередко трансформированы в структуры растяжения, по которым прошли сбросовые подвижки. Структурами растяжения контролируются дайки, а также один из массивов (Огневский) гранитоидов поздне мелового лазовского комплекса (рис. 1).

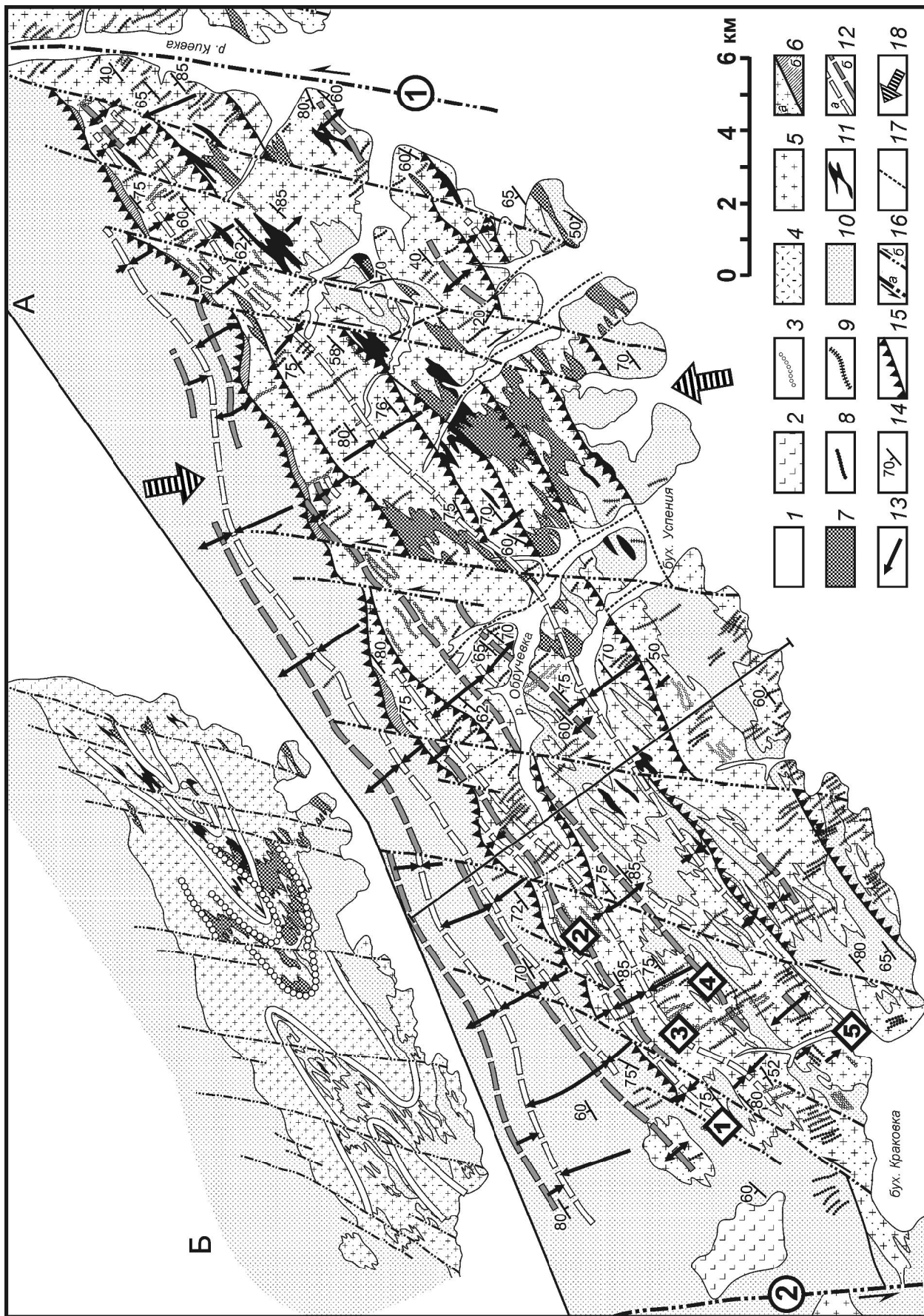
Композиция складчатых и разрывных структур представляет собой типично сдвиговый парагенез, сформированный в условиях ССЗ регионального сжатия [20]. При этом складки и надвиги ориентируются нормально, а сдвиги – косо к вектору сжатия. Все элементы парагенеза определяют тектоническую позицию меловых гранитоидов.

**Структуры раннемелового Успенского гранитоидного массива**

*Общая характеристика Успенского массива.*

Массив расположен южнее СБ в антиформе ССВ направления, сложенной олистостромовыми образованиями кривинской (P<sub>2</sub>-J<sub>3</sub>) серии. Восточный фланг массива обрамлен серией сдвигов (сателлитов Центрального Сихотэ-Алинского разлома), с запада массив ограничен Ратным разломом меридионального

направления (рис. 3). Приведенные в отчете ГДП-200 (Коваленко и др., 1995 г.) значения плотности гранитоидов варьируют от 2,77 до 2,6 г/см<sup>3</sup>. По разноуровневой интерпретации (по Канонец С.Н.) полей силы тяжести и магнитного поля, подошва Успенского массива занимает горизонтальное положение на глубине 4,5 км от поверхности. Однако вследствие небольших различий плотности гранитоидов и подстилающих их габброидов (2,8 г/см<sup>3</sup>) подошва может быть и изогнутой, согласной, например, с конфигурацией вмещающей массив антиформы. Массив содержит многочисленные (по сравнению с другими массивами) обособления вмещающих пород. Специфично для него и большое разнообразие фациальных и фазовых гранитоидных разностей. Выделяются три фазы гранитообразования. Первая (основная) фаза мелагранитов слагает более 95 % объема массива, вторая представлена лейкогранитами, а наименее распространенная третья – преимущественно жильными спессартитами. К первой фазе отнесены расчлененные образования, состоящие из мелагранитов (более 60 %), биогитовых гранитов, мусковит-гранатовых и лейкократовых гранитов, а также гибридных гранодиоритов. Все перечисленные фации образуют тела, иногда с неясными контактами, вытянутые в ВСВ направлении. В основных типах пород первой



фазы ярко выражена такситовая текстура, обусловленная ориентированным расположением чешуек биотита и крупных порфиридных выделений плагиоклаза. В отдельных местах породы содержат округлые шпиропоподобные включения (размером от 1 см до 2 м) мафического состава с высокими содержаниями биотита. Их считают либо реликтами дебазифицированных пород гетерогенного субстрата [19], либо относят к автолитам [25]. Вторая фаза представлена жилами (до 50 см), реже – телами изометричной и линейной формы (0,1–3,0 км<sup>2</sup>) лейкогранитов и пегматитов, гранодиорит-порфиоров. Пегматиты ассоциируют с лейкогранитами, слагая в единых телах и жилах центральные или краевые части вдоль элементов расслоенности. Простираение жил пегматитов преимущественно восток-северо-восточное, реже – близмеридиональное, углы падения СЗ и ЮВ жил 40–60°. И.А. Тарарин [19] отмечает зональное строение жил. Краевые части их представлены лейкократовым и аплитовидным гранитом с субпараллельными контактам цепочками мелких зерен граната, биотита и других минералов. В середине развит темно-серый кварц или крупнозернистый пегматит. В пегматитах присутствует андалузит – возможно, признак высоких давлений. Третья фаза – специфические жильные (мощность жил 0,5–5 м) образования лампрофирового ряда, отнесение которых исключительно к этой фазе в известной мере проблематично. Жилы лампрофиров распространены и в обрамлении массива. Направление этих жил преимущественно северо-западное, как и ряда лейкогранитных жил второй фазы. Успенские гранитоиды моложе верхнеюрских (титон) отложений вангоуской серии и сами прорываются дайками, предположительно, сеноманского возраста и маастрихтскими гранитами лазовского комплекса. Возраст (K/Ar) биотита, мусковита и калишпатов из гранитоидов определяется осредненным значением – 124 млн лет. Совокупный структур-

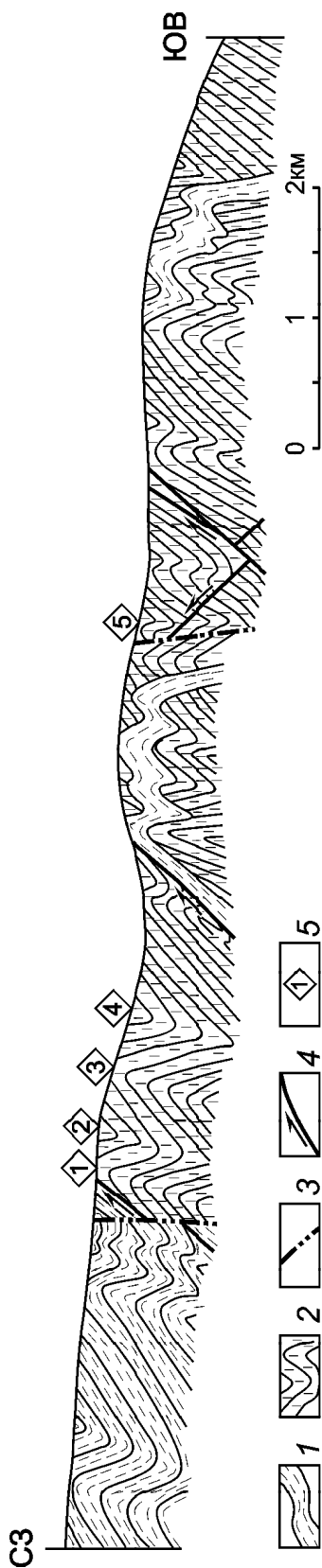
ный рисунок Успенского массива (рис. 3, 4, 5) в плане и разрезе образован тремя основными элементами: цепочками более древних осадочных пород, такситовостью и расслоенностью гранитоидов, а также жилами и дайками.

**Структуры, образованные останцами вмещающих пород.** Останцы осадочных пород и древних габброидов вытянуты в ВСВ направлении, образуют в плане рисунок, аналогичный рисунку складчатости, в которую смяты слои кривинской серии севернее массива (рис. 3). Контакты останцов имеют пилообразную форму, близконформную проявленным в них мелким складкам. Создается впечатление, что граниты локализовались в сводовой части антиформы сообразно дополнительным, относительно крупным и мелким складкам вмещающих образований. Рабочие диаграммы показывают, что ориентировки осадочных слоев в останцах и вне массива идентичны (поэтому этот момент иллюстрируется одной диаграммой, см. рис. 5 а). Идентичность этих ориентировок, на наш взгляд, свидетельствует о том, что внедрения магмы не произвели сколько-нибудь заметного динамического воздействия на вмещающую среду, иначе останцы были бы переориентированы. Примечательно, кстати, и сходство (в плане) конфигураций тел второй фазы и складок во вмещающих породах и цепочек останцов (рис. 3 Б). Поэтому каркас вмещающих складчатых структур, во многом определяющих тектоническую позицию и структуру интрузивов, можно рассматривать как пассивный, хотя и важный фактор их структурной организации.

**Структуры, образованные такситовостью и расслоенностью.** Становление гранитоидов происходило, вероятно, синхронно со складкообразованием или с небольшим отставанием во времени в условиях воздействия того же сжатия. В этом плане обращают на себя внимание структуры, образованные

**Рис. 3.** Структурная схема Успенского массива (А). Псевдоскладчатые структуры, образованные останцами вмещающих пород – белый контур и гранитоидами второй фазы – кружковый контур (Б).

1 – четвертичные отложения; 2 – миоценовые базальтоиды шуфанской свиты; 3 – палеогеновые дайки габбродиоритов, базальтов, андезитов; 4 – позднемаастрихтские риолитовые покровы богопольского комплекса; 5 – граниты лазовского комплекса; 6 – граниты, мелаграниты 1-й фазы Успенского комплекса (а), краевая фация (гранит-порфиры) 1-й фазы (б); 7 – граниты и лейкограниты 2-й фазы Успенского комплекса; 8-9 – жильные и дайковые обособления 3-й фазы: 8 – кислого, 9 – среднего и основного составов; 10 – терригенные, фрагментами сланцеватые породы вангоуской серии (P<sub>2</sub>-J<sub>3</sub>), образованные по ним сланцы шайгинского комплекса; 11 – метагабброиды протерозойского сергеевского комплекса; 12 – оси псевдоскладок, образованные элементами расслоенности: синформ (а), антиформ (б); 13 – участки устойчивой ориентировки элементов расслоенности в гранитах, слоев терригенных пород (крылья син-антиформ), стрелки указывают направления падения этих элементов; 14 – элементы ориентировки расслоенности слоев осадочных образований; 15 – надвиги, взбросы; 16 – сдвиги: а – первого порядка (Центральный Сихотэ-Алинский разлом (1), Ратный разлом (2)), б – второго порядка; 17 – разрывы предполагаемые; 18 – направление регионального сжатия.



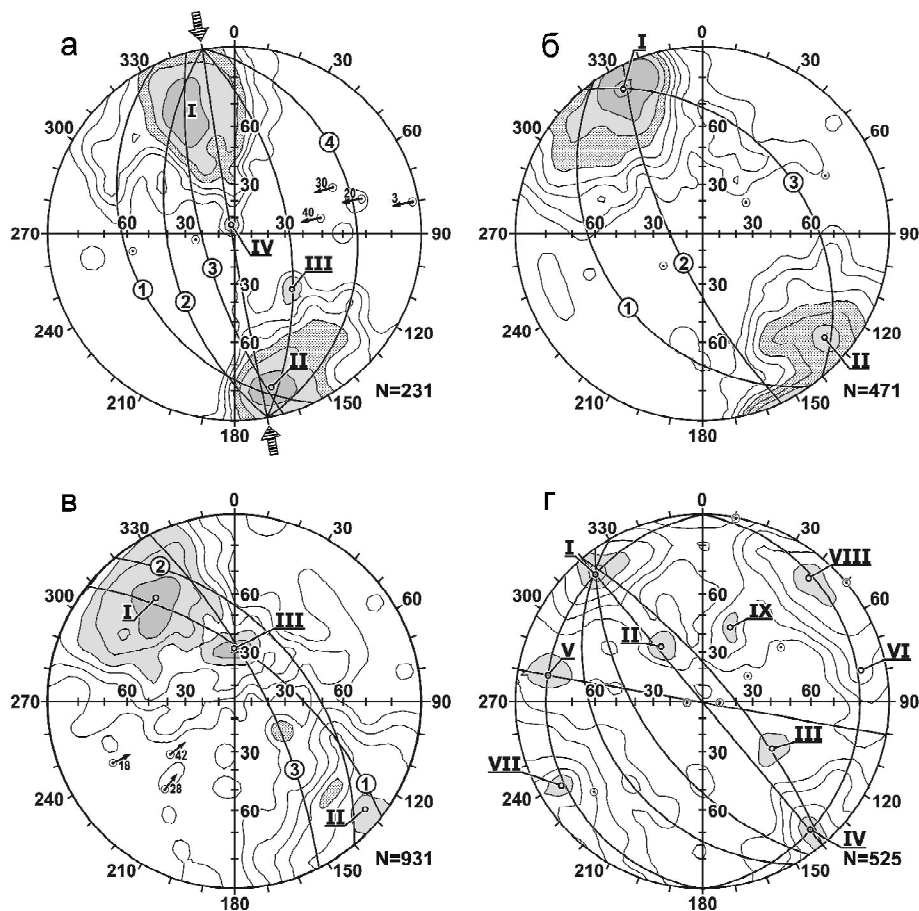
**Рис. 4.** Стилль складчатости в породах вангоуской серии и псевдоскладчатости, образованной раслоенностью в гранитоидах Успенского массива (линию разреза см. на рис. 3).

1 – складки в породах вангоуской серии (в т.ч. и в их обособлениях среди гранитоидов); 2 – псевдоскладки, образованные элементами раслоенности гранитоидов (вертикальные штрихи – такситовость); 3–4 – разрывные нарушения (3 – сдвиги, 4 – надвиги); 5 – номера псевдоскладок (см. рис. 3).

такситовостью, элементами раслоенности. Такситовость наиболее ярко выражена в упорядоченной ориентировке биотита, роговой обманки и плагиоклазов, характерной, главным образом, для первой и, частично, второй фаз гранитообразования.

Можно выделить кристаллизационную и катаклическую такситовость. Первая возникла во время кристаллизации пород. Вторая связана с появлением едва заметной ромбической трещиноватости кливажного типа в консолидированных фрагментах среды, при которой в ромбиках, образованных сочетанием двух пересекающихся систем частых трещин, выбиваются уже раскристаллизованные темноцветы. В полевых условиях отличить один вид такситовости от другого затруднительно. Наблюдаются плоскости, к которым тяготеют скопления вытянутых кристаллов. Доминирующие концентрации полюсов плоскостей такситовости обозначены максимумами I и II, расположенными в противоположных северо-западном и юго-восточном секторах диаграммы (рис. 5 б). Они соответствуют ориентировкам падения: ССЗ ( $320\text{--}330^\circ$ ) и ЮЮВ ( $150\text{--}170^\circ$ ) под углами  $60\text{--}80^\circ$ . Максимумы, отражающие пологие падения такситовости, редки и малоинтенсивны. Длинные оси кристаллических обособлений ориентированы в направлении, близком к удлинению массива по азимуту  $75\text{--}80^\circ$  с погружением в восточном направлении, а средние оси агрегатов погружаются под крутыми, почти вертикальными углами к юго-востоку и северо-западу. Соответственно, короткие оси падают полого ( $5\text{--}10^\circ$ ) в направлениях максимумов I и II –  $350\text{--}340^\circ$  и  $170\text{--}160^\circ$ . Положение максимумов полюсов плоскостей такситовости отвечает ориентировкам элементов деформации расплющивания при фронтальном воздействии главного (максимального) сжатия –  $340\text{--}350^\circ$ . При этом длинные оси кристаллоблоков отвечают положению оси максимального растяжения.

В отличие от такситовости квазиритмично проявленная раслоенность выражена полосами темноцветных минералов, вытянутыми слоевидными обособлениями магматитов разных фаций, а также однофациальными, но разнозернистыми телами. Иногда проявлена милонитизация, параллельная раслоенности. Раслоенность имеет несколько более пологие, чем такситовость, домены ориентировок, вероятно, в связи с нарастанием степени вязких и хрупких свойств среды (максимумы I и II на рис. 5 в). Кроме того, на диаграмме обозначились несколько максимумов полюсов, характеризующих участки пологого падения раслоенности (рис. 5 в). Наиболее крупный из них – максимум III. Максимумы I, II, III и ряд более мелких объединяются рядом поясов, сви-



**Рис. 5.** Диаграммы (верхняя полусфера) ориентировки основных структурных элементов: а – слоев пород кривинской серии (вмещающие образования), б – плоскостей такситовости в гранитоидах, в – расслоенности и сланцеватости, г – разрывов.

Изолинии проведены для концентраций 0,38-0,79-1,27-2,06-3,33-5,39%. Дуги больших кругов – пояса полюсов основных структурных элементов; кружки с точками – выходы осей полюсов; стрелки – направление погружения шарниров складок и псевдоскладок, цифры у стрелок – углы погружения; римские цифры – номера максимумов (пояснения в тексте). Большие стрелки – направление регионального сжатия.

детельствующих о возможном наличии псевдоскладчатых син- и антиформ расслоенности, шарниры (стрелки на диаграмме) которых преимущественно погружаются в восток-северо-восточном направлении. Поскольку генезис складчатых структур не вполне ясен, здесь и далее структуры, образованные элементами расслоенности, мы называем псевдоскладками. Выходы шарниров и псевдоскладок совпадают с выходами осей поясов, расположенных в юго-западном секторе диаграммы. Этот вывод подтверждается пространственным анализом замеров ориентировок расслоенности, проведенным на детальных маршрутных картах масштаба 1:25 000. Анализ позволил выделить ряд крупных и мелких син- и антиформ. На карте массива и разрезе (рис. 3, 4) основные псевдоскладки обозначены цифрами 1-5. Наиболее протяженные из них (4, 5) прослеживаются через весь массив в направлении, близком к его удлинению, на расстояние до 20 км, менее крупные (1, 2) – на расстояние до 5 км. Мелкие – представляют собой осложняющие структуры или, возможно, фрагменты других, более крупных, которые не нашли на карте своего продолжения из-за недостаточной обнаженности. Ширина складок составляет от

нескольких сот метров до 1–2,5 км. Характерной особенностью является увеличение ширины складок к центру массива. Псевдоскладки асимметричны, что хорошо видно по длине стрелок, которые фиксируют участки монотонного падения расслоенности, отражая ширину крыльев псевдоскладок в плане (1-5, рис. 3). Стрелки крыльев обратной – юго-восточной – полярности, обращенных к северо-западу, в 1,5–2 раза длиннее стрелок крыльев, обращенных к юго-востоку точно так же, как и в случае складчатости вмещающих пород. Стиль псевдоскладчатости отражен на схематическом разрезе Успенского массива (рис. 4). Это же видно и по различию положений по углам падения и интенсивности главных максимумов на диаграммах ориентировок расслоенности (рис. 5 в). Асимметричность псевдоскладчатости указывает на ее вергентный тип, весьма сходный с охарактеризованным выше стилем складчатости, проявленной во вмещающих интрузивы образованиях. Это обстоятельство можно интерпретировать как свидетельство идентичности силовых нагрузок, в условиях которых формировались те и другие складчатые формы. На фоне доминирующей упорядоченности ориентировки линейаризованной расслоенности имею-

щие место другие эффекты расслоения, проявленные в виде оваловидных шпиров, линз и других типов обособлений, которые можно отнести к следствиям саморазвития магматического очага, носят подчиненный характер. Следовательно, можно сделать вывод об определяющем влиянии внешней стрессовой нагрузки на образование внутреннего псевдоскладчатого структурного рисунка Успенского гранитоидного массива. Тип нагрузки отвечает направленности регионального сжатия, близнормально ориентированного к псевдоскладкам.

**Структурные рисунки, обусловленные разрывными деформациями.** Дальнейшая реализация сжатия в условиях хрупкопластической среды проявилась в виде образования надвигов и взбросов ВСВ направления, а затем и лево- и правосторонних сдвигов, с сопутствующим им комплексом разрывных дислокаций. Надвиги и взбросы нередко сопровождаются расщеплением, милонитизацией. Наиболее протяженные из них прослеживаются на 10–20 км. Концентрация полюсов надвигов и взбросов дают примерно такие же по положению на диаграмме максимумы I, II, III (рис. 5 г), как и элементы псевдоскладчатости. Однако надвиговые и взбросовые структуры в одних случаях развиваются по направлениям элементов расслоенности, в других – пересекают ее под очень косыми углами. Надвиги и взбросы образуют такую же, как и в СБ сопряженную, вергентную к ЮВ систему «встречных» надвигов. Несколько отставая от надвигов во времени, проявились левосторонние и правосторонние сдвиговые дислокации соответственно ССВ и СЗ направлений, образовавшие систему сопряженных сколов по типу деформации чистого сдвига с ориентировкой главного сжатия по биссектрисе острого угла между ними. Их максимумы на соответствующей диаграмме – V, VI, VIII (рис. 5 г). Наибольшее развитие получили левосторонние сдвиги. Смещения по ним происходили до, после и во время становления массива. Наиболее крупные из них, Центральный и Ратный разломы, ограничивают массив с флангов. Более мелкие сдвиги из отраженных на карте пересекают его на узкие блоки с примерно равным шагом до 2–3 км и ступенчато смещают междвиговые блоки на амплитуду от 0,2 до 1 км. Сколы СЗ направления представлены, главным образом, малоамплитудными и непротяженными правосторонними сдвигами, которые, как правило, ограничиваются левосторонними. Однако концентрации полюсов этих разрывов образовали наиболее значимые максимумы III и IV (рис. 5 г). Структуры растяжения, также как и правосторонние сдвиги, имеют северо-западное простирание и, как правило, являются опережающими по отношению к

левосторонним сдвигам и ограничиваются ими в пространстве. Ориентировка разрывов этого динамокинематического типа отражена положением максимумов VI и, частично, VII (рис. 5 г). На них наиболее ярко выражена сбросовая тектоническая штриховка. Именно эти разрывные системы вмещают дайковые тела третьей магматической фазы, а также жильные образования, несущие рудную нагрузку.

### Структуры позднемеловых гранитоидных интрузивов

Позднемеловые (маастрихт) Беневской, Водопадненский, Краковский и др. интрузивы лавовского гранит-лейкогранитного комплекса занимают такую же, как и Успенский массив, позицию (концентрируясь в ядрах антиформ Сергеевского блока). Все массивы по геофизическим данным бескорневые, за исключением Огневского, который реализован, вероятнее всего, в структуре сосдвигового растяжения. Глубина залегания массивов, по данным гравиметрии, не превышает 3,7 км. Возраст комплекса определяется уверенно как маастрихт, по геологическим данным, а также калий-аргоновым методом (60–70 млн лет). За исключением Беневского, массивы не имеют столь ярко проявленной, как в Успенском, разнородности внутренней структуры. В них не установлены включения останцов более древних пород. Несмотря на характерное для всех четырехфазное развитие, они сложены в основном биотитовыми гранитами первой фазы (более 95 % объема). Однако (правда весьма фрагментарно, ввиду недостаточной обнаженности) картируется та же, что и в Успенском массиве, нормальная к региональному сжатию ВСВ ориентировка линзовидных и слоевидных обособлений второй, лейкогранитной фазы, тяготеющих к крайним частям массивов, а также псевдослои разной степени раскристаллизации. На границах разных фаций наблюдались обособления такситовых выделений кристаллоагрегатов биотита и ряда других минералов. Есть данные, свидетельствующие о наличии мелких син- и антиформ, образованных, как и в Успенском массиве, элементами расслоенности. В вертикальных разрезах Краковского массива наблюдались уплощенные выделения аплитов ВСВ направления пологой дугообразной формы, сопровождаемые закономерными системами крутых, квазикливажных трещин, наклонных к замкам дуг. Это можно интерпретировать как эффект того же близмеридионального сжатия. Породы 3-ей – 4-ой фаз представлены дайками кислого, среднего и основного состава, ориентированными преимущественно в СЗ направлении. Они выполняют струк-



туры растяжения, расположенные преимущественно вдоль СВ левых сдвигов, рассекающих массивы. Структуры растяжения ориентированы нормально к удлинению массивов и близпараллельно региональному сжатию. Следовательно, раздвиговые структуры так же, как и в Успенском массиве, образованы в условиях хрупких и хрупко-пластических деформаций и входят в системы сдвиговых дислокаций. То есть получается, что несинхронные ранне- и поздне меловые массивы, находящиеся в близких динамических условиях (направление сжатия не менялось), в ходе становления проходят несколько одинаковых тектонических стадий, формирующих их внутреннюю структуру. Структурное выражение стадий по существу идентично. Следовательно, можно говорить о распространённости тектонических и реологических причин формирования внутренних структур массива.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ тектонической позиции ранне- и подне меловых гранитоидных интрузивов, расположенных на Юге Приморья, показывает, что они локализованы преимущественно в антиформах, проявленных во вмещающих образованиях. Статистическими анализами массовых замеров ориентировок элементов структуры и анализом карт, зарисовок, планов и т.д. устанавливается, что расслоенность рассмотренных интрузивов организована в псевдоскладчатые формы, отвечающие по форме характеру вергентности, ориентировкам пластических деформаций осадочных образований, вмещающих гранитные массивы. При этом ориентировки такситовости отвечают положению кливажных элементов, образующихся в условиях деформации расплющивания при формировании складчатых систем под воздействием латерального сжатия. Элементы расслоенности не конформны контактам массивов ни в плане, ни в разрезе, что вполне обоснованно исключает динамические ситуации, охарактеризованные Ф.А. Летниковым и др. [12], М.М. Повилайтис [15] и др., при которых главное инициирующее энергетическое воздействие возникает при внедрении магмы и (или) эволюции расплава в ходе становления интрузивов. Отсутствие эффективного силового момента со стороны магмы подтверждается тем обстоятельством, что останцы осадочных пород в Успенском массиве близки по ориентировке и структурной организации с осадочными породами вне массива. Следовательно, «энергетики» магмы оказалось недостаточно даже для изменения первичного положения осадочных останцов, которые зачастую весьма невелики. Важно отметить, что псевдоскладчатые структуры расслоеннос-

ти (в первую очередь Успенского массива) и складки вмещающих образований, по-видимому, нельзя считать конформными, несмотря на принципиальное геометрическое сходство тех и других. Об этом свидетельствует противоположность пологих падений среднестатистических шарниров (стрелки на диаграммах) псевдоскладок расслоенности и складок в останцах пород вангоусской серии (рис. 5 а, в). Другими словами, вполне оправданно искать основные причины формирования столь упорядоченной расслоенности в динамике внешнего силового воздействия. Тектогенез, охвативший период становления ранне- и поздне меловых массивов, характеризуется доминантой левосдвигового геодинамического режима и близмеридионального сжатия в мезозое–кайнозое на Восточно-Азиатской континентальной окраине [20, 36]. Также установлено, что развитие структурного парагенеза сдвиговых дислокаций проходит несколько стадий: складчатые, складчато-надвиговые, надвиговые, надвиго-сдвиговые, сдвиго-раздвиговые, в зависимости от последовательной смены реологических свойств среды (пластичные – упругие – хрупкие). Похожие стадии развития структурного рисунка характерны, по-видимому, и для интрузивов, выраженные в образованиях такситовости и расслоенности, синхронной или последовательной по отношению к организации псевдоскладок, хрупкого парагенеза надвиговых и сдвиговых дислокаций.

Однако, если механизм хрупких деформаций, контролирующих магматиты поздних стадий второй фазы и третьей фазы Успенского и, соответственно, завершающих становление других массивов, достаточно понятен (он охарактеризован выше), то механизм псевдоскладчатых форм расслоенности далеко не ясен. Традиционно постулируется, что в условиях расплава давление, а, следовательно, и силовое поле должны иметь изостатический характер, т. е. не иметь никакой векторной направленности. Однако есть исследования, результаты которых свидетельствуют о том, что при частичной насыщенности расплава продуктами твердой фазы, анизостатичность при пульсационности передачи сжатия возможна. Согласно экспериментальным данным и натурным наблюдениям, в расплаве, содержащем не менее 70% кристаллической фазы, под действием сжатия могут образовываться тангенциальные нагрузки, трещины, расширяющиеся, в свою очередь, под давлением расплава [31]. Так, М. Райнер [16] обосновывает экспериментально, что в условиях ньютоновской жидкости могут передаваться касательные тангенциальные напряжения при превышении их величиной предела текучести. В нашем случае – это должны быть каса-



тельные-надвиговые напряжения (системы встречных надвигов), которым отвечают ориентировки элементов расслоенности, что видно из сравнения диаграмм (рис. 5 в, г). Разброс надвиговых максимумов (I, II, III) по углам падения дает значительный секторный веер, отвечающий, в свою очередь, положению элементов складчатых и псевдоскладчатых форм. Становление расслоенности под воздействием надвиговых тангенциальных напряжений происходило на фоне, видимо, постоянной тенденции левостороннего сдвигания, причем в условиях явно пластичной среды. При этом пластичные элементы расслоенности, согласно статистическому анализу, оказались развернутыми относительно складчатых структур жестких вмещающих образований, а следовательно, и относительно планарной нормали к вектору регионального сжатия на  $15\text{--}25^\circ$  влево. Это видно из сравнения ориентировок погружений осей поясов на диаграммах (рис. 5а, в). Другими словами, разница в направлениях расслоенности магматитов и осадочных слоев статистически заметна, хотя зартированные ориентировки расслоенности и слоев осадочных пород по существу совпадают. Факт различия между "статистикой" и картированием объясняется тем, что осадочные образования смещены ступенчато по весьма частой серии сдвигов, происходивших (в условиях хрупкой среды, по сравнению с вязкой магмой) без момента сосдвигового разворота. Не совсем ясно временное соотношение такситовости и расслоенности. По логике, кристаллизационная такситовость возникает ранее расслоенности, а катакластическая такситовость – синхронно и позднее. Следовательно, эффекты деформации расплющивания имеют место и на стадии расплава, и в условиях твердой фазы (ромбическое кливажирование).

К весьма близкой оценке динамики и последовательности структурообразования пришел С.С. Шакин [28] при изучении ориентированных текстур и структур гранитного массива Карнабского оловорудного месторождения (Узбекистан). Этот массив интересен одинаково ориентированным нормально к сжатию направлением листоватости, тел крупнозернистых фельдшпатоидных образований, даек микрогранитов. В Карнабском массиве выделяется образованная неоднородностями, тоже нормальная к сжатию, система валов (по нашему – псевдоскладки) с пологими ундулирующими шарнирами. Причем, получается такая же, как и в нашем случае, последовательность структурообразования, при которой формирование валов сменяется хрупкими сдвиговыми деформациями, контролирующими дайки и жилы. Привлекает положение

(по С.С. Шакину), что пульсирующая передача напряжения сжатия происходит по типу наведенной волны деформации. А протоструктуры валов являются, по его мнению, ни чем иным, как вещественным отражением этой волны. Обращает на себя внимание внешнее сходство теоретического рисунка волны с рисунком псевдоскладчатости (расслоенности) Успенского массива. Характерно соответствующее рисунку волны увеличение амплитуды и ширины складок от северного фланга вглубь массива.

Нельзя исключить прямое динамическое влияние тектонических событий и на образование магматических очагов и генерацию магмы, поскольку есть данные, свидетельствующие о выделении значительной энергии в условиях тангенциальных тектонических подвижек [27 и др.]. На возможность преобразования коры, вплоть до выплавления магмы в процессе тектонических смещений, обратил внимание В.П. Уткин [22] при изучении Сихотэ-Алиня. Он установил наличие субрегионального уровня концентрации гранитоидных плутонов, совпадающего с региональным зеркалом складчатости в моноклиальной структуре восточной части этого региона. По его мнению, подобные уровни, отражающие вертикальную расслоенность коры, сопровождались пологими близгоризонтальными срывами и контролировали генерацию гранитных расплавов и формирование вертикальной рудно-магматической зональности [21, 22]. Впоследствии было подчеркнуто, что зоны тангенциальной нагрузки, сдвиги и надвиги не только играли роль мощных дренажей, но и способствовали реорганизации и генерации глубинного вещества [22]. Возможно анатексис древней коры, представленной субстратом Сергеевского блока (вмещающего охарактеризованные меловые массивы), во многом сопряжен с геодинамическим воздействием. Причем характерная (для всех четырех тектоно-магматических этапов) бимодальность магматических проявлений может быть рассмотрена как разделение этого субстрата на кислую и основную составляющие также в зонах тангенциальной нагрузки [14]. В этом контексте проявления магматитов успенского и лазовского комплексов можно рассматривать как следствие охарактеризованных в этой работе третьего и четвертого этапов тектоно-магматического процесса.

Следовательно, есть основания рассматривать геодинамический фактор как одну из основных причин магматического процесса, формирования тектонической позиции и структурирования интрузивных массивов. Положение массивов в региональной струк-

туре и их структурная конструкция могут служить важными индикаторами динамической обстановки.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные материалы свидетельствуют, что на становление гранитоидных массивов и их структуры определяющее влияние оказала внешняя геодинамическая обстановка. Возможно и генерация магмы связана с глубинными стресс-эффектами, возникающими вдоль зон близгоризонтальных срывов на разных глубинных уровнях.

Локализация расплава и становление меловых интрузивов происходили главным образом в антиформах СВ направления, в том числе и в горст-антиклиналях с развитыми в их основании зонами относительной декомпрессии, предопределившими тектоническую позицию интрузивов [23]. Сжатие близмеридионального направления и инициированный этим сжатием сдвиговый режим обусловили закономерный рисунок внутренней структуры массивов, отраженный контурами такситовости, расслоенности, сланцеватости, даек, жил. Судя по сходству рисунков структуры массивов раннемелового (альб) и поздне-мелового (маастрихт) возраста, режим левостороннего сдвига и субмеридионального сжатия не менялся по крайней мере до конца мезозоя. Однако для тех и других свойственна близкая этапность развития структурного рисунка, сходная с этапностью развития комплекса тектонических дислокаций (складчатость, складчато-надвиговых, сдвиговых, раздвиговых и сбросовых структур) в среде, меняющей во время деформации реологические свойства от пластичных к хрупким.

Можно предположить, при подходе с позиции тектоники плит, что меловые массивы прошли (в миниатюре) коллизионную стадию – содвиг, расплющивание (стадия кристаллизационной такситовости), субдукционно-аккреционную – образование вергентных псевдоскладок расслоенности, смещение по наклонным, преимущественно в сторону континента, надвигам и взбросам, и "трансформную" – собственно сдвиговую с комплексом левосторонних и правосторонних сдвигов и раздвигов. Однако все эти стадии явились лишь результатом изменения реологических свойств среды и, вероятно, пульсирующего характера устойчивого по направлению напряжения сжатия, без изменения геодинамических обстановок, предполагаемых с позиций тектоники плит. Несмотря на недостаточную изученность строения интрузивных массивов в Сихотэ-Алине, есть данные, указывающие на достаточную распространенность охарактеризованных в настоящей статье структурообра-

зующих процессов. Такую же СВ ориентировку расслоенности (правда, единичные замеры) имеют и позднемеловые массивы Восточного Приморья [2]. Так же ориентированы и протяженные до ста километров и разобщенные левыми сдвигами Сихотэ-Алинский и Приморский батолиты [20]. Установлено, что структуры позднепермского Гамовского массива (Юго-Западное Приморье) подчинены близширотному сжатию [24].

Таким образом, изучение структурных рисунков массивов необходимо как с точки зрения характеристики динамической обстановки, так и с позиций исследования их вещественной эволюции.

Выражаем благодарность за обсуждение проблем, затрагиваемых в статье, докторам г.-м.н. Г.А. Валуи, С.А. Щеке, кандидатам г.-м.н. С.О. Максимова, Б.М. Тишкину.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Разломы и горизонтальные движения земной коры // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 80. С. 29–43.
2. Валуи Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района (Приморье). Владивосток: Дальнаука, 1997. 197 с.
3. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг). Владивосток, 1972. 115 с.
4. Коваленко С.Б., Давыдов А.И. Сергеевский выступ – древняя структура нижнего Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С. 1173–1177.
5. Коваленко С.Б., Ханчук А.И. Первая находка глаукофана в зеленых сланцах Приморья // Докл. АН СССР. 1994. № 2. С. 20–21.
6. Коренбаум С.А., Валуи Г.А., Лаговская Е.А., Макарова Ж.А. Минеральный состав и некоторые особенности кристаллизации шлировых выделений в гранитоидах Прибрежной зоны Приморья // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток. ДВФ СО АН СССР, 1970. С. 126–129.
7. Кормилицин В.С. Рудные формации и процессы рудообразования: (На примере Забайкалья). Л.: Недра, 1973. 327 с.
8. Кравченко Н.С., Попов В.А. Ритмично-полосчатые текстуры в гранитоидных породах и механизм их образования // Материалы к минералогии Урала. Свердловск, 1975. С. 81–90.
9. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Коваленко С.В. и др. Офиолиты геоструктуры Сихотэ-Алиня // Тез. докл. X Всесоюз. литологич. совещ. Ереван. 1988. С. 61–62.
10. Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР. 1991. 380 с.
11. Леликов Е.П. О динамотермальном метаморфизме пород полуострова Трудного (Южное Приморье) // Информ. Сб. ПГУ. Владивосток, 1971. С. 104–109.
12. Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.

13. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.
14. Неволин П.Л., Иванов В.В., Коваленко С.В., Митрохин А.Н. Геодинамика формирования структуры Сергеевского блока кристаллических пород и контроль золотого оруденения (Южный Сихотэ-Алинь) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 91–112.
15. Повилайтис М.М. Ритмично-расслоенные гранитные интрузии и оруденение. М.: Наука, 1990. 239 с.
16. Райнер М. Геология. М.: Наука, 1965. 152 с.
17. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзены и грейзеновые месторождения мира. Л.: Наука, 1971. 328 с.
18. Сеница С.М., Ханчук А.И. Первичные гнейсовые фации габброидов (на примере Южного Приморья) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 6. С. 1446–1449.
19. Тарарин И.А. Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1975. С. 142–167.
20. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука. 1980. 144 с.
21. Уткин В.П. Природа магмо-металлогенической зональности Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1986. № 4. С. 947–951.
22. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука. 1989. 166 с.
23. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса Юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 35–58.
24. Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Два плана деформаций восточного фланга Цзилинь-Лаолинской складчатой системы // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 1. С. 75–79.
25. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука. 1987. 232 с.
26. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука. 1995. 68 с.
27. Чиков Б.М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 6–32.
28. Шакин С.С. Эндеогенное рудообразование в локальных зонах тектонического сжатия. Санкт-Петербург: Изд-во Гос. Горного института. 1997. 105 с.
29. Allen C.R. Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region // J. Geophys. Res. 1962. V. 67, N. 12. P. 1092–1096.
30. Evrard P. Aspects particuliers du wolfram du gisement des Montmins (Allier-France) // Ann. Geol. Beig. 1950. T. 74, N. 1/3. P. 33–44.
31. Hibbard M.J., Watters R.J. Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. «Lithos». 1985. 18, N 1. P. 1–12.
32. Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw-Hill. 1967. 346 p.
33. Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucheinungen // Cent. Miner. Geol. Paleontol. B, 1929. P. 123–145.
34. Roering C. The geometrical significance of natural en-echelon crack arrays // Tectonophysics. 1968. V. 5, N.1. P. 24–35.
35. Tchalenko J.S., Ambraseys N.N. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81, N. 1. P. 12–27.
36. Xu Jiawei, Zhu Guang, Tong Weixing, Cui Kerei, Liu Qing. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the north-west of Pacific Ocean // Tectonophysics. 1987. V. 137, N. 1. P. 273–310.

Поступила в редакцию 6 июня 2003 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

***P.L. Nevolin, V.P. Utkin, A.N. Mitrokhin, S.V. Kovalenko, and T.K. Kutub-Zade***

### **The Cretaceous intrusions of Southern Primorye: the tectonic position and dynamic conditions of their structure formation**

The tectonic position of the Cretaceous granite intrusions in Southern Primorye is defined by fold and rupture deformations manifested in the formations hosting these intrusions. The structural patterns of the intrusions themselves are related to elements of fold and rupture parageneses as well. As exemplified by the Uspensky granite massif, it is shown that in conditions of a plastic environment, taxitic textures and layering of granitoid intrusions are organized into pseudofold syn- and antiforms elongated in the E-NE direction almost parallel to the intrusions extension. Geometrically, these structures are similar to folds observed in the enclosing rocks. They are also asymmetric and SE-verging. The same vergence style is typical of the system of counter-dipping thrusts. Brittle deformations are revealed in the paragenesis of strike-slip faults *sensu stricto* which control the dyke and vein facies location. The whole complex of fold and rupture dislocations typical of granitoids and surrounding formations was the result of lateral compression and left-lateral strike-slip geodynamic regime. The data obtained point out the substantial effects of geodynamic conditions (at least, strain fields and dominating block movement) produced on the studied igneous rocks formation and maybe on the entire magmatism.

**ВОЗРАСТНЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ФЛЮОРИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ПРИМОРЬЕ)**

*М.Д. Рязанцева\**, *И.И. Куприянова\*\**, *Б.В. Беляцкий\*\*\**, *Р.Ш. Крымский\*\*\**,  
*Е.П. Шпанов\*\**

*\*ФГУГП "Приморская поисково-съёмочная экспедиция", г. Владивосток*

*\*\* Всероссийский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, г. Москва*

*\*\*\* Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург*

На основе анализа геологических, изотопных (известных ранее и полученных нами в последнее время), петрохимических и минералогических данных уточнена последовательность и условия формирования гранитных и базитовых магматических комплексов и разнообразного оруденения Вознесенского рудного района на протяжении от кембрия до девона. Тектоническим фактором, способствовавшим образованию уникально крупных месторождений района, служит его позиция на пересечении глубинных разломов, принадлежащих к глобальной системе, наложенной на край континента. Магматический контроль оруденения принадлежит биотитовым и протолитионитовым гранитам, которые представляют собой фации, формировавшиеся в разных структурных условиях, что обусловило разную степень дифференциации и контаминации коровым или мантийным веществом. Оловорудные месторождения (456 млн лет) локализуются в экзоконтактах биотитовых гранитов, формировавшихся из гранитной магмы, обогащённой коровым веществом (452–462 млн лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.708-0.720$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -5$ ). В связи с биотит-протолитионитовыми гранитами (452–467 млн лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.707-0.708$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -3.05$ ) выделяются два этапа формирования оруденения: 1) образование стрюверит-колумбитовых руд (440 млн лет, U-Pb) в гранитных куполах; 2) образование крупномасштабных залежей Li-Be-флюоритовых руд при участии потоков глубинных флюидов – более протяжённый этап: 423 млн лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.710-0.740$  (верхние горизонты) и  $0.708-0.709$  (нижние горизонты),  $\epsilon_{\text{Nd}} = 0.06-0.69$  (ранние генерации флюорита) и  $-0.37- -1.99$  (поздние генерации). Длительная открытость каналов, вскрывавших мантийные флюидно-магматические очаги, подтверждается внедрением пострудных интрузий монцонитоидного комплекса (415 млн лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.708$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -0.4-1.9$ ) и разнообразных даек базитового и гипербазитового состава.

**Ключевые слова:** *габбро-монцонитоидные, гранитные комплексы, редкометалльно-флюоритовое оруденение, изотопия, петрохимия, минералогия, Приморье.*

**ВВЕДЕНИЕ**

Вознесенский рудный район (ВРР), расположенный в ЮЗ части Приморского края, известен уникальными редкометалльно-флюоритовыми месторождениями (Вознесенское, Пограничное), которые сопровождаются более мелкими объектами той же формации, а также оловорудными, танталовыми и полиметаллическими месторождениями среднего и небольшого масштаба.

Несмотря на многолетние исследования ВРР, происхождение и генетические соотношения редко-

металльно-флюоритовых месторождений и магматических пород района трактуются по-разному. Первоначально развивались представления о парагенетической связи редкометалльно-флюоритовых руд с протолитионитовыми гранитами литий-фтористого типа [9, 11, 13, 37]. Однако позже, когда появились данные о существенном возрастном разрыве между формированием гранитов вознесенского комплекса и апокарбонатными рудами (в этот промежуток попадает внедрение монцодиоритов, а также пикродолеритовых и спессартитовых даек), было предложено именно с ними связать генезис

этих руд [12]. Высказывалось также мнение о стратиформно-осадочном происхождении крупных апокарбонатных залежей (О.З. Алиева, А.А. Черепанов, устные сообщения). Задачей данной статьи авторы ставят обобщение и анализ опубликованных и вновь полученных нами геологических, изотопных, петрохимических, геохимических и минералогических сведений о магматических породах и рудах ВРР с целью уточнения представлений об их генезисе и источниках рудного вещества.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ РАЙОНА

### Общая характеристика

Вознесенский рудный район (ВРР) расположен в пределах Спасско-Вознесенского блока Ханкайского кристаллического массива (в Вознесенской зоне) [40, 41] и представляет собой фрагмент пассивной континентальной окраины с раннепротерозойским фундаментом, сложенным метаморфическими толщами Нахимовского и Гродековского блоков. Западная граница ВРР проходит по контакту огромного интрузива силурийских синколлизонных метагранитов гродековского комплекса; восточная граница проводится по крупному меридиональному нарушению, проходящему по долине р. Илистой. Южная и северная границы района скрыты под мощными угленосными континентальными отложениями мезозойско-кайнозойских впадин.

ВРР сложен нижнекембрийскими шельфовыми терригенными и карбонатными породами, формирование которых происходило в условиях мелкого, относительно теплого моря. В стратиграфическом разрезе района достаточно четко устанавливаются два фациальных типа отложений (серии, по [3]). Западная часть ВРР (Первомайская фациальная подзона) сложена прибрежно-морскими отложениями с прослоями грубообломочных пород и доломитов; восточная (Ярославская подзона) – более глубоководными тонкозернистыми, ритмично переслаивающимися терригенно-карбонатными толщами с мощными слоями органогенных известняков (рис. 1). Граница между подзонами проходит по глубинному [35] Вознесенскому разлому, трассируемому интрузиями основного-среднего состава. Отметим, что карбонатные породы являются вмещающими для месторождений и проявлений флюорита и олова.

Расположенная далее к востоку Спасская зона образована более глубоководными карбонатно-терригенными отложениями, имеющими в своем составе кремни в виде прослоев в глинистых сланцах. Здесь известен предположительно офиолитовый комплекс, представленный основными вулканитами

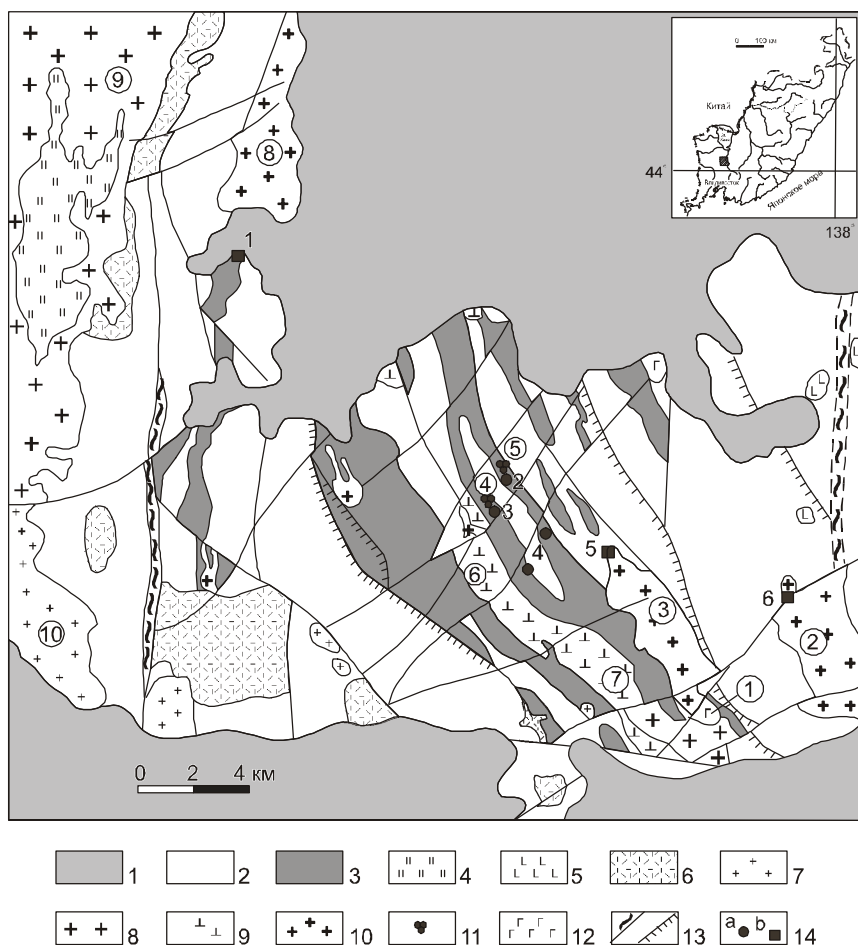
с прослоями глинистых известняков и блоками апогарцбургитовых серпентинитов, включающих залежи тальк-магнезитовых пород, и габброидами. В отдельных межгорных впадинах развиты молассовые формации ( $\epsilon_{1,2}$ ).

Осадочные породы ВРР смяты в складки СЗ простирания, образующие серию тесно сжатых и опрокинутых на СВ антиклиналей и синклиналей – западные крылья складок падают под углами 60–90° до обратного падения, восточные – 40–70°; часто осложнены складками более высоких порядков. Характерной особенностью складчатых структур Первомайской подзоны является их отчетливо выраженный дугообразный изгиб в плане – они сменяют простирание с СЗ на юге через меридиональное до СВ на севере.

Разрывные нарушения, осложняющие складчатые структуры, подразделяются на три основные группы: соскладчатые (синорогенные), посторогенные палеозойские и посторогенные мезозойско-кайнозойские. Синорогенные нарушения представлены продольными, поперечными и диагональными по отношению к направлению складчатых структур: продольные – надвиги и взбросы СЗ простирания с крутым падением (60–70°) на ЮЗ; поперечные – СЗ сбросы и сбросо-сдвиги с относительно крутым падением на ЮВ; диагональные – сколы и сдвиги ССВ и ССЗ направления. К синорогенным нарушениям А.А. Рязанцев [35] относит Главный (Вознесенский) разлом (глубинный и долгоживущий) в центре района, вдоль которого расположена цепочка габбро-монцитонитовых интрузий.

Посторогенные нарушения палеозойские представлены субмеридиональными взбросами, СВ и СЗ сдвигами, взбросо-сдвигами (правыми) и субширотными сбросами, по некоторым из которых происходили сдвиги на восток южных блоков. Мезозойские нарушения обновляли палеозойские. Они ограничивают мезозойско-кайнозойские впадины, окружающие ВРР с юга и севера.

Кроме разрывных нарушений выделяются зоны повышенной трещиноватости, являющиеся, по мнению А.А. Рязанцева [35], отражением скрытых глубинных разломов фундамента; зачастую они проявлены сближенными зонами смятия, милонитизации, катаклаза. Выделены зоны трёх направлений: субширотные, СЗ и СВ. Они контролируют пространственное положение интрузий вознесенских гранитов, участки минерализованных пород, разнообразные дайки, месторождения и проявления рудной минерализации. Последние довольно четко приурочены к местам пересечения указанных зон. Наибольшее значение имеет главная субширотная зона, являю-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Вознесенского рудного района.

1 – кайнозойские депрессии; 2 – терригенные породы  $E_1$ ; 3 – карбонатные породы  $E_1$ ; 4 – метаморфические породы PR (провесы кровли в Гродековском массиве); 5 – неогеновые базальты; 6 – девонские вулканы; 7 – григорьевские граниты; 8 – гродековские граниты; 9 – габброидориты и монцонитоиды; 10–11 – граниты вознесенского комплекса: 10 – биотитовые лейкократовые, 11 – биотит-протолитионитовые; 12 – чапаевское габбро; 13 – тектонические нарушения; 14 – главные месторождения: а – флюорита, б – олова: 1 – Первомайское, 2 – Пограничное, 3 – Вознесенское, 4 – Лагерное, 5 – Ярославское, 6 – Чапаевское

Цифры в кружках – интрузивные массивы: 1 – сопки Колхозной, 2 – Чихезский, 3 – Ярославский, 4 – Вознесенский, 5 – Пограничный, 6 – сопки Москаленкова, 7 – сопки Липовой, 8 – Первомайский, 9 – Гродековский, 10 – Григорьевский.

щаяся западным продолжением Кавалеровско-Дальнегорской сквозной широтной структуры [22]. На пересечении этой субширотной зоны с другими – СЗ и СВ – зонами расположены основные рудные объекты ВРР – месторождения Вознесенское, Пограничное, Ипполитовское, Ярославское и ряд мелких. А.А. Рязанцев [35] считает, что зоны повышенной трещиноватости (глубинных разломов) играли ведущую роль в развитии магматизма и рудообразования ВРР.

По данным ГСЗ в пределах ВРР гранитный слой имеет сокращенную мощность (7–8 км на фоне 20–25), а базальтовый соответственно приподнят и имеет мощность около 20 км [2]. По этим же данным здесь фиксируется глубинный так называемый Вознесенский разлом, проникающий в "базальтовый" слой и уходящий глубже в верхнюю мантию. По геофизическим данным А.М. Петрищевского [23], ВРР имеет неоднородно-блоковое строение; по данным геофизических исследований Р.Г. Кулинича (1967 г.), рудоносная площадь четко очерчивается гравитационным максимумом, выступающим на фоне минимальных значений силы тяжести, соответствующих

мезозойско-кайнозойским впадинам. Это обстоятельство можно трактовать как следствие поднятия мантийного (астеносферного) диапира, в пользу чего свидетельствует следующее: по данным Д.В. Лопатина (ВСЕГЕИ, 1991 г.), на космоснимках под ВРР устанавливается идеальный круг диаметром около 70 км (малый круг имеет диаметр 30 км), прослеживающийся до глубины 25–30 км. По данным Ф.И. Манилова (ДВИМС, 1988 г.), подобный круг под ВРР обрисован по  $\Delta T$ . Оба исследователя связывают это обстоятельство с наличием на относительно небольшой глубине базальтовой магмы.

Здесь, возможно, происходило заложение рифтогенной структуры вследствие общего воздымания в связи с поднятием диапира и растяжения континентальной коры. На плечах рифтогенной структуры существовала обстановка пассивной континентальной окраины. Процесс рифтогенеза не дошел до своего полного завершения, а подъем диапира сопровождался формированием восходящих струй мантийной конвекции с образованием "горячей точки".

Всё вышеперечисленное дает возможность предполагать, что ВРР приурочен к узлу пересечения

рудоконцентрирующих линеаментов субширотного, СВ и СЗ простирания [4, 33], где возникла длительно существовавшая проницаемая зона, своими корнями достигавшая верхней мантии и глубинного очага базальтоидной магмы (астеносферного диапира) [23], который к тому же был приподнят, о чем свидетельствуют геофизические данные (см. выше). Глубинные трещинные структуры маркируются интрузивами габброидов, монцодиоритов, сериями дорудных даек пикродолеритов, спессартитов, керсантитов (лампрофиров) и послерудных базальтов.

Поскольку в ВРР профилирующим элементом является фтор, то важным фактором представляется распределение F в осадочно-метаморфических и магматических породах Ханкайского массива, которое может быть одной из предпосылок формирования крупных флюоритовых месторождений района. В целом породы Приморья обеднены фтором, и его содержания как в осадочных, так и в магматических породах в большинстве случаев значительно ниже кларковых [37]. Исключением являются высокие содержания F в карбонатных толщах и магматических комплексах ВРР, в меньшей степени в гранитах Кабаргинской и Синегорской впадин, а также в метаморфических породах Матвеевско-Нахимовской зоны (табл. 1). Метаморфические толщи фундамента могли быть источником мобилизации фтора при магматических и рудообразующих процессах.

#### ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В районе широко развиты разновозрастные магматические образования различной геодинамической природы. В настоящее время по геологическим данным схема развития магматизма района выглядит следующим образом: 1) ордовикский (вознесенский) комплекс редкометалльных гранитов и лейкогранитов, 2) силурийский габбро-монцонит-сиенитовый, 3) силурийский гранитовый (гродековский) и 4) позднепалеозойский гранитовый (григорьевский).

Гранитоиды, развитые в районе, относятся к двум геодинамическим типам: внутриплитные "смешанных" серий ( $O_2$ ) и синколлизонные ( $S_2$ ) [39]. Основную рудогенерирующую роль играли гранитоиды вознесенского комплекса, относящиеся к типу внутриплитных гранитов. Магматизм и рудообразование происходили в условиях, отвечающих гипабиссальной фации глубинности.

Вознесенский (ордовикский) комплекс включает в себя две разновидности пород: биотитовые и биотит-протолитионитовые граниты, которые раньше интерпретировались как фазы [30].

*Биотитовыми гранитами* сложено три относительно крупных (8–12 км<sup>2</sup>) интрузива – Ярославский,

Чихезский и Первомайский – и ряд более мелких (рис. 1), которые приурочены к приподнятым блокам (горст-антиклиналям) [35]. Они представлены среднезернистыми, часто порфиоровидными, иногда турмалиносодержащими (шерл) разностями, слагающими массивы трещинного типа, вытянутые согласно с простираниями вмещающих складчатых структур. Граниты прорывают нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, которые на контакте с гранитами метаморфизованы: известняки мраморизованы, скарнированы, иногда флюоритизированы, терригенные породы ороговикованы и турмалинизированы. Определение возраста Rb-Sr методом дало цифру 450 млн лет (поздний ордовик) [38].

С биотитовыми гранитами тесно ассоциированы жильные оловянные месторождения с вольфрамом касситерит-кварцевой (Чапаевское) и касситерит-силикатно-флюоритовой (Первомайское, Южный участок Ярославского) формаций, а также жильные касситерит-силикатно-сульфидные месторождения (Ярославское) и ряд рудопроявлений, которые сопровождаются интенсивным борным метасоматозом и незначительной бериллиево-флюоритовой минерализацией.

*Лейкократовые биотит-протолитионитовые граниты* слагают небольшие гребневидные тела трещинного типа, расположенные в пределах горст-синклиналей [35]. Апикальные части их интенсивно грейзенизированы. По геофизическим данным [23], подтвержденным отдельными скважинами (до глубины 700–800 м), небольшие (на поверхности) интрузивы гранитов – Вознесенский и Пограничный – являются лишь выступами более крупного гранитного массива, представленного литий-фтористыми разностями с протолитионитом, лепидолитом, топазом.

Биотит-протолитионитовые граниты представляют собой светло-серые или зеленовато-серые средне-неравнозернистые порфиоровидные породы. Протолитионит занимает позицию биотита, являясь, по М.Г. Руб [28], первично (?) магматическим минералом. По мнению А.К. Руб [26], протолитионит образовался в позднемагматическую стадию в условиях значительного обогащения магматического расплава щелочами и фтором. Состав слюд изменяется в соответствии с обычной для массивов литий-фтористых гранитов зональностью: от биотита и протолитионита на глубоких горизонтах до железистого лепидолита в апикальной части массива. На северном фланге Пограничного месторождения наблюдались биотитовые граниты без протолитионита.

Грейзенизация в биотит-протолитионитовых гранитах проявлена двумя этапами. С автотасоматическим этапом связаны процессы интенсивной

Таблица 1. Содержание фтора в породах Ханкайского массива [36].

Возраст	Свита, комплекс, массив	Состав пород	Число проб	Содержание F, г/т
<b>Синегорская впадина</b>				
C <sub>1</sub>	Куйбышевский комплекс	Лейкократовые граниты	21	677
		Колумбитоносные граниты	13	745
	Светлоярская толща	Риолиты	10	740
D <sub>3</sub>	Лунзинская свита	Базальты	17	350
D <sub>2-3</sub>	Вассиановская свита	Песчаники, алевролиты	45	480
S <sub>1</sub>	Ретиховская свита	Алевролиты, песчаники	24	209
<b>Спасская зона</b>				
Є <sub>1-2</sub>	Меркушевская свита	Песчаники, конгломераты	7	93
Є <sub>1</sub>	Дмитриевская свита	Известняки, сланцы	11	70
<b>Вознесенская зона</b>				
D <sub>1</sub>	Григорьевский массив	Порфиroidные граниты.	39	589
			20	260
	Дайковский комплекс [12]	Пикродолериты	3	3400
		Спессартиты	4	1175
		Керсантиты	3	15200
S <sub>2</sub>	Монцонитоидный комплекс	Диориты	21	2208
		Меланократовое габбро	3	1750
		Габбро	7	486
		Монцодиориты	10	979
		Габбро	5	1158
		Монцодиориты	13	871
<b>Вознесенский комплекс</b>				
O <sub>2</sub>	Вознесенский массив	Аляскитовый гранит	98	1448
	Пограничный массив	Протолитионитовый гранит	5	4500
	Ярославский массив	Биотитовый гранит	95	1003
	Чапаевский массив	Биотитовый гранит	48	817
	Первомайский массив	Турмалиновый гранит	5	2630
Є <sub>1</sub>	Березьянская свита	Сланцы, алевролиты	25	600
	Первомайская свита	Известняки, доломиты	40	0
	Коваленковская свита	Сланцы	36	500
	Дальзаводская свита	Песчаники, алевролиты	45	500
	Волкушинская свита	Известняки	20	800
	Новоярославская свита	Сланцы, известняки	35	700
	Лузановская свита	Сланцы	40	0
	Насыровская свита	Кремнистые породы	20	0
<b>Гродековский комплекс</b>				
S <sub>2</sub>	Гродековский комплекс	Граниты	30	194
		Среднезернистые граниты	26	217
		Мелкозернистые граниты	22	105
		Биотитовые граниты	1	89
			21	140
<b>Кабаргинский авлакоген</b>				
PZ <sub>1</sub>	Орловский комплекс	Гранит	13	1146
Є <sub>1</sub> ?	Рудоносная свита		15	567
		Сланцы	22	1000
		Известняки	5	50
<b>Матвеевско-Нахимовский блок</b>				
PR <sub>1</sub> ?	Татьяновская свита	Сланцы	30	915
	Нахимовская свита	Гнейсы	26	682
	Тургеневская свита	Сланцы, гнейсы	30	237
	Матвеевская свита	Гнейсы, кварциты	30	739
	Ружинская свита	Мраморы	30	267



альбитизации и ранней грейзенизации (кварц-топазовой), а также формирование ниобий-танталовой (танталит-колумбит-стрюверит) и частично оловянной (ранний касситерит) минерализации, которая локализуется в апикальных участках массивов. Грейзенизация позднего этапа наложена на ранее измененные граниты и проявлена вдоль ослабленных зон. С этим процессом связано образование тонкозернистых топаз-кварцевых, мусковит-кварцевых, флюорит-топаз-кварцевых грейзенов (местами обогащенных поздним касситеритом-II и вольфрамитом) по гранитам. Линейные зоны, гнезда, жилообразные тела грейзенов позднего этапа контролируются тектоническими зонами и пересекают границы зон ранее измененных гранитов. Грейзенизации подвержены и породы, вмещающие граниты: в экзоконтактах массивов по известнякам волкушинской свиты образованы апокарбонатные грейзены [10], представляющие собой своеобразные слюдисто-флюоритовые породы, которыми сложены все известные месторождения и рудопоявления редкометалльно-флюоритовой формации: Вознесенское, Пограничное, Лагерное, Нагорное, Контактное.

Таким образом, с редкометалльными вознесенскими гранитами генетически связаны танталовые (с ниобием) месторождения, образование которых обусловлено процессом ранней грейзенизации. Парagenетическая связь с описываемыми гранитами установлена для редкометалльно-флюоритовой минерализации, которая проявилась в связи с процессом поздней грейзенизации.

В пределах рудных полей ВРР широко распространены дайки, представленные как кислыми породами (аплитами, мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами), так и породами среднего и основного состава (диоритовыми порфиритами и базальтами, микродиоритами, пикродолеритами). Дайки образуют протяженные жильные зоны преимущественно СЗ направления, но, по данным эксплуатационных работ на Вознесенском месторождении, не только такие зоны, а сложно ветвящуюся сеть, где преобладают дайки двух направлений – СЗ и субширотного. По отношению к оруденению выделяются дайки дорудные, внутри- и пострудные.

*Силурийский габбро-монцонит-сиенитовый комплекс.* Породы комплекса слагают цепочку небольших массивов в южной части ВРР, приуроченных к глубинному (?) разлому СЗ простирания, разделяющему два блока с резко различными типами стратиграфических разрезов. Интрузии имеют активные контакты с нижнекембрийскими осадочными породами и прорываются гранитами гродековского комплекса ( $S_2$ ) – самый южный массив. Геодинами-

ческая природа их недостаточно ясна; на диаграмме Пирса комплексу соответствует режим активной континентальной окраины [43].

Внутреннее строение массивов весьма неоднородно: в одном массиве присутствуют габбро, редко пироксениты; диориты, диорит-монцониты, причем смена пород в каждом отдельном массиве наблюдается без видимой закономерности; лишь можно отметить, что с ЮВ на СЗ понижается основность пород и повышается щелочность. Так, наиболее щелочные разности – диорит-монцониты – известны в самом северном окончании цепочки массивов (с. Москаленкова). Особняком в этом ряду стоят породы сиенитового состава. Они слагают малые интрузии, имеющие рвущие контакты с породами габбро-диоритового ряда. М.Г. Руб, первой изучавшая породы комплекса, считала их гибридными из-за неравномерности их минерального и химического состава [27]. Л.Ф. Сырицо предполагает вероятность полигенности и полихронности этих пород при наличии нескольких различных источников магмогенерации, о чем может свидетельствовать крайняя неоднородность их редкоэлементного состава [43].

По петрохимическому составу породы комплекса довольно неоднородны. Габброиды представляют собой породы нормального известково-щелочного ряда, химический состав диорит-монцонитов варьирует в широких пределах, при постоянно повышенной щелочности. Отличительной особенностью габброидов и диорит-монцонитов является повышенное содержание тугоплавких элементов и высокое содержание фтора (700–2200 г/т).

*Силурийские гранитоиды* в пределах ВРР известны под названием *гродековского* комплекса. Они образуют крупный батолитоподобный Гродековский массив в западной части ВРР, простирающийся далеко к западу от района. Строение массива неоднородно; среди гранитов наблюдаются многочисленные блоки-останцы вмещающих пород, представленных гнейсами и метаморфическими сланцами. Контакты гранитов с ними постепенные, в переходных зонах наблюдаются мигматиты и гранито-гнейсы. По составу выделяются: 1) граниты биотитовые и биотит-содержащие микроклиновые от средне- до крупнозернистых, 2) граниты лейкократовые мелкозернистые аплитовидные, часто порфировидные и 3) граниты роговообманково-биотитовые. Наибольшим распространением пользуется первая разновидность гранитов. В петрохимическом отношении силурийские гранитоиды объединяют довольно обширный ряд пород преимущественно гранитного состава повышенной и, реже, нормальной щелочности. Условия залегания силурийских гранитоидов, их петро- и

геохимические особенности указывают на то, что эти породы являются типичными автохтонными палингенными гранитоидами, в процессе образования которых большую роль играли процессы магматического замещения [36]. Имеющиеся Rb-Sr датировки гранитоидов укладываются в интервал 408–411 млн лет [38]. С силурийскими гранитоидами связаны небольшие скарновые проявления железа и полиметаллов (за пределами ВРР).

### Флюоритовые, редкометалльные и другие месторождения ВРР

Рудная минерализация ВРР характеризуется разнообразием генетических и минеральных типов, которые часто находятся в тесной пространственной связи.

К наиболее ранним в ВРР следует отнести предположительно стратиформные флюорит-полиметаллические (Zn) руды, локализованные на северном фланге Вознесенского флюоритового месторождения (рис. 2) в 100–140-метровой пачке переслаивания черных битуминозных известняков, доломитовых известняков и мергелей в верхней части волкушинской свиты ( $C_1$ ). На контакте с прорывающими их гранитами сульфидные руды подвержены скарнированию.

Как было сказано выше, с биотитовыми гранитами в ВРР связана оловорудная (Ярославское, Первомайское месторождения) и, меньше, вольфрамовая (также с оловом) минерализация (Чапаевское месторождение). По типу минерализации они относятся к касситерит-силикатно-флюоритовой и касситерит-кварцевой формациям. Для Ярославского месторождения и некоторых рудопроявлений характерно тесное пространственное совмещение различных формаций и типов оловянного оруденения. Оловорудная минерализация ВРР имеет много отличительных особенностей, связанных с развитием её в карбонатной вмещающей среде [21] и присутствием высоких концентраций бора и фтора в рудоносных растворах.

С биотит-протолитионитовыми гранитами связано редкометалльное (Ta, Nb, Be, Li, Rb, Cs) и уникальное по масштабам флюоритовое оруденение.

Тантал-ниобиевая минерализация приурочена к Пограничному и Вознесенскому массивам и относится к типу стрюверит-танталит-колумбитовых гранитов. Рудные тела локализуются в апикальной зоне массивов, где развиты кварц-топазовые грейзены, сопровождаемые вольфрамитовой минерализацией.

Главная промышленная ценность ВРР определяется развитием флюоритовых руд исключительно редкометалльно-флюоритовой формации [37]. Основные особенности месторождений и проявлений этой формации: локализация в карбонатных породах

(значительно реже в гранитах) с образованием метасоматических залежей и прожилковых зон сложной морфологии в надапикальных и экзоконтактовых участках гранитных интрузий; парагенетическая связь с гранитами литий-фтористого типа; отложение флюорита в комплексе с редкометалльной минерализацией: Be – в собственно бериллиевых минералах и Li, Rb, Cs – в слюдах; характерные постмагматические изменения вмещающих пород – грейзенизация, скарнирование, микроклинизация, альбитизация, турмалинизация.

В генетическом отношении все месторождения и проявления флюорита данной формации – грейзеновые и постгрейзеновые гидротермальные образования. Рудообразование представляет собой сложный многоэтапный процесс.

Редкометалльно-флюоритовые месторождения (Вознесенское, Пограничное, Лагерное) и рудопроявления (Нагорное и Овражное) образуют единое рудное поле – Вознесенское, приуроченное к одноименной синклиальной структуре СЗ простирания (рис. 2).

Редкометалльно-флюоритовые месторождения и проявления Вознесенского рудного поля представлены *слюдисто-флюоритовым типом*, одна залежь Пограничного месторождения относится к апогранитному *топаз-флюоритовому типу* [37]. Слюдисто-флюоритовые руды образовались в результате длительного процесса метасоматического замещения известняков и скарнов и представляют собой десилицированные апокарбонатные грейзены [10]. Все рудные тела имеют сходный состав и пространственно образуют единую систему с общим источником рудных растворов, циркулировавших одновременно в различных частях рудного поля вдоль контактов дорудных даек и гранитных интрузий.

Позиция редкометалльно-флюоритовых месторождений в Вознесенском рудном поле определяется приуроченностью их к экзоконтактовой зоне апикальных выступов интрузивов редкометалльных гранитов вознесенского комплекса, прорывающих карбонатные породы и пересекающихся поперечными СВ нарушениями; экранированием относительно пологими структурами – тектоническими нарушениями, контактами известняков со сланцами, дайками среднего-основного состава. Являясь апокарбонатными грейзенами, слюдисто-флюоритовые руды образуют внешний ореол грейзенизации во вмещающих породах, сменяющийся внутри интрузива типичными грейзенами, содержащими флюорит, топаз, касситерит, вольфрамит, тантало-ниобаты.

Размещение месторождений зависит от проявления многочисленных трещинных нарушений, опе-



**Рис. 2.** Геологическая схема Вознесенского рудного поля

1–4 – нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения: 1 – алевриты, 2 – кварц-серицитовые сланцы, 3 – известняки с прослоями доломитов, 4 – графитистые сланцы; 5 – гранит-порфиры; 6 – габброиды, монзониты; 7 – лейкограниты литий-фтористого типа Вознесенского и Пограничного массивов; 8 – дайки среднего и основного состава; 9 – тектонические нарушения (а), в том числе – надвиги (б); 10 – скарны; 11 – флюоритизированные известняки; 12 – флюоритовые руды; 13 – кварц-топазовые прожилковые зоны; 14 – полиметаллические руды; 15 – тектониты. Цифры в кружках: редкометалльно-флюоритовые месторождения: 1 – Пограничное, 2 – Вознесенское, 3 – Лагерное; рудопроявления: 4 – Нагорное, 5 – Овражное.

ряющих региональные разломы разного простирания. Наиболее богатые и крупные рудные залежи находятся в узлах пересечения сколовых сдвигов и взбросо-сдвигов СВ (диагонального) простирания с субмеридиональными и субширотными разломами [37]. Последние определяют наличие ундуляционного перегиба складчатых структур, который дополнительно усиливает трещиноватость пород, благоприятную для отложения руд. Важную роль играет также позиция в складчатой структуре, от которой зависит морфология гранитной кровли [19]. Оптимальная её форма возникла в осевой части антиклинальной складки 2-го порядка на Вознесенском месторождении, где компактные залежи богатых руд сформировались над гребневидным гранитным выступом, который фокусировал поступающие сквозь него флюиды в узкий поток среди макробрекчий. Редкометалльно-флюоритовые залежи имеют форму крупных рудных столбов, удлинённых по простиранию. Образованию богатых руд способствовало наличие непроницаемых экранов в виде перекрывающих известняки сланцев и пологого надвига.

Среди полого ( $\sim 45^\circ$ ) залегающих пород в крыле синклинали Пограничного месторождения на морфологию гранитов и рудных залежей в первую очередь влияли послонные трещины. Это обусловило формирование относительно широкого гранитного купола с апофизами в виде силлов. Поток флюидов, просачивающихся по сети вертикальных и пологих трещинных зон, был рассеян по более обширному объёму вмещающей толщи. Рудные залежи в форме послонных линз имеют значительное протяжение по падению и простиранию в соответствии с падением пологой кровли гранитов. Участки наиболее богатых руд локализованы вблизи апикального выступа гранитов под слабопроницаемыми сланцами.

Изучение типоморфных свойств флюорита [19], текстурно-структурных особенностей руд, изменений концентраций в них флюорита позволило установить, что, во-первых, рудные залежи формировались при наличии перекрывающего экрана (сланцы, надвиги), во-вторых, процессы рудообразования протекали в условиях относительно повышенных ( $500\text{--}170^\circ$ ), постепенно снижающихся температур при колебании кислотности-щелочности среды и высокой активности фтора [18, 19, 42]; давление в системе составляло  $480\text{--}640$  бар [24]. Анализ флюидных включений во флюоритах свидетельствует о сложных физико-химических условиях флюоритообразующего процесса на месторождениях. Гидротермальные растворы, отлагавшие флюорит, имели преимущественно хлоридно-магнезиально-натровый, иногда с хлоридами калия и железа, состав; концентрация со-

лей в растворах менялась – наблюдается общее уменьшение концентрации с падением температуры образования флюоритов различных генераций. Особенности растворов, формировавших флюорит апокарбонатных руд, – наличие в них углекислоты [8].

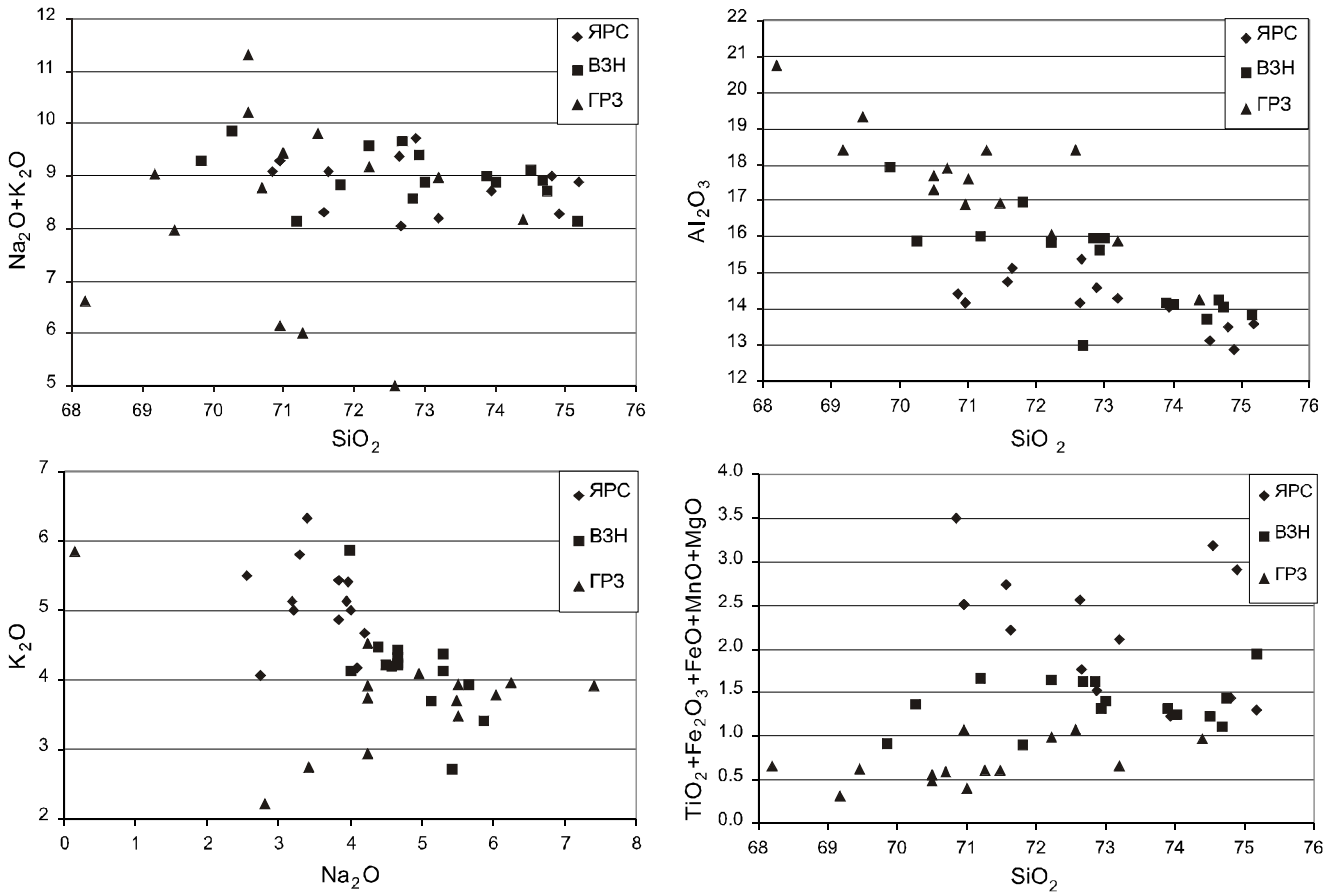
#### ХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО И ФЛЮОРИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Для петрохимической характеристики гранитов Вознесенского комплекса использованы авторские и опубликованные анализы [11, 27, 30, 38, 43]. По соотношению кремнезёма и суммы щелочей [7] биотитовые и биотит-протолитионитовые граниты мало различаются между собой и относятся преимущественно к субщелочным разностям гранитов, частично (вторые) – лейкогранитов, близких к аляскитам. Сумма щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) в обеих разновидностях гранитов составляет  $8.3\text{--}9.3\%$ ,  $\text{SiO}_2$  –  $69.18\text{--}75.42\%$ ; породы резко обеднены кальцием и относительно обогащены глинозёмом. Однако по другим компонентам различия чёткие: в биотит-протолитионитовых гранитах Na заметно преобладает над K (рис. 3), они обеднены элементами темноцветных минералов (Ti, Fe, Mn, Mg) и по своему составу отвечают типичным редкометалльным плюмазитовым разностям гранитов, по Л.В. Таусону [44].

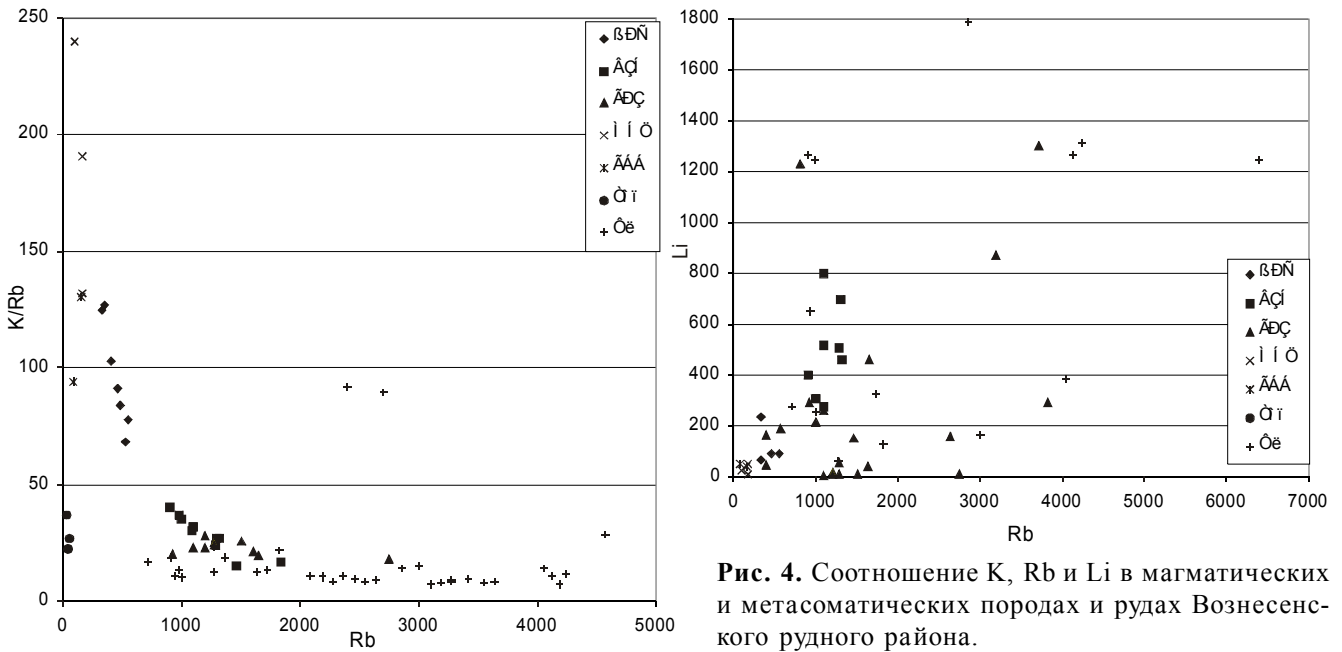
Преобладание натрия над калием объясняется, по-видимому, тем, что граниты интенсивно альбитизированы: даже на глубине  $1200$  м альбитизация проявлена весьма сильно. Геохимические особенности биотит-протолитионитовых гранитов выражаются в резко повышенных содержаниях фтора – до  $3.7\%$  (в биотитовых – от  $817$  до  $2630$  г/т), Li (до  $600$  г/т), Rb ( $0.15\%$ ) (рис. 4).

Фтор содержится также в кварце гранитов в количестве  $0.05\text{--}0.06\%$ , в газовой-жидких включениях (ГЖВ) в кварце гранитов (по данным водных вытяжек) –  $0.50\text{--}0.54\%$ ; в твердой фазе ГЖВ в кварце гранитов обнаружен топаз [29]. Таким образом, при формировании биотит-протолитионитовых гранитов фтор играл существенную роль. Наряду с этим, в гранитах содержатся высокие концентрации лития, олова ( $0.008\%$ ), ниобия ( $0.005\%$ ), пентоксида тантала ( $0.0009\%$ ). Всеми исследователями описываемые граниты относятся к редкометалльным гранитам литий-фтористого типа.

Для биотитовых и биотит-протолитионитовых гранитов также установлено резкое различие [31] по содержанию Eu ( $0.8$  г/т в первых и  $0.006\text{--}0.076$  г/т во вторых), а соотношение  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  в биотитовых гранитах –  $8.2$  и  $0.9\text{--}2.8$  – в протолитионитовых. Содерж-



**Рис. 3.** Содержание (в %) главных компонентов в биотитовых (ЯРС – Ярославский, Первомайский, Чихезский и Березянский массивы) и биотит-протолитионитовых (ВЗН – Пограничный, Вознесенский и Лагерный массивы) гранитах, а также в апогранитных (ГРЗ) грейзенах (частично по альбитизированным гранитам).



**Рис. 4.** Соотношение К, Rb и Li в магматических и метасоматических породах и рудах Вознесенского рудного района.

Обозначения пород: ЯРС - биотитовые граниты, ВЗН – биотит-протолитионитовые граниты, МНЦ – монцитониты, ГББ – габброиды, ГРЗ – грейзены (частично по альбитизированным гранитам), Топ – топаз-флюоритовые руды, Фл – апокарбонатные редкометалльно-флюоритовые руды.

жание Eu в кварце упомянутых гранитов соответственно: 0.073 и 0.009 г/г, соотношение  $(La/Yb)_N$  – 7.25 и 4.08–0.59. Эти данные могут свидетельствовать о вероятном образовании гранитов на разных уровнях коры [32] или же о степени их дифференциации. Глубокий европиевый минимум является типоморфным геохимическим признаком рудоносных литий-фтористых гранитов во многих регионах на разных континентах.

Кроме того, с биотитовыми и биотит-протолитионитовыми гранитами парагенетически связана различная минерализация (см. выше).

Приведенные данные подтверждают, что биотитовые и биотит-протолитионитовые граниты принадлежат к единому комплексу, но дифференцированы в существенно различной степени. При альбитизации и грейзенизации вариации состава щелочей и глинозёма определяются относительным количеством альбита, слюды и топаза в изменённых разновидностях, что соответствует последовательному развитию постмагматических стадий: ранней щелочной, кислотно-выщелачивания и поздней щелочной.

Соотношение гранитных и базитовых комплексов в какой-то степени характеризуется содержанием в них щелочных элементов. Вариации содержания K, Rb и Li во всех магматических породах района (рис. 4) укладываются в единый тренд, что свидетельствует в пользу того, что габбро-монцонитоидный и вознесенский гранитовый комплексы имеют родственный источник. Антидромный характер эволюции магматизма может быть обусловлен постепенным проникновением магмопроводящих разломов на всё более глубокие горизонты литосферы и вскрытием очагов разного состава по мере консолидации астеносферного клина.

Вознесенские биотит-протолитионитовые граниты были ранее детально изучены в лаборатории изотопных исследований ДВИМСа (Н.С. Герасимов) по образцам М.Д. Рязанцевой. Это позволило высказать некоторые соображения о происхождении этих гранитов [38]: 1) граниты формировались при участии вещества нескольких резервуаров – докембрийских метаморфических пород, вмещающих терригенно-карбонатных толщ кембрия и глубинных флюидов; 2) вслед за внедрением биотит-протолитионитовых гранитов происходило образование редкометалльных альбит-топазовых апогранитных (с танталом) и слюдисто-флюоритовых апокарбонатных грейзенов; 3) установленные повышенные величины начальных отношений (0.736) изотопов стронция в редкометалльных литий-фтористых гранитах позволяют предполагать связь их образования с глубинным диапиром кимберлитоподобной магмы, под действием

тепла и флюидов которого происходило выплавление расплавов в слоях коры различной глубинности и состава. Участие мантийной составляющей в гранитообразующем процессе подтверждается имеющимися [12, 38] и новыми Rb-Sr и Sm-Nd изотопными данными (табл. 2, рис. 5).

Судя по новым данным, биотитовые граниты Ярославского, Чихезского и Первомайского массивов (452–462 млн лет), с одной стороны, и вознесенские биотит-протолитионитовые граниты Вознесенского и Пограничного массивов, (452–467 млн лет) с другой, не принадлежат к последовательным фазам, а являются петрохимическими фациями, сформировавшимися одновременно. В рудных районах, где развиты редкометалльные граниты, например в Забайкалье [5, 6], петрохимический ряд, соответствующий изменению состава между биотитовыми и биотит-протолитионитовыми гранитами, обычно представляет последовательные фазы внедрения по мере углубления дифференциации магмы. В ВРР массивы разного состава формировались одновременно, а различия в степени дифференцированности и соотношении коровой и мантийной составляющей можно объяснить только различиями в геолого-структурной обстановке формирования биотитовых и биотит-протолитионитовых гранитов.

Массивы биотитовых гранитов, обогащённые коровым веществом ( $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.708–0.720$ ,  $\epsilon_{Nd} = -5$ ), локализованы в поднятиях и не имеют глубоких корней, а биотит-протолитионитовые граниты приурочены к опущенным блокам; их формирование связано с каналами, имеющими большую вертикальную протяжённость на глубину, вследствие чего роль мантийной составляющей в них увеличена ( $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.707–0.708$ ,  $\epsilon_{Nd} = -3.05$ ).

Оловорудные месторождения касситерит-силикатно-флюоритовой (Ярославское, Первомайское) и касситерит-кварцевой (Чапаевское) формаций, парагенетически связанные с биотитовыми гранитами, по возрасту (456 млн лет) и значению первичного изотопного отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr_i$  флюоритов (0.709–0.712) не отличаются от одноименных массивов. Концентрация олова при их формировании, возможно, является длительным многоступенчатым процессом. Первоначальное его накопление, возможно, происходило еще в докембрийских гранитах и пегматитах. При их размыве аксессуарный касситерит обогащал раннекембрийские терригенные толщи начальных серий (насыровская свита), из которых олово было затем мобилизовано при ордовикском гранитообразовании.

Ниобий-танталовое оруденение стрюверит-колумбитового типа (440 млн лет, U-Pb метод) генети-

Таблица 2. Возраст и изотопные характеристики магматических пород Вознесенского рудного района.

Массив	Порода	Возраст млн лет	$\epsilon_{Nd}$	$^{87}Sr/^{86}Sr_i$
Ярославский массив	Биотитовый гранит	414	-5.0	0.7170
Ярославский массив	Биотитовый гранит	455		
Первомайский массив	Биотитовый гранит	462	-5.0	0.7200
Чихезский массив	Биотитовый гранит	452	-5.0	0.7074
Пограничный массив	Протолитионитовый гранит	452	-3.6	0.7084
Вознесенский массив	Протолитионитовый гранит	467	-2.5	0.7073
Сопка Липовая	Монцодиорит	415	-0.4	0.7079
Сопка Москаленкова	Монцодиорит	415	-0.4	0.7077
Сопка Колхозная	Габбро	406	-0.4	0.7077
Сопка Колхозная	Габбро		1.9	0.7069
Дайки	Пикродолериты	405	-3.0	0.7207
Дайки	Пикродолериты		-2.1	0.7068
Дайки	Базальты	347	-3.0	0.7099
Тургеневская свита	Гнейс		-7.6	0.7322

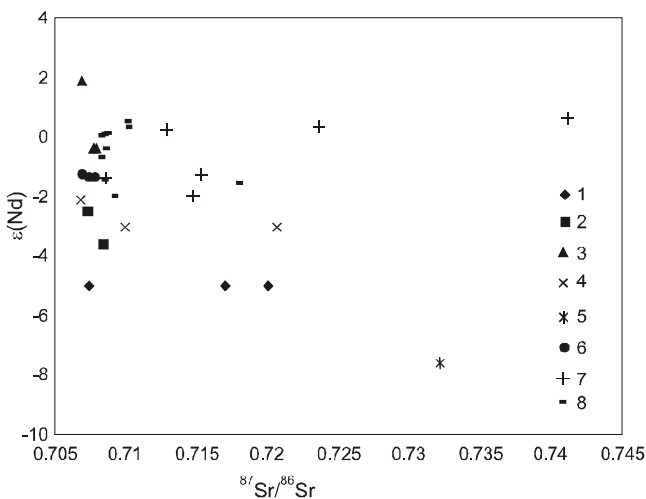


Рис. 5. Изотопные соотношения в магматических породах и рудах Вознесенского рудного района.

Обозначения пород: граниты: 1 – биотитовые и 2 – биотит-протолитионитовые; 3 – монцонитоиды, 4 – дайки пикродолеритов, 5 – гнейсы; флюорит из апокарбонатных редкометалльно-флюоритовых руд месторождений: 6 – Березьянское, 7 – Пограничное, 8 – Вознесенское.

чески связано с биотит-протолитионитовыми гранитами и локализуется в апикальных участках массивов; формировалось на завершающих стадиях интрузивного процесса при переходе к постмагматическому метасоматозу – альбитизации и грейзенизации (кварц-топазовой). Модель формирования этого оруденения – результат кристаллизационной дифференциации, проходившей в краткий по геологическим меркам период [16].

Выше уже упоминалось о парагенетической связи с описываемыми гранитами редкометалльно-флюоритовой минерализации, формирование которой обусловлено процессами поздней грейзениза-

ции, воздействием гидротермальных растворов, насыщенных флюидами и поступавших, скорее всего, из глубинного магматического очага. С этим этапом грейзенизации связано образование линейных зон грейзенов по гранитам и своеобразных апокарбонатных [10] грейзенов по известнякам, представляющих собой слюдисто-флюоритовые с бериллием руды, обогащенные также рубидием, литием, цезием, сосредоточенными в слюдах. Месторождения флюорита уникальны по масштабам и образованию. Вопрос об источнике фтора дискуссионен. Предполагается привнос фтора из мантии, либо заимствование из вмещающих осадочных пород. В пользу последнего предположения свидетельствует повышенное почти в два раза против кларка содержание фтора во вмещающих рудные тела известняках волкушинской свиты нижнего кембрия [37] и обнаруженный в них же первичный ратовкит [1]. На Корейском полуострове в Пхённамской зоне известны в подобных отложениях крупные стратиформные месторождения флюорита и полиметаллов [25].

Редкометалльно-флюоритовые руды (возраст 423 млн лет,  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.708-0.740$ ) формировались на поздней, более низкотемпературной стадии грейзенизации (флюорит-слюдистой) непосредственно над массивами танталоносных гранитов. Характерная геохимическая ассоциация литофильных элементов в редкометалльно-флюоритовых рудах: F, Be, Li, Rb, Cs, Sn, W, As – определяет их безусловную геохимическую общность с гранитами (рис. 5). Вместе с литофильными элементами накапливается также халькофильная группа (Zn, Pb, Cu), в повышенном количестве присутствующая в углистом веществе вмещающих карбонатно-сланцевых толщ, из которых халькофильные элементы мобилизуются флюидными потоками, сопряженными с развитием гранитно-магматического процесса. Для этих руд характе-

рен широкий диапазон изотопных характеристик флюорита из рудных залежей ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.708-0.740$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.99-0.69$ ) (табл. 3), указывающий на присутствие как корового, так и мантийного материала.

Примечателен более коровый состав флюорита на верхних горизонтах ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.710-0.740$ ) по сравнению с нижними горизонтами (0.708–0.709), а также более мантийный состав ранних генераций флюорита ( $\epsilon_{\text{Nd}} = 0.06-0.69$ ) относительно его поздних генераций (-0.37– -1.99) (рис. 6). На участие в процессе рудообразования потоков глубинных флюидов указывают положительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  в ранних генерациях флюорита.

Главным признаком рудоносных гранитных массивов служит их обогащённость F, Li, Rb, Cs, Be, повышенная щёлочность и лейкократовый облик. Глубокая дифференциация магмы литий-фтористого типа и редкометалльно-флюоритовое рудообразование явились результатом длительного фракционирования магмы при ее движении на протяженном вертикальном интервале. Подобный механизм формирования эндогенного оруденения установлен и для других металлов, например, для урана [34]. Вместе с тем, формирование уникально крупных редкометал-

льно-флюоритовых месторождений нельзя объяснить только дифференциацией известных гранитных массивов Вознесенского комплекса, так как объёмы флюоритовых залежей и интрузивных тел сопоставимы; соответственно сформировавшая их магма не могла вместить наблюдаемое в надинтрузивной области огромное количество фтора. Наиболее вероятным путём образования метасоматических залежей может быть воздействие глубинных флюидов [11], продолжавшееся и после становления дифференцированных редкометалльных гранитных тел, что подтверждается положительными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}$  в ранних генерациях флюорита, почти совпадающими с таковыми монцонитоидов (рис. 6). Длительная открытость протяжённых трещинных каналов, вскрывавших мантийные флюидно-магматические очаги, подтверждается внедрением пострудных интрузий монцонитоидного комплекса (415 млн лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.708$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -0.4-1.9$ ) и даек пикродолеритов (405 млн лет,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.721$ ). На генетическое родство гранитного, монцонитоидного и дайкового комплексов указывает очень высокая концентрация F в породах всех трёх комплексов (табл. 1). По-видимому, для крупномасштабного апокарбонатного оруденения Вознесенского рудного поля может быть правомерна модель образования ультраредкометалльных лейкогранитов Рудных гор, предложенная в работе В.Д. Козлова [15], в которой показано, что для формирования высокопродуктивных лейкогранитов благоприятно длительное развитие магматической системы в условиях интенсивного притока глубинных флюидов.

## ВЫВОДЫ

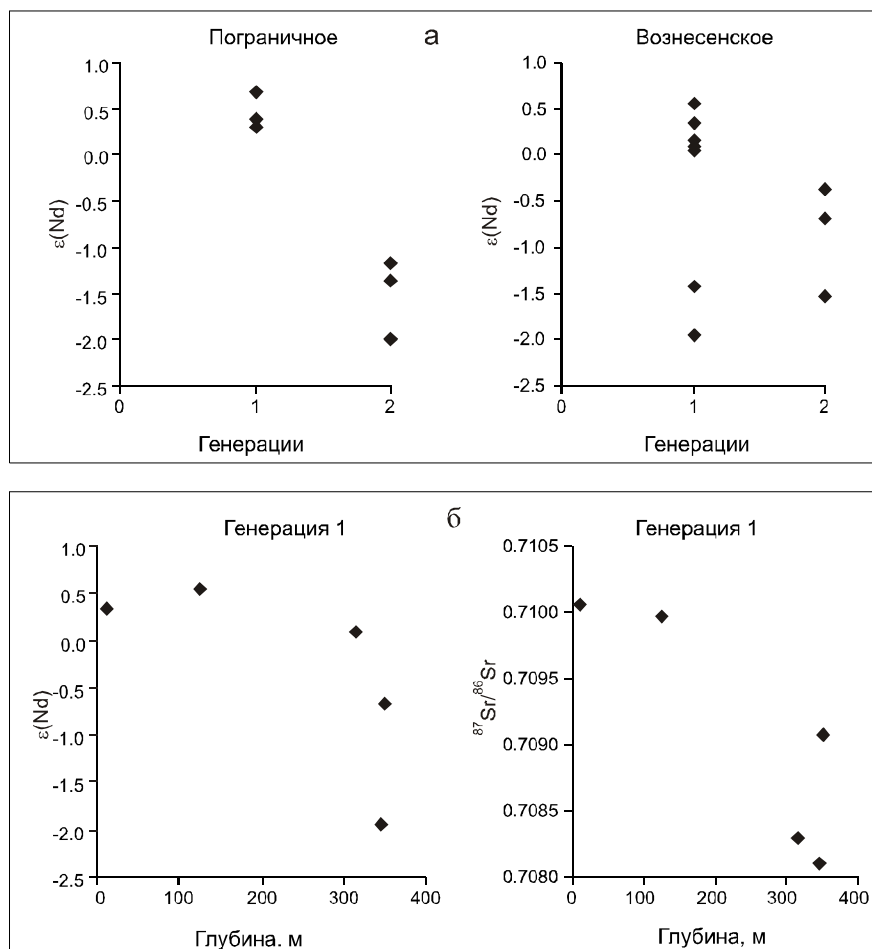
По нашим представлениям, формирование мощной рудно-магматической системы ВРР связано с "горячей точкой" – подъемом мантийного диапира, вызвавшего растяжение континентальной коры и заложение рифтогенной континентальной системы 2-го ряда [20], дальнейшее развитие которой сопровождалось подъемом глубинного флюидного потока; всё это инициировало образование гранитной магмы, обогащённой некогерентными (в том числе, редкометалльными) элементами и её глубокую дифференциацию. Гранитные массивы, с которыми связано крупномасштабное флюоритовое и редкометалльное оруденение, сопровождаются внедрением мантийных дериватов, также существенно обогащённых фтором, что подтверждает участие вещества глубинных флюидов в развитии рудно-магматической системы. В зависимости от динамики развития глубоких трещинных структур последовательно вскрывались магматические и флюидные очаги разного состава.

**Таблица 3. Изотопные характеристики флюорита из руд Вознесенского рудного района.**

Номер образца	Генерация	Глубина, м	Группа	$\epsilon_{\text{Nd}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$
<b>Пограничное месторождение</b>					
34/2			Эвк	0.69	0.740944
536-4	1			0.38	0.723403
536-32	2			-1.35	0.708469
П-1578	3			-1.99	0.714309
915/98	1			0.31	0.712104
915/71a	3			-1.17	0.709871
<b>Вознесенское месторождение</b>					
688-6			Алб	0.06	0.708135
Вз-0-6ф			Цбр	0.16	0.708496
Вз-75-4	1		ВЗС	-1.42	0.708323
640-5	1	11	ГРТ	0.34	0.710054
528-35	1	125	ЮАП	0.55	0.709978
685-175	1	315	ГРТ	0.10	0.708290
688-10	1	345	ЮАП	-1.95	0.708100
716-26	2	350	ГРТ	-0.68	0.709079
Вз-35-9	3		Прж	-1.54	0.717782
714-91	3		Прж	-0.37	0.708399
<b>Березянский рудопоявление</b>					
850-4				-1.33	0.7078
850-8				-1.35	0.7074
850-9				-1.24	0.7069

*Примечание.* Разновидности флюорита: Алб – в альбитах, Цбр – в цементе брекчии, Эвк – в цементе брекчий с эвклазом, Прж – из поздних прожилков. Местоположение образцов из метасоматических руд: ВЗС – северный фланг, ГРТ – главное рудное тело, ЮАП – южная апофиза.





**Рис. 6.** Вариации  $\epsilon\text{Nd}$  в генерациях флюорита Вознесенского и Пограничного месторождений (а); вариации  $\epsilon\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в 1-ой генерации флюорита Вознесенского месторождения на разных горизонтах (б).

Решающим тектоническим фактором, обеспечившим поступление мантийного вещества и образование уникально крупных месторождений ВРР, служит его позиция на пересечении региональных глубинных разломов, фиксирующихся зонами повышенной трещиноватости. Основная роль принадлежит широтной Кавалеровско-Дальнегорской сквозной зоне, выделяемой по ряду прямых и косвенных признаков разными авторами (Томсон, Фаворская, Баскина) и протягивающейся до западного Приморья. Подобные линеаменты принадлежат к глобальной ортогональной системе [15]. В ВРР наличие этой зоны подтверждается крупной субширотной зоной повышенной трещиноватости, выделенной А.А. Рязанцевым [35]. На восточном своем продолжении эта структура совпадает с линейным широтным полем повышенного теплового потока [22]. По западной границе ВРР проходит выделенная по геофизическим данным зона разломов меридионального направления. Узлы пересечения СЗ и СВ зон трещиноватости с широтной сквозной структурой, вероятно, своими корнями уходят в верхнюю мантию, обогащён-

ную некогерентными элементами. Таким образом, масштаб рудогенеза связан с особенностями глубоких геосфер, вплоть до ядра [45].

Подъём диапира, сопровождавшийся потоком глубинных флюидов, инициировал интенсивный гранитный магматизм с максимально глубокой дифференциацией расплавов и кристаллизацией на завершающих фазах гранитов литий-фтористого типа и обеспечил поступление больших масс F, Be, Li, а также Ta, Nb, Sn, полиметаллов. В свою очередь, благоприятное сочетание литолого-стратиграфических и структурных факторов создало эффективные геохимические барьеры, которые способствовали осаждению главных в сырьевом потенциале ВРР полезных компонентов. Основную роль в формировании рудной минерализации ВРР сыграли: а) развитая сеть мощных трещинных зон, вплоть до зон брекчирования пород, опережающих региональные разломы, которые играли роль рудоподводящих и рудораспределяющих каналов, экранированных непроницаемыми пластами и зонами местных разломов; б) присутствие в стратиграфическом разрезе мощной пачки

органогенных битуминозных известняков, явившихся эффективным геохимическим барьером и благоприятной вмещающей средой для метасоматических залежей, свойственных данной формации; в) развитие рудно-магматической системы в связи с интенсивным потоком глубинных флюидов и проявление гранитного магматизма в условиях узкого, но протяжённого по вертикали канала, что обеспечило максимально полную дифференциацию расплавов, завершающуюся кристаллизацией гранитов литий-фтористого типа, и продолжительное поступление глубинных щёлочно-фторидных растворов, помимо отделившихся от формировавшихся редкометалльных интрузий.

Выделяется два этапа формирования редкометалльного оруденения в рудном поле: сравнительно краткий этап образования стрюверит-колумбитовых руд в апикальных частях гранитных массивов, как итог кристаллизационной дифференциации крупного магматического очага, и гораздо более протяжённый этап образования крупномасштабных залежей Li-Be-флюоритовых руд при участии потоков глубинных (мантийных) флюидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 01-05-64292).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андросов Д.В., Раткин В.В. Доскладчатые цинковоколчеданные руды на Вознесенском грейзеновом месторождении (Приморье) // Геология руд. месторождений. 1990. Т. 32, № 5. С. 46–58.
2. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 90 с.
3. Бажанов В.А. Основные черты геологии и металлогении Ханкайского массива // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 114–133.
4. Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
5. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитовые формации. М.: Недра, 1979. 280 с.
6. Бескин С.М., Гребенников А.М., Матиас В.В. Хангайский гранитный плутон и связанное с ним Орловское месторождение тантала в Забайкалье // Петрология. 1994. Т. 2, № 1. С. 68–87.
7. Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
8. Бредихина С.А. Физико-химические особенности образования флюорита из месторождений Вознесенского рудного поля (Приморье) // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 78–86.
9. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия / Авт.: А.И. Гинзбург, Н.П. Заболотная, И.И. Куприянова и др. Под ред. А.И. Гинзбурга. М.: Недра, 1975.
10. Говоров И.Н. Грейзенизация известняков и интрузирующих их гранитов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 522–530.
11. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. Ч.1. Вознесенский рудный район. С. 9–94.
12. Говоров И.Н., Благодарёва Н.С., Журавлёв Д.З. Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского района (Приморье) по данным Rb-Sr-изотопии магматических и метасоматических пород // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 60–69.
13. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия / Под ред. А.И. Гинзбурга. М.: Недра, 1977. 230 с.
14. Козлов В.Д. Геохимические и геодинамические предпосылки формирования редкометалльных рудоносных гранитов Богемского массива Центральной Европы // Докл. АН. 2000. Т. 373, № 5. С. 667–671.
15. Космогеология СССР / Под ред. В.Н. Брюханова, Н.В. Межеловского. М.: Недра, 1987. 240 с.
16. Костицын Ю.А. Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 1. С. 21–30, № 2. С. 26–34.
17. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые месторождения Вознесенского рудного района // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 1. С. 3–14.
18. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые руды Вознесенского рудного района (Приморье, Россия) // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 5. С. 442–455.
19. Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П., Кувшинова К.А. Свойства флюорита и условия образования бериллий-флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43, № 6. С. 540–554.
20. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. №2. С. 3-16.
21. Материков М.П. Особенности месторождений олова в районах развития карбонатных пород // Сов. геология. 1961. № 9. С. 96-107.
22. Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. Колл. авт. под ред. Фаворской М.А. М.: Наука, 1977. 204 с.
23. Петрищевский А.М. Глубинная структура магматических комплексов в Вознесенском рудном районе // Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 100-111.
24. Порывкин Д.С., Никитин А.А., Николаев В.А., Шкурко Э.И. Термобарические условия образования слюдисто-флюоритовых месторождений Приморья // Тез. докл. V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Уфа, 1976. С. 60–63.
25. Раткин В.В. Металлогения свинца и цинка Тихоокеанской окраины Азии: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 1995. 42 с.
26. Руб А.К. Типоморфные особенности минералов-спутников танталового и оловянного оруденения // М.: Недра, 1980. 152 с.
27. Руб М.Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности // М., 1960. 358 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР. Вып 33).

28. Руб М.Г., Руб А.К., Лосева Т.И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 73–85.
29. Руб М.Г. Рудоносные гранитоидные комплексы ранне-среднего палеозоя // Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. С. 44–82.
30. Руб М.Г., Руб А.К. Новые данные о геологических и геохимических особенностях магматических образований Приханкайского района // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 57–67.
31. Руб А.К., Руб М.Г. Новые данные о магматических образованиях Приханкайского района и их соотношении с оруденением // Рудоносность магматических ассоциаций. М.: Наука, 1988. С. 40–74.
32. Руб М.Г., Руб А.К. Петрология редкометальных гранитов Вознесенского рудного узла, Приморье // Петрология. 1994. Т. 2, № 1. С. 43–67.
33. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. Фаворская М.А., Баскина В.А., Шилин Н.Л. и др. М.: Недра, 1983. С. 30–55.
34. Рыбалов Б.Л., Омеляненко Б.И. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1988. 275 с.
35. Рязанцев А.А. Структурный, магматический и литологический контроль оруденения в Вознесенском рудном районе Приморья: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1973. 30 с.
36. Рязанцева М.Д. Сравнительная характеристика вознесенских и гродоковских гранитов южной части Ханкайского массива // Изверженные породы Востока Азии. М.: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 69–73.
37. Рязанцева М.Д., Шкурко Э.И. Флюорит Приморья. М.: Недра, 1992. 158 с.
38. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 60–73.
39. Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Раткин В.В., Сокарев А.Н. Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 11–26.
40. Рязанцева М.Д. Геодинамические обстановки формирования структурных зон Приморья и связанный с ними магматизм // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока. Материалы V Дальневосточного регионального петрографического совещания. Хабаровск, 2001. С. 6–9.
41. Рязанцева М.Д. Рудная минерализация и минерагеническое районирование Приморского края // Вопросы геологии, металлогении, поисков и оценки месторождений Дальнего Востока. Хабаровск: Изд-во ДВММСа, 2002. С. 67–75.
42. Соколов С.В., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Минералого-геохимическая и температурная зональность Вознесенского редкометально-флюоритового месторождения (Приморье) // Отеч. геология. 2002. №5–6. С. 17–21.
43. Сырицо Л.Ф., Рязанцева М.Д., Волкова Е.В., Топорский В.Н. Новые данные о геохимических особенностях интрузивных образований Вознесенского рудного района (Приморье) и некоторые проблемы их петрогенеза // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 89–97.
44. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
45. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли / Отв. ред. Н.А. Шило. М.: Наука, 1985. 325 с.

Поступила в редакцию 23 июня 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

***M.D. Ryzantseva, I.I. Kupriyanova, B.V. Belyatsky, R.Sh. Krymsky, Ye.P. Shpanov***

### **Age and genetic correlations between magmatic rocks and rare metal fluorite mineralization in the Voznesenka ore district (Primorye)**

Basing on the previous and recent geological, isotope, petrochemical, and mineralogical data, the sequence and formation conditions of the Voznesenka granitic and mafic magmatic complexes as well as of various types of mineralization dated as Cambrian to Devonian have been specified. The position of the region at the intersection of deep-seated faults that belong to the global fault system superimposed on the continental margin may be considered as a tectonic factor contributing to the formation of major mineral deposits in this area. The magmatic control of mineralization relates to biotite and biotite-protolithionite granites that are the facies formed in different structural conditions. The latter circumstance resulted in a different degree of their differentiation and contamination by crustal and mantle material. Tin-ore deposits (456 Ma) are located in the exocontact parts of biotite granites derived from a magma enriched in crustal material (452–462 Ma,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.708-0.720$ ,  $e_{\text{Nd}} = -5$ ). Related to the biotite-protolithionite by granites (452–462 Ma,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.707-0.708$ ,  $e_{\text{Nd}} = -3.05$ ), two stages of ore formation are recognized: (1) formation of struverite-columbite ores (440 Ma, U-Pb) in granitic domes; and (2) formation of large-scale Li-Be-fluorite mineralization with participation of deep fluids flows – a more extended stage: 423 Ma,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.710-0.740$  (upper levels) and 0.708–0.709 (lower levels),  $e_{\text{Nd}} = 0.06-0.69$  (early generations of fluorite) and  $-0.37- -1.99$  (late generations of fluorite). The long-lived openness of the channels that exposed the mantle-related fluid-magmatic centers is confirmed by emplacement of post-ore intrusions of the monzonitoid complex (415 Ma,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i - 0.708$ ,  $e_{\text{Nd}} = -0.4 - 1.9$ ) and various mafic and ultramafic dikes.

## ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ И ФЛЮОРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ: ВОЗРАСТНЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ

*К.Б. Булнаев*

*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

Рассмотрены факторы возможной генетической связи флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии с позднемезозойскими вулканитами. Показана пространственная разобщенность большинства флюоритоносных поясов и зон и ареалов распространения вулканитов. Приведены новые данные о K-Ar и Rb-Sr возрасте флюоритовых месторождений и позднемезозойских вулканитов, свидетельствующие о формировании их в разное время с разрывом в 30–40 млн лет. На этой основе и с учетом особенностей размещения месторождений и вулканитов отрицается существование между ними генетической или парагенетической связи. Повышенная против кларка фтороносность щелочных базальтов и андезибазальтов вулканической ассоциации связывается с мантийным происхождением фтора и выносом его в земную кору в составе базальтовой магмы.

**Ключевые слова:** вулканиты, мезозой, флюоритовые месторождения, Забайкалье, Монголия.

### ВВЕДЕНИЕ

В южной и юго-восточной частях Забайкалья, в Центральной и Восточной Монголии известно около 100 флюоритовых месторождений разных масштабов. Они слагают одну из крупнейших в мире Центрально-Азиатскую флюоритоносную провинцию. Месторождения, располагаясь вдоль глубинных и региональных разломов и связанных с ними линейных систем позднемезозойских рифтовых впадин, образуют ряд протяженных (до 900 км) флюоритоносных поясов и зон северо-восточного простирания. Формирование их происходило близко во времени в эпитермальных условиях в связи с проявлением позднемезозойского этапа тектономагматической активизации или рифтогенеза [3, 30].

Важной генетической особенностью флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии является отсутствие выраженной связи с проявлениями магматизма. Поэтому вопрос о магматическом источнике их рудного вещества решается исследователями по-разному: от юрских гранитоидных интрузий [23, 26] до послераннемеловых субвулканических образований щелочно-основного состава [21, 29]. За последние два-три десятилетия широкое распространение получила точка зрения о генетической или парагенетической связи месторождений с позднемезозойскими вулканитами и ассоциирующими с ними

субвулканическими интрузивами [4, 17, 24, 25]. При этом в качестве главных факторов существования такой связи приняты: а) пространственная совмещенность ареалов распространения вулканитов и месторождений; б) близость их возраста и в) повышенное содержание фтора в вулканитах.

Автор, занимаясь в течение нескольких десятилетий изучением мезозойской тектоники и флюоритовых месторождений Забайкалья и работая некоторое время в Центральной и Восточной Монголии в составе совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, уделял обсуждаемой проблеме постоянное внимание. Анализ и обобщение накопленного материала позволяют уточнить особенности пространственного размещения вулканитов и месторождений, возрастные соотношения между ними и на этой основе высказать иную точку зрения на возможность их генетической связи.

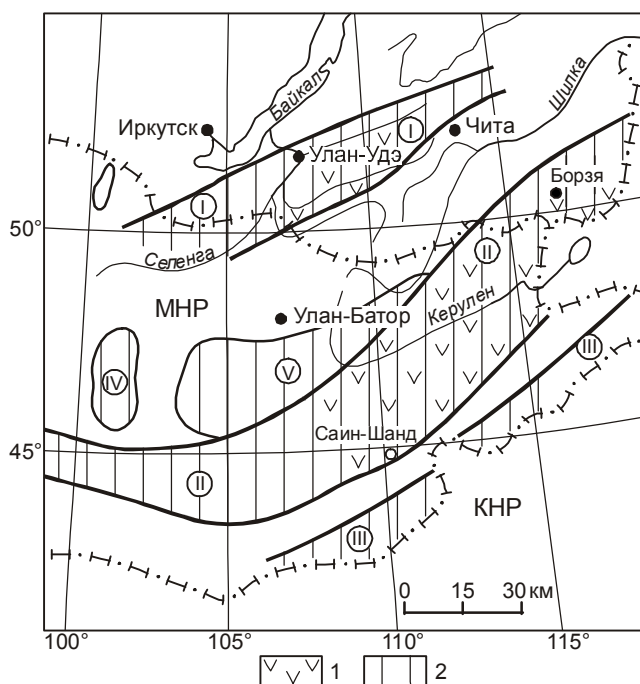
### АРЕАЛЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВУЛКАНИТОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Позднемезозойские вулканиты распространены главным образом в Центральной и Восточной Монголии, где слагают обширный Восточно-Монгольский вулканический пояс [24], протягивающийся в северо-восточном направлении почти на 750 км при ширине около 300 км (рис. 1). Продолжением пояса

далее на северо-восток являются поля молодых вулканитов на сопредельных территориях Юго-Восточного Забайкалья (Приаргунья) и Северо-Восточного Китая [6]. В Западном Забайкалье и центральной части Восточного Забайкалья близкие им по составу и возрасту вулканиты отсутствуют, либо имеют весьма фрагментарное развитие. Появление их в виде локальных базальтовых излияний иногда предшествует формированию здесь раннемеловых рифтовых впадин.

На современной денудационной поверхности позднемезозойские вулканиты не образуют сплошных по площади покровов. Они картируются в виде множества разных по размерам и конфигурации полей, часто ограниченных разломами. Исследователи связывают это с проявлением на территории пояса относительно молодых процессов тектонической активизации и эрозии [24]. Поля вулканитов отделены друг от друга выступами пород фундамента.

Размещение флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии определяется группировкой их в протяженные (до 900 км) флюоритоносные пояса и зоны [2, 16, 17, 30]. Забайкальский флюоритоносный пояс объединяет флюоритовые месторождения За-



**Рис. 1.** Схема расположения ареалов позднемезозойских вулканитов и флюоритоносных поясов (зон) Забайкалья и Монголии.

1 – ареалы распространения вулканитов, 2 – флюоритоносные пояса (зоны): I – Забайкальский, II – Монголо-Забайкальский, III – Южногобийско-Нукутдабанский, IV – Хангайский, V – Хэнтейский.

падного Забайкалья, западной и северо-западной частей Восточного Забайкалья (рис.1). Известные в его пределах поля бимодальных вулканитов имеют средне-, позднеюрский возраст [6, 10]. Позднемезозойские базальтоиды трахибазальт-шошонит-лагитового ряда установлены на территории пояса в единичных рифтовых впадинах [5]. Флюоритовые месторождения не обнаруживают закономерного пространственного тяготения к ним.

Центрально-Монгольский или Монголо-Забайкальский флюоритоносный пояс включает в себя флюоритовые месторождения Восточной Монголии и Юго-Восточного Забайкалья. В этой части провинции пространственно он совпадает с Восточно-Монгольским или Монголо-Забайкальским вулканическим поясом [19, 24]. С выклиниванием вулканитов к юго-западу интенсивность флюоритовой минерализации заметно спадает. Однако согласно металлогенической карте МНР флюоритоносный пояс Центральной и Восточной Монголии продолжается далее на запад и северо-запад вплоть до Гобийского Алтая, объединяя рассеянные на этой территории преимущественно мелкие месторождения и рудопроявления кварц-флюоритового типа [19]. В размещении их играют роль разрывные нарушения зоны Центрально-Монгольского глубинного разлома.

Аналогичные по составу, условиям образования и локализации флюоритовые месторождения и рудопроявления Хангайской и Хэнтейской флюоритоносных зон (областей) МНР (рис. 1) также не ассоциируют с проявлениями позднемезозойского вулканизма. Подобная картина наблюдается и на крайнем юго-востоке Монголии в Южногобийско-Нукутдабанском флюоритоносном поясе, где позднемезозойский вулканизм не проявился.

Таким образом, пространственное совмещение ареалов распространения позднемезозойских вулканитов и флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии характерно только для районов Восточной Монголии и Юго-Восточного Забайкалья. При этом месторождения концентрируются главным образом в тех частях вулканического пояса, где наиболее интенсивно проявлены наложенные процессы позднемезозойского рифтогенеза и дробления пород. Для большей части провинции совмещения площадей развития вулканитов и флюоритовой минерализации не наблюдается.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Rb-Sr определения возраста вулканитов выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT-262, принадлежащем Центру коллективного пользования СО

РАН (Институт земной коры, г. Иркутск). Для этого были использованы монофракции биотита и санидина из трахириолитов, а также сама порода. Значение изотопного стандарта стронция NBS-987 на период производства измерений составляло  $0,71028 \pm 0,00002$ . Расчет возраста производился полиномиальным методом Д. Иорка [32]. Погрешность определения изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составила менее 0,05%, а  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - 1,0\%$ .

К-Аг анализ возраста вулкаников производился по биотиту из кислых вулканических стекол в Лаборатории изотопной геологии ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) стандартным изотопным методом. При расчете возраста пород были использованы следующие значения констант распада:  $^{40}\text{K} : \lambda_{\text{к}} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $\lambda_{\text{б}} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ . В той же лаборатории выполнены К-Аг определения возраста флюоритовых месторождений. Для этой цели был использован адуляр из кварц-флюоритовых жил. При расчете возраста использованы  $\lambda_{\text{к}} = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$  и  $\lambda_{\text{б}} = 4,972 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ . Rb-Sr определения возраста месторождений производились в Центре коллективного пользования СО РАН одновременно с анализом возраста вулкаников на том же масс-спектрометре с использованием адуляра и флюорита.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ВУЛКАНИКОВ

Разрез вулкаников Восточно-Монгольского пояса и его продолжения в Юго-Восточном Забайкалье примерно одинаков в разных их частях. Преобладающая по мощности нижняя часть толщи (до 80 %) сложена щелочными и субщелочными базальтами и андезибазальтами, переходящими выше в трахиандези-базальты и трахиты [9, 24]. Завершают разрез менее распространенные кислые и щелочно-кислые вулканики: трахириодациты, трахириолиты, риолиты и их туфобрекчии, которые залегают на базальтоидах без признаков несогласия, имея такие же пологие (до  $10-15^\circ$ ) углы падения.

Одной из важных особенностей позднемезозойских вулкаников принято считать их полифациальность [20, 24, 28]. Наряду с эффузивными образованиями основных, средних и кислых пород выделяются субвулканические и близповерхностные интрузивные тела кислого и щелочно-кислого состава. Однако исследования в Приаргунье и Восточной Монголии показали, что в целом это обычная бимодальная вулканическая серия, в которой различные базальтоиды вверх по разрезу сменяются кислыми эффузивами. Субвулканические интрузии трахидацитов, трахириолитов, риолитов и трахитов в форме экструзивных

куполов, мелких штоков и даек, очевидно, имеют место, но отмечаются крайне редко.

По геологическим данным, возраст пород вулканической ассоциации определяется тем, что, с одной стороны, в Восточной Монголии покровы базальтов с размывом и угловым несогласием залегают на средне-верхнеюрских осадочных породах, а в Юго-Восточном Забайкалье – на эффузивах шадоронской серии того же времени. С другой стороны, в обеих частях пояса вулканики перекрыты фаунистически охарактеризованными раннемеловыми вулканогенно-осадочными и молассоидными отложениями. На основании этих геологических соотношений возраст пород трактуется исследователями либо как позднеюрско-раннемеловой [6, 9, 18, 20, 24, 27], либо как раннемеловой [31].

Для уточнения возраста вулкаников разными авторами была выполнена серия радиологических определений. Анализ производился главным образом калий-аргоновым методом по валовым пробам пород. При этом для монгольской части пояса по трахибазальтам, трахитам, трахириолитам и риолитам получен возраст от  $123 \pm 5$  до  $206 \pm 8$  млн лет [24]. Для аналогичных по составу и положению в разрезе вулкаников в Юго-Восточном Забайкалье зафиксированы значения изотопного возраста в интервале 121–147 млн лет [9, 20].

Принимая во внимание широкий разброс приведенных данных, нами были выполнены дополнительные радиологические исследования [3]. Для Rb-Sr определения возраста вулкаников порода отобрана из естественных обнажений в районе горы Бумбатыин-Ула на площади Бэрхинского рудного узла в Восточной Монголии, где резко порфиновые трахириолиты с биотитом и санидином во вкрапленниках залегают на андезибазальтах с падением покрова на северо-восток под углами  $8-10^\circ$ . По результатам изотопного анализа получены две Rb-Sr изохроны, расчет которых показал в одном случае возраст 151,0 млн лет при  $I_{\text{Sr}} = 0,7051$ , в другом случае –  $140 \pm 4$  млн лет при  $I_{\text{Sr}} = 0,7048$  (рис. 2). На наш взгляд, первое значение возраста ближе к истинному, т.к. во второй серии измерений биотит оказался слегка измененным. Результаты изотопных измерений трахириолита и его минералов приведены в таблице 1.

К-Аг определение возраста вулкаников производилось по биотиту. Материал для анализа был отобран из маломощного (2,6 м) прослоя кислых вулканических стекол в основании покрова трахириолитов, залегающего на базальтах в 2–3 км к северо-западу от пос. Абагайтуй в Юго-Восточном Забайка-

Таблица 1. Результаты изотопных измерений для трахириолита и его минералов.

№ п/п	Проба	Порода (минерал)	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	Арг-7-89	санидин	6,309	2066,1	0,00883	0,70517
2	Арг-7-89	биотит	279,6	103,4	7,83	0,7221
3	Арг-3-89	трахириолит	125,1	555,5	0,6516	0,7062
4	Арг-3-89	санидин	6,743	1412,4	0,0131	0,70483
5	Арг-3-89	биотит	278,7	87,54	9,224	0,72325

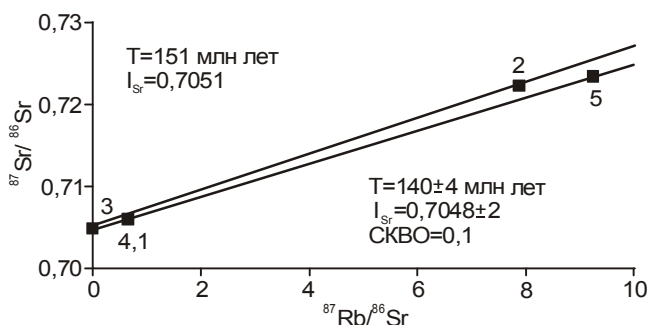


Рис. 2. Rb-Sr изохронная диаграмма для трахириолитов Восточной Монголии.

лье. Результаты выполненных измерений и расчетов приведены в таблице 2, из которой видно, что возраст кислых вулканитов вблизи границы с подстилающими базальтами находится на том же уровне, что и возраст вулканитов в Восточной Монголии по Rb-Sr данным, составляя 153–155 млн лет.

Хорошая корреляция изотопных данных, полученных разными методами по материалам из разных частей вулканического пояса, по-видимому, свидетельствует об их достоверности. Согласно современной шкале геологического времени, этот уровень соответствует киммериджскому времени [33]. Отсюда следует, что нижележащие, преобладающие в разрезе основные и средние эффузивы по возрасту не моложе этого времени. При такой трактовке возраста вулканитов легче объяснить, почему значительные по мощности отложения дзунбаинской свиты (до 200 м) и континентальные молассы рифтовых впадин (до 2000 м), имеющие фаунистически охарактеризованный раннемеловой возраст, залегают на кислых вулканитах.

Таблица 2. К-Аг возраст кислых стекол позднемезозойских вулканитов Юго-Восточного Забайкалья.

Минерал	Проба	K, %	$^{40}\text{Ar}^{\text{вг}}/\text{г}$	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	Возраст, млн лет
Биотит	Арг-26	6,34	71,14	0,009406	155±5
—	Арг-36	6,85	75,60	0,009251	153±5

#### ДАнные О ВОЗРАСТЕ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как отмечено, одной из важных закономерностей размещения флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии является локализация их в зонах разломов вдоль линейных систем позднемезозойских рифтовых впадин. В некоторых случаях месторождения располагаются не в обрамлении рифтов, как обычно, а в краевых частях самих впадин в базальных слоях выполняющих их терригенных отложений. На территории флюоритоносной провинции последние имеют сходный возраст и на основании данных биостратиграфических исследований датируются ранним мелом [18, 22]. В соответствии с этим возраст флюоритовых месторождений рассматривается тоже как раннемеловой [2, 17].

Следует однако отметить, что отложения рифтовых впадин, непосредственно вмещающие кварц-флюоритовые жилы месторождений, сами обычно не охарактеризованы находками органических остатков, сопоставляются с базальными слоями стратотипов по положению в разрезе и литологическому составу. А по мнению некоторых стратиграфов, их следует отнести к верхам поздней юры.

Исключительно устойчивый кварц-флюоритовый состав руд флюоритовых месторождений провинции сильно ограничивает применение для их датировки радиологических методов анализа. Единственным минералом, который может быть использован для К-Аг определения возраста, является редкий адуляр. Предпринятые ранее попытки определения возраста месторождений этим методом с использованием адуляра показали разброс его значений от 93 до 128 млн лет [7, 14, 15]. Выполненные нами К-Аг определения выявили близкий возраст — от  $100 \pm 8$  до  $122 \pm 5$  млн лет (табл. 3).

Можно допустить, что в процессе рудообразования часть радиогенного аргона могла быть вынесена из адуляра, что привело при К-Аг датировке к омоложению возраста месторождений [1]. С целью выявить это возможное омоложение возраста параллельно был применен Rb-Sr метод анализа с использованием того же адуляра и флюорита с Хурайского и Абагайтуйского флюоритовых месторожде-



**Таблица 3. К-Аг возраст флюоритовых месторождений Забайкалья (по адуляру).**

Месторождение	К, %	$^{40}\text{Ar}^{\text{нг}}/\text{г}$	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	Возраст, млн лет
Хурайское	10,97	78,5	0,00587	103±9
—"	12,07	84,4	0,00573	101±7
—"	12,41	90,0	0,00594	104±7
Барун-Ульское	12,70	88,3	0,00570	100±8
—"	12,45	94,1	0,00620	108±7
—"	12,50	90,1	0,00591	103±7
Абагайтуйское	9,94	83,41	0,00703	117±7
—"	8,30	72,50	0,00732	122±5
—"	10,45	80,7	0,00647	108±6
Ургуйское	11,90	89,8	0,00633	106±4

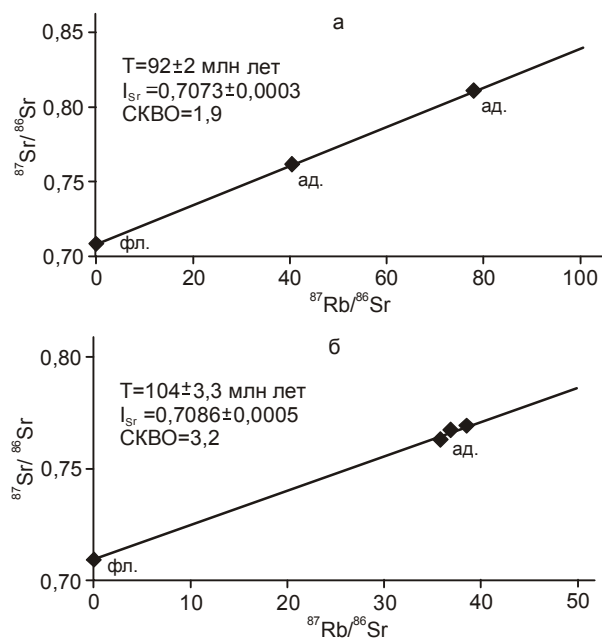
ний Забайкалья. Однако полученные при этом значения оказались ниже калий-аргоновых. Так, по Хурайскому месторождению в Западном Забайкалье получен изохронный возраст в  $92 \pm 2$  млн лет при первичном отношении изотопов стронция  $I_{\text{Sr}} = 0,7078 \pm 0,003$  (рис. 3а). На сходном по строению и составу руд Абагайтуйском флюоритовом месторождении, расположенном в Юго-Восточном Забайкалье, Rb-Sr возраст по отношению к К-Аг тоже занижен и составил  $104 \pm 3$  млн лет при  $I_{\text{Sr}} = 0,7086$  (рис. 3б).

Таким образом, если принять за основу даже максимальное значение К-Аг возраста в  $122 \pm 5$  млн лет по Абагайтуйскому месторождению, то разница во времени формирования флюоритовых месторождений и позднемезозойских вулканитов составит не менее 30 млн лет. При сопоставлении соответственно данных Rb-Sr определений этот разрыв увеличится еще на 11–14 млн лет. Очевидно, при такой разнице в возрасте было бы нереально предполагать существование между вулканитами и флюоритовыми месторождениями генетической или парагенетической связи.

Результаты анализа изотопного (Rb-Sr) состава минералов флюоритовых месторождений Забайкалья приведены в таблице 4.

**Таблица 4. Rb-Sr анализ минералов флюоритовых месторождений Забайкалья.**

Месторождение	Индекс пробы	Минерал	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Хурайское	Х-1	флюорит	2,5	520	0,02	0,70727
—"	Хур-3	адуляр	749,9	29,70	78,23	0,8085
—"	Хур-1	"	673,9	48,75	40,24	0,7604
Абагайтуйское	Аб-8-82	флюорит	2,5	267,9	0,03	0,70879
—"	Аб-52-82	"	2,5	167,7	0,05	0,70847
—"	Аб-8-84	"	2,5	206,3	0,035	0,70879
—"	Аб-8-85	адуляр	491,0	38,57	37,01	0,76167
—"	Аб-8-88	"	479,5	37,02	37,68	0,76521
—"	Аб-8-87	"	562,3	41,99	38,96	0,76637

**Рис. 3.** Rb-Sr изохронные диаграммы для флюоритовых месторождений Забайкалья.

а – Хурайского, б – Абагайтуйского (фл – флюорит, ад – адуляр).

#### ФТОРОНОСНОСТЬ ВУЛКАНИТОВ

Изучением фтороносности вулканитов Монголо-Забайкальского пояса занимались ряд исследователей. Было установлено, что содержание фтора в эффузивах Юго-Восточного Забайкалья возрастает от 0,07–0,137 % в ранних базальтах до 0,145–0,169 % – в поздних андезибазальтах [28]. В отличие от этого в вулканитах кислого и щелочно-кислого состава зафиксированы содержания от  $0,036 \pm 0,005$  до  $0,060 \pm 0,005\%$  [4]. На основании перечисленных данных был сделан вывод о том, что источником фтора флюоритовых месторождений района могли быть базальтовые магмы и связанные с ними очаги кислых расплавов позднеюрско-раннемелового возраста.



Относительно повышенные содержания фтора установлены в вулканитах Центральной и Восточной Монголии [24]. В основных и средних по составу эффузивах зафиксированы содержания элемента от 0,048 до 0,274 %, в кислых и щелочно-кислых разностях – от 0,03 до 0,173 %, а в таких же по составу породах субвулканической фации – от 0,02 до 0,053 %. Авторы считают вулканиты повышенно фтороносными и, исходя из этого, рассматривают кварц-флюоритовые жилы месторождений в едином ряду дифференциатов кислой ветви позднемезозойского магматизма. Относительное обеднение фтором кислых вулканитов они связывают с "высвобождением" элемента из кислой магмы и концентрацией его в кварц-флюоритовых жилах.

Результаты проведенного нами массового опробования на фтор позднемезозойских вулканитов Юго-Восточного Забайкалья и Восточной Монголии в основном подтвердили приведенные данные (табл. 5). Они показали наибольшую концентрацию галоида в базальтах и особенно в андезибазальтах нижней части толщи. Вверх по разрезу в породах кислого и щелочно-кислого состава содержание фтора падает более чем на порядок. Эта закономерность носит устойчивый характер, сохраняется в обеих частях вулканического пояса.

Повышенное содержание фтора в базальтоидах и, наоборот, пониженная концентрация его в вулканитах кислого состава является геохимической особенностью пород не только рассматриваемого пояса. Высокая фтороносность, в 3–5 раз превышающая кларк элемента, характерна для базальтов и андезибазальтов многих внутриконтинентальных вулканических областей, особенно рифтовых зон [28]. Отмеченное глубокое падение содержания фтора при переходе от пород латитовой серии к кислым их разновидностям установлено при изучении юрских вулканитов в районах Западного и Центрального Забайкалья [6, 8].

Изучением расплавных включений и закалочных стекол установлено, что наиболее высокие содержания фтора (до 6,0 мас. %) характерны для кислых магм континентальных окраин и внутриконтинентальных областей [13]. Образование фторонос-

ных высококремнистых магм исследователи связывают с анатектическим плавлением континентальной коры с присутствием биотита и мусковита – главных концентратов F, Cl и H<sub>2</sub>O.

Существование на территории Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции высокофтористых гранитных интрузий раннемелового возраста пока не установлено. Однако имеется ряд геологических и радиологических данных, свидетельствующих о существовании таких интрузий – возможных источников фтора эпитермальных флюоритовых месторождений. По данным K-Ar датировок, позднемезозойский этап гранитоидного магматизма Монголии охватывает интервал от 150 до 110 млн лет [12]. По-видимому, во флюоритоносных рудных узлах и зонах эти интрузивные тела еще не вскрыты эрозией, а флюоритовые месторождения, как образования эпитермального типа, значительно удаленные от них в пространстве, частично выведены на поверхность.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ результатов исследования показывает, что ни один из факторов, используемых для установления связи флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии с позднемезозойскими вулканитами, не находит подтверждения. Ареалы их распространения в большинстве случаев пространственно не совпадают. Многие флюоритоносные пояса и зоны, контролируемые разломами и линейными системами рифтовых впадин, расположены на площадях, где позднемезозойский вулканизм не проявился или проявился крайне слабо в виде локальных базальтовых излияний (Западное и Центральное Забайкалье, Юго-Восточная и Юго-Западная Монголия).

Радиологические определения возраста пород и руд показали для кислых и щелочно-кислых вулканитов верхней части разреза ассоциации 151–155 млн лет, тогда как для флюоритовых месторождений по адуляру получен K-Ar возраст в 100–122 млн лет, а Rb-Sr методом по тому же полевому шпату и флюориту – в 92–104 млн лет. Наличие такого большого разрыва во времени образования, по-видимому, не позволяет предполагать существование между вулканитами и флюоритовыми месторождениями генети-

**Таблица 5. Содержание фтора в позднемезозойских вулканитах Юго-Восточного Забайкалья (1) и Монголии (2) (масс. %).**

Породы	1			2		
	Число анализов	Пределы колебания	Среднее	Число анализов	Пределы колебания	Среднее
Базальты, андезибазальты	50	0,05–0,16	0,13	20	0,09–0,28	0,17
Трахиролиты, трахидациты	31	0,09–0,18	0,10	26	0,05–0,12	0,08
Риолиты афировые	32	0,0–0,06	0,03	20	0,0–0,10	0,05

ческой или парагенетической связи. Об этом же свидетельствуют и некоторые геологические данные.

В пределах Восточно-Монгольского вулканического пояса установлено, что позднемезозойские вулканы перекрыты мощной толщей (более 2000 м) вулканогенно-осадочных пород раннемеловой дзунбаинской свиты и континентальных отложений рифтовых впадин того же возраста. В то же время, кварц-флюоритовые жилы флюоритовых месторождений в ряде случаев пересекают базальные слои этих отложений.

Среди позднемезозойских вулканитов повышенной фтороносностью, в 3–5 раз превышающей кларк элемента в основных породах, обладают щелочные базальты и андезибазальты. На наш взгляд, это связано с тем, что фтор является элементом мантии и выносится в земную кору в составе базальтовой магмы [11]. И если эта фтороносная основная магма на пути своего продвижения вверх по зонам разломов не испытывает дифференциации с выделением фторсодержащих флюидов, то излившийся на поверхность расплав и образовавшиеся из него базальтоиды будут характеризоваться повышенным содержанием фтора. Говоря о связи месторождений с вулканическими породами, нельзя не учитывать и то, что флюоритовые месторождения имеют гидротермальное происхождение. Образование фтороносных гидротермов с температурой до 270 °С в сугубо наземных условиях в результате кристаллизации базальтовых или кислых лав трудно предположить. Очевидно, флюорито-

вые месторождения Забайкалья и Монголии генетически или парагенетически связаны с близкими по возрасту гранитоидными интрузивами, как правило, еще не вскрытыми эрозией. Об этом в какой-то мере свидетельствуют  $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  отношения во флюоритах (табл. 6).

## ВЫВОДЫ

1. Ареалы распространения позднемезозойских вулканитов и эпитептермальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии пространственно совпадают только на площади Восточно-Монгольского вулканического пояса. В других частях обширной Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции такого совмещения не наблюдается.

2. Среди пород позднемезозойской вулканической ассоциации повышенную фтороносность имеют только щелочные базальты и андезибазальты. Эта геохимическая особенность пород, характерная для базальтов многих рифтовых зон, вызвана мантийным происхождением самих базальтовых магм и источника фтора.

3. Разрыв во времени образования вулканитов и флюоритовых месторождений, по данным K-Ar и Rb-Sr датировок, превышает 30 млн лет, что в совокупности с особенностями размещения ареалов позднемезозойского вулканизма и флюоритоносных поясов Забайкалья и Монголии и повышенной фтороносностью только щелочных базальтов и андезибазальтов – продуктов кристаллизации мантийных, первоначально обогащенных фтором магм, не позволяет предполагать существование между позднемезозойскими вулканическими породами и флюоритовыми месторождениями генетической или парагенетической связи.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Батырмурзаев А.С., Бекиева А.А. Диффузия радиогенного аргона и дегидратация в серицитах // Докл. РАН. 2001. Т. 381, № 1. С. 103–106.
2. Булнаев К.Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука СО, 1976. 127 с.
3. Булнаев К.Б., Посохов В.Ф. Изотопный (Rb-Sr и K-Ar) возраст пород Монголо-Забайкальского вулканического пояса // Докл. РАН. 2002. Т. 383, № 5. С. 665–667.
4. Высокоостровская Е.Б., Шатков Г.А., Шаткова Л.Н. Фтор и хлор в геологических формациях Восточного Забайкалья // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1974. Ч. СШ. Вып. 2. С. 192–204.
5. Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климуков В.С. Состав и возраст ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 4. С. 583–591.
6. Гордиенко И.В., Климуков В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулкано-плутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.

**Таблица 6. Отношения изотопов стронция во флюоритах эпитептермальных флюоритовых месторождений Забайкалья.**

Месторождение	Проба	Вмещающие породы	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Хурайское	х - 1	Контакт гранитов с андезибазальтами	0,7079
—	х - 16	—	0,7079
—	х - 2	—	0,7078
Бурун-Ульское	БУ - 254	Граносиенит	0,7082
—	БУ - 80	—	0,7078
Новопавловское	НП - 6	Гранодиорит	0,7078
—	НП - 32	—	0,7077
Абагайтуйское	8-82	Контакт гранитов с базальтами	0,7077
—	52-82	—	0,7085
—	8-84	—	0,7088

*Примечание.* Анализы по Хурайскому, Бурун-Ульскому и Новопавловскому месторождениям выполнены в лаборатории изотопной геологии ВСЕГЕИ, по Абагайтуйскому месторождению – в Центре коллективного пользования СО РАН (г. Иркутск).

7. Дорошенко Ю.П. Особенности генезиса флюоритовых месторождений Приаргуны: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Львов, 1971. 21 с.
8. Зубков В.С., Петров Л.Л. Фтор, бор, бериллий в юрских эффузивах Центрального Забайкалья // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 50–63.
9. Ищукова Л.П., Игошин Ю.А., Авдеев Б.В. и др. Геология Урулунгуевского рудного района и молибден-урановые месторождения Стрельцовского рудного поля. М.: Геоинформмарк, 1998. 526 с.
10. Климук В.С., Посохов В.Ф. Состав и Rb-Sr возраст вулканитов Эгита-Индолинской рифтогенной впадины // Магматические и метаморфические породы Бурятии и связанная с ними рудная минерализация. Улан-Удэ, 2000. С. 33–40.
11. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 125 с.
12. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Коваль В.П., Цыпуков Ю.П. Мезозойские интрузивные породы Монголии. М.: Наука, 1975. С. 130–137.
13. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Япмолук В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Cl, F, S) в магмах среднего и кислого состава различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т. 8, № 6. С. 586–619.
14. Комарова Г.Н. О нижнемеловом этапе формирования месторождений Восточного Забайкалья // Геология руд. месторождений. 1970. № 5. С. 102–106.
15. Корытов Ф.Я., Бямба Ж., Аракелянц М.И. Новые данные о возрасте флюоритовой минерализации Монголии // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 5. С. 1151–1153.
16. Котов П.А., Зарембо Л.Е., Котова А.И., Плотникова Т.М. Особенности размещения флюоритового оруденения Восточной Монголии // Сов. геология. 1979. № 8. С. 76–87.
17. Маринов Н.А. О флюоритовой минерализации Восточной Монголии // Геология руд. месторождений. 1980. № 2. С. 99–103.
18. Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 76–90.
19. Оболенский А.А., Лхамсурен Ж. Металлогеническая карта Монгольской Народной Республики (флюорит). Новосибирск, 1986.
20. Объяснительная записка к геологической карте Читинской области масштаба 1:500 000. Чита, 1997. 240 с.
21. Розинов М.И. Посленижнемеловой субвулканический комплекс Западного Забайкалья и связь с ним эпиптермального флюоритового оруденения: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Л., 1964. 19 с.
22. Скобло В.М. Биостратиграфия и остракоды мезозойских отложений Западного Забайкалья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Улан-Удэ, 1967. 24 с.
23. Соловьев А.Т. К вопросу о поясах и этапах флюоритовой минерализации Восточного Забайкалья // Тр. ВСЕГЕИ, 1961. Новая серия. Т. 57. С. 141–145.
24. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканиты и связанные с ними гипабиссальные интрузивы. М.: Наука, 1978. 167 с.
25. Фрих-Хар Д.И., Волчанская И.К. О связи флюоритовой и редкометалльной минерализации Монголии с позднемезозойским магматизмом // Труды VI Симпозиума МАГРМ. М.: Наука. 1986. С. 386–395.
26. Храпов А.А. Основные закономерности размещения и генетические типы флюоритовых месторождений Монголии // Флюорит. М.: Наука, 1976. С. 235–240.
27. Шатков Г.А. О структурном расчленении верхнемезозойских вулканогенно-осадочных отложений и возрасте низкотемпературного гидротермального оруденения Приаргуны // Геология руд. месторождений. 1968. № 1. С. 101–104.
28. Шатков Г.А. Фтор и хлор в базальтах как возможные индикаторы металло-генетической зональности // Сов. геология. 1975. № 6. С. 121–126.
29. Щеглов А.А. Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений Западного Забайкалья // Геология руд. месторождений. 1961. № 3. С. 51–69.
30. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.
31. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной-Восточной Азии - проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
32. York D. Least - squares fitting of a straight line // Can. J. Physics. 1966. V. 44. N 5. P. 1079–1086.
33. Palmer A.R. Geologic time scale // Geology. 1983. V. 11, P. 503–504.

Поступила в редакцию 22 ноября 2002 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

***K. B. Bulnaev***

### **Late Mesozoic volcanics and fluorite deposits in the Transbaikal region and Mongolia: age and genetic relations**

Factors of possible genetic relationships between fluorite deposits in the Transbaikal region and Mongolia, and Late Mesozoic volcanics are considered. The special disconnection of most of fluorite-bearing belts and zones and areas of volcanics distribution is shown. New data are offered concerning the K-Ar and Rb-Sr age of the fluorite deposits and Late Mesozoic volcanics which give evidence of their formation in different times with an interval gap of 30–40 Ma. This is the basis for negating the genetic or paragenetic relationship between the deposits and volcanics, and the features of their distribution also negate it. The increased fluorine content as against the Clarke found for alkali basalts and andesite basalts of the volcanic assemblage is related to the mantle origin of fluorine and its transfer into the Earth's crust as part of basaltic magma.

## ЮБИЛЕИ

### ФЕЛИКС РУЗИКОВИЧ ЛИХТ

*(к 70-летию со дня рождения)*

19 августа 2003 года исполняется 70 лет известному дальневосточному геологу, доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки Российской Федерации, первооткрывателю Лермонтовского вольфрамового месторождения Феликсу Рузиковичу Лихту.

После окончания Кишиневского государственного университета в 1956 году Феликс Рузикович начал свою трудовую деятельность в Приморье в Южно-Приморской геолого-съёмочной экспедиции Приморского геологического управления, пройдя путь от младшего геолога до начальника партии и старшего районного геолога. Его работа в экспедиции в течение 10 лет как раз совпала с бурным развитием геологических исследований на Дальнем Востоке, когда только начиналась крупномасштабная геологическая съёмка в Приморье, разрабатывались стратиграфические схемы, схемы магматизма, тектоника этого сложного региона. Успешным завершением этих работ явилось открытое на геологической основе тех лет многих крупнейших месторождений олова, вольфрама и других полезных ископаемых. И Феликс Рузикович – один из ярких представителей геологов-первопроходцев тех лет.

Практическая направленность геологических исследований, воспитанная в годы его работы в экспедиции, сохранилась у Феликса Рузиковича на все последующие годы. Это проявилось в обосновании научного прогноза вольфрамоносности Северного Приморья, которое завершилось открытием богатого Лермонтовского месторождения вольфрама, в подготовке к изданию в качестве редактора и составителя фундаментальной сводки комплекта карт по оценке перспектив россыпей на шельфе морей Востока СССР, которой он занимался с 1972 по 1975 год в Дальневосточном научно-исследовательском институте минерального сырья Министерства геологии СССР. Разработанные им критерии прогнозной оценки факторов, определяющих россыпеобразование, получили практическую реализацию при проведении под его руководством уже в Тихоокеанском океанологическом институте ДВО РАН поисков россыпей на шельфе КНДР, выполнявшихся по договору с Академией наук КНДР и выявивших на дне Восточно-Корейского залива перспективный объект на россыпное золото – затопленную древнюю речную долину.

Работая с 1975 года в Тихоокеанском океанологическом институте ДВО РАН, Феликс Рузикович успешно занимается новыми теоретическими разработками. Им установлено, что принципиальную закономерность распределения осадков на дне приконтинентальных бассейнов (то есть их фациально-формационное выражение) контролирует в первую очередь морфоструктура бассейна, а не его климатические условия. Ему удалось показать, что морфоструктура отражает геодинамические тенденции развития бассейна. Это позволило воссоздать в целом геодинамическую эволюцию зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана по характеру формаций в геологических разрезах восточной окраины Азии. На основе анализа обширного матери-



ала им установлено, что все отложения этих разрезов формировались в древних приконтинентальных бассейнах. Такой подход меняет существующие представления о роли приконтинентального осадочного процесса в геологической истории и о перспективах выявления связанных с ним полезных ископаемых.

В Тихоокеанском океанологическом институте Феликс Рузикович организовал лабораторию седиментологии и сформировал ее научное направление – изучение закономерностей современного и древнего приконтинентального осадочного процесса и связанных с ним полезных ископаемых. Результаты исследований, выполняемых в лаборатории под его руководством за этот период в рамках российских и международных программ («WESTPAC», «COMEX», «Седимент», «Мировой океан» и др.), отражены в многочисленных публикациях (статьях и монографиях) в отечественных и зарубежных изданиях, неоднократно включались в основные достижения Российской академии наук, получали гранты и премии. Успешная разработка этих направлений сотрудниками лаборатории позволила защищать им кандидатские и докторские диссертации на материале, собранном в многочисленных морских экспедициях в окраинных морях Тихого океана.

Феликс Рузикович уделяет большое внимание подготовке научных кадров, являясь членом двух дальневосточных специализированных советов по защите докторских диссертаций, представляя в них специальности «общая и региональная геология» и «геоморфология». На базе ТОИ им организован филиал Берегового исследовательского центра и кафедры географии стран азиатско-тихоокеанского региона Дальневосточного государственного университета с целью совершенствования процесса обучения студентов, приобщения их к научной работе, а также для подготовки магистров и аспирантов.

Ф.Р. Лихт – постоянный автор и вездливый рецензент журнала "Тихоокеанская геология".

*Горячо поздравляем Феликса Рузиковича со славным юбилеем! Желаем здоровья, счастья, благополучия, многих научных открытий!*

*Редколлегия журнала, друзья, коллеги, ученики*

## ВИТАЛИЙ ГЕОРГИЕВИЧ ВАРНАВСКИЙ

(к 75-летию со дня рождения)

13 октября 2003 г. исполняется 75 лет Виталию Георгиевичу Варнавскому, видному дальневосточному геологу и ученому, *заслуженному деятелю науки Российской Федерации*, доктору геолого-минералогических наук (с 1983 г.), главному научному сотруднику Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения РАН, действительному члену Академии естественных наук, действительному члену Международной Академии минеральных ресурсов, почетному члену Приамурского географического общества и 51 год его трудовой и общественной деятельности.

Он родился 1928 г. в г. Кадиевка Ворошиловградской области на Украине. Окончил Новочеркасский политехнический институт (1952 г.), заочную аспирантуру в Дальневосточном геологическом институте (1967 г.).

Трудовую деятельность начал в 1952 г. участковым геологом в тресте "Дальвостуглеразведка". Работал начальником партии в Дальневосточном территориальном геологическом управлении (1959–1964 гг.), секретарем первичной организации КПСС этого же управления (1964–1968 гг.). С 1968 г. работает в академических организациях: Хабаровском комплексном НИИ, Институте тектоники и геофизики старшим научным сотрудником, заведующим лабораторией, главным научным сотрудником.

В 1967 г. защитил кандидатскую, а в 1983 г. – докторскую диссертации. Основные направления его научной деятельности: литология, геология месторождений угля, нефти, газа, литолого-фациальный, событийный анализы, палеогеография.

С 1968 г. Виталий Георгиевич являлся заведующим лабораторией литогенеза в ХабКНИИ ДВО РАН, а затем (1971–1998 гг.) бессменным заведующим лабораторией осадочных формаций, осадочных формаций нефтегазоносных областей, геологии горючих ископаемых в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН.

Им разработана и внедрена схема стратиграфического расчленения и корреляции палеогеновых и неогеновых отложений осадочных бассейнов Приамурья, дана оценка пригодности угольных месторождений Хабаровского края для подземной газификации. Кроме того, он принимал активное участие в оценке перспектив нефтегазоносности и потенциальных ресурсов нефти и газа Хабаровского края, а затем и шельфа Охотского моря и Татарского пролива, в разработке Программы развития геологоразведочных работ на нефть и газ в Хабаровском крае и сопредельных шельфах Охотского моря и Татарского пролива на период 2001–2005 гг. и перспективу до 2025 г.

Им опубликованы около 200 научных работ, в том числе 7 монографий, (4 персональных), 5 атласов (в соавторстве), одна карта, подготовлено 4 кандидата геолого-минералогических наук.

Виталия Георгиевича отличает преданность делу науки, чуткость к коллегам, принципиальность, деловитость, высокая работоспособность. Научную работу В.Г. Варнавский успешно сочетает с научно-организационной и общественной деятельностью.

Долгое время он был председателем секции "Нефтегазоносность Дальнего Востока" комиссии ДВО РАН по координации геолого-геофизических исследований, ученым секретарем спецсовета при Президиуме ДВО АН СССР по защите докторских диссертаций по геолого-минералогическим наукам, сопредседателем ДВ регионального угольного комитета. Ученый секретарь (1997–2003 г.), а в настоящее время является заместителем председателя Приамурского регионального отделения РАЕН по издательской деятельности отделения. Виталий Георгиевич награжден орденом "Знак Почета" (1973 г.), медалями "За доблестный труд", "Ветеран труда", "За заслуги в деле возрождения науки и экономики России" и "За заслуги в разведке и освоении недр Хабаровского края".

Желаем Юбиляру крепкого здоровья, творческого долголетия, счастья.

*Редколлегия, коллеги*

