

**Том 21, номер 4**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Июль-Август 2002**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
МОИСЕЕНКО В.Г.



## СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.Г. Родников, Н.А. Сергеева, Л.П. Забаринская.</i> Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) .....	3
<i>А. М. Петрищевский.</i> Структурные клинья в земной коре восточной окраины России (геофизические особенности) .....	9
<i>Liu Zhaojun, Wang Simin.</i> Mesozoic sequence stratigraphic framework features and its genetic analysis of Songliao Basin, Northeast China .....	18
<i>Kwang-Soo Seo, Dong-Woo Lee, In-Chang Lyu, Byung-Su Lee.</i> Conodonts from the Dumugol formation Lower Ordovician, Tanyang area, Korea .....	26
<i>В.П. Тузов, Л.И. Митрофанова, Р.В. Данченко, В.П. Болдырева.</i> Курасийско-маруямский комплекс неогеновых отложений Южного Сахалина .....	37
<i>В.Г. Пятилетов.</i> К вопросу о возрасте тукурингского комплекса Монголо-Охотской складчатой области .....	48
<i>И.В. Бучко, А.Э. Изох, М.Ю. Носырев.</i> Сульфидная минерализация ультрабазит-базитов Станового мегаблока .....	56
<i>В.А. Степанов, А.В. Мельников, В.И. Палажченко, Т.В. Макеева, В.И. Гвоздев.</i> Коренные источники платинометалльных россыпей проявлений Дамбукинского узла Верхнего Приамурья .....	69
<i>А.Б. Осипенко, Е.Г. Сидоров, А.П. Козлов, Э.А. Ланда, Г.В. Леднева, Б.А. Марковский.</i> Геохимия магматических серий Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корякия .....	79
<i>В.О. Худоложкин, О.В. Авченко.</i> Исследование форм существования растворенных частиц в системе вода – кремнезем в докритических и сверхкритических условиях методом термодинамического моделирования .....	92
<i>Н.В. Болдовский.</i> Структурно-геологические условия формирования и распространения подземных вод в Восточно-Азиатском вулканическом поясе .....	103
 <b>Некролог</b>	
<i>Ф.Г. Корчагин (1946–2002)</i> .....	122

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВПАДИНЫ ДЕРЮГИНА (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

*А.Г. Родников, Н.А. Сергеева, Л.П. Забаринская*

*Геофизический центр РАН, г.Москва*

Впадина Дерюгина, расположенная в западной части Охотского моря, выполнена осадками мощностью до 12 км. Она характеризуется повышенными значениями теплового потока, тонкой корой, сейсмической и гидротермальной активностью. Впадина расположена над горячим плюмом в мантии – астеносферным диапиром частичного плавления вещества, обнаруженного в верхней мантии на глубине 20–25 км. Вероятно, что астеносферные диапиры с частичным плавлением вещества представляют собой каналы, по которым горячие мантийные флюиды, несущие продукты дегазации мантии, проникают в осадочные бассейны, обеспечивая преобразование органического вещества, и являются дополнительным источником углеводородов. Западный борт ограничен офиолитовым поясом ультраосновных магматических пород, видимому фиксирующим древнюю (мезозой) субдукционную зону, отделяющую впадину Дерюгина от Восточного Сахалина, представлявшего собой в то время островную дугу с андезитовым магматизмом. За дугой располагался тыловой осадочный трог, в меловой период заполненный вулканогенно-кремнистыми и глинисто-кремнистыми отложениями, в настоящее время образующими складчатое основание Северного Сахалина.

**Ключевые слова:** кора, верхняя мантия, астеносферный диапир, геодинамика, минерагения, Охотское море.

### ВВЕДЕНИЕ

Впадина Дерюгина расположена в западной части Охотского моря (рис.1). На востоке впадина переходит в серию узких (до 10–20 км) субширотных грабенов, образующих Восточно-Дерюгинский осадочный бассейн и заполненных осадками мощностью до 4 км. На западе впадина Дерюгина отделяется от Северного Сахалина Шмидтовским подводным поднятием, сложенным меловыми офиолитовыми комплексами. Впадина Дерюгина оконтурена изобатой 1500 м и простирается на 800 км при ширине 150–200 км. Максимальная глубина 1795 м. Дно впадины представляет собой плоскую абиссальную равнину, слегка расчлененную по краям устьями подводных долин [15]. Впадина выполнена кайнозойскими отложениями мощностью до 12 км.

Задачей работы является описание глубинного строения впадины Дерюгина и ее соотношения с соседним Северо-Сахалинским нефтегазоносным бассейном. Для решения этой задачи построен глубинный геолого-геофизический разрез, пересекающий Северный Сахалин и впадину Дерюгина (рис. 2). Геологический разрез построен по [4, 18, 20, 21], строение коры приводится по [8, 16, 22], строение верхней мантии и астеносферы, значения теплового потока и сейсмичность – по [13, 17].

### ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Впадина Дерюгина расположена в сейсмически активном регионе Охотского моря (рис. 1). Распре-

деление эпицентров землетрясений указано по данным каталогов [5, 6, 23]. Подавляющее большинство землетрясений приурочено к Курильской островной дуге. Северо-Сахалинский бассейн расположен над глубинными разломами, к которым приурочены в основном коровые землетрясения. Решения механизма очага для ряда землетрясений в этом районе указывают на взбросовый характер движения (положительный угол скольжения), ориентированного в направлении северо-запад – юго-восток. Землетрясение, произошедшее в мае 1995 г. с магнитудой 7.0, привело к разрушению Нефтегорска. В результате этого катастрофического землетрясения на поверхности земли возник сейсморазрыв север–северо-восточного простираения общей протяженностью до 35 км, приведший к сдвиго-взбросовому перемещению с амплитудой горизонтальной сдвиговой компоненты до 8 м, а вертикальной взбросовой – до 2 м [12]. Сейсмическая активность захватывает западный борт впадины Дерюгина в районе расположения мелового офиолитового пояса, фиксирующего древнюю субдукционную зону. Здесь также распространены, в основном, коровые землетрясения, которые приводят к сдвиго-сбросовым и сдвиго-взбросовым движениям.

Тепловой поток высок в пределах глубоководных впадин и трогов: в Татарском проливе – 123–132 мВт/м<sup>2</sup>, во впадине Дерюгина достигает 200 мВт/м<sup>2</sup>, в Курильской котловине – 346–354 мВт/м<sup>2</sup>. Наиболее низкие значения, достигающие 22 мВт/м<sup>2</sup>,

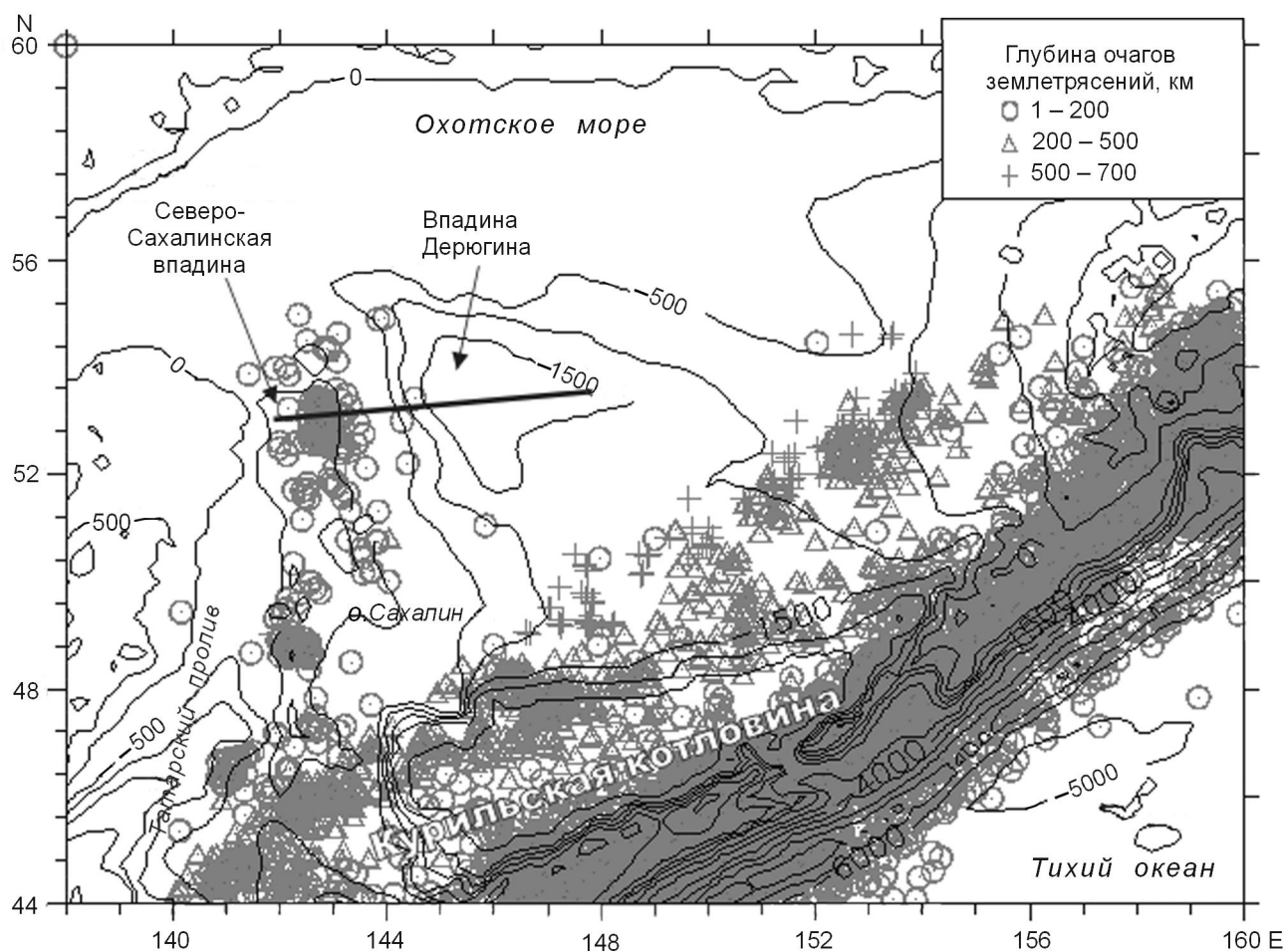


Рис. 1. Батиметрическая схема впадины Дерюгина с распределением эпицентров землетрясений. Прямая линия – расположение глубинного разреза.

наблюдаются в Курило-Камчатском глубоководном желобе. Средние значения теплового потока в пределах Северо-Сахалинского бассейна составляют  $76 \text{ мВт/м}^2$  [13, 17].

В магнитном поле отчетливо выражена Восточно-Сахалинская положительная магнитная аномалия, достигающая значений  $1200\text{--}1400 \text{ нТ}$  и фиксирующая Восточно-Сахалинский офиолитовый пояс, отделяющий впадину Дерюгина от Северного Сахалина. Впадина Дерюгина, трог Татарского пролива и Курильская котловина в основном характеризуются слабо отрицательными аномалиями до  $-200 \text{ нТ}$ , связанными с немагнитными осадочными породами, выполняющими впадины [17].

Гравитационное поле характеризуется резко контрастным строением в районе современных и древних зон субдукции и относительно плавными изменениями в осадочных впадинах. Впадина Дерюгина отличается спокойным полем слабо отрицательных и слабо положительных аномалий силы тя-

жести. К западу от впадины в области континентального склона Сахалина выделяются градиентные зоны, вероятно фиксирующие распространенные здесь офиолитовые комплексы, отделяющие впадину Дерюгина от Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна [17].

#### ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ

Глубинное строение региона Охотского моря отличается от сопредельных континентальных и океанических областей, кора которых характеризуется сравнительно ровным рельефом поверхности Мохоровичича и толщиной для континента в среднем  $35\text{--}45 \text{ км}$  и океана –  $6\text{--}10 \text{ км}$ . Земная кора переходной зоны отличается сильно дифференцированной мощностью от  $10$  до  $40 \text{ км}$ , сложным рельефом поверхности Мохоровичича, граничные скорости вдоль которой варьируют от  $7,8 \text{ км/с}$  до  $8,1 \text{ км/с}$  [2].

Верхняя мантия под Охотским морем характеризуется как горизонтальными, так и значительными



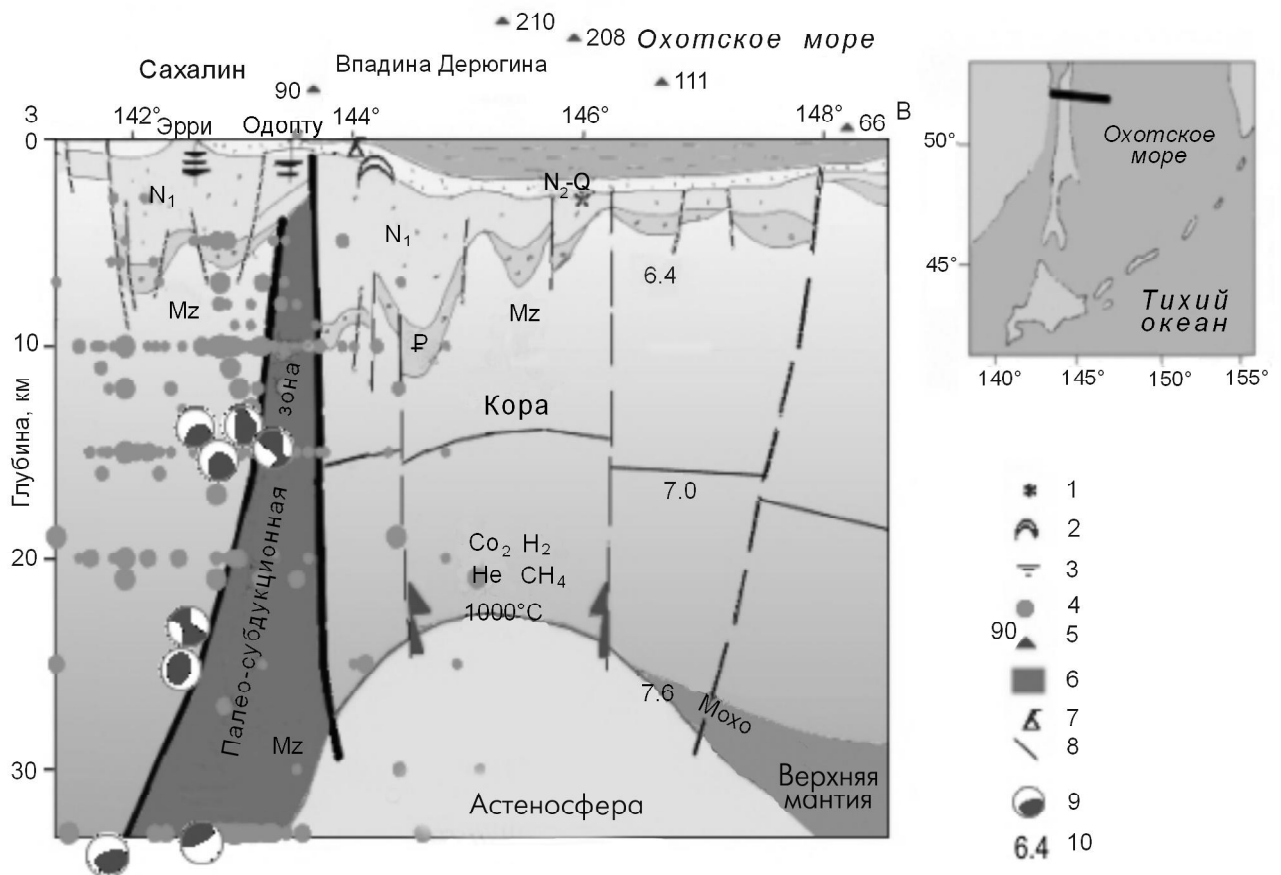
ми вертикальными неоднородностями. По данным сейсмической томографии [1, 19], в верхней мантии под Охотским морем отмечаются пониженные значения сейсмических скоростей, а в Курильской котловине на основе электромагнитных исследований в верхней мантии в интервале глубин 30–65 км выделен слой с удельной проводимостью 0,3–0,5 См/м и интегральной проводимостью около 15000 См [9].

*Астеносфера* в верхней мантии выделена по геотермическим данным [17]. И.К. Туезовым и Е.П. Епанешниковым [17] для оценки глубинных температур использован геотермический метод, основанный на решении уравнений теплопроводности для реальных моделей литосферы. Верхняя поверхность астеносферы принята за  $1000^{\circ}\text{C}$ – $1200^{\circ}\text{C}$  – температуру плавления пород верхней мантии [13]. На основе этих расчетов, астеносфера располагается в верхней мантии в Охотском море на глубине 50–70 км, а под Северо-Западной котловиной Тихого океана на глубине около 100 км [17]. От астеносферы отходят диапиры частичного плавления вещества, которые достигают глубины 20–30 км под осадочным трогом Татарского пролива,

впадиной Дерюгина и Курильской котловиной, обуславливая активный тектонический режим, проявляющийся в вулканической, сейсмической и гидротермальной деятельности. Под Северо-Сахалинской осадочной впадиной, содержащей почти все нефтегазовые месторождения Сахалина, астеносфера расположена на глубине около 70 км [17].

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Впадина Дерюгина (рис. 2) выполнена кайнозойскими, преимущественно глубоководными, морскими терригенными и кремнисто-терригенными отложениями толщиной до 12 км. *Оligоцен–нижнемиоценовый* комплекс, составляющий нижнюю часть осадочной толщи и слагающий отдельные изолированные рифтовые грабены, сформировался в глубоководных бассейнах в условиях некомпенсированного осадконакопления. Мощность этих отложений составляет 3–5 км. Верхняя часть разреза сложена *миоцен–четвертичными* осадками, выполняющими крупные прогибы, отделенные от поднятий листрическими сбросами. Верхи разреза сложены диатомовыми пелитами с



**Рис. 2.** Глубинное строение впадины Дерюгина.

1 – бариты, сульфиды; 2 – газогидраты; 3 – нефтегазовые месторождения; 4 – гипоцентры землетрясений; 5 – тепловой поток ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ); 6 – офиолитовый пояс; 7 – грязевые вулканы; 8 – разломы; 9 – решения механизма очагов землетрясений; 10 – скорости сейсмических волн в км/с.

прослоями пирокластических пород [17]. Слоистая толща впадины Дерюгина повсеместно смята в складки и разбита разломами, осложняющими борта впадины [20]. Разломы отражают современную тектоническую активность региона, обусловленную, по-видимому, глубинными процессами. Активная современная тектоника подчеркивается высокими значениями теплового потока, достигающими  $200 \text{ мВт/м}^2$ , и сейсмическими проявлениями, приуроченными, в основном к западному борту впадины Дерюгина, где простирается древняя сейсмофокальная зона. Мощный осадочный чехол впадины залегает на неровной поверхности акустического фундамента со скоростями сейсмических волн  $6,2\text{--}6,4 \text{ км/с}$ . Скорости по поверхности Мохо пониженные до  $7,6 \text{ км/с}$  [22]. Толщина фундамента незначительная – не больше 10 км, обусловленная процессами растяжения и последующего прогибания. Предполагается, что фундамент сложен мезозойскими океаническими вулканогенно-кремнистыми и глинистыми образованиями, которые обнажаются на Сахалине и Западной Камчатке [17].

Тектоническая активность, проявившаяся в регионе Охотского моря, в частности во впадине Дерюгина, обусловлена процессами, протекающими в верхней мантии. Здесь на небольшой глубине  $25\text{--}30 \text{ км}$  расположена астеносфера – аномальная горячая мантия, содержащая магматические очаги с высокими температурами, достигающими  $1200^\circ\text{C}$ .

Газогеохимические исследования подтверждают активные гидротермальные процессы, протекающие во впадине: вдоль зон разломов отмечается в придонной воде высокое содержание метана, водорода, углекислого газа, гелия и сероводорода. Обнаружена баритовая минерализация. Кроме того, на западном борту впадины Дерюгина на глубине примерно  $800 \text{ м}$  в керне глинистых осадков обнаружены газогидраты, содержащие в основном метан [10, 14, 20].

#### **ДРЕВНЯЯ СУБДУКЦИОННАЯ ЗОНА – ГРАНИЦА МЕЖДУ ВПАДИНОЙ ДЕРЮГИНА И СЕВЕРНЫМ САХАЛИНОМ**

Как уже отмечалось, с запада впадина Дерюгина ограничивается Шмидтовским подводным поднятием, сложенным офиолитовым комплексом пород. На полуострове Шмидта и в Восточно-Сахалинских горах этот офиолитовый комплекс представлен гарцбургитами, дунитами, верлитами, родингитами, габбро и амфиболитами, образующими тонкие офиолитовые пластины, обдуцированные в поздне-меловую эпоху и в конце миоцена на мезозойский фундамент [7, 11, 17]. Предполагается, что офиолитовый комплекс фиксирует положение древней сейсмофокальной зоны – мезозойской зоны субдукции океанической коры Охотского моря под структуры Сахалина. Подтверждением этому служит выделен-

ная В.М. Гранником на Восточном Сахалине поздне-меловая – палеогеновая Восточно-Сахалинская вулканическая дуга, состоящая из фрагментов вулканических островов, междуговых и преддуговых прогибов, аллохтонно залегающих на окраинно-морских образованиях в восточных районах Центрального и Северного Сахалина [3]. Вулканическая дуга сложена андезитами, дацитами, риолитами и их туфами известково-щелочной серии. За вулканической дугой в позднем мезозое на Северном Сахалине располагался тыловой прогиб, сложенный терригенными, кремнистыми и карбонатными породами с отдельными прослоями вулканических образований. Тыловой прогиб, выполненный верхнемеловыми осадочно-вулканогенными формациями, простирался до Восточно-Азиатского вулканического пояса. Реконструированная сейсмофокальная зона состоит из нескольких сколовых поверхностей, толщина ее не менее  $80 \text{ км}$ , а угол наклона составляет около  $45^\circ$ . Выход зоны на поверхность происходит в средней части континентального склона глубоководного желоба, там, где сейчас прослеживается офиолитовый пояс [3]. Вероятно, что впадина Дерюгина образовалась в кайнозойскую эру на месте древнего глубоководного желоба после завершения субдукции литосферной плиты Охотского моря под Сахалин.

#### **СЕВЕРО-САХАЛИНСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН**

Над древней субдукционной зоной располагается *Северо-Сахалинский осадочный бассейн*, включающий Сахалинский залив, Северный Сахалин и шельф северо-восточного Сахалина. Протяженность его в северо-западном направлении составляет  $900 \text{ км}$  при ширине в  $80\text{--}120 \text{ км}$ . Фундамент сложен триас–раннемеловыми вулканогенно-кремнистыми и, в отдельных случаях, поздне-меловыми вулканогенно-осадочными отложениями. Он расположен на глубине до  $5\text{--}12 \text{ км}$  в отдельных опущенных блоках, а на обрамляющих и внутренних поднятиях – до  $1,5\text{--}3 \text{ км}$ . Осадочный бассейн заполнен кайнозойскими отложениями, образованными в рифтовую стадию – нижняя часть, а потом в пострифтовую стадию развития бассейна. Кайнозойские отложения разделены на несколько структурно-стратиграфических комплексов. Раннеолигоценый комплекс общей мощностью более  $2 \text{ км}$  слагает узкие грабены в западной и юго-восточной частях осадочного бассейна. В позднем олигоцене образовались батиальные кремнисто-глинистые отложения мощностью до  $1,5 \text{ км}$ . В миоценовую эпоху сформировалась мощная толща (до  $10 \text{ км}$  в отдельных грабенах) песчано-глинистых отложений. Для плиоценового этапа развития бассейна, как и предыдущих, характерно накопление песчано-глинистых осадков. В результате плиоцен–

четвертичной тектонической активизации сформировались слабой интенсивности пологие пликативные структуры комплекса. Тепловой поток в этом бассейне характеризуется средними значениями, а астеносфера, по данным электромагнитных исследований, расположена на глубине около 70 км [17]. Так как Северо-Сахалинский осадочный бассейн располагался над древней субдукционной зоной, активной в мезозойскую эру, то породы мезозойского фундамента Северного Сахалина вероятно образовывались в условиях задугового бассейна, заполненного в кайнозойскую эру песчано-глинистыми нефтегазоносными отложениями.

### ВЫВОДЫ

Впадина Дерюгина образовалась на месте древнего глубоководного желоба после завершения субдукции плиты Охотского моря под Сахалин. За кайнозойскую эру здесь накопились мощные песчано-глинистые отложения. Толщина осадков достигает 12 км. Северо-Сахалинский нефтегазоносный бассейн сформировался на месте существовавшей в мезозойское время задуговой впадины. Для Северо-Сахалинского бассейна отмечаются средние значения теплового потока и толщина коры, превышающая 30 км, а впадина Дерюгина характеризуется повышенными значениями теплового потока, тонкой корой, сейсмической и гидротермальной активностью. Впадина расположена над горячим плюмом в мантии – астеносферным диапиром частичного плавления вещества, обнаруженным на глубине примерно 25 км.

Вероятно, что астеносферные диапиры с частичным плавлением вещества представляют собой каналы, по которым горячие мантийные флюиды, несущие продукты дегазации мантии, проникают в осадочные бассейны, обеспечивая преобразование органического материала, и являются дополнительным источником углеводородов. Западный борт впадины Дерюгина ограничен офиолитовым поясом ультраосновных магматических пород, по-видимому фиксирующим древнюю (мезозой) субдукционную зону, отделяющую впадину от Восточного Сахалина, представлявшего собой в то время островную дугу с андезитовым магматизмом. За дугой располагался тыловой осадочный трог, в меловой период заполненный вулканогенно-кремнистыми и глинисто-кремнистыми отложениями, в настоящее время образующими складчатое основание Северного Сахалина. Можно предположить перспективность на нефть и газ мезозойского фундамента Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна, сформировавшегося, в основном, в условиях *задугowych впадин*, благоприятных для генерации, аккумуляции и консервации углеводородов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ: проекты № 01-05-64400 и № 01-07-90233.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 23–34.
2. Глубинное сейсмическое зондирование. Данные по Тихому океану / Ред. И.П.Косминская, А.Г.Родников, Г.И.Семенова. М.: Сов. геофиз. ком. АН СССР, 1987. 103 с.
3. Гранник В.М. Реконструкция сейсмофокальной зоны Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги по распределению редкоземельных элементов // Докл. АН. 1999. Т. 366, № 1. С. 79–83.
4. Журавлев А.В. Сравнительная характеристика впадин Дерюгина и ТИНРО Охотского моря // Тихоокеан. геология. 1984. №1. С. 21–28.
5. Землетрясения в СССР в 1962 ... 1991 году / Отв.ред. Н.В.Кондорская. М.: Наука, 1964–1997.
6. Землетрясения Северной Евразии в 1992 ...1995 году / Отв. ред. О.Е.Старовойт. М.: ГС РАН, 1997–2001.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Кн. 2. 335 с.
8. Лившиц И.Х. Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг // Труды СахКНИИ. 1972. Вып. 33. С. 168–175.
9. Ляпишев А.М., Сычев П.М., Семенов В.Ю. Структура электропроводности верхней мантии Курильской котловины Охотского моря // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 45–55.
10. Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И., Верещагина О.Ф., Мишукова Г.И. Сорочинская А.В., Югай И.Г. Газо-геохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 1999. 184 с.
11. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с.
12. Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45–53.
13. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях // Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С.3–17.
14. Соловьев В.А., Гинзбург Г.Д., Дуглас В.К. и др. Газовые гидраты Охотского моря // Отеч. геология. 1994. № 2. С. 10–17.
15. Строение дна Охотского моря / Отв. ред. В.В. Белюсов и Г.Б. Удинцев. М.: Наука, 1981. 176 с.
16. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану / Отв. ред. Е.И. Гальперин и И.П. Косминская. М.: Наука, 1964. 306 с.
17. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Отв. ред. А.Г. Родников, И.К. Туезов, В.В. Харахинов. М.: Нац. геофиз. ком., 1996. 338 с.
18. Тектоническая карта Охотоморского региона. 1: 2 500 000 / Ред. Н.А. Богданов и В.Е. Хаин. М.: Ин-т литосферы окраин. и внутр. морей, 2000.

19. Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geoph. Res.* 1998. V. 103, NB12. P. 30055–30078.
20. Cruise Reports: Komex V and VI. Kuril Okhotsk Sea Marine Experiment / N. Biebow, T. Ludmann, B. Karp, R. Kulinich (eds.). Kiel, 2000. 295 p.
21. Petroleum potential map of Northeast Asia. North-Eastern Sakhalin petroliferous basin. China Petroleum Industry Press, 1998.
22. Piip V.B. Deep seismic refraction cross sections on Sakhalin (Russia) on the data of reinterpretation using 2-D inversion method // *Proc. 30<sup>th</sup> Int. Geol. Congr.* 1998. V. 20. P. 11–20.
23. Preliminary Determination of Epicenters, NEIC, USGS, 1996–2001.

*Поступила в редакцию 11 октября 2001 г.*

*Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем*

***A.G. Rodnikov, N.A. Sergeyeva, L.P. Zabarinskaya***

### **The deep structure of the Deryugin basin (Sea of Okhotsk)**

The Deryugin basin is a unique structure located in the Sea of Okhotsk. The sediment thickness reaches 12 km. The basin is characterized by increased values of the heat flow, thin crust, and seismic and hydrothermal activity. The basin is located above a hot plume in the mantle, i.e. an asthenospheric diapir detected in the upper mantle at a depth of 20–25 km. The western slope is bounded by an ophiolite belt of ultrabasic magmatic rocks, which apparently determines an ancient (Mesozoic) subduction zone separating the Deryugin basin from Eastern Sakhalin and at the same time representing an island arc with andesite magmatism. Behind the arc, there was a back-arc sedimentary trough which was filled with volcanic siliceous and clayey siliceous sediments in the Cretaceous and which now forms the folded basement of Northern Sakhalin. In this context the assumption is substantiated of good prospects for oil and gas of the sedimentary basins Mesozoic base formed for the major part in the conditions of back-arc basins favorable for generation, accumulation and conservation of hydrocarbons.

## СТРУКТУРНЫЕ КЛИНЬЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ РОССИИ (ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ)

*А. М. Петрищевский*

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан*

Анализируются сейсмические и гравитационные модели земной коры окраинно-материковых районов (Сихотэ-Алинь, Камчатка, Курилы), особенностью которых являются структурные клинья, внедрившиеся под эпоконтинентальные геологические структуры на границе расслоения “кора – мантия”. Скорость сейсмических волн и плотность в клиноформных пластинах в нижней части коры убывают, а те же параметры в верхнекоровом слое увеличиваются в направлении от океана к континенту. Геометрические и вещественные характеристики структурных клиньев в нижней части коры сочетаются с широким развитием тектонических покровов и аккреционных комплексов на поверхности. Возникновение и тектоническая эволюция структурных клиньев связываются с многоярусным расщеплением земной коры и верхней мантии при коллизии литосферных плит.

**Ключевые слова:** кора, мантия, гравитационное моделирование, глубинное сейсмическое зондирование, Сихотэ-Алинь, Камчатка.

Задолго до утверждения мобилистских концепций на Дальнем Востоке России многие исследователи [2, 6, 8, 18 и др.] пришли к выводу о необратимо-направленной эволюции геосинклинально-складчатых комплексов восточно-азиатской окраины, накапливающихся на протоокеаническом субстрате и последовательно причленяемых к эпоконтинентальным, ранее консолидированным, структурам. Такой способ формирования континентальной коры подтверждался закономерным изменением возраста складчатости и магматических формаций [1, 10, 18, 25], повторяемостью во времени и пространстве типовых комплексов – индикаторов тектонических обстановок [18], а также нашел ясное отображение в сейсмогравитационном районировании Северо-Западно-Тихоокеанской зоны перехода [21]. Геологические наблюдения и основные выводы этих исследователей впоследствии были использованы при разработке тектоники террейнов [19, 29], однако механизмы образования и тектоническая эволюция комплексов, слагающих аккреционные призмы и тектонические покровы, до сих пор остаются недостаточно ясными, поскольку в большинстве моделей, иллюстрирующих глубинное строение переходных зон “континент-океан” [14, 15, 24, 27 и др.], преобладают согласные тектонофизические границы, морфология которых плохо укладывается в схемы дисгармоничного тектогенеза.

Первые признаки дискордантного поведения глубинных тектонофизических границ по отношению к синклиноформным структурам приповерхностных

складчатых комплексов обнаружены в результате глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) территорий Сихотэ-Алиня и Камчатки около 30 лет назад, однако до сих пор этим фактам уделяется слабое внимание. Так, модель скоростных границ, построенных методом полей времен в разрезе земной коры Сихотэ-Алиня [5], согласно которой можно было бы сделать вывод о моноклиналном падении подошвы земной коры в сторону Японского моря (рис. 1, разрез С), впоследствии больше не рассматривалась. Похожие тенденции поведения скоростных границ в земной коре Камчатского полуострова выявлены Н.К. Булиным в 1977 году [4], но даже сегодня при характеристике аккреционных комплексов Камчатки эти данные не используются [11], а гравитационные модели земной коры рассчитываются, исходя из традиционной синклиноформной схемы строения складчатых комплексов [14, 24, 27].

Целью статьи является привлечение внимания к клиноформным моделям земной коры континентальных окраин, которые могут оказаться полезными при изучении коллизионных тектонических процессов. Основным методом доказательства существования клиноформных структур является гравитационное моделирование с опорой на данные глубинного сейсмического зондирования.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Благодаря аддитивным свойствам гравитационного потенциала гравитационное моделирование является весьма привлекательным для описания гео-

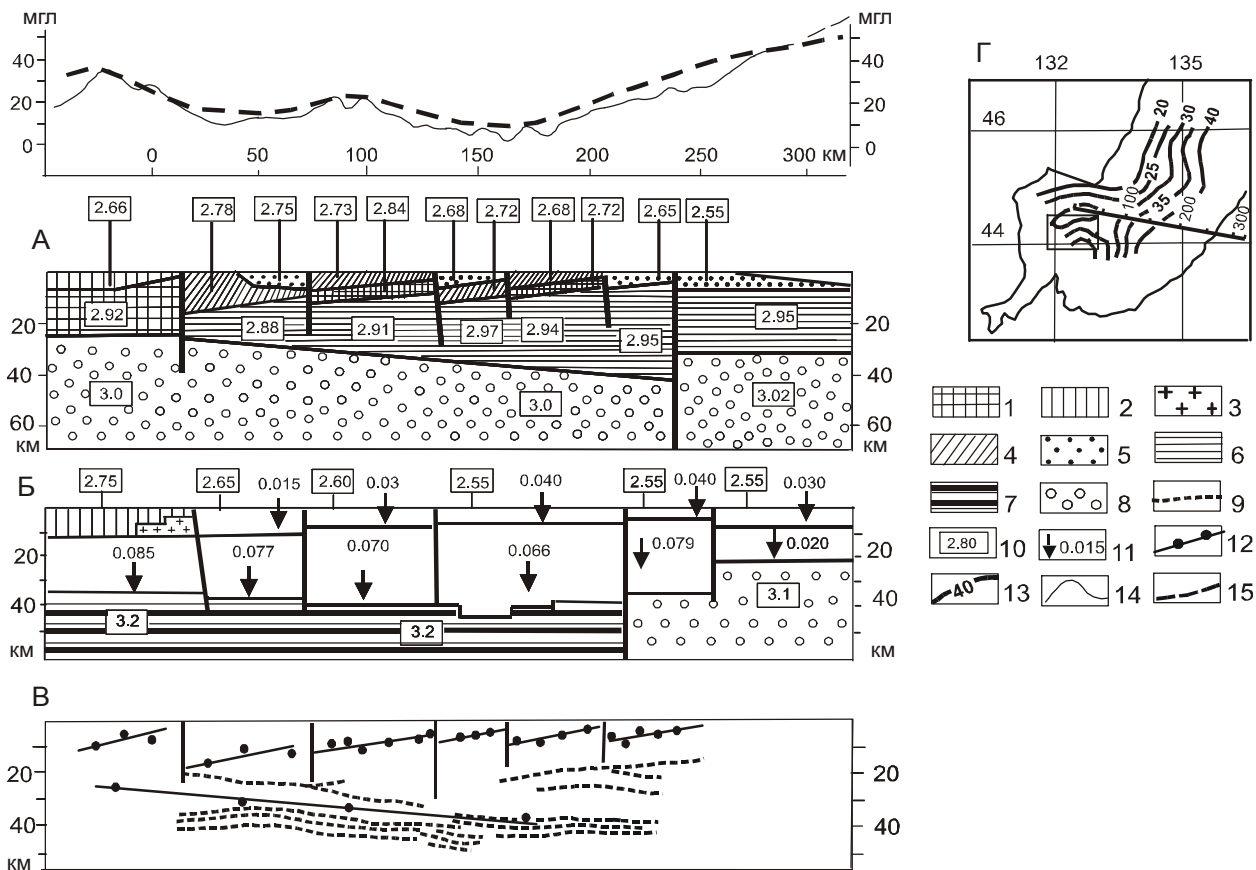


Рис. 1. Гравитационные модели земной коры Сихотэ-Алинской складчатой системы.

А – модель распределения плотности в слоях, ограниченных статистическими гравитирующими границами; Б – модель распределения вертикальных градиентов плотности в слоях, ограниченных скоростными границами [3]; В – скоростные преломляющие границы [5] и распределение плотностных неоднородностей [23]; Г – схема распределения компактных плотностных неоднородностей в переходном слое "кора-мантия", изолинии глубин центров масс в км.

1 – допалеозойские кристаллические комплексы; 2 – раннепалеозойские метаморфогенно-складчатые комплексы; 3 – гранитные батолиты; 4 – поздне-палеозойские складчатые комплексы; 5 – мезозойские и кайнозойские вулканогенно-осадочные образования; 6 – земная кора субокеанического типа ("базальтовый слой"); 7 – "нормальная" верхняя мантия; 8 – разуплотненная верхняя мантия; 9 – скоростные преломляющие границы; 10 – плотность комплексов, г/см³; 11 – вертикальный градиент плотности, г / см³ / км; 12 – центры локальных плотностных неоднородностей и линии их корреляции ( в разрезе В ); 13 – изолинии глубины залегания центров плотностных неоднородностей, км ( на схеме Г ); 14 – наблюдаемая аномалия сила тяжести; 15 – расчетная аномалия силы тяжести для разреза А.

логических структур любой сложности в широком глубинном диапазоне, однако почти всегда сталкивается с дефицитом априорной информации и по этой причине становится неоднозначным. При изучении разрезов земной коры на окраинах континентов, где складчато-блоковые структуры сочетаются со структурами дробления, сучивания, надвигания и широким проявлением магматических процессов, неоднозначность гравитационного моделирования, по сравнению с океаническими и внутриконтинентальными районами, возрастает. Недостаточность априорных данных (редкая сеть сейсмических профилей, отсутствие глубокого бурения) и сложность геологического строения окраинно-континентальных районов вынуждают искать дополнительные

источники информации, которые автор настоящей статьи находит в изучении особенностей пространственного распределения элементарных компактных плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии. Под компактной плотностной неоднородностью здесь понимается тело с квазизометричным поперечным сечением, удовлетворяющее условию:  $Z_1 > 0.5 D$ , где  $Z_1$  – глубина до поверхности тела,  $D$  – горизонтальные размеры тела. Согласно расчетным моделям погружающегося купола [23], при  $Z_1 > 0.7 D$  ошибки в определении геометрических центров плотностных неоднородностей ( $Z_0$ ) не превышают 15%, при  $Z_1 = 0.5 D$  составляют 30% и только при  $Z_1 < 0.3 D$  превышают 60%. Во всех случаях ошибки приводят к завышению глубин, поэто-

му определение глубины залегания центров масс локальных источников гравитационных аномалий в горизонтально-слоистых средах имеет смысл предельных оценок амплитуд структур. При статистических исследованиях пространственных распределений элементарных плотностных неоднородностей все многообразие геологических тел и структур сводится к двум типам неоднородностей: компактных ( $Z_1 > 0.5 D$ ) и горизонтально-плоских ( $Z < 0.5 D$ ). В общем случае, количественное соотношение источников элементарных гравитационных аномалий этих типов в земной коре заранее не известно, однако, по геологическим данным, в районах с интенсивным развитием магматизма, аккреционной и блоковой тектоники компактные плотностные неоднородности имеют широкое распространение. Влияние горизонтально-плоских структур в приповерхностной части земной коры (наложенные впадины и тектонические покровы), вносящих искажения в оценки распределений источников компактного класса, ослабляется при исключении фона локальных гравитационных аномалий. Оно может быть еще более ослаблено применением частотных фильтраций или геологического редуцирования (последнее возможно при крупномасштабных исследованиях). Формирование массивов  $Z_0$ , описывающих множественно-вероятные распределения элементарных плотностных неоднородностей, осуществлялось по системе параллельных профилей, расстояние между которыми в Сихотэ-Алине составляло 5 км (рис. 1, схема Г), а в Охотоморском регионе – 15 км (рис. 2, схемы А и В). Принцип выделения локальных аномалий на линейном фоне показан на рис. 2 (разрезы 1-1 и 2-2), а вычисление  $Z_0$  в автоматизированном режиме осуществлялось по абсциссам полумаксимумов аномалий и интегральным формулам Д.С. Микова [17], результаты осреднялись.

Опыт статистического гравитационного моделирования глубинных тектонических и магматических структур активных окраин Востока Азии [23] свидетельствует о том, что формальные распределения локальных плотностных неоднородностей содержат объективную геологическую информацию о глубинном строении земной коры и верхней мантии и могут использоваться в качестве экспресс-оценок или моделей первого приближения глубинных структур. Статистические построения не претендуют на исчерпывающую характеристику тектоно-формационных комплексов, они способны выявить только общие структурные закономерности (тенденции) в распределении плотностных неоднородностей тектонической и магматической (а при более детальном исследовании – и метаморфической) природы.

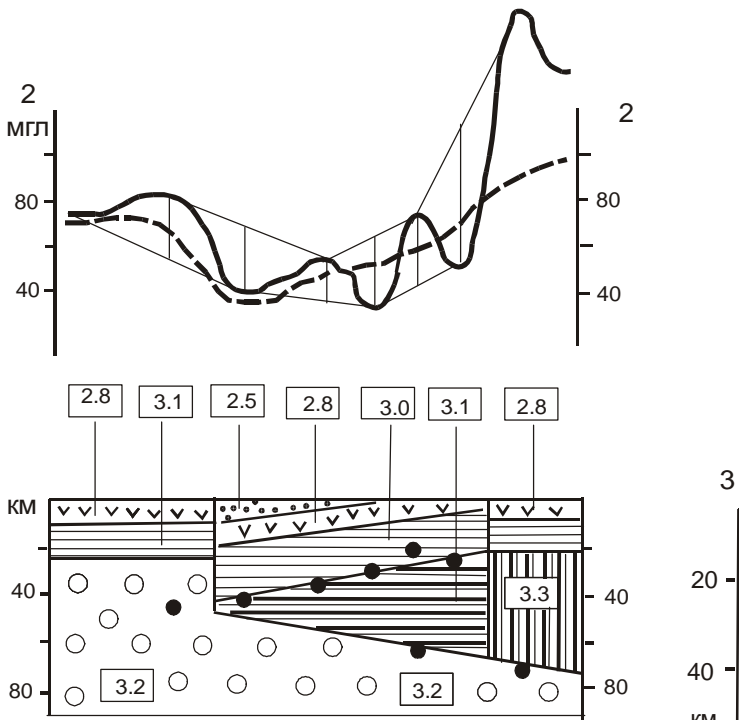
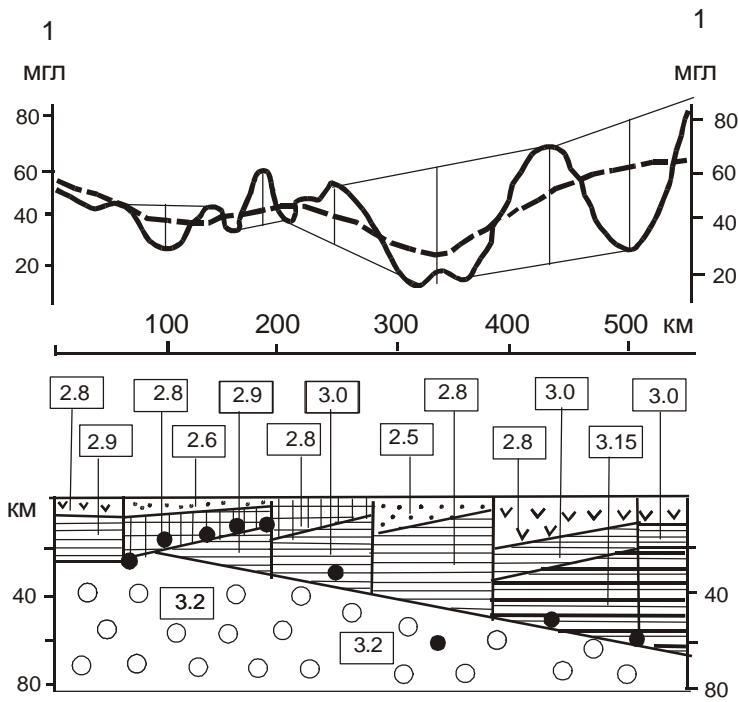
Вещественное заполнение статистических структурных моделей осуществляется на втором эта-

пе исследований, когда с помощью стандартных алгоритмов аналитического гравитационного моделирования рассчитываются плотностные параметры слоев и блоков земной коры, ограниченных статистическими границами – геологическими границами 2-го рода, по Ю.А. Косыгину [13].

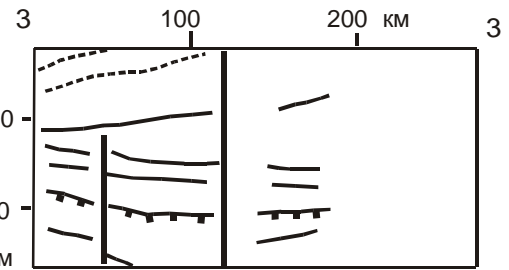
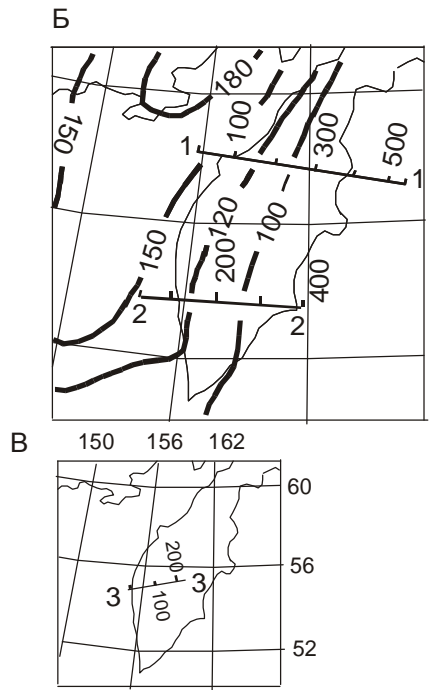
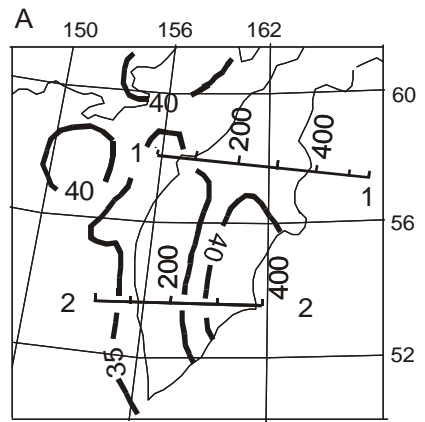
#### ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ КЛИНОФОРМНЫХ СТРУКТУР В ЗЕМНОЙ КОРЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

При сопоставлении статистических распределений локальных плотностных неоднородностей с сейсмическими моделями земной коры Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы установлено совпадение тенденций поведения статистических гравитационных и скоростных границ в глубинном диапазоне залегания подошвы земной коры (рис. 1, схема Г, разрез В), которые моноклинально погружаются в направлении от континента к Японскому морю. Пространственное распределение локальных плотностных неоднородностей в верхних слоях земной коры характеризуется противоположной тенденцией: погружением в сторону континента (рис. 1, разрез В) и, таким образом, нижний слой земной коры под складчатыми комплексами Сихотэ-Алиня, по полученным данным, имеет форму клиновидной пластины. Подбор плотностной модели по профилю ГСЗ Спасск – Зеркальная, опирающейся на скоростные и статистические гравитирующие границы в нижней части коры и плотностные характеристики литокомплексов – в верхней (рис. 1, разрез А), приводит к выводу о направленном уменьшении плотности нижнекорового слоя в направлении от побережья Японского моря ( $2.95 \text{ г/см}^3$ ) к Приханкайской низменности ( $2.75 \text{ г/см}^3$ ). Широкое присутствие архейско-протерозойских сиалических комплексов в такой модели земной коры маловероятно, они могут слагать только небольшие по мощности экзотические пластины.

Исследуя градиентные плотностные модели двуслойной земной коры по профилям сейсмических зондирований, Л.И. Брянский [3] обнаружил встречные тенденции в изменениях вертикальных градиентов плотности в верхне- и нижнекоровом слоях (рис. 1 В). Встречно направленные плотностные характеристики верхне- и нижнекорового слоев согласуются с результатами геомеханического моделирования коровых тектоно-магматических процессов в смежных районах Дальнего Востока России [12], согласно которым генеральное направление перемещения (или течения) вещества земной коры на глубинах до 30 км от поверхности предполагается на восток, а с глубины более 35 км – на запад. В свете рассмотренных данных, тектоническая природа нижнекорового слоя земной коры Сихотэ-Алиня может



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14





быть связана с поддвиганием жесткой субокеанической клиноформной пластины под пластичные (слабо диагенезированные) осадки окраинного моря. Уменьшение плотности нижнекорового клина в западном направлении может быть обусловлено дроблением, разогревом, переплавлением его фронтальной части и ассимиляцией перекрывающих комплексов. В верхних горизонтах коры, при такой модели, могут формироваться аккреционные призмы и тектонические покровы, жесткость (а следовательно и плотность) которых возрастает с востока на запад по мере усиления тектонического или гравитационного давления со стороны новых, последовательно аккрелируемых толщ.

Такой вывод подкрепляется изучением модели формирования современного тектонического покрова с аккреционной призмой в верхних горизонтах коры по данным МОВ ОГТ на профиле, пересекающем южную оконечность Курильской гряды [20]. Интерпретация временного разреза МОВ ОГТ, приводимая на рис. 3, показывает, что покровная тектоническая пластина на приконтинентальном склоне глубоководного желоба представляет собой структурный клин, залегающий на втором океаническом слое. Внешняя (верхняя) граница покрова, с аккреционной призмой во фронтальной части, наклонена в сторону океана, а нижняя – в сторону Охотоморской плиты (микроплиты). Отметим, что глубина залегания и характер поведения кровли субокеанической коры в Курильском желобе (рис. 3) и субокеанического структурного клина в разрезе Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы (рис. 1, разрез А) практически одинаковы.

Установленные закономерности в распределении плотностных характеристик верхне- и нижнекоровых слоев Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы позволяют предположить простую модель решения проблемы пространства взаимодействующих тектонических пластин. В верхнем слое коры эта проблема решается за счет сжатия (складкообразования) океанического осадочного слоя и

механического переноса ранее аккрецированных масс (террейнов), а в нижнем – ведущее значение при решении проблемы пространства фронтальной части клина может принадлежать магматическим процессам, в конечной фазе которых происходит вынос на поверхность больших объемов кислых и средних по составу вулканитов (Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса). Автор настоящей статьи не затрагивает вопрос о связи отмеченных тенденций с субдукцией литосферы, поскольку он выходит за рамки описываемых пространственных построений.

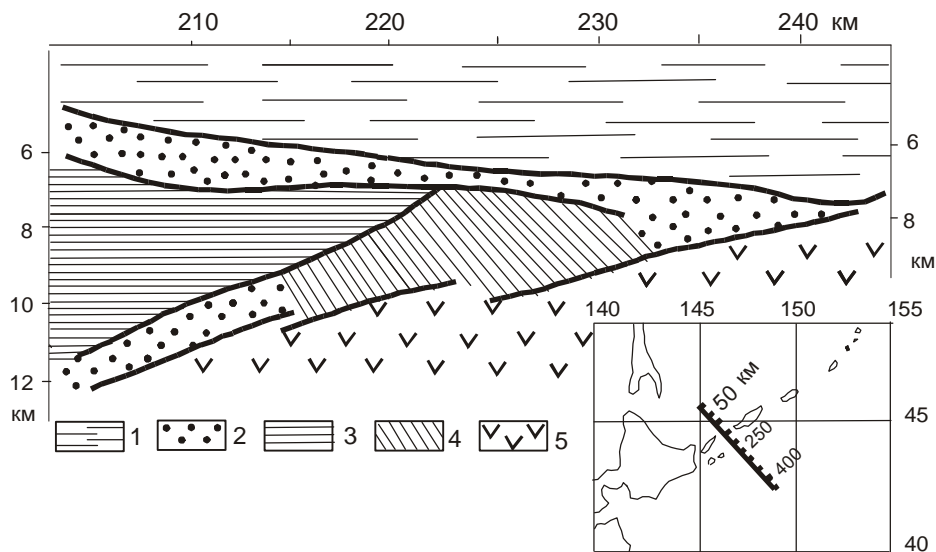
Гравитационные (плотностные) и сейсмические (скоростные) характеристики глубинного строения складчатой системы, в совокупности, отражают объективные данные о направленном характере перестройки земной коры Сихотэ-Алиня мезозойскими и кайнозойскими тектоно-магматическими процессами. Как уже неоднократно отмечалось многими исследователями, вектор горизонтального давления и глубинного массопереноса, независимо от способа перемещения вещества (тектоническое скольжение пластин, магматическое инжецирование межформационных пространств, диффузионное замещение и др.), на границе “кора-мантия” в мезозое и кайнозое был направлен со стороны субокеанической плиты и совпадал с вектором направленной континентализации Восточно-Азиатской окраины [1, 2, 6, 10, 18, 21, 25]. Формирование складчатых (аккреционных) комплексов Сихотэ-Алиня происходило на субокеанической коре.

Структурным аналогом Сихотэ-Алиня на северо-западе Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода является складчатая система Камчатки. Обе системы характеризуются близкими значениями мощности коры и уровней региональных аномалий Буге [21], преобладающим северо-восточным направлением разрывных и складчатых дислокаций, наличием двух (западного и восточного), смещенных во времени, вулканических поясов. Основное различие систем состоит в возрасте складчатых и магматических

**Рис. 2.** Гравитационные модели земной коры Камчатки.

А – схема распределения компактных плотностных неоднородностей в переходном слое “кора-мантия” (изолинии глубины залегания центров масс в км); Б – схема распределения компактных плотностных неоднородностей в нижнем слое литосферы (изолинии глубины залегания центров масс в км); В – схема расположения сейсмического профиля; 1-1 и 2-2 – типичные разрезы земной коры Камчатки по статистическим ( $Z_0$ ) и детерминированным (плотность) гравиметрическим оценкам; 3-3 – сейсмический разрез по [4].

1 – кайнозойские вулканогенно-осадочные отложения; 2 – второй океанический слой; 3 – сиалические метаморфические комплексы; 4 – нижний слой океанической коры; 5 – аномальная разуплотненная мантия; 6 – аномальная уплотненная мантия; 7 – однородная верхняя мантия пониженной плотности; 8 – плотность структурно-вещественных комплексов, г/см<sup>3</sup>; 9 – центры эквивалентных компактных плотностных неоднородностей (на разрезах); 10 – изолинии глубины залегания центров масс, км (на схемах); 11 – наблюдаемая (сплошная линия) и расчетная (пунктир) аномалии Буге, тонкими линиями показан принцип выделения локальных аномалий; 12 – отражающие скоростные границы; 13 – преломляющие скоростные границы; 14 – граница Мохоровичича.



**Рис. 3.** Интерпретация временного разреза МОВ ОГТ в южной части Курильской островной дуги (по [20]).

1 – водные массы Тихого океана; 2 – осадочный океанический чехол; 3 – тектонический покров (шарьяж Пегаса); 4 – аккреционная призма; 5 – второй океанический слой.

комплексов, соответственно более молодых на Камчатке. Сопоставление структурных, геохронологических и палеотектонических [18] характеристик систем позволяет предполагать, что развитие тектонических процессов в Камчатской системе повторяет эволюцию земной коры в Сихотэ-Алине с запаздыванием на 40–60 млн лет.

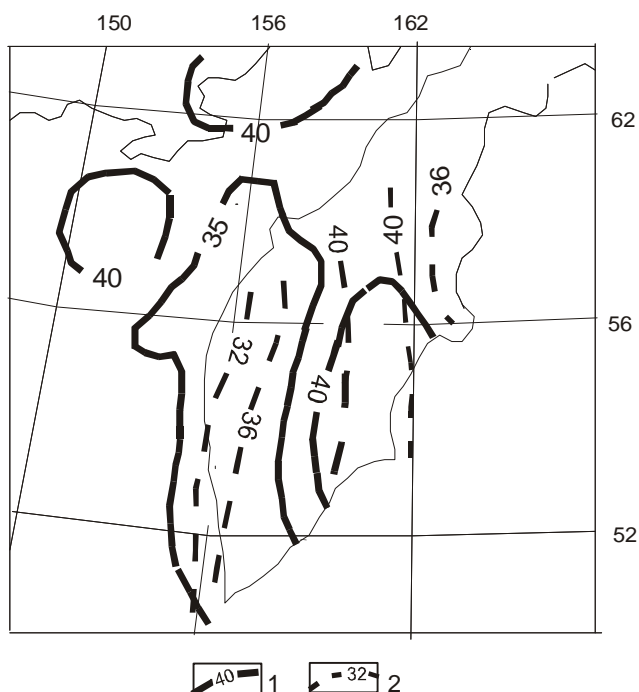
Несмотря на то, что асимметрия глубинного строения Камчатского полуострова, выраженная в утолщении коры и увеличении скорости сейсмических волн в Восточно-Камчатском блоке, известна достаточно давно [4, 7], большинство исследователей отдают предпочтение синклинойной модели границы Мохоровичича под вулканогенно-складчатыми комплексами Камчатки [14, 24, 27 и др.].

Между тем, при внимательном рассмотрении сейсмических данных [4, рис. 3], [7, рис. 5, 32], в земной коре Центральной и Восточной Камчатки можно увидеть несогласные, встречно-направленные, границы, которые очерчивают клиноформную структуру в нижней части коры. Фрагмент этой структуры показан на рис. 2 (разрез 3–3) нашей статьи. Несогласное, по отношению к дислокациям приповерхностных комплексов, поведение скоростных границ, так же как и в Сихотэ-Алине, соответствует распределению элементарных плотностных неоднородностей в нижнекоревом слое (или переходном слое “кора-мантия”), по которому территория Камчатки четко разделяется на два блока: восточный опущенный и западный приподнятый (рис. 4). Признаки структурного клина, наблюдаемые по сейсмическим данным [3, 7], подтверждаются распределением эквивалентных компактных плотностных неоднородностей в типичных разрезах Камчатского полуострова, а плотностное моделирование клина приводит к выводу о

направленном уменьшении его плотности в западном направлении (рис. 2, разрезы 1–1 и 2–2). Такая модель принципиально согласуется с ранее опубликованной гравитационной моделью земной коры по профилю глубинного сейсмического зондирования V-V [7, рис. 37], показывающей направленное на запад уменьшение пластовой скорости и плотности в нижнекоревом слое (скорости – от 8.0 до 7.6 км/с, плотности – от 3.08 до 2.89 г/см<sup>3</sup>) и верхней мантии (от 8.3 до 7.9 км/с и от 3.12 до 3.07 г/см<sup>3</sup>, соответственно). Горизонтальное смещение расчетной и наблюдаемой аномалий силы тяжести в последней модели обусловлено, на наш взгляд, невозможностью увязки гравитационных эффектов приповерхностных и глубинных структур в модели с согласным залеганием слоев. В том же случае, когда удается добиться более точного совпадения расчетных и наблюдаемых гравитационных аномалий, асимметрия поверхностной и глубинной структур Камчатского полуострова становится очевидной [14, рис. 11].

В целом же, несмотря на различие в интерпретационных подходах у разных исследователей [3, 4, 7, 14, 20, 23], плотностные и скоростные характеристики земной коры Камчатского полуострова и Сихотэ-Алиня обнаруживают больше сходства, чем различий. Доминирующей особенностью моделей глубинного строения сравниваемых складчатых систем являются ясные признаки существования клиноформных пластин, по-видимому проникающих в эпиконтинентальные структуры со стороны океанической плиты.

В глубоких горизонтах верхней мантии, по полученным и ранее опубликованным [16] данным, предполагаются другие несогласные (по характеру дислокаций контактирующих структурно-вещественных комплексов) гравитирующие границы



**Рис. 4.** Рельеф подошвы земной коры Камчатского полуострова.

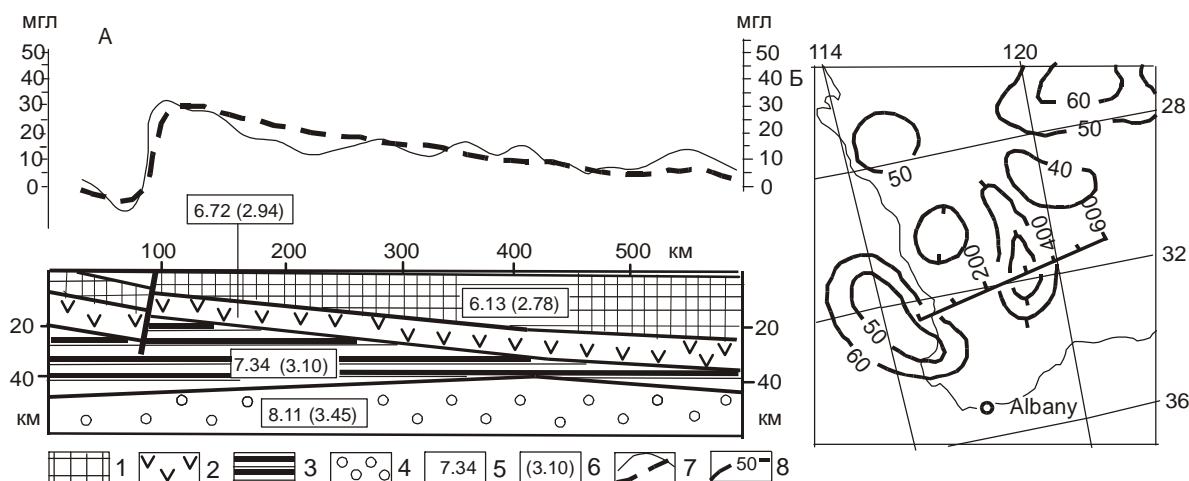
1 – изолинии глубин центров масс локальных плотностных неоднородностей, км; 2 – изолинии глубины залегания границы Мохоровичича, км [4].

внутри и около подошвы литосферы. Поведение одной из таких границ, приуроченной к подошве литосферы в Охотоморском регионе, характеризуется увеличением глубины залегания от 90 км в Во-

сточно-Камчатском блоке до 150 км в Центральном-Охотоморском блоке (рис. 2Б). Таким образом, структурная пара границ “подошва коры – подошва литосферы” образует здесь еще один клиновидный слой, мощность которого сокращается от 100–110 км в центральной части Охотского моря до 40–60 км на современной границе “континент – океан”. Горизонтальные размеры литосферного клина в широтном направлении составляют 400–600 км, а в меридиональном – 800–1200 км.

Охарактеризованные взаимоотношения верхнекорового (рис. 2), нижнекорового (рис. 1, 2А, 4) и нижнелитосферного, переходного между литосферой и астеносферой (рис. 2Б) слоев в Азиатско-Тихоокеанской переходной зоне позволяют предполагать многоуровневое расщепление и послойное перемещение вещества земной коры и верхней мантии при столкновении литосферных плит в широком диапазоне глубин. Структурные клинья в эпиконтинентальной коре, по-видимому, являются одной из форм тектонической перестройки окраин континентов. Они известны, в частности, в юго-западной Австралии [30], где клиноформная пластина в переходной зоне “кора – мантия” мощностью свыше 20 км, плотностью 3.1 г/см<sup>3</sup> и скоростью сейсмических волн 7.34 км/с внедрилась со стороны Индийского океана под архейский кристаллический блок Йилгарн на расстояние 400 км вглубь материка (рис. 5).

Похожее внедрение (поддвиг) субокеанической пластины со стороны окраинного моря под эпиконтинентальные структуры можно предпола-



**Рис. 5.** Сейсмо-гравитационная модель земной коры юго-западной Австралии, по Матуру С.П. [30] с дополнениями автора.

А – сейсмо-гравитационный разрез земной коры по профилю Перт – Кулгарди, составлен Матуром С.П. [30]; В – схема распределения компактных плотностных неоднородностей в переходном слое “кора – мантия” (составлена автором).

1 – архейские кристаллические комплексы; 2 – нижнекоровый (“базальтовый”) слой; 3 – переходный слой “ кора – мантия”; 4 – нормальная мантия; 5 – скорость сейсмических волн, км/с; 6 – плотность слоев, г/см<sup>3</sup>; 7 – наблюдаемая (сплошная линия) и расчетная (пунктир) аномалии Буге; 8 – изолинии глубины залегания центров масс, км (на схеме).

гать в южной части Охотского эпикратонного блока [22], где пространственные распределения эквивалентных компактных гравитирующих масс нижнекорового слоя (диапазон глубин 25–40 км) резко дискордантны верхнекоровым распределениям (глубина 10–20 км) и дислокациям приповерхностных тектонических структур, а вектор преобладающего погружения плотностных неоднородностей в нижнем слое земной коры ориентирован в направлении Охотского моря.

### ВЫВОДЫ

Рассмотренные данные содержат объективные доказательства существования клиноформных структур в земной коре и верхней мантии континентальных окраин, которые согласуются с представлениями о всеобщей относительной подвижности концентрически зональных оболочек Земли [26, 28]. В верхних горизонтах коры клинья приурочены к границам структурно-вещественных (тектоно-стратиграфических) комплексов: океанический фундамент – осадочный слой, океанический фундамент – сиалический кристаллический слой материковой коры. На более глубоких уровнях клинья приурочены к тектоно-физическим границам “кора – мантия” и “литосфера – астеносфера”. Возникновение и тектоническая эволюция структурных клиньев, по-видимому, обусловлены многоярусным расщеплением земной коры и верхней мантии при взаимодействии (столкновении) литосферных плит. В эпиконтинентальных складчатых системах клиноформные структуры преобладают над горизонтально-слоистыми и сочетаются с широким развитием аккреционных комплексов и тектонических покровов.

Проблема пространства структурных клиньев на границе “кора – мантия”, вероятно, решается за счет дробления и магматической переработки фронтальной части клиньев и выноса на поверхность образующихся вулканических масс.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Бевзенко П.Е. Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 318 с.
2. Берсенев И.И. История геологического развития // Геология СССР. Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1969. С. 629–663.
3. Брянский Л.И. Гравитационные модели Сихотэ-Алинской складчатой области // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 52–61.
4. Булин Н.К. Глубинное строение Камчатки и Курильских островов по сейсмическим данным // Сов. геология. 1977. № 5. С. 140–148.
5. Василенко В.П., Ключев В.К. Глубинное строение восточной части Приморья и закономерности размещения оловорудных месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. Т. X. С. 175–182.
6. Васильковский Н.П. Особенности строения и геологическая история северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса // Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1969. С. 9–87.
7. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 129 с.
8. Гнибиденко Г.С. К тектонике Ханкайского массива // Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1964. С. 44–54.
9. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.
10. Загрузина И. А. Эволюция мезозойского магматизма в Тихоокеанском обрамлении в свете радиологических данных // Геология и геофизика. 1980. № 4. С. 10–17.
11. Коваленко Д.В. Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корьякии // Геотектоника. 2001. № 5. С. 76–94.
12. Корчагин Ф. Г., Маслов Л.А. Геомеханическая модель Приамурья и ее сейсмотектонические следствия // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 16, № 3. С. 97–104.
13. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
14. Косыгин В.Ю. Гравитационные поля и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1991. 201 с.
15. Кулинич Р.Г., Маслов Л.А., Гильманова Г.З., Комова О.С. Плотностная модель и напряжения в северной части Японского моря // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 108–114.
16. Лойтер П.П., Петрищевский А.М. Гравитационные статистические модели тектоносферы Восточно-Азиатской зоны сочленения континента с океаном // Геодинамические исследования. № 10. Геофизика восточно-азиатских морей. М.: МГК АН СССР, 1988. С. 130–138.
17. Миков Д.С. Интегральные методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1975. 93 с.
18. Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Войнова И.П., Попеко Л.И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе тихоокеанского обрамления // Геотектоника. 1981. № 1. С. 85–103.
19. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В., Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
20. Патрикеев В.Н., Ломтев В.А. Покровная структура Курильского фронта деформации Охотоморской плиты Евразии // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 60–66.
21. Петрищевский А.М., Натальин Б.А. Сейсмо-гравитационное районирование и тектоническая эволюция Северо-Востока Азии // Физика и структура земной коры окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВО РАН СССР, 1987. С. 58–67.
22. Петрищевский А.М. Глубинная структура Охотского срединного массива // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1987. № 4. С. 100–106.

23. Петришевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1988. 168 с.
24. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: Наука, 1996. 337 с.
25. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 283 с.
26. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
27. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
28. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1437–1440.
29. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с., 3 л. прил.
30. Mathur S.P. Relation of Bouger anomalies to crustal structure in southwestern and central Australia // BMR Journ. of Australian Geology and Geophysics. 1976. N 1. P. 277–286.

Поступила в редакцию 13 июня 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*A.M. Petrishchevskiy*

### **Structural wedges in the earth's crust of the Russian Far East margin (geophysical features)**

The typical seismic and gravity crust models of epicontinental areas (Sikhote-Alin, Kamchatka, the Kurils, and southwestern Australia) are analyzed. The feature of these regions is the structural wedges intruded under the epicontinental geological structures at the "crust-mantle" boundary. Wave-velocity and density of the wedge-shaped layers in the lower part of the crust decrease, and the same parameters increased in the subsurface layers from ocean to continent. The geometrical and material descriptions of the structural wedges in the lower part of the crust are combined with the tectonic nappes and accretionary complexes on the surface. The origin and tectonic evolution of the structural wedges is related to the crust and upper mantle splitting during the collision of lithosphere plates.

## MESOZOIC SEQUENCE STRATIGRAPHIC FRAMEWORK FEATURES AND ITS GENETIC ANALYSIS OF SONGLIAO BASIN, NORTHEAST CHINA

*Liu Zhaojun, Wang Simin*

*Institute of Petroleum Geology and Basin Analysis, Jilin University, PR China*

A hierarchy of sequence stratigraphic subdivisions is suggested for the Late Jurassic – Cretaceous deposits of the Songliao basin based on the results of seismic survey and also holes and outcrops. A megasequence, supersequence set, supersequences, sequences and parasequences are distinguished characterizing stages of the basin development and different-order cyclic recurrence. Regional and global factors are considered that govern the course of the basin evolution.

**Key words:** sequence stratigraphy, Mesozoic, Songliao, Northeast China.

### INTRODUCTION

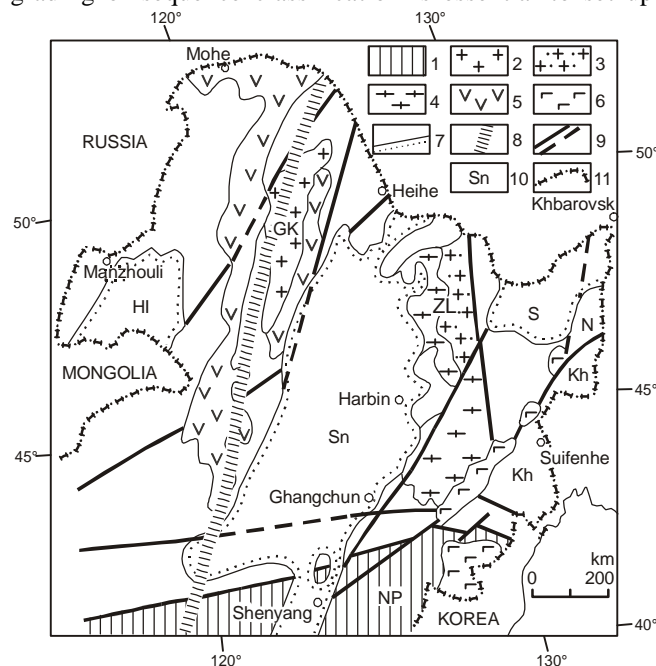
At the very beginning, the most important significance of sequence stratigraphy is that it helps us reconstruct the eustatic sea level change and to carry out global stratigraphic correlation. With the development of the theory, it is discovered that sequence stratigraphic framework features are related to not only eustatic sea level change, but also geologic background of a basin, basin type, climate, tectonics and sedimentary influx, that is to say that the sequence stratigraphic framework features of a basin is the comprehensive response to the above factors. It indicates that we can get more important information of the basin evolution through the study of sequence stratigraphic framework features.

The Songliao basin is located in the hinterland of Northeast China, geographically covering the area of E119°40'–E128°24', N42°25'–N49°23'. The basin stretches in the NNE direction, with a length of 750 km, width of 350 km and an area of 260000 km<sup>2</sup> (Fig. 1). The basin is surrounded by the Siberian, North China and Pacific plates. Because of the interaction among the above three plates during Mesozoic time, the complexity of geologic structure, the nature of the basin and the features of the tectonic and sedimentary evolution have been long disputed by geologists. This paper attempts to reveal the genesis and the evolutionary law of the basin through the study of the Mesozoic sequence stratigraphic framework features of the region.

### THE CLASSIFICATION OF SEQUENCE STRATIGRAPHY

Virtually, sequence stratigraphy is the study of the cyclic isochronous stratigraphic framework and the distribution model of the sedimentary strata within the isochronous stratigraphic framework. The cyclic

movement of different rank base-level cycles causes the differences in cyclicity and scale of the sedimentary cycles, that is the grading of sequences. Sequence grading or sequence classification is essential to set up



**Fig. 1** Tectonic sketch map of Songliao basin and its adjacent region.

1 – Archean – Early Proterozoic basement with Paleozoic cover; 2 – Caledonian granites; 3 – Late Hercynian–Indo–Sinian granites; 4 – Late Indo–Sinian granites; 5 – Mesozoic volcanics; 6 – Cenozoic basalts; 7 – boundaries of Mesozoic–Cenozoic sedimentary basins; 8 – gradient zone (from gravimetric data); 9 – faults, specified and presumed; 10 – lettering for major structural elements; 11 – state border; Sn–Songliao basin; Hl – Hailar basin; S – Sanjiang basin; NP – North China plate; N – Nadanhada terrane; Kh – Khanka terrane; GK – ensemble of terranes of Greater Khingan; ZL – Zhangguangcai–Lesser Khingan zone.



sequence stratigraphic framework and to study sequence stratigraphy, but great divergence of views exists in sequence grading. Van Wagoner [3] organized sequence stratigraphic units into nine grades. They are Megasequence, Supersequence (set), Sequence, Parasequence set, Parasequence, layer set, layer, lamination set and lamination. Vail [7] classified sequence into five grades: Megasequence (>50 Ma), Supersequence (Supersequence set 27–40 Ma, Supersequence 9–10 Ma), Sequence (0.5–5 Ma), Parasequence (0.05–0.5 Ma), Minorsequence (0.01–0.05 Ma). The narrow sense “sequence” is the third order sequence of the system.

In a continental basin, the base-level change caused by tectonic movements, climate change, sediment influx and the events of transgression results in the formation of a series of different order sequences and sequence boundaries (including various unconformities). It is clear that sequence grading is essential for the erection of sequence stratigraphic framework and study of sequence stratigraphy. Through the study of the Upper Jurassic–Cretaceous sequence stratigraphy of the Songliao basin and the analysis of base-level cycles, considering various classification schemes, this paper puts forth a five-grade continental sequence stratigraphic classification plan.

**CHARACTERISTICS OF SEQUENCE STRATIGRAPHIC UNITS AND THEIR RELATED BOUNDARIES**

The recognition of sequence stratigraphic units is the key to the study of sequence stratigraphy. After a great deal of study of cores, outcrop, well logs and seismic data, we concluded the recognizable signs of different sequence stratigraphic units in the research region.

**Megasequence (1st order sequence stratigraphic unit)**

The first order tectonic event is the result of the crust pull-apart, thermo-cooling and gravity release, their stratigraphic symbol is uplift and the development of a basin [7]. The Late Jurassic–Cretaceous Songliao basin is a continental rift basin caused mainly by extension [3]. Its lower boundary is an angular unconformity with the Upper Jurassic overlying the Middle Jurassic Baicheng formation or the Permian. Its upper boundary is an unconformity with the Tertiary overlying the Cretaceous. On the seismic profile of the region, the lower boundary is related to the T<sub>5</sub> reflection surface, and the upper boundary is related to T<sub>0</sub><sup>1</sup> reflection surface. There are obvious truncate under the surfaces and onlap above the surfaces. In fact, the two boundaries are regional angular unconformities covering an area over the Songliao basin. They affect the whole Northeast China, even vast areas of Northeast Asia. They are obviously the result of the first order tectonic event, which represents the whole process of the

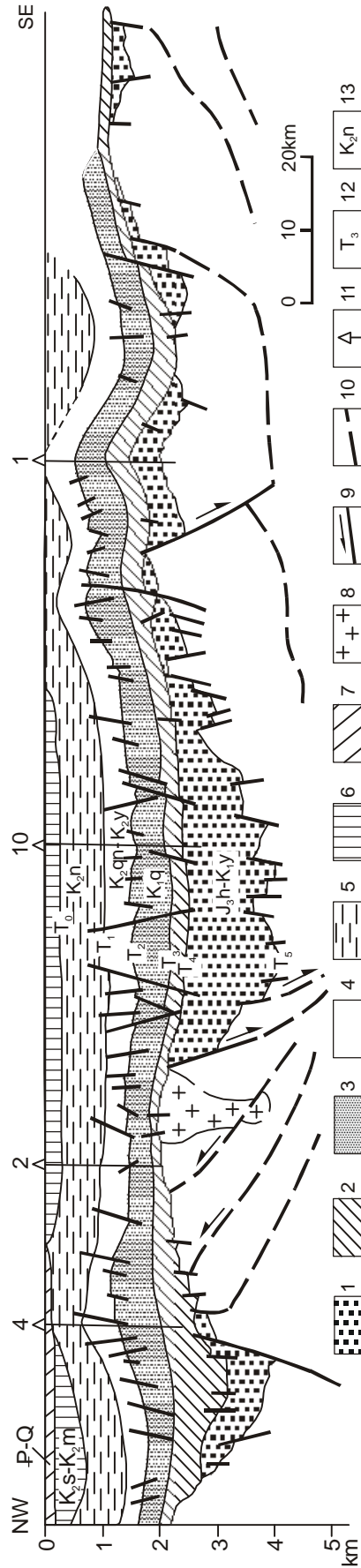


Fig. 2 Geologic-geophysical profile of Songliao basin.

1 – Huoshiling Formation–Yingcheng Formation; 2 – Dengloulou Formation and Yaojia Formation; 3 – Quantou Formation; 4 – Qingshankou Formation and Yaojia Formation; 5 – Nenjiang Formation; 6 – Sifangtai Formation and Mingshui Formation; 7 – Tertiary and Quaternary assemblages; 8 – granitoids; 9 – faults; 10 – inferred decollement; 11 – wells and their numbers; 12– reflection surfaces; 13 – indices of formations.

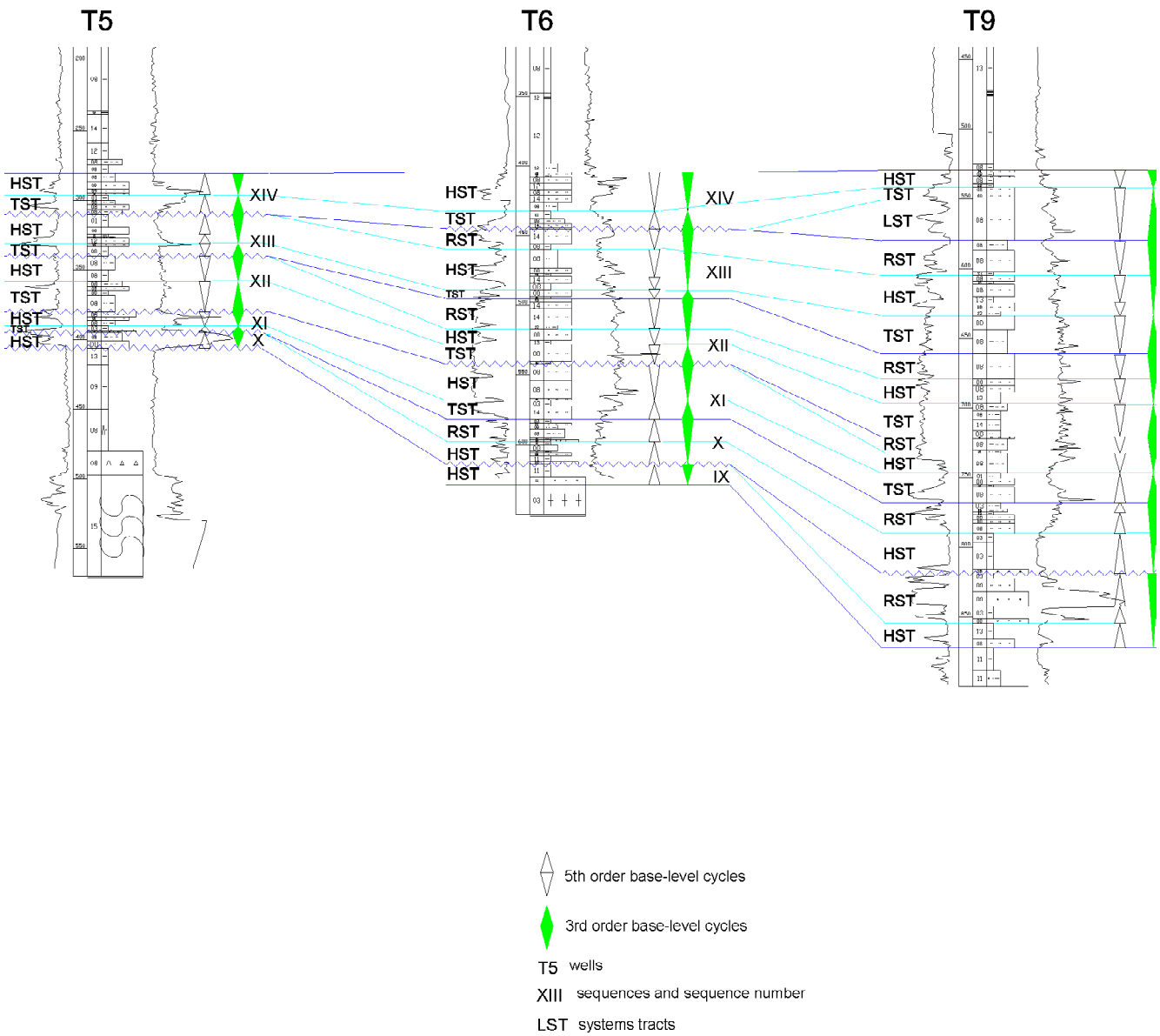
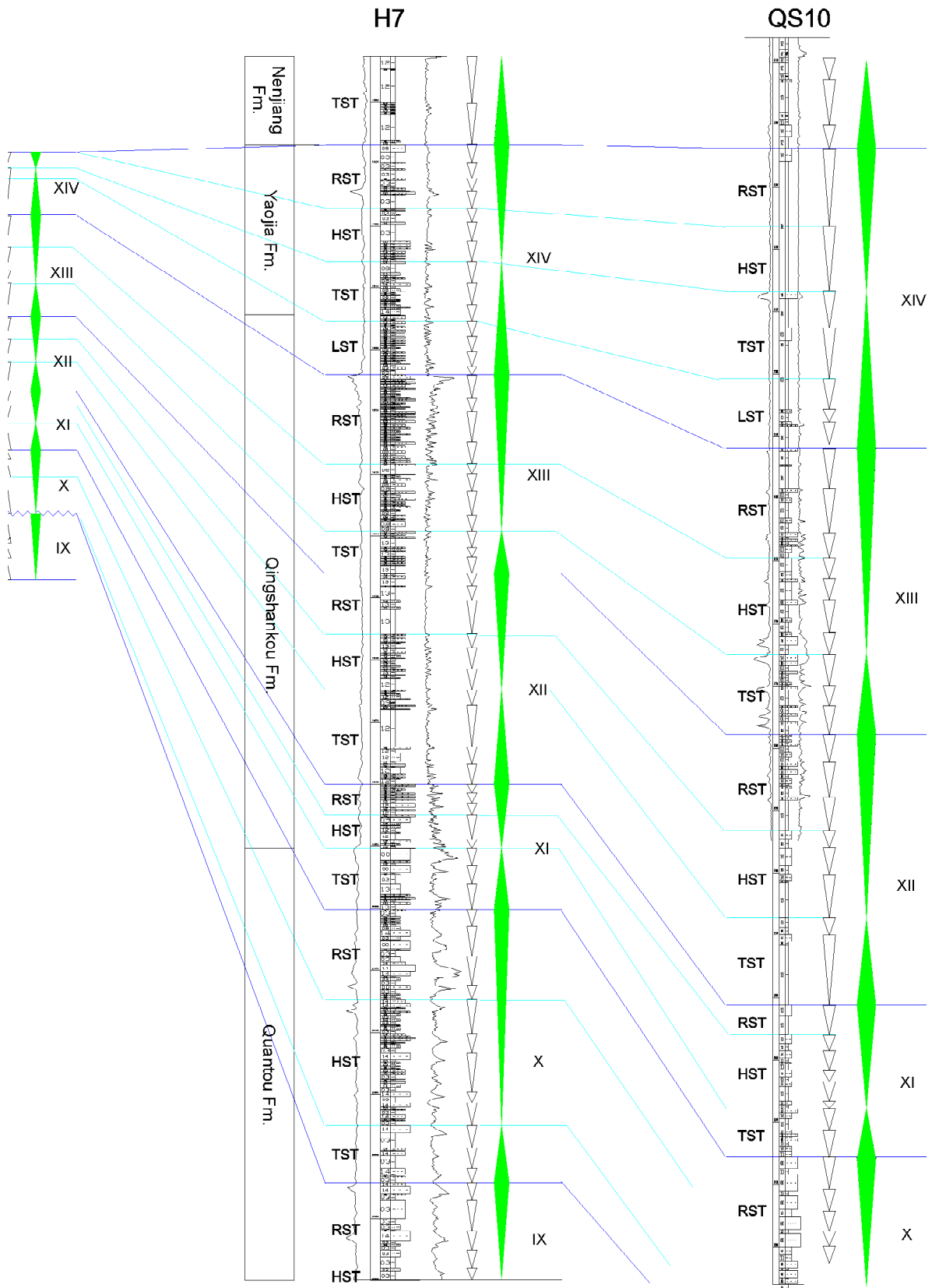


Fig. 3. High resolution sequence stratigraphic framework correlation across well T5 to QS10.





rift basin from its starting to the end. So, Megasequence, with a duration over 60 Ma, is usually the result of a type of basin genesis (Fig.2).

### **Supersequence set, Supersequence (2nd order sequence stratigraphic unit)**

The supersequence set is the result of different tectonic stress fields of a basin with the same genesis, approximately with the same a structure layer with a duration between 20 to 60 Ma. The supersequence set is usually bounded by basin-scale angular unconformities. There are two such boundaries in the Songliao basin, that is the  $T_4$  and the  $T_0^3$  reflection surface. There is a stratigraphic gap, which was demonstrated as truncate on a seismic profile, over a large area under the boundaries.  $T_4$  is a boundary between the syn-rift Subsidence Supersequence set and the post-rift Thermosubsidence Supersequence set. Beneath the boundary, there are over 30 Huoshiling formation – Yingcheng formation stage fault basins scattered seperatedly, and a overlapped unified sag basin above the boundary.  $T_0^3$  is the boundary separating the post-rift Thermosubsidence Supersequence set and the post-rift Shrinking Supersequence set. There is an evident angular unconformity around the boundary, which was demonstrated as truncate on seismic profiles. Apparently, the distributional range of the post-rift Shrinking Supersequence set is withered and shifted westward.

The supersequence is the result of different tectonic evolutionary stage in the same tectonic stress field or a different tectonic phase of the same stress field with a duration of 10–20 Ma. The syn-rift subsidence supersequence set can be divided into the Primary Fault, Lower Fault and Upper Fault Supersequence. All of them developed in the stage of the fault basin. Their boundaries are a parallel unconformity within the basin or a local angular unconformity.  $T_4^1$  and  $T_4^2$  are supersequence boundaries. In the sagging stage, the supersequence boundaries are a conformity and a parallel unconformity, e. g. there are stratigraphic gaps that mark the local parallel unconformity at the top of Qingshankou formation under the Yaojia formation and the top of the Dengloulou formation under the Quantou formation, corresponding to the  $T_1^1$  and  $T_3$  reflection surfaces.

### **Sequence (3rd order sequence stratigraphic unit)**

The sequence is the basic unit in the sequence stratigraphic classification system. The sequence is a set of stratigraphic units bounded by an unconformity and a related conformity (local unconformity) with a duration of 2–6 Ma. A depositional break, erosion and symbols of exposure to the air can be found on the local unconformity surfaces (Fig.3). On seismic profiles, local truncate can be seen under the sequence boundary and

onlap above the sequence boundary. The sequence boundary is always identified as a steep value or a sudden change in well logs. Two kinds of the third order sequences of the region can be recognized. Type I sequence consists of the lowerstand systems tract (LST), transgressive systems tract (TST), highstand systems tract (HST), and regressive systems tract (RST). Compared with type I sequence, type II sequence lacks LST, that is a base-level rising occurs immediately right after RST of the last sequence without a forced base-level fall. Sequence XI, XII, XIII and XV are all type II sequences (Fig.3, 4).

### **Parasequence set (4th order sequence stratigraphic unit)**

The parasequence set consists of a set of parasequences with a genetic relationship and a certain stacking pattern, and, usually, is bounded by main flooding surfaces and their related surfaces [8]. According to the stacking pattern, three types of parasequence sets can be recognized: progradational, aggradational and retrogradational. Each parasequence set corresponds to certain stage of a third order base-level cycle. The systems tract (approximately corresponds to parasequence set) is the assemblage of sedimentary systems, which deposit at the same time. According to the four-part dividing method (a sequence consists of four systems tracts) [4], usually, LST is small-scale aggradational or small scale progradational parasequence set, TST is retrogradational parasequence set, HST is an aggradational parasequence set, RST is large-scale progradational set. These features can be easily recognized from well logs. On some seismic profiles with a higher resolution, the primary onlap surface as the boundary between LST and TST, the maximum onlap surface as the boundary of TST and HST, and certain downlap surface as the boundary of HST and RST can be identified.

## **SEQUENCE STRATIGRAPHIC FRAMEWORK CONTROLLING FACTORS AND THE BASIN EVOLUTION**

### **Sequence stratigraphic framework and its controlling factors**

On the basis of sequence stratigraphic classification and base-level cycle grading, through the synthetical study and analysis of cores, outcrop, well logs and seismic data of the region, two wider regional angular unconformity surfaces ( $T_5$  and  $T_0^1$ ), two basin-scale angular unconformity surfaces ( $T_4$  and  $T_0^3$ ) and sixteen local unconformity surfaces are recognized. According to these surfaces, combined with the regional tectonic background, basin evolutionary course, climate change cycles and base-level change cycles, the Upper Jurassic–Cretaceous of the Songliao basin can be classified into 1

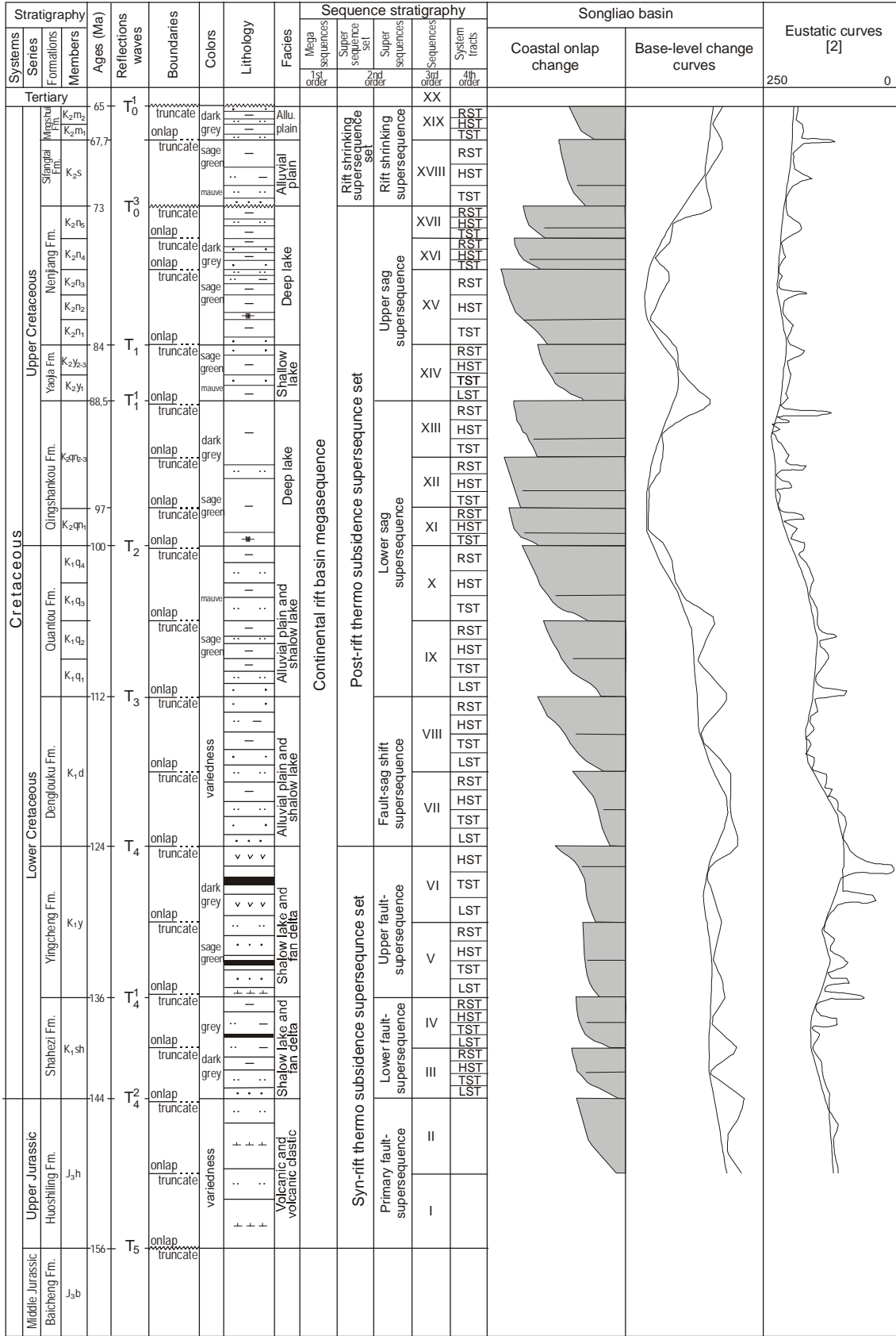


Fig. 4. Sequence stratigraphy and base-level change chart of Songliao basin.

megasequence, 3 supersequence sets, 6 supersequences, 19 sequences, and 58 systems tracts (Fig.4). All of these stratigraphic units form the Mesozoic sequence stratigraphic framework of the Songliao basin.

Cross [1] considered that the base-level change is subject to the comprehensive factors of eustasy, tectonic subsidence, sediment load compensation, sediment influx and sedimentary topography. Sequence stratigraphy is the result of cyclic change of base-level and its related accommodation space. As for the Songliao basin, the features of its sequence stratigraphic framework are synthetical response to tectonic movements, climate change, sediment influx rate change, and transgression events. Tectonic factors play a leading role in the development of lower frequency sequences (1st and 2nd order sequence), climate change is of great importance to second order sequences of the sagging stage, and even a bit of change of all the above four factors will affect the formation of high frequency sequences (3rd and 4th order sequence).

### Basin evolution

The Songliao rift basin developed on a basis of Early Mesozoic over-collision between the Siberian plate and the North China plate. The over-collision thickened the crust of the research area and developed a series of EW intermountain basins and thrusts during the Middle Jurassic [5], while the whole evolutionary process of the Mesozoic rift basin is the result of interaction between the Pacific tectonic domain and the Eurasia continent. This interaction determined the sequence framework features of the Mesozoic Songliao basin, and developed an integrated Continental Rift Megasequence.

During 180–135 Ma, the Faralon plate moved in the NE direction compared with the Eurasia continent with a velocity of 5.3–10.7 cm/y. Maruyama and Seno [6] regarded this period as a transcurrent movement stage. At the time, the relationship between the Faralon plate and the Eurasia continental margin might be a transform fault. Under the above influence, especially the isostasy of the thickened crust of the basement of Songliao basin, crust extension, which resulted in the development of over 30 separated fault basins, was triggered. This period belongs to the Syn-rift Subsidence Supersequence set. The episodic process of the tectonic stress field formed the Primary Fault Supersequence and the Lower Fault Supersequence. During 135–127 Ma, the Izanagi plate subducted obliquely towards the Eurasia plate with a high speed of 30 cm/y. This caused NE or NNE faults of the Yingcheng formation in the region, and formed the Upper Fault Supersequence characterized by strike-slip pull-apart fault basins. Through the careful sequence stratigraphic research into some fault basins of the Songliao basin, it has been

discovered that there is no prominent evidence which indicates that climate plays a remarkable role in the development of a fault sequence. Because the activity of contemporaneous fault is the dominant factor which affects the formation of a fault basin, it is reasonable to regard the episodic contemporaneous movement of basin-control faults and the change of the tectonic subsidence rate as the main factors which determined the development of the third order sequence.

Around 127 Ma, the Izanagi plate and the Kula plate obliquely subducted, slowed down (21.1 cm/y), meanwhile, the extension of the Songliao basin weakened, and post-rift thermosubsidence occurred. During 124–73 Ma, thermosubsidence formed the Post-rift Thermo-subsidence Supersequence set. The tectonic subsidence curve and sporopollen analysis indicate that, with the value of thermo subsidence and climate changing, The Fault-sag Shift, Lower Sag and Upper Sag supersequences developed. Stratigraphic gaps exist between every two adjacent supersequences. In the sagging stage, tectonic subsidence, climate change and sediment influx rate change controlled the development of the third order sequence. It is worth mentioning that many evidences of transgression event have been found in the Early Qingshankou formation stage (95 Ma±) and Early Nenjiang formation stage (80 Ma±) [3]. The two periods happen to be the two maximum flooding periods in Haq's [2] eustatic curves. It is evident that transgression affected the development of the sequence in the region, and formed the sequence characterized by type II sequence.

During 74–53 Ma, the Pacific plate subducted right towards the Eurasia continent with a speed of 10.6 cm/y. The eastern margin of the Eurasia continent uplifted, which might be related to the sedimentary area shrinking and the sedimentary center shifting westwards of the Songliao basin. This period developed the Post-rift Shrinking Supersequence (set). Finally, the evolutionary history of the Mesozoic Songliao rift basin ceased.

### REFERENCES

1. Cross T. A. High-resolution stratigraphic correlation from the perspective of base-level cycles and sediment accommodation // Proceedings of Northwestern European Sequence Stratigraphy Congress. 1994. P. 105–123.
2. Haq B. U., Hardenbol J. and Vail P. R. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-level Change. In: Wilgus C. K., Hastings B. S., Kendall C. G. St. C., Posamentier H. W., Ross C. A. and Van Wagoner J. C. (eds.), Sea-level changes: An integrated approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 1988. V. 42. P. 71–108.
3. Liu Zhaojun, Wang Dongpo, et al. Sedimentary Characteristics of the Cretaceous in the Songliao Basin. *Acta Geologica Sinica*, 1993 V. 6(2). P. 167–180.
4. Liu Zhaojun, Guo Wei, Dong Qingshui, et al. Lacustrine Basin Sequence Stratigraphic Term System and Model.

- 1997, 27 (Supplementary II). P. 54–60 (in Chinese).
5. Liu Zhaojun, Kirillova G. L., Zhang Xingzhou and Wang Simin. Meso–Cenozoic Tectono–Stratigraphic Complexes in the Manzhouli–Suifenhe Transect Zone and the Adjacent Territory as a Reflection of Geodynamic Evolution of the Region // *Geology of Pacific Ocean*. 1999. V. 14. P. 857–870.
  6. Maruyama S., Seno T. Orogeny and Relative Plate Motions: Example of the Japanese Islands // *Tectonophysics*. 1986. V. 127. P. 305–329.
  7. Vail P. R., Audemard F., Bowman S. A., Eisner P. N. and Perez-Cruz C. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation – an overview. In: Einsele G., Ricken W. and Seilacher A. (eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, 1991. 617–659.
  8. Van Wagoner J. C., Mitchum R. M., Jr., Campion K. M. and Rahmanian, V. D. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrop: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies. *AAPG Methods in Exploration Series*, Tulsa, 1990. V. 7. P. 1–55.

Поступила в редакцию 9 ноября 2001 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

*Лю Чжаоцзюнь, Ван Сыминь*

### **Особенности мезозойских секвенсстратиграфических подразделений и генетический анализ бассейна Сунляо, северо-восточный Китай**

Предложена иерархия секвенсстратиграфических подразделений для позднеюрско-меловых отложений бассейна Сунляо, основанная на данных сейсморазведки, а также скважин и обнажений. Выделены мегасеквенс, серии суперсеквенсов, суперсеквенсы, секвенсы, парасеквенсы, характеризующие стадии развития бассейна и цикличность разных порядков. Рассмотрены региональные и глобальные факторы, контролирующие ход эволюции бассейна.

CONODONTS FROM THE DUMUGOL FORMATION LOWER ORDOVICIAN,  
TANYANG AREA, KOREA

*Kwang-Soo Seo\**, *Dong-Woo Lee\**, *In-Chang Lyu\*\**, *Byung-Su Lee\*\*\**

\* *Department of Geoenvironmental Sciences, Kongju National  
University, Kongju, 314-701, Seoul, Korea*

\*\* *Department of Earth and Environmental Sciences, Korea University, Seoul 136-701, South Korea*

\*\*\* *Dept. of Earth Science Education, Chonbuk National University, Jeonju, 561-756, Korea.*

This study is to clarify the geologic time of the Dumugol Formation in the Tanyang area on the basis of conodonts. A total of 245 identifiable conodonts were recovered from 56 samples. They are classified into 7 multielement species referable to 10 genera, and 9 form species belonging to 13 genera. In terms of biostratigraphic biozones, the Dumugol Formation is divided into four conodont zones, viz, *Chosonodina herfurthi* – *Rossodus manitouensis*, *Glyptoconus quadraplicatus*, *Paracordylodus gracilis*, and *Triangulodus dumugolensis* zones in ascending order. Conodont fauna of the Dumugol Formation is correlated with the *Chosonodina herfurthi* – *Rossodus manitouensis* zone to the *Triangulodus dumugolensis* zone of the Dumugol Formation in the Baegunsan Syncline region, the *Cordylodus rotundatus* – *Acodus oneotensis* zone to the *Scalpellodus tersus* zone of North China, Fauna C to Fauna E of North America, the *Cordylodus rotundatus* zone to the *Oepikodus evae* zone of the Baltic region, the *Chosonodina herfurthi* – *Acodus* zone to the *Drepanodus gracilis* – *Scolopodus sexplicatus* zone in Australia. The Dumugol Formation is Late Tremadocian through Early Arenigian of Europe, Late Ibexian through Early Canadian of North America in age.

Most of the recovered conodonts are well preserved and are brownish black (5YR 2.5/1 to 2.5 YR 2.5/1 by Munsell Soil Color), displaying a color alteration index of 4–5 and indicating that these rocks have been heated to 300–400 degrees Celsius.

**Key words:** Tanyang, Dumugol Formation, conodont fauna, biostratigraphy, Late Tremadocian, Early Arenigian, Korea.

INTRODUCTION

The Lower Paleozoic sequences in south Korea, the Choson Supergroup is distributed in five basins with different lithologic and paleontologic characteristics in each basin; namely, Duwibong Basin (Samcheog-Yeongweol Basin), Yeongweol Basin, Jeongseon Basin, Pyeongchang Basin, and Munkyeong Basin; the successions of these basins are identified herein as the Duwibong-Type sequence, Yeongweol-Type sequence, Jeongseon-Type sequence, Pyeongchang Basin-Type sequence, and Munkyeong-Type sequence, respectively, following Korean stratigraphic practice.

Kobayashi [19] divided the Choson Supergroup in the Duwibong-type sequence into 10 lithostratigraphic units, namely, the Jangsan Quartzite, Myobong Slate, Taegi Limestone, Hwajeol Formation, Dongjeom Quarzite, Dumugol Formation, Maggol Formation, Jigunsan Shale, and Duwibong Limestone in ascending order.

The Duwibong-Type sequence, is exposed widely in the central region which extends between 36° 52'30" and 37°07'30" N and between 128°15'00" and

128°37'30" E, located geographically in the Tanyang area in Chungcheongbuk-do, between the Samcheog and eastern Yeongweol areas in Kangweon-do.

Following Kobayashi's [18] study, many investigators [3, 11, 13–17, 21–23, 39, 42, 43] carry out geological studies of the Duwibong-Type Choson Supergroup of this area.

Especially, Kobayashi [18] reported 5 species of trilobite from Hynchunri and Gosuri of the Tanyang region. Seo, K. S. [39] divided the Gousung Limestone named by Won, J. K. and Lee, H. Y. [43] into the Hwajeol Formation, Jigunsan Shale and Duwibong Limestone on the basis of conodonts.

Kim, J. H. and Koh, H. J. [15] divided Won and Lee's [43] Chundongri Formation into the Hwajeol Formation and Dongjeom Formation.

This study aims to establish biostratigraphic zones in the Dumugol Formation through conodont study. This study also considers the biostratigraphic correlation between the conodont fauna from the Dumugol Formation in the Tanyang area and

previously described ones in North America, northern Europe, China, Australia, and elsewhere.

**STRATIGRAPHY**

The Duwibong-Type sequence in the Tanyang area is located in the eastern part of the Gakdong Thrust

Fault ranged from the Yongweol to the Tanyang areas. The Yeongweol-Type sequence is distributed in the western part of the Gakdong Thrust Fault (Figure 1).

The Dumugol Formation of the Duwibong-Type sequence was named by Yamanari [44] after the

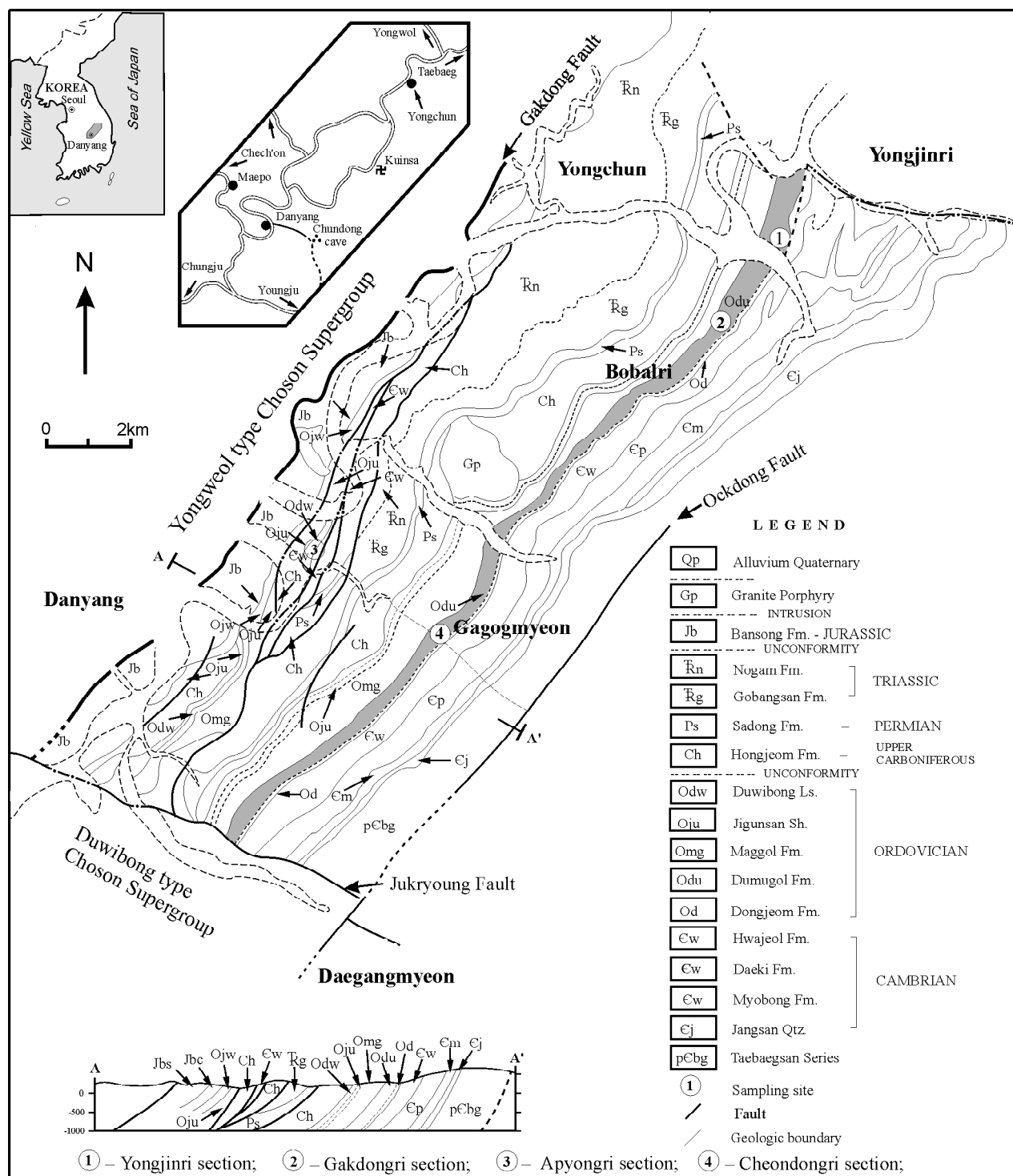


Fig. 1. Geologic map of the study area with conodont sampling localities.

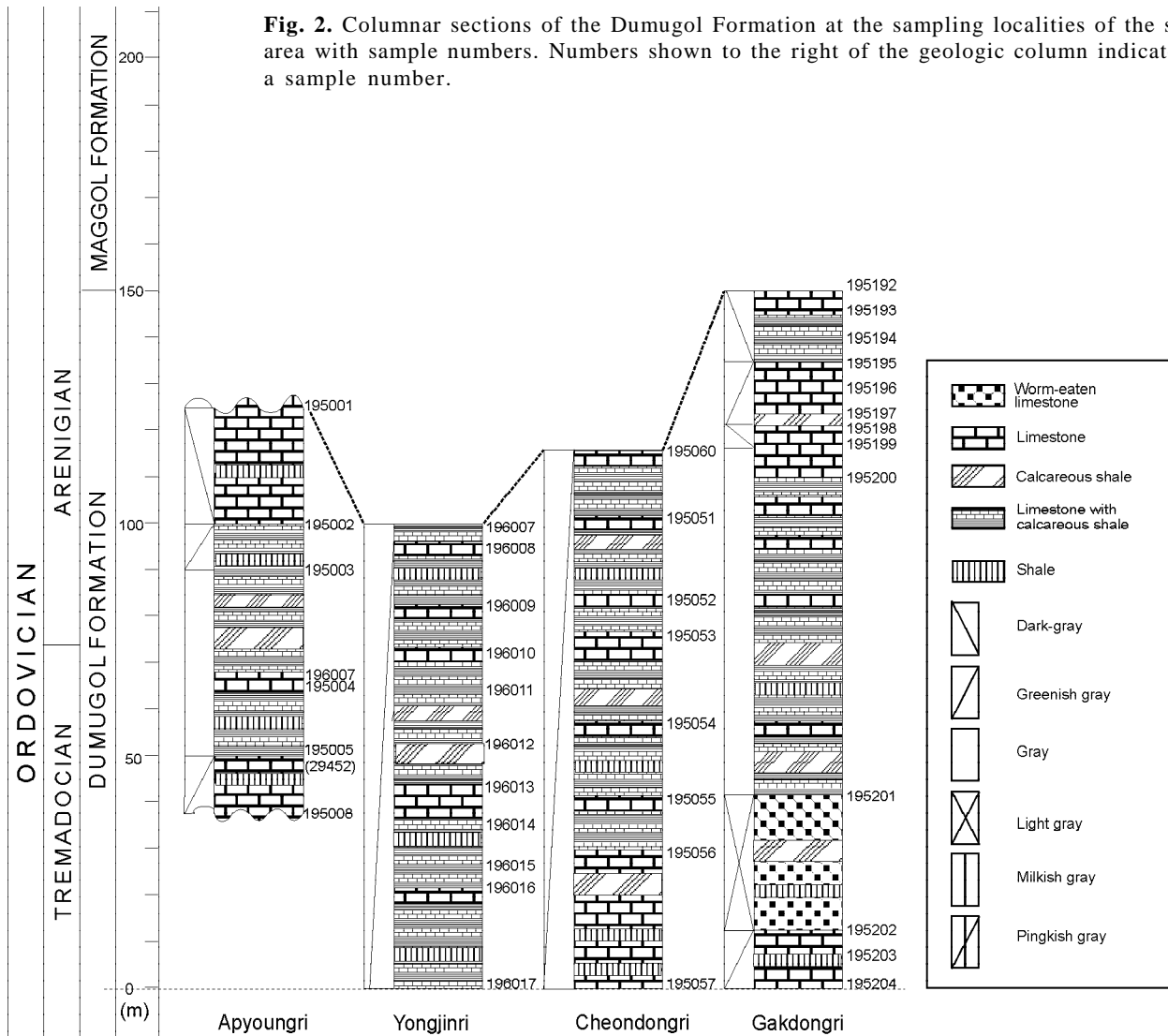
geographic name of the stratotype section “Dumugol”. The Dumugol Formation of the Tanyang area is south-westerly about 70 km from the Baegunsan Syncline Zone.

The Dumugol Formation overlies the Dongjeom Quartzite conformably. It underlies the Maggol Formation conformably. The Dumugol Formation consists mainly of shale and limestone. The shale is mostly calcareous and grey to greenish-grey, and is thinly laminated or bedded with intercalated shales. The upper part of the greenish-grey limestone with thin argillaceous beds marks the boundary between the Dumugol Shale and the Maggol Limestone in this study. The thickness of the Dumugol Formation varies between 250 and 300 m across. Son, C. M. and Cheong, C. H. [41] suggested, on the basis of the common alternation of shale and limestone beds, that the formation was deposited in a somewhat deeper environment than that of the underlying Dongjeom Quartzite. Kobayshi [19] estab-

lished two fossil zones in this formation, namely the lower *Asaphellus* Zone and the upper *Protopliomerops* Zone, and stated that the formation is of Tremadocian age. Lee, H. Y. [24, 27] and Lee, H. Y. and Lee, J. D. [26], on the other hand, insisted that the formation is of Arenigian age based on conodonts. Seo, K. S. [38] insisted that the formation is Late Tremadocian through Early Arenigian of Europe based on conodont study. Choi, D. K. and Lee, Y. I. [4] compared the Dumugol Formation with the Tremadocian of Europe based on the invertebrate fossils.

**SAMPLE LOCALITIES AND CONODONT OCCURRENCE**

Samples for conodont study were collected from the four measured sections in Dumugol Formation of the study area. Locations of the sections in which samples were collected are shown in Fig. 1. The distribution of samples within the measured sections is provided on Fig. 2.



**Fig. 2.** Columnar sections of the Dumugol Formation at the sampling localities of the study area with sample numbers. Numbers shown to the right of the geologic column indicate the a sample number.



Samples of one kg were crushed to 2–3 cm pieces and dissolved by acetic acid (10–15% solution) for 14 days. After digestion of the matrix, the residue was caught on 100– and 200 mesh sieves and dried.

Conodonts were recovered from 21 of the 56 samples; the distribution of the taxa recovered from the measured sections is shown on Table 1. Most of the recovered conodonts are well preserved and are brownish black (5YR 2.5/1 to 2.5 YR 2.5/1 by Munsell Soil Color), displaying a color alteration index of 4–5 and indicating that these rocks have been heated to 300–400 degrees Celsius.

Elements represent 10 multielement species referable to 7 genera, and the remainder are identified with 13 form species of 9 genera.

Conodont fauna from the Dumugol Formation of the Tanyang area is as follows: *Acanthodus lineatus* (Furnish), *Chosonodina herfurthi* Müller, *Drepanodus arcuatus* (Pander), *D. cf. concavus* (Branson et Mehl), *Drepanodus* sp., *Drepanoistodus basiovalis* (Sergeeva), *D. forceps* (Lindström), *D.(?) inaequalis* (Pander), *Glyptoconus quadraplicatus* (Branson et Mehl), *Juanognathus* sp., *Oistodus cf. selenopsis* Serpargli, *Paltodus cf. deltifer* (Lindström), *P.(?) parvus* An, *P. quinquecostatus* Müller, *Paroistodus aff. parallelus* (Pander), *Propanderodus leonardiis* Serpargli, *Scalpellodus tersus* Zhang, *Scandodus furnishi* Lindström, *Scolopodus bolites* Repetski, *S. filiosus* Ethington et Clark, *S. gracilis* Ethington et Clark, *S. nogamii* Lee, *S. cf. pingquanensis*, *S. rex huolianzhaiensis* An et Xu, *Scolopodus longibasis* Seo et al., *Triangulodus dumugolensis* Seo et al., *Rossodus manitouensis* Repetski et Ethington, *Utahconus beimadaoensis* Chui et Zhang F., *Variabiloconus bassleri* (Furnish).

The Dumugol Formation is divided into four biozones based on conodont species identified in the several sections (Table 1). They are the *Chosonodina herfurthi* – *Rossodus manitouensis*, *Glyptoconus quadraplicatus*, *Paracordylodus gracilis*, and *Triangulodus dumugolensis* Zones in ascending order.

In this study four conodont zones were not established at only one section because of lack of conodonts. The *Chosonodina herfurthi* – *Rossodus manitouensis* Zone was established in the lower part of the Apyoungri Section in the Tanyang area. The *Glyptoconus quadraplicatus* Zone was established in the middle part of the Yongjinri Section and Cheondongri Section. The *Paracordylodus gracilis* Zone was established in the middle part of the Gakdong Section.

#### 4. BIOSTRATIGRAPHIC CORRELATION

*Acanthodus lineatus* was reported from the Bule Earth Formation of Minnesota [10], from the Ice Fields Section of Alberta [7], Iran [32], from the Ninmaroo Formation of Australia [12], from westernmost Texas and southern New Mexico of North America [34], from the Fauna C of North America, and from Korea [38]. The fauna C of North America generally has been interpreted to be Late Tremadocian in age.

*Chosonodina herfurthi* was reported from Korea by Müller [31], from North America [6], from the Collier Formation of Arkansas and Oklahoma [8], from the El Paso Group of Texas [34], from the Ninmaroo Formation of Australia [5], from China [1, 2, 33], from the *Acanthodus* – *Chosonodina* – *Loxodus* Fauna of Europe [30], and from the Dumugol Formation of the Baegunsan Syncline Zone [38]. It is a representative species of Fauna C [6] in North America.

*Rossodus manitouensis* was reported by Repetski and Ethington [36], from Fauna C [6], from North America [20, 37], from Australia [5], from China [2], from the Dumugol Formation of Yongweol-Samchock in Korea [38].

*Glyptoconus quadraplicatus* was reported from the Oneota Formation of Mississippi valley by Furnish [10], from North America [9, 34, 35], from Australia [5], from South America [40], from Europe [29], from China [1, 2], and from the Dumugol Formation of the Baegunsan Syncline Zone in Korea [25, 28, 39]. This is a representative species of *Glyptoconus quadraplicatus* Zone of Dumugol Formation in the Baegunsan Syncline Zone of Korea [38].

*Triangulodus dumugolensis* is firstly reported from the Dumugol Formation in the Baegunsan Syncline Zone of Korea by Seo, et al. [38]. They firstly established the *Triangulodus dumugolensis* Zone within the Dumugol Formation of the Baegunsan Syncline Zone in based this species. Seo et al. [38] interpreted this zone of the Baegunsan Syncline Zone to Arenigian in age.

In this study *Paracordylodus gracilis* is not yielded from the Dumugol Formation of Tanyang area. Seo et al. [38] established *Paracordylodus gracilis* Zone at the Dumugol Formation in the Baegunsan Syncline Zone of Korea. However, conodont fauna from this zone of Tanyang is similar to that of the Dumugol Formation in the Baegunsan Syncline Zone.

We established *P. gracilis* Zone in the Dumugol Formation in Tanyang area based on conodont fauna in this study. Seo et al. [38] interpreted this zone of the Baegunsan Syncline Zone to be Arenigian in age.

Considering the above statements collectively, the biozones of Dumugol in the Tanyang Area are

**Table 1. Distribution and abundance of conodonts from the productive samples of the Dumugol Formation in the Tanyany area, South Korea.**

Species	ample No.	Gakdong Section										Choendon. Sec.				Yongj. Sec.			Apyong Sec.				Total
		195 194	- 195	- 196	- 197	- 199	- 201	- 202	- 203	- 205	- 206	K	195 052	- 053	- 054	196 007	196 010	195 001	294 045	294 046	294 052	195 005	
Conodont zone		<i>P. gracilis</i>					<i>T. dumugolensis</i>					<i>G. quadraplicatus</i>				<i>G. quadra- plicatus</i>			<i>C. herfurthi- R. manitouensis</i>				
<i>Acanthodus lineatus</i>																					3	2	5
<i>Chosonodina herfurthi</i>																				3	2	5	
<i>Glyptoconus quadraplicatus</i>																		2	2			4	
<i>Oistodus cf. selenopsis</i>					4	3	1				12											20	
<i>Paroistodus aff. parallelus drepanodiform el. oistodiform el.</i>	2 7																					2 7	
<i>Scolopodus rex houlianzhaiensis symmetrical el. asymmetrical el.</i>	2		1	1	1	4	5				7	1			1	1						15 10	
<i>Triangulodus dumugolensis</i>						2				1								2				5	
<i>Scalpellodus tersus acontiodiform el. drepanodiform el. scandodiform el.</i>												1						5 7 4		1		5 8 5	
<i>Scandodus furnishi</i>				4											2	1	1					8	
<i>Scolopodus bolites symmetrical el.</i>												2										2	
<i>Scolopodus cf. pingquanensis</i>						2																2	
<i>Scolopodus nogamii</i>							7	1		1	15	1										25	
<i>Scolopodus filusus</i>												1										1	
<i>Scolopodus longgibasis asymmetrical el. symmetrical el.</i>									3	1												3 2	
<i>Paltodus cf. deltifer</i>																				5		5	
<i>Paltodus (?) parvus</i>									5	1												6	
<i>Paltodus quinquecostatus</i>													4					1				5	
<i>Propanderodus leonardii</i>					4																	4	
<i>Drepanodus cf. concavus</i>																		2				2	
<i>Drepanodus arcuatus drepanodiform el. acontiodiform el. scandodiform el.</i>									5 2 1				1 6 3 3		1		1 1 1				1	13 6 7	
<i>Drepanoistodus basiovalis drepanodiform el.. oistodiform el. subrectiform el.</i>																9 1	1 1 1					2 10 2	
<i>Drepanoistodus forceps oistodiform el. drepanodiform el. subectodontiform el.</i>																	4 5 6					4 5 6	
<i>Drepanoistodus inaequalis oistodiform el. acodiform el.</i>																				2 1	1	2 2	
<i>Juanognathus sp.</i>									1													1	
<i>Rossodus manitouensis acontiodiform el. drepanodiform el. oistodiform el.</i>																			4 3 1	1 1 1	1 1 2	6 5 4	
<i>Utahconus beimadaoensis drepanodiform el. acodiform el.</i>													1 2									1 2	
<i>Variabiloconus bassleri</i>												1		1	5		1			2		11	
T O T A L		11	1	5	7	15	13	13	6	3	34	3	5	19	2	7	12	20	29	10	20	10	245

correlated with the *Chosonodina herfurthi* – *Rossodus manitouensis* Zone through the *Triangulodus dumugolensis* Zone of the Dumugol Formation in the Baegunsan Syncline Zone, with the *Cordylodus rotundatus* – *Acodus oneotensis* Zone through the *Scalpellodus tersus* Zone in North China, with Fauna C through the *Oepikodus communis* Zone of North America, with the *Cordylodus rotundatus* Zone through the *Oepikodus evae* Zone in the North Atlantic Province, with the *Chosonodina herfurthi* – *Acodus* Zone through the *Drepanodus gracilis*–*Scolopodus sexplicatus* Zone in Australia. Biostratigraphic correlation between the conodont fauna from the Dumugol Formation of

Tanyang and the previously described ones for other continents is shown in Fig. 3. Dumugol Formation in Tanyang is Late Tremadocian through Early Arenigian of Europe, Late Ibexian through Canadian of North America in age.

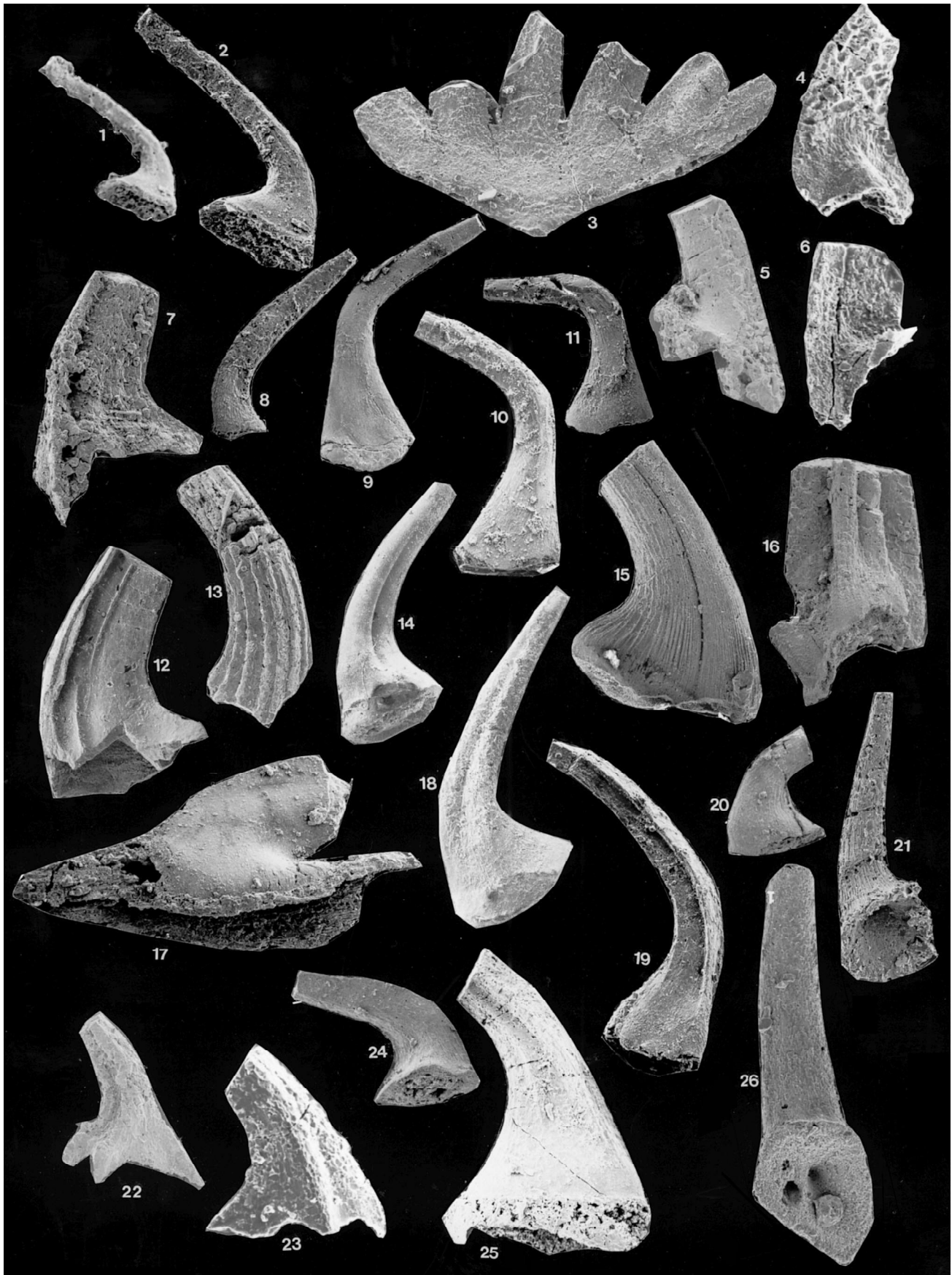
**CONCLUSION**

1. Of 56 rock samples collected from four sections in the Dumugol Formation, 21 yielded 245 identifiable conodont specimens.

2. The conodonts are assigned to 10 multielement species referable to 7 genera and 13 from species belonging to 9 form genera.

SERIES	BRITAIN	KOREA	BALTIC REGION	NORTH AMERICA	AUSTRALIA	IRAN	NORTH CHINA	SOUTH CHINA		
	Graptolite Zones	Conodont Zones	Conodont Zones	Conodont Zones	Conodont Zones	Conodont Zones	Conodont Zones	Conodont Zones		
	Williams, et al., 1972 Toghill, 1970; Ingham and Wright, 1972	Formation This paper	Beds Lindstrom, 1971; Bergstrom, 1977	Ethington and Clark, 1971 Ethington and Repetski, 1984	Druce and Jones, 1971	Formation Muller, 1973	Formation An et al., 1983	Formation An, 1987		
Ibexian/Canadian	Arenigian	Maggol	Latorp.	Baltoniodus navis	No zonation	No zonation	Liangjiashan	Yanghaku		
				Baltoniodus triangulodus						
				Oepikodus evae						
				Prioniodus elegans						
				Paroistodus proavus						
	Tremadocian	Dumugol	Ceratopyge	D	D	Scolopodus sexplicatus	No Zon.	Yeli	Yanghaku	
										Drepanoist. deltifer
										Cordylodus angulatus
										Cordylodus rotundatus
										Chosonodina herfurthi- manitouensis
Tremadocian	Dongjeom	D	C	C	Chosonodina herfurthi- Acodus	Zone 7	Yeli	Yanghaku		
									Adelograptus hunnebergensis	
									Clonograptus tennellus	
									Chosonodina herfurthi- manitouensis	
									Chosonodina herfurthi- manitouensis	
Tremadocian	Dongjeom	D	C	C	Cordylodus rotundatus	Zone 6	Yeli	Yanghaku		
									Adelograptus hunnebergensis	
									Clonograptus tennellus	
									Chosonodina herfurthi- manitouensis	
									Chosonodina herfurthi- manitouensis	
Tremadocian	Dongjeom	D	C	C	Cordylodus rotundatus	Zone 5	Yeli	Yanghaku		
									Adelograptus hunnebergensis	
									Clonograptus tennellus	
									Chosonodina herfurthi- manitouensis	
									Chosonodina herfurthi- manitouensis	
Tremadocian	Dongjeom	D	C	C	Cordylodus rotundatus	Zone 4	Yeli	Yanghaku		
									Adelograptus hunnebergensis	
									Clonograptus tennellus	
									Chosonodina herfurthi- manitouensis	
									Chosonodina herfurthi- manitouensis	

**Fig. 3.** Intercontinental correlation of conodont and graptolite assemblage zones in the Upper Tremadocian and Lower Arenigian.



**Fig. 4.**



Fig. 5.

**Fig. 4.** Sample numbers from which the specimens were obtained are given in parentheses.

1–2 – *Canthodus lineatus* (Furnish, 1938), lateral views of both, 1– KUG0038(N008), ×110, KUG00231(195005), ×80; 3 – *Chosonodina herfurthi* Müller, 1964. Lateral view, KUG00426(A95030), ×80; 4–6 – *Rossodus manitouensis* Repetski et Ethington, 1983. Lateral views of all, 4 – acontiodiform el., KUG00219 (294046), ×100, 5 – drepanodiform el., KUG00226(294052), ×100, 6 – oistodiform el., KUG00231(195005), ×100; 7 – *Scalpellodus tersus* Zhang, 1983. Lateral view of scandodiform el., KUG00259(195053), ×80; 8 – *Utahconus beimadaoensis* Chui et Zhang F. 1983. Lateral view of drepanodiform el., KUG00259(195053), ×100; 9–11 – *Scolopodus longibasis* Seo et al., 1994. Lateral views of all, 9 – symmetrical el., KUG00405(195202), ×80, 10 – asymmetrical el., KUG00405(195202), ×120, 11 – symmetrical el., KUG00405(195202), ×100; 12 – *Paltodus quinquecostatus* Müller, 1964. Lateral view, KUG00404(195201), ×35; 13 – *Scolopodus rex huolianshaiensis* An et Xu, 1983. Lateral view of symmetrical el., KUG00409(195206), ×35; 14 – *Variabiloconus bassleri* (Furnish). Lateral view, KUG00451(196007), ×80; 15 – *Scolopodus nogamii* Lee, 1975. Lateral view, KUG00408(195205), ×150; 16 – *Scolopodus bolites* Repetski, 1982. Posterior view of symmetrical el., KUG00258(195052), ×120; 17, 22, 23 – *Drepanoistodus* (?) *inaequalis* (Pander, 1856). Lateral views of all, 17 – oistodontiform el., KUG00226(294052), ×35, 22 – acontiodiform el., KUG00226(294052), ×100, 23 – acontiodiform el., KUG00231(195005), ×80; 18 – *Glyptoconus quadraplicatus* (Branson et Mehl, 1933). Lateral view, KUG00219(294046), ×80; 19 – *Triangulodus dumugolensis* Seo et al., 1994. Lateral view of acontiodiform el., KUG00398(195195), ×80; 20 – *Drepanodus* sp., lateral view, KUG00405(195202), ×35; 21 – *Scolopodus filiosus* Ethington et Clark, 1964. Lateral view, KUG0026(K), ×80; 24 – *Scandodus furnishi* Lindström, 1955. Lateral view, KUG00399(195196), ×100; 25 – *Paltodus quinquecostatus* Müller, 1964. Lateral view, KUG00259(195053), ×80; 26 – *Scolopodus gracilis* Ethington et Clark, 1964. Lateral view, KUG00405(195202), ×120,

**Fig. 5.** Sample numbers from which the specimens were obtained are given in parentheses.

1–3 – *Drepanoistodus forceps* Lindström, 1955. Lateral views of all, 1 – drepanodiform el., KUG00227 (195001), ×100, 2 – oistodiform el., KUG00227 (195001), ×100, 3 – subrectiform el., KUG00227 (195001), ×100; 4–5, 9–10 – *Drepanodus arcuatus* (Pander, 1856). 4, 10 – lateral views of drepanodontiform el., KUG00259 (195053), ×80 5 – lateral view of acontiodiform el., KUG00259(195053), ×80, 9 – lateral views of scandodontiform el., KUG00259 (195053), ×80; 6, 7 – *Paroistodus* aff. *parallelus* (Pander, 1856). Lateral views of all, 6, oistodiform el., KUG00397 (195194), ×80, 7 – drepanodiform el., KUG00397 (195194), ×100; 8, 11–13, 16 – *Drepanoistodus basiovalis* (Sergeeva, 1963). Lateral views of all, 8 – subrectiform el., KUG00454 (196010), ×80, 11–13 – oistodiform el., KUG00454 (196010), KUG00454 (196010), KUG00454(196010), ×80, 16 – drepanodiform el., KUG00217 (294045), ×80; 14 – *Drepanodus* sp. Lateral view, KUG00217 (294045), ×80; 15 – *Drepanodus* cf. *concaus* (Branson et Mehl, 1933). Lateral view, KUG00217 (294045), ×80; 17–18 – *Paltodus* (?) *parvus* An, 1983. Lateral view of all, KUG00406 (195203), ×80; 19 – *Paltodus* cf. *deltifer* (Lindström, 1971), lateral view, KUG00226 (294052), ×50; 20, 22 – *Drepanodus* sp. Lateral views of all, KUG00226 (294052), ×50; 21 – *Oistodus* cf. *selenopsis* Serpargli, 1974. Lateral view, KUG00409 (195206), ×50; 23 – *Propanderodus leonardiis* Serpargli, 1974. Lateral view, KUG00402 (195199), ×50.

## REFERENCE

3. Four biostratigraphic zones are recognized in the Dumugol Formation, viz, *Chosonodina herfurthi*–*Rossodus manitouensis*, *Glyptoconus quadraplicatus*, *Paracordylodus gracilis*, and *Triangulodus dumugolensis* Zones in ascending order.
  4. The biozones of the Dumugol Formation are correlated with the *Cordylodus rotundatus* – *Acodus oneotensis*, *Scolopodus quadraplicatus* – *S. opimus*, and *Scalpellodus tersus* Zones in North China, with the *Cordylodus angulatus*, *Drepanoistodus deltifer*, *Paroistodus proteus*, *Prioniodus elegans*, and *Oepikodus evae* Zones in the North Atlantic Province, with the middle of Fauna C through the *Oepikodus communis* Zone of North America, and with the *Chosonodina herfurthi* – *Acodus* and *Drepanodus*(?) *gracilis* – *Scolopodus sexplicatus* Zones in Australia.
  5. The Dumugol Formation in Tanyang is Late Tremadocian through Early Arenigian of Europe, Late Ibexian through Canadian of North America in age.
  6. Conodonts are brownish black (5YR 2.5/1 to 2.5YR 2.5/1 in Munsell Soil Color), showing conodont Color Alteration Index value of 4–5, which indicates a thermal exposure of 300–400°C.
1. An T. Lower Paleozoic Conodonts from Southern China. Science Publishing Company, Beijing, 1987. 238 p. (in Chinese).
  2. An T. X., Zhang W., Xiang Y., Zhang W., Xu H., Zhang D., Jiang C., Yang L., Lin Z., Cui and Yang X. The Conodonts of North China and the Adjacent Region. Science Publishing Company, Beijing, 1983. 223p. (in Chinese).
  3. Cheong C. H. Stratigraphy and Paleontology of the Danyang Coalfield, N. Chungcheong-do, Korea // Journal of the Geological Society of Korea. 1971. V. 7. P. 63–88.
  4. Choi D. K. and Lee Y. I. Invertebrate Fossils from the Dumugol Formation(Lower Ordovician) of Dongjeom Area, Korea // Journal of the Geological Society of Korea. 1988. V. 24. P. 289–305
  5. Druce E. C. and Jones P. J. Cambro-Ordovician conodont from the Burke River structural belt, Queensland. Australia Bureau of Mineral Resource Bulletin. 1971. 110. P. 1–167.
  6. Ethington R. L. Lower Ordovician conodonts in North America // W. C. Sweet and S. M. Bergström (eds.), Symposium on Conodont Biostratigraphy // Geological Society of America. Memoir. 1971. 127. P. 63–82.
  7. Ethington R. L. and Clark D. L. Conodonts from the El



- Paso Formation (Ordovician) of Texas and Arizona // *Journal of Palaeontology*. 1964. 38. P. 658–704.
8. Ethington R. L. and Clark D. L. Lower and Middle Ordovician conodonts from the Ibex area, western Millard County, Utah // *Brigham Young University Geology Studies*. 1982. 28. P. 1–127.
  9. Fehhreaus L. E. and Nowlan G. S. Franconian (Late Cambrian) to Early Champlainan (Middle Ordovician) conodonts from the Cow Head Group, western Newfoundland // *Journal of Paleontology*. 1978. V. 52. P. 444–471.
  10. Furnish W. M. Conodonts from the Prairie du Chien beds of the upper Mississippi valley // *Journal of Paleontology*. 1938. 12. P. 318–340.
  11. Geological Investigation Corps of Taebaegsan Region, 1962, Geologic map of Taebaegsan Region.
  12. Jones P. J. Late Cambrian and Early Ordovician stages in western Queensland // *Journal of the Geological Society of Australialia* 1971. V.18, part. 1. 32 p.
  13. Kim B. K. Some New geological Aspects Revealed from the Northwestern Part of the Yemi Area // *Journal of the Geological Society of Korea*. 1969. V. 5. P. 229–241.
  14. Kim H. M. Paleozoic and Mesozoic Paleocurrents of the Danyang Coalfield District, Korea // *Journal of the Geological Society of Korea*. 1971. V. 7. P.257–276.
  15. Kim J. H and Koh H. J. Structural analysis of the Danyang area, Danyang Coalfield, Korea // *Journal of Korean Institute of Mining Geology*. 1992a. V. 25. P. 61–73.
  16. Kim J. H., Lee, J. Y. and Nam K. H. Geological structures of the Yeongchun Area, Danyang Coalfield, Korea // *Journal of Korean Institute of Mining Geology*. 1992b. V.25. P. 179–190.
  17. Kim J. H., Lee J. Y. and Nam K. H. Pre-Jurassic Thrust Movement in Danyang Area, Danyang Coalfield, Korea // *Journal of the Geological Society of Korea*. 1994. V. 30. P. 35–40
  18. Kobayashi T. Some Cambro-Ordovician Fossils from the Tangyang or Tanyo district, South Korea // *Trns. Proc. Palaeontological Society of Japan, N. S., Sendai*. 1958. Feb. 30. P. 211–216.
  19. Kobayashi T. Straigraphy of the Choson Group in Korea and South Manchuria and its relation to the Cambro-Ordovician formation and faunas of South Korea. 1966. Pt. 10, "sect A, Univ. Tokyo Fac. Sci. J. sect. 2, v. 16. P. 1–84.
  20. Landing E., Barnes C. R. and Stevens R. K. Tempo of earliest Ordovician graptolite faunal succession: conodont-based correlations from the Tremadocian of Quebec, New York State Science // *Journal Series*. 1986. Paper No. 482. P. 1928–1949.
  21. Lee B. S., Lee J. D. and Chun H. Y. Conodont biostratigraphy of the Dumugol Shale (Lower Ordovician) in Ogdong Yeongweol-gun and Yeongchun, Danyang-gun, Korea // *Journal of Paleontological Society of Korea*. 1998. 16(2). P. 147–164
  22. Lee D. S. Geological map of Ogdong Sheet and Explanatory text. Geological Survey of Korea, 1966. 30p.
  23. Lee D. W. and Kim D. S. Geology of Northern Part of Danyang Coalfield, National Geological Survey, Geological Report in Coalfield, 1966. 7. P. 5–32.
  24. Lee H. Y. Conodonten aus der Chosen-Gruppe (Unteres ordovizium) von Korea N. Jahrbuch // *Geol, palaont*. 1970. V. 136. P. 303–344.
  25. Lee H. Y. Conodonts from the Dumugol Formation (Lower Ordovician) South Korea // *Journal of the Geological Society of Korea*. 1970. V. 11. P. 75–93.
  26. Lee H. Y. and Lee J. D. Conodont fauna from the Great Limestone series in Dongjeom District, Samcheog-gun, Kangweon-do and Its stratigraphical significance // *Journal of the Geological Society of Korea*. 1971. V. 7. P. 89–101
  27. Lee H. Y. Conodonts from the Dumugol Formation (Lower Ordovician), South Korea // *Journal of the Geological Society of Korea*. 1975. V. 11. P. 75–93.
  28. Lee H. Y. Lower Paleozoic conodonts in South Korea // *Geology and Paleontology of Southeast Asia*. 1980. V. 21. P. 1–9
  29. Lindström M. Lower Ordovician conodonts of Europe / W. C. Sweet and S. M. Bergström (eds.), *Symposium on Conodont Biostratigraphy* // *Geological Society of America, Memoir* 127. 1971. P. 21–61.
  30. Lindström M. Conodont paleogeography of the Ordovician // M. G. Bassett (ed.), *The Ordovician System; Proceedings of a Paleontological Association Symposium* Bringham University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff. 1976. P. 501–502.
  31. Müller K, J. Conodonten aus dem unteren Ordovizium von Sudkorea // *Neues Jahrbuch Für Geologie und Palaontologie Abhandlungen*. 1964. 119. P. 93–102.
  32. Müller K. J. Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from northern Iran. Geological Survey of Iran Report 30, 1973. 70 p.
  33. Pei F. and Cai S. Ordovician Conodonts of Henan Province, China, Regional Geological Surveying Party, Henan Province. 1988. P. 1–128.
  34. Repetski J. E. Conodonts from El Paso Group (Lower Ordovician) of westernmost Texas and southern New Mexico. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir, 1982. 40. 121 p.
  35. Repetski J. E. and Ethington R. L. Conodonts from graptolite facies in the Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. Arkansas Geological Commission, symposium on the Geology of the Ouachita Mountains, 1977. 1. P. 92–106
  36. Repetski J. E. and Ethington R. L. *Rossodus manitouensis* (Conodonta), a new Early Ordovician index fossil // *Journal of Paleontology*. 1983. 57. P. 289–301.
  37. Repetski J. E. and Ethington R. L. Paleobiogeographic distribution of the early Ordovician conodonts in central and western United States // *Geological Society of America*. 1984. Special Paper. 196. P. 89–101.
  38. Seo K. S., Lee H. Y. and Ethington R. L. Early Ordovician Conodonts from the Dumugol Formation in the Baegunsan Syncline, Eastern Yeongweol and Samcheog areas, Kangweon-do // *Journal of Paleontology*. 1994. 68. P. 599–616

39. Seo K. S. Conodont Fauna from the Gousung Limestone, Tanyang Area, Korea and Its Biostratigraphic Significance // Journal of the Geological Society of Korea. 1997. V. 33. P. 220–233.
40. Serparigli E. Lower Ordovician conodonts from Precordilleran Argentina (Province of San Juan) // Societa Paleontologica Italiana, Bolletino. 1974. 13. P. 117–98.
41. Son C. M. and Cheong C. H. Sedimentary environment and geologic structure of Taebaegsan district // Seoul National University Journal, Sciences and Technology. 1965. Series (A), 15. P. 1–31.
42. Son C. M. Geological Structure in the vicinity of Yeongchun // Journal of the Geological Society of Korea. 1975. V. 11. P. 145–166.
43. Won J. G. and Lee H. Y. Geological map of Danyang Sheet and Explanatory text. Geological Survey of Korea, 1967. 34 p.
44. Yamannari F. On the imbricated structure in Kogendo. Geographical review of Japan, 1926. 2.

Поступила в редакцию 12 сентября 2000 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

### Кван-Су Со, Донг-Ву Ли, Ин-Чанг Лью, Беон-Су Ли

#### Конодонты из формации Думголь области Даньянг, провинция Чунгчонгбукдо, Южная Корея

Данные исследования заключаются в выяснении геологического возраста формации Думголь в области Даньянг на основе конодонтов. Всего в 56 образцах было обнаружено 245 конодонтов. Они классифицируются как 7 мультиэлементных видов, относящихся к 10 родам, и 9 формальных видов принадлежат к 13 родам. Формация Думголь биостратиграфически разделяется на четыре конодонтовых зоны, viz, *Chosonodina herfurthi* – *Rossodus manitouensis*, *Glyptoconus quadraplicatus*, *Paracordylodus gracilis*, и *Triangulodus dumugolensis* в порядке омоложения. Формация Думголь с помощью конодонтов коррелируется с одновозрастными отложениями области Бэгунсанской синклинали, а также с геологическими образованиями северного Китая в стратиграфическом интервале от зоны *Cordylodus rotundatus* – *Acodus oneotensis* до зоны *Scalpellodus tersus*, в Северной Америке - от фауны С до фауны Е, Балтийского региона - от зоны *Cordylodus rotundatus* до зоны *Oepikodus evae*, Австралии – от зоны *Chosonodina herfurthi* - *Acodus* до зоны *Drepanodus gracilis* – *Scolopodus sexplicatus*.

Формация Думголь имеет возраст поздний тремадок - ранний аренигий по европейской классификации, и поздний ибексий - ранний канадий - по североамериканской.

Большинство полученных конодонтов имеют хорошую сохранность. По цвету они коричневатые-черные (5YR от 2.5/1 до 2.5 YR 2.5/1 по определению Munsell Soil Color), при индексе цветового изменения 4–5, что указывает на температуру нагрева этих пород порядка 300–400°C.



## КУРАСИЙСКО-МАРУЯМСКИЙ КОМПЛЕКС НЕОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО САХАЛИНА

*В.П. Тузов, Л.И. Митрофанова, Р.В. Данченко, В.П. Болдырева*

*Государственное предприятие Дальинформгеоцентр, г. Южно-Сахалинск*

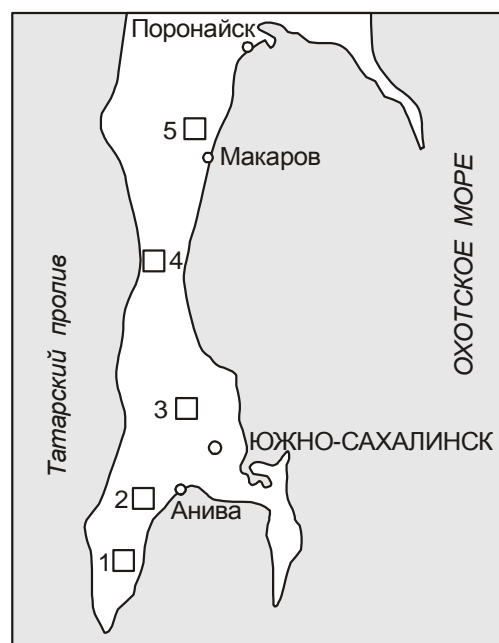
Рассматривается биостратиграфическая характеристика опорных разрезов курасийской и маруямской свит. Маруямские отложения на юге Сахалина представляют большой интерес как перспективные в газоносном отношении. В настоящее время нет единой точки зрения относительно границ и объема маруямской свиты. Наличие диатомовой флоры в исследуемых отложениях позволяет осуществить корреляцию этих отложений с общей геохронологической шкалой и обосновать их возраст.

**Ключевые слова:** биостратиграфия, опорные разрезы, неоген, Сахалин.

### ВВЕДЕНИЕ

Курасийско-маруямский комплекс отложений Южного Сахалина является удачным объектом для установления границ как между отделами (миоцен и плиоцен), так и между подотделами миоцена (средний и верхний). Это связано с тем, что рассматриваемые отложения содержат остатки планктонных организмов (диатомей и радиолярий), которые позволяют непосредственно осуществлять корреляцию этих отложений с общей геохронологической шкалой. Дело облегчается тем, что по названным группам ископаемых остатков имеются разработанные зональные шкалы для неогеновых отложений северо-западной Пацифики, причем для выделенных зон установлены абсолютные датировки (в млн лет) кровли и подошвы [8, 9, 21, 22, 24–28]. Но несмотря на это, проблема границы миоцена и плиоцена остается дискуссионной. Это первая причина, побудившая авторов обратиться к курасийско-маруямским отложениям. Вторая причина связана с корреляцией как всего курасийско-маруямского комплекса, так и отложений маруямской свиты по различным разрезам. И наконец, главным фактором является обоснование точного положения в разрезе пластов (толщ), перспективных на нефть и газ, и их возрастной принадлежности. Маруямские отложения на юге Сахалина представляют большой интерес как перспективные в газоносном отношении. В Анивском районе Южного Сахалина в породах маруямской свиты открыты Восточно-Луговское (1971 г.), Южно-Луговское (1973 г.), Зареченское и Благовещенское (2000 г.) месторождения газа. Но в настоящее время нет единой точки зрения относительно границ и объема маруямской свиты.

Для решения вышеназванных проблем были проанализированы комплексы фауны и флоры из опорных разрезов курасийско-маруямских пород Южного Сахалина: Ильинский разрез (западное побережье, междуречье Ильинка – Черемшанка), Береговой разрез Анивского побережья (междуречье Кура – Урюм), разрез по р. Бачинской, разрез по р. Малый Такой, Макаровский разрез (рис. 1). Проблемы стратификации курасийско-маруямских отло-



**Рис. 1.** Обзорная схема района работ.

Изученные разрезы: 1 – береговой разрез Анивского побережья; 2 – разрез р. Бачинской; 3 – разрез р. Малый Такой; 4 – Ильинский разрез; 5 – Макаровский разрез.

жений отражены в разные годы в работах различных исследователей: [2–7, 9–19]. Объем статьи не позволяет привести характеристику всех вышеперечисленных разрезов. Ниже приводится описание основных опорных разрезов.

**АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ КУРАСИЙСКО-МАРУЯМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ**

**Ильинский разрез** (рис. 2). Ильинский разрез – это курасийско-маруямский комплекс в районе пос. Ильинский (береговые обрывы к югу от р. Ильинки), где курасийскими отложениями сложены оба крыла крупной синклинали складки, а ядро последней – маруямской свитой.

**Курасийская свита** несогласно с размывом залегает на кремнистых туфогенных алевролитах холмской свиты. В подошве залегают обогащенные галькой глауконитовые песчаники незначительной мощности. По литологическому составу свиту можно разделить на две пачки: нижнюю и верхнюю. Нижняя пачка сложена мелко-среднезернистыми алевролитами с глинистым, реже кремнисто-глинистым цементом и опоками, алевритовыми опоками. Верхняя пачка представлена глинисто-кремнистыми мелко-среднезернистыми алевролитами, которые при выветривании становятся белесыми, алевролитами глинистыми серыми, диатомитами, алевролитовыми диатомитами; вверху отмечаются редкие прослои песчаника мелкозернистого, с включениями гравия и гальки. Диатомиты имеют характерную плитчатую отдельность с микрослоистой прерывистой текстурой, обусловленной неравномерным распределением обломочного, глинистого и карбонатного материала. Мощность нижней пачки составляет 190 м, верхней – 1100 м. Общая мощность курасийской свиты в Ильинском разрезе 1290 м.

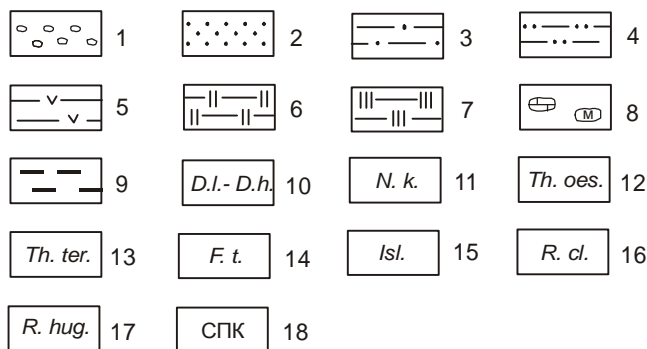
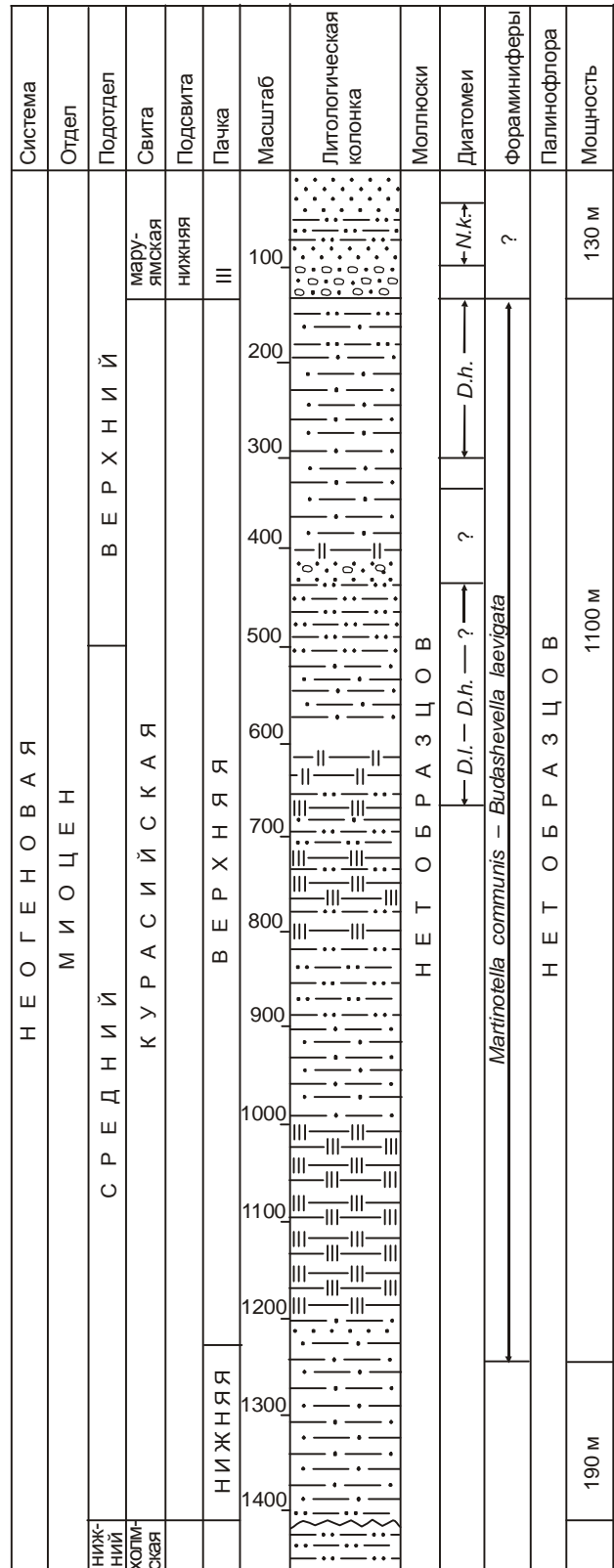


Рис. 2. Ильинский разрез.

1 – гравелиты; 2 – песчаники (пески); 3 – алевролиты; 4 – песчаные алевролиты; 5 – туфоалеволиты; 6 – алевролитовые диатомиты; 7 – алевролитовые опоки; 8 – карбонатные конкреции; 9 – лигниты (уголь); 10–17 – зоны: 10 – *Denticulopsis lauta* – *Denticulopsis hustedtii*; 11 – *Neodenticula kamschatica*; 12 – *Thalassiosira oestrupii*; 13 – *Thalassiosira tertiera*; 14 – *Fortipecten takahashii*; 15 – *Islandiella*; 16 – *Retroelphidium clavatum*; 17 – *Retroelphidium hughesi*; 18 – спорово-пыльцевой комплекс.



Остатки двустворчатых моллюсков в отложениях свиты не обнаружены, но она охарактеризована комплексами диатомовой флоры и бентосных фораминифер. Диатомовая флора (рис. 2) обнаружена только в верхней части курасийской свиты. По составу отчетливо выделяются два комплекса. Первый комплекс диатомей характеризуется довольно богатым составом, в котором доминируют *Hyalodiscus obsoletus* Sheshuk., *Pyxidicula schenckii* (Kanaya) Streln. et Nicol., *Actinocyclus ingens* Rattr., *Thalassiosira jabei* (Kanaya) Akiba et Yanag., *Eucampia balaustium* Castr., *Pterotheca kittoniana* var. *kamtschatica* Gaponov, субдоминанты: *Paralia sulcata* (Ehr.) Kutz., *Hyalodiscus dentatus* O.Korotk., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Goniothecium tenue* Brun, *Dicladia capreolus* Ehr. и др.; нередко встречаются *Coscinodiscus miocenicus* Schrad., *C. vetustissimus* Kan., *Thalassiosira manifesta* Sheshuk., *Xanthiopyxis diaphana* Forti, *Triceratium condecorum* Bright., *Pterotheca subulata* Crun., *Denticulopsis dimorpha* (Schrad.) Sim. Отмечены единичные экземпляры представителей таких характерных видов, как *Coscinodiscus hirosakiensis* Kanaya, *C. endoi* Kanaya, *Stictodiscus kittonianus* Crev., *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kanaya). Из силикофлагеллят отмечены обильные *Distephanus crux* (Ehr.) Hack. var. *crux*, *Distephanus japonicus* f. *pseudofibula* (Schulz) Gles.

Несмотря на отсутствие в комплексе *Denticulopsis lauta* (Bail.) Sim., наличие других сопутствующих видов позволяет предполагать, что этот комплекс диатомей соответствует зоне *Denticulopsis lauta* – *Denticulopsis hustedtii*, установленной в кайнозой северной части Тихоокеанского региона [25–28]. Возраст зоны определяется как конец среднего – начало позднего миоцена. На этот же факт указывает и обилие в комплексе *Distephanus crux* (Ehr.) Hack. var. *crux*, распространение которого [23] ограничивается средним – началом позднего миоцена, что соответствует XVIII – XV диатомовым зонам Шредера в северной Пацифике.

Второй комплекс диатомей обнаружен выше по разрезу, здесь встречен очень богатый комплекс диатомовой флоры, в котором доминанты и субдоминанты представлены следующими формами: *Paralia sulcata* (Ehr.) Kutz., *P. polaris* Crun., *Hyalodiscus obsoletus* Sheshuk., *Pyxidicula schenckii* (Kanaya) Streln. et Nicol., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kanaya) Sim., часто и нередко отмечены *Thalassiosira manifesta* Sheshuk., *Porosira punctata* (Jouse) Makar., *Coscinodiscus vetustissimus* Pant., *C. miocenicus* Schrad., *Actinophyechus undulatus* (Bail.) Ralfs var. *minor* A. Cl., *A. undulatus* (Bail.) Ralfs var. *tamanicus* Jouse, *Dicladia capreolus* Ehr., *Thalassiosira temperei* (Brun) Akiba et Yanag., *Triceratium condecorum* Bright., *Pterotheca kittoniana* var. *kam-*

*tschatica* Gapon., *P. subulata* Grun., *Rouxia californica* M. Perag.; редко и единично представлены такие характерные виды, как *Eucampia balaustium* Castr., *Synedra jouseana* Sheshuk. и др. В самой верхней части рассматриваемого интервала появляются немногочисленные виды *Pyxidicula inermis* (Jouse) Streln. et Nicol., *Thalassiosira usatschevii* Jouse, *Th. aff. kryophila* (Crun.) Jorg., *Th. nidulus* (Temp. et Brun) Jorg, *Th. nidulus* (Temp. et Brun) Jouse, *Th. marujamica* Sheshuk., *Cosmioidiscus insignis* Jouse, *C. intersectus* (Brun) Jouse, *Pseudopodosira elegans* Sheshuk., *Nitzschia rolandii* Schrad. emend Koizumi. Из силикофлагеллят в комплексе следует отметить присутствие *Distephanus japonicus* f. *pseudofibula* (Schulz) Gles., который наиболее представлен в нижней части рассматриваемого интервала.

Приведенный комплекс можно сопоставить с комплексом диатомей зоны *Denticulopsis hustedtii*, выделенной в кайнозой северной части Тихоокеанского региона [25–27] и с комплексами диатомовых зон XV – XIII Шредера в северной Пацифике. В любом случае возраст рассматриваемых зон – поздне-миоценовый.

Бентосные фораминиферы, обнаруженные по всему разрезу свиты, немногочисленны, однообразны по составу и образуют единый комплекс, состоящий исключительно из агглютинирующих форм (рис. 2).

Состав комплекса следующий: *Plectina* ex gr. *nipponica* Asano, *Haplophragmoides renzi* Asano, *H. indentatus* Volosh., *Martinottiella communis* (Orb.), *Bathysiphon exiguus* Volosh., *B. edurus* Volosh., *Hippocrepinella variabilis* Volosh., *Asanospira carinata* (Cushm. et Renz), *Haplophragmoides* cf. *globoangulatus* Volosh., *Budashevella laevigata* Volosh., *Spirosigmoilina compressa* Mats., *Cyclammina* Volosh., *Ammodiscus macilentus* Chapman, *Ammomarginulina plana* Volosh., *Cyclammina postpiloensis* Kuzn.

**Маруямская свита.** Отложения свиты представлены маломощной пачкой (130 м), сложенной, в основном, песчаниками мелко-среднезернистыми, слабоцементированными, со значительным содержанием гравия и гальки. В нижней части свиты преобладают конгломераты, гравелиты. Меньшим развитием в составе свиты пользуются тонкообломочные породы – "мусорные" и песчаные опоквидные алеволиты, редко отмечаются прослои диатомитов.

Комплекс диатомовой флоры маруямской свиты характеризуется обедненным составом, в котором доминанты и субдоминанты представлены: *Pyxidicula zabelinae* (Jouse) Makar. et Moiss., *Paralia sulcata* (Ehr.) Kutz., *P. polaris* Crun., *Hyalodiscus obsoletus* Sheshuk., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Cosmioidiscus insignis* Jouse, *Actinophyechus undulatus* (Bail.)

Ralfs; единично и редко встречены *Porosira punctata* (Jouse) Makar., *Thalassiosira marujamica* Sheshuk., *Th. nidulus* (Temp. et Brun) Jouse, *Actinocyclus ingens* Rattr., *Trochosira spinosa* Kitt., *Pyxidicula turris* (Grev. et Arn.) Streln. et Nicol. Большое участие в комплексе принимают бентосные виды: *Cocconeis formosa* Brun, *C. costata* Grev., *C. scutellum* Ehr., *C. sparsipunctata* Brun, *C. costata* Grev., *C. antiqua* Temp. et Brun, *C. vitrea* Brun, *Crammatophora robusta* Ehr., *C. arcuata* Ehr., *Rhabdonema japonicum* Temp. et Brun. Единично отмечается характерный вид *Neodenticula kamtschatica* (Zab.) Akiba et Yanag. Из силикофлагеллят следует отметить присутствие в комплексе *Distephanus speculum* (Ehr.) Hack., *D. speculum* var. *cannopiloides* (Pr. – Lavr.) Gles.

Приведенный комплекс диатомей сопоставляется с комплексом зоны *Neodenticula kamtschatica*, установленной в кайнозой северной части Тихоокеанского региона [20, 24–26]. Эта зона в диатомовой шкале Северной Пацифики характеризует отложения верхнего миоцена и нижнего плиоцена. Состав комплекса диатомей маруямской свиты Ильинского разреза свидетельствует о том, что отложения, вмещающие его, относятся к нижней, доплиоценовой части зоны *Neodenticula kamtschatica*.

Микрофаунистическая характеристика маруямской свиты довольно слабая. Бентосные фораминиферы обнаружены лишь в двух образцах. Комплекс фораминифер представлен так же, как и в курасийской свите, агглютинирующими формами, но видовой состав его здесь беднее. Новых видов в составе комплекса не отмечено, но из курасийской свиты не перешли в маруямскую следующие виды: *Hippocrepinella variabilis* Volosh., *Haplophragmoides* cf. *globoangulatus* Volosh., *Budashevella laevigata* Volosh., *Spirosigmoilinella compressa* Nats., *Ammodiscus macilentus* Chapman, *Ammomarginulina plana* Volosh., *Cyclammina postpilvoensis* Kuzn.

**Береговой разрез Анивского побережья** (рис. 3). Отложения курасийско-маруямского комплекса широко развиты в южной части Анивского района. Здесь на восточном побережье п-ова Крильон в береговых обрывах р. Ульяновки в северном направлении вскрывается практически непрерывный разрез отложений курасийской и маруямской свит. К сожалению, объем статьи не позволяет привести описание разреза. Часть информации можно получить из колонки, приведенной на рис. 3.

**Разрез по р. Малый Такой** (рис. 4) является стратотипическим для маруямской свиты. В процессе изучения отложений по р. Малый Такой произошло существенное изменение взглядов на принадлежность отложений, непосредственно подстилающих маруямскую свиту. Ранее эти отложения рассматривались как холмская свита, позже на основа-

нии проведенных лито-биостратиграфических исследований была обоснована их принадлежность к курасийской свите. Маруямская свита представлена двумя подсвитами – нижней и верхней. В нижней подсвите выделено три литологические пачки – I, II, III, а в верхней две – IV, V. Пачки считаются приблизительно одновозрастными с одноименными пачками Берегового разреза и разреза по р. Бачинской. Ниже приводятся результаты изучения курасийско-маруямского комплекса по р. Малый Такой.

**Курасийская свита** в разрезе р. Малый Такой по литологическому составу подразделяется на две части – нижнюю и верхнюю. Нижняя часть представлена кремнистыми алевролитами плотными, темно-серыми, с коричневатым оттенком, массивными, с прослоями кремнистых аргиллитов. Мощность нижней части составляет 35 м.

Верхняя часть представлена толщей алевролитов коричневатого-серых, с частыми и маломощными прослоями песчаников, содержащих мелкую гальку. Видимая мощность верхней части составляет 150 м. Характер нижней границы свиты не наблюдался, но судя по имеющемуся материалу – это тектонический контакт с нижележащими верхнемеловыми отложениями. Верхняя граница свиты – это согласное, с постепенным переходом взаимоотношение с вышележащей маруямской свитой. Вскрытая мощность свиты составляет 190 м.

Остатки морских двусторчатых моллюсков обнаружены только в верхней части свиты (рис. 4), они редки и представлены следующими формами: *Delectopecten?* sp., *Megayoldia thraciaeformis* (Storer), *Pecten subyessoensis* Yok., *Serripes* sp., *Liocyta* sp., *Macoma balthica* L., *M. calcarea* Chemn., *Panomya* cf. *simotomensis* Otuka.

Фораминиферы встречены лишь в двух образцах, приуроченных к низам верхней части свиты, они единичны и представлены тремя агглютинирующими формами – *Asanospira carinata* (Cushman et Renz.), *Haplophragmoides impressus* Volosh., *H. indentatus* Volosh.

Палинофлора обнаружена по всему разрезу верхней части свиты (рис. 4). Встреченные остатки спор и пыльцы однообразны по составу и образуют единый палинокомплекс, имеющий следующий состав. Споры (3,5–22,4 %) – *Osmunda*, *Lycopodium*, *Botrychium*, чаще Polypodiaceae. Голосеменные (17,4–49,0%) – чаще Pinaceae (*Tsuga*, *Pinus*, *Picea*), Taxodiaceae (*Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*). Единичны Taxaceae, *Ginkgo*. Покрытосеменные (37,8–66,8 %) – доминируют мелколиственные березовые – *Alnus*, *Betula* (16,5–43,5 %). Умеренно теплолюбивые широколиственные формы составляют 3,2–24,9% – Fagaceae, Juglandaceae, Ulmaceae, Tiliaceae. Беден состав кустарничковых и травянистых (0,8–3,8 %).

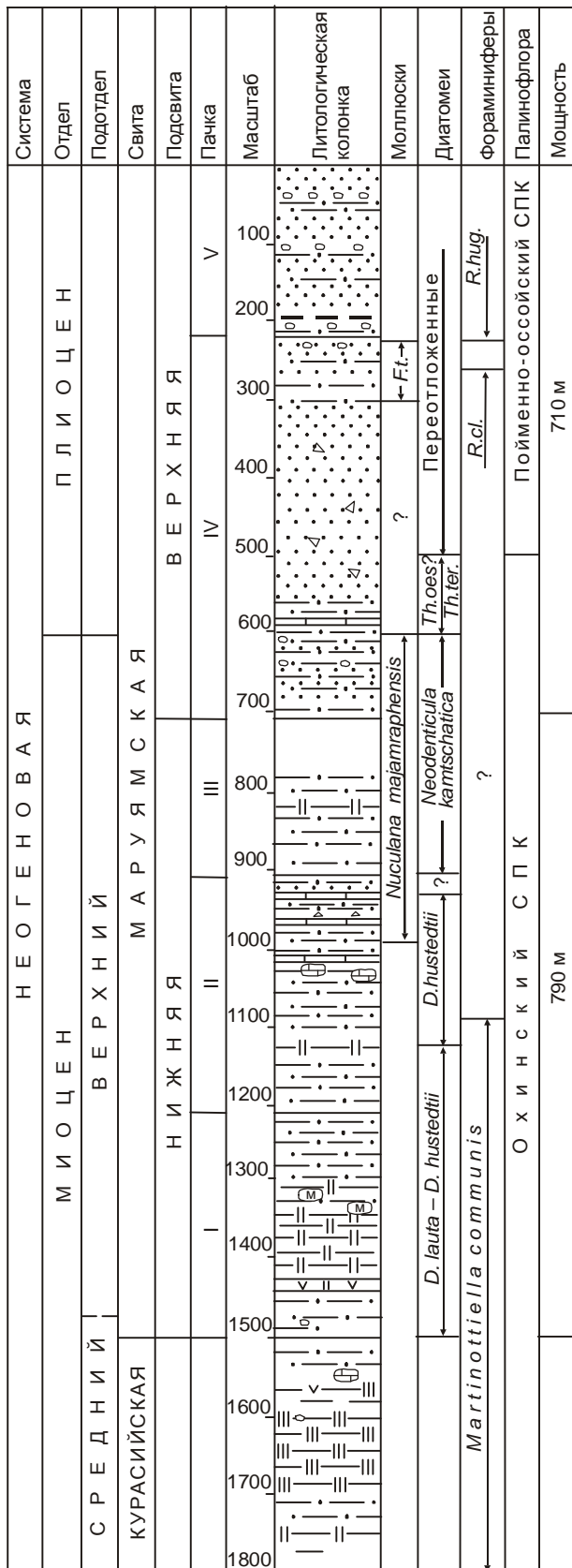


Рис. 3. Береговой разрез Анивского побережья. Условные обозначения на рис. 2.

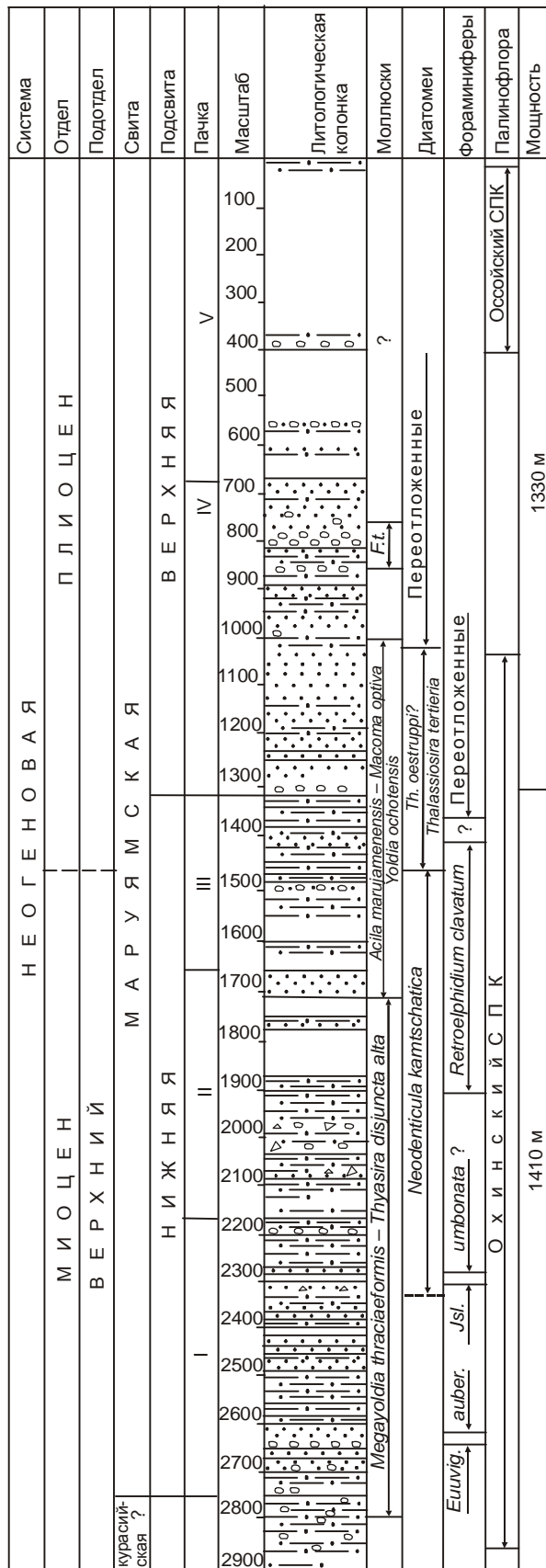


Рис. 4. Разрез р. Малый Такой. Условные обозначения на рис. 2.

Вследствие плохой сохранности они определены как Angiospermae.

Рассматриваемый палинокомплекс в разрезе по р. Малый Такой имеет широкое вертикальное распространение – им охарактеризованы I, II, III и самые низы IV пачек маруямской свиты. На Северном Сахалине сходный палинокомплекс описан Н.Я. Брутман как «охинский» спорово-пыльцевой комплекс [1].

**Маруямская свита** согласно, с постепенным переходом залегает на курасийской свите и на основании литологических данных подразделяется на пять литологических пачек. Отложения первой пачки представлены литологически неоднородной толщей, в которой можно различать три части. Нижняя часть (140 м) представлена преимущественно песчаной толщей и имеет следующее строение. В подошве пачки залегает прослой песчаников с галькой и мелкогалечных конгломератов мощностью 1,5 м; выше – пачка песчаных алевролитов (25 м) с мелкой галькой, заметно отличающихся от курасийских светлой окраской и меньшей плотностью; выше залегает преимущественно песчаная пачка пород, которая сложена песчаниками мелкозернистыми до среднезернистыми, часто алевролитистыми, с обилием рассеянной гальки кремнистых и эффузивных пород. Песчаники однородные, массивные, реже наблюдается грубая слоистость. Для этой части разреза характерно наличие крупных шаровидных мергелистых конкреций, и именно к этой части разреза приурочены фаунистические горизонты с *Thyasira*. В песчаниках наблюдаются отдельные прослои алевролитов, мощность и количество которых увеличиваются вверх по разрезу.

Средняя часть (320 м) представлена толщей преслаивания песчаников и алевролитов. Песчаники становятся более мелкозернистыми с большой примесью глинистого материала, массивные. Алевролиты темно-серые, слоистые, песчаные, с обилием двустворчатых раковин *Macoma* по наслоению. В кровельной части разреза наблюдаются прослои песчаников и алевролитов, обогащенные угловатыми обломками кремнистых алевролитов.

Верхняя часть (120 м) в основном сложена алевролитовыми диатомитами с прослоями диатомитов, алевролитов и песчаников. Для самых верхов разреза характерны пластовые мергелистые конкреции, а также конкреции линзовидной и шарообразной формы. Общая мощность первой пачки составляет 580 м. В отложениях обнаружены остатки двустворчатых моллюсков, фораминифер, диатомовой флоры и палинофлоры.

Двустворчатые моллюски встречены в нижней и средней частях пачки (рис. 4). В нижней части пачки они обнаружены по всему разрезу и имеют несколько различный состав в нижней и верхней частях

разреза. Внизу встреченные двустворки образуют следующий комплекс: *Thyasira disjuncta alta* L. Krischt., *Th. disjuncta ochotica* L. Krischt., *Serripes makiyamai* Yok., *Ciliatocardium ciliatum* (Fabr.), *Macoma calcarea* (Chemn.), *Mya cuneiformis* (Bohm), *Panomya* sp. (cf. *simotomensis* Otuka ?).

Вверху комплекс представлен следующими формами: *Serripes makiyamai* Yok., *Macoma incongrua* Mart., *M. calcarea* (Chemn.), *Tellina* cf. *clivosa* (Bohm.), *Tellina (Peronidia) lutea* Gray. В нижней половине средней части пачки встречен однообразный комплекс, представленный следующими видами: *Liocyra fluctuosa* Gould., *Ciliatocardium ciliatum* (Fabr.), *Serripes makiyamai* Yok., *S. gronlandicus* Brug., *S. cf. laperousi* (Desh.), *Macoma incongrua* Mart., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Tellina clivosa* (Bohm.), *T. lutea* Gray, *Mya cuneiformis* (Bohm.).

Фораминиферы обнаружены в нижней, средней и верхней частях пачки (рис.4). В нижней части фораминиферами охарактеризован самый верх разреза, представленный следующими видами: *Islandiella umbonata* (Volosh.), *I. excavata* (Volosh.), *I. miocenica* (Volosh. et Borovl.), *Epistominella pacifica* (Cushm.), *Globocassidulina parva* (Asano et Nacamura), *Euuvigerina aubariana* (Orbigny), *E. crassocamerata* (Volosh. et Kuzn.), *Trifarina kokozureansis* (Asano), *Brizalina dilatata* Reuss, *B. hirzuta* Bieda, *Pullenia multilobata* Chapman, *Buccella floriformis* Volosh.

Средняя часть пачки охарактеризована единичными находками фауны. Внизу обнаружены раковинки *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), в средней части встречены *Hippocrepinella* aff. *hirudinea* Heron-Allen et Earland, *Haplophragmoides spadix* Kuzn. (много), *Spirosigmoilinella* sp., две последние формы являются переотложенными. В верхах средней части встречены единичные *Islandiella*. Верхняя часть пачки также охарактеризована фораминиферами – здесь в самых низах разреза обнаружены единичные *Islandiella umbonata* Volosh., *Cibicides lobatulus* (Walker et Jakob).

Рассматривая в целом комплекс фораминифер первой пачки, представляется возможным отметить следующее: комплекс представлен, в основном, секционными формами и снизу вверх по разрезу происходит его существенное обеднение.

Диатомовая флора обнаружена по всему разрезу пачки (рис. 4). Характерной формой комплекса является *Puxidicula zabelinae* (Jouse) Makar. et Moiss., отмечаемая с оценкой "в массе". Обнаруженный комплекс диатомей сопоставляется с комплексом зоны *Neodenticula kamtschatica* [20, 24–28].

Палинокомплекс из отложений I пачки, аналогичен таковому, обнаруженному в отложениях курасийской свиты.

Вторая пачка в разрезе по р. Малый Такой выделяется с определенной долей условности. Это в значительной мере обусловлено неуверенным проведением ее нижней и верхней границ. Последние проведены по песчаным пачкам. Выделяемая в принятом объеме вторая пачка имеет мощность 480 м и по литологическому составу подразделяется на две части (рис. 4).

Нижняя часть (340 м) представлена алевролитами с частыми прослоями песчаников. Верхняя часть имеет незначительную мощность (140 м) и представлена, в основном, песчаниками с редкими и маломощными прослоями алевролитов.

Остатки морских двустворчатых моллюсков приурочены к двум уровням. Первый располагается в верхних горизонтах нижней части – здесь в двух точках обнаружены единичные остатки *Macoma balthica* L., *M. calcarea* (Chemn.), *Tellina (Peronidia)* sp. Второй уровень с находками двустворок приурочен к верхним горизонтам верхней части пачки. В данном интервале разреза определен более разнообразный комплекс: *Ennucula tenuis* Mont., *Nuculana sachalinica* Sav., *Yoldia thraciaeformis* (Storer), *Musculus niger* (Grag), *Liocyma fluctuosa* (Gould), *Thyasira disjuncta alta* L. Krischt., *Serripes gronlandicus* (Brug.), *S. cf. laperousi* Desh., *Macoma optiva* Yok. (в самом верху), *Hiatella arctica* L. Подавляющее количество видов комплекса известно из отложений нижележащей первой пачки. Впервые здесь появляются: *Musculus niger*, *Hiatella arctica*, *Ennucula tenuis*, *Nuculana sachalinica*, *Macoma optiva*.

Фораминиферами охарактеризована лишь верхняя половина пачки (рис. 4). Их находки приурочены к верхним горизонтам нижней части и к верхней части пачки. Комплекс фораминифер представлен исключительно секреторными формами и состоит из следующих видов: *Retroelphidium clavatum* (Cushman), *Elphidiella oregonensis* (Cushman et Grant), *Buccella hannai* Phleger et Parker, *B. pulchella* Budash., *Cibicides fletcheri* Galloway et Wissler, *Criboelphidium subarcticum* Cushman., *Epistominella pacifica* (Cushman.), *Pseudoparrella relizensis* (Kleinpell). По систематическому составу комплекс резко отличается от комплекса первой пачки. Из подстилающих отложений в рассматриваемом комплексе присутствует лишь один вид – *Epistominella pacifica* (Cushman.), все остальные виды встречаются впервые.

Отложения второй пачки довольно полно охарактеризованы диатомовой флорой (рис. 4), которая обнаружена по всему разрезу. В комплексе диатомей продолжают свое развитие виды, известные из нижележащей первой пачки. Они составляют более 50 % от общего состава. Остальное количество составляют виды, впервые появляющиеся в разрезе. К их числу относятся следующие: *Thalassiosira albicans*

(Sheshuk.) Makar. et Moiss., *Th. nativa* Sheshuk., *Th. orientalis* Cl., *Th. marujamica* Sheshuk., *Th. jacksonii* Koizumi, *Neodenticula kamtschatica* (Zab.), *Nitzschia extincta* Kozyr. et Sheshuk., *Bacterosira fragilis* Gran, *Rossiella tatsunokuschiensis* (Koizumi) Gersonde et Schrad. и др. Все эти виды начинают свое развитие с подошвенной части пачки и только *Thalassiosira jacksonii* и *Rossiella tatsunokuschiensis* появляются в разрезе верхней половины пачки. По систематическому составу и численной характеристике данный комплекс соответствует комплексу диатомей зоны *Neodenticula kamtschatica* диатомовой шкалы неогеновых отложений северной Пацифики, возраст которой определяется как поздний миоцен – ранний плиоцен [20, 24–28].

Палинокомплексы, выделенные из отложений второй пачки, имеют тот же систематический и количественный состав, что и в отложениях первой пачки.

Третья пачка в разрезе стратотипа сложена преимущественно тонкообломочными породами и представлена однообразной толщей алевролитов голубовато- или зеленовато-серых, тонкослоистых, переходящих в алевролитовые диатомиты. В верхней части пачки содержатся мелкие округлые мергелистые конкреции. В отложениях пачки встречены остатки морских двустворок, фораминифер, диатомовой флоры и палинофлоры. Мощность пачки составляет 350 м.

Двустворчатыми моллюсками разрез пачки охарактеризован неравномерно. Наиболее насыщены ими подошвенная и кровельная части пачки. В целом комплекс довольно разнообразный и представлен следующими формами: *Megayoldia thraciaeformis* (Storer) (только в самых низах пачки), *Macoma calcarea* Ghemn., *Mya cuneiformis* (Bohm.), *Serripes gronlandicus* (Bruig.), *S. cf. laperousi* (Deshayes), *Macoma optiva* Yok., *Acila marujamensis* Пыина, *Yoldia ochotensis* Khom., *Mytilus edulis* L. (только в кровельной части).

Фораминиферы, обнаруженные по всему разрезу пачки, имеют неодинаковую насыщенность ими отдельных частей пачки. Наиболее представительные комплексы фораминифер в нижней и средней частях пачки; в верхней части они представлены единичными формами. К нижней части пачки приурочен следующий комплекс: *Retroelphidium clavatum* (Cushman.), *Elphidiella oregonensis* (Cushman et Grant), *Buccella hannai* Phleger et Parker, *B. pulchella* Budash., *Cibicides fletcheri* Calloway et Wissler, *Criboelphidium subarcticum* Cushman., *Epistominella pacifica* (Cushman.), *Pseudoparrella relizensis* (Kleinpell).

Аналогичный комплекс был встречен в верхней части второй пачки. В средней части третьей пачки обнаружен несколько иной по составу, чем в нижней части, комплекс фораминифер: *Islandiella*



*laticamerata* (Volosh.), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jakob), *C. fletcheri* Galloway et Wissler, *Brizalina dilatata* Reuss, *Euvigerina auberiana* (Orb.), *Trifarina kokozuraensis* (Asano), *Globocassidulina parva* (Asano et Nakamura), *Pseudoparrella relizensis* (Kleinpell), *Epistominella pacifica* (Cushman). В кровельной части третьей пачки встречены единичные *Spirosigmolinella compressa* Matsunaga, внешний облик которых свидетельствует об их переотложении. Рассматривая комплекс фораминифер третьей пачки, следует отметить: а) комплекс довольно богат в систематическом и количественном плане; б) представлен исключительно секреторными формами.

В отложениях третьей пачки довольно полно представлена диатомовая флора, которая обнаружена по всему разрезу пачки. Комплекс диатомей третьей пачки по систематическому составу сходен с таковым из второй пачки. Различаются они только по количественной характеристике. В целом комплекс диатомей сопоставляется с комплексом диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatica* диатомовой шкалы неогеновых отложений Северной Пацифики, имеющей возраст поздний миоцен – ранний плиоцен.

Палинокомплексы, выделенные из отложений третьей пачки, аналогичны таковым из нижележащих отложений (рис. 4).

Первая, вторая и третья литологические пачки образуют нижнемаруямскую подсвету, мощность которой на р. Малый Такой составляет 1400 м.

Четвертая пачка в разрезе р. Малый Такой по литологическому строению подразделяется на две части. Нижняя часть (440 м) сложена песчаниками однородными, массивными и грубослоистыми, с прослоями алевролитовых диатомитов. Верхняя часть (220 м) представлена песчаниками с прослоями конгломератовидных песчаников, конгломератов, алевролитов. Общая мощность пачки здесь составляет 660 м. В отложениях пачки обнаружены остатки морских двустворчатых моллюсков, фораминифер, диатомей и палинофлоры.

Двустворки встречены по всему разрезу пачки и представлены двумя комплексами (рис. 4). Первый приурочен к нижней части пачки и не отличается от комплекса из подстилающих отложений. Лишь *Clinocardium corbis* и *Hiatella pholadis* отмечаются впервые. Второй комплекс морских двустворчатых моллюсков обнаружен в верхней части пачки и представлен следующими формами: *Macoma calcarea* Ghemn., *Acila* cf. *cobboldiae* (Sowerby), *Patinopecten* cf. *yessoensis* Jay, *Fortipecten takahashii* Yok., *Liocyra* cf. *astartoides* Beck., *Cyclocardia* cf. *crebricostata* Krause, *Cyclocardia* cf. *ferruginea* Gless. В рассматриваемом комплексе только один вид переходит из нижележащих отложений – *Macoma calcarea*. Все остальные виды появляются в разрезе впервые.

Диатомовая флора обнаружена в нижней части пачки (рис. 4). Выделенный комплекс диатомей тесно связан с комплексом из третьей пачки и представлен следующими видами: *Paralia polaris* Grun., *Puxidicula zabelinae* (Jouse) Makar. et Moiss., *Th. gravida* f. *fossilis* Jouse (уменьшаются оценки обилия), *Th. nativa* Sheshuk., *Th. nidulus* (Temp. et Brun) Jouse, *Th. tertiaria* Sheshuk., *Th. limimtena* Dolm., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *C. symbolophorus* Gran. (грубая форма), *Cosmiodiscus insignis* Jouse, *Neodenticula kamtschatica* (Zab.) Akida et Yanag. Приведенный комплекс по систематическому составу и численным характеристикам сопоставим с комплексом диатомей зоны *Neodenticula kamtschatica*, которая маркирует отложения верхнего миоцена – нижнего плиоцена [24–28]. Верхняя часть четвертой пачки охарактеризована переотложенными морскими диатомеями.

Ископаемые споры и пыльца также обнаружены только в нижней части четвертой пачки (рис. 4). Палинокомплекс, выделенный из вмещающих отложений, аналогичен таковому из нижележащих отложений.

Пятая пачка представлена континентальными лигнитоносными образованиями и в разрезе по р. Малый Такой имеет вскрытую мощность 670 м. Литологический состав пачки довольно разнообразный – она сложена песчаниками, рыхлыми конгломератами с прослоями алевролитов, реже лигнитов и пелловых глин. Во вмещающих отложениях из органических остатков обнаружены диатомовая флора и палинофлора. Комплекс диатомей, обнаруженный в отложениях пятой пачки, имеет смешанный состав (рис. 4). Здесь встречены морские формы, характерные для разновозрастных отложений. На этом основании признается, что морской состав диатомовых в данных отложениях является переотложенным. Кроме того, в этих же отложениях отмечаются солоноватоводные и пресноводные формы диатомовых, но состав их как видовой, так и количественный очень бедный. Из солоноватоводных встречены: *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O. Mull., *Rh. musculus* (Ktz.) O. Mull., *Nitzschia granulata* Crun., *Diploneis smithii* (Bres.) Cl., *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Mull.; пресноводные представлены: *Eunotia praerupta* Ehr., *Pinnularia borealis* Ehr., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., *Cymbella sinuata* Greg., *C. aspera* (Ehr.) Cl.

Приведенный состав диатомовых характерен для верхней части плиоцена и четвертичных отложений Сахалина.

Встреченный комплекс палинофлоры, характеризуется следующим составом: споры (23,9–36,0 %) – в т.ч. преобладают *Polypodiaceae* бобовидной формы и трехлучевые подсемейства *Pteridae*, *Lycopodium*, *Sphagnum*, *Osmunda*, *Cyathea*. Среди голосеменных господствуют *Pinaceae* (19,7–60,6 %), чаще *Pinus*,



реже *Picea*, *Abies*. Участие *Tsuga* – 0–6,0 %, редко пыльца *Taxodiaceae*. Покрытосеменные (12,4–50,8%) чаще представлены пыльцой *Alnus*, в т.ч. кустарниковые формы составляют в среднем 7,3 %. Единичны умеренно теплолюбивые *Juglans*, *Quercus*, *Ulmus*. Разнообразен состав группы трав и кустарничков (2,2–8,4 %) – *Cyperaceae*, *Cramineae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Compositae* и др. На Северном Сахалине подобный комплекс описан Н.Я. Брутман как пойменно-осойский СПК [1].

Рассмотренные выше четвертая и пятая литологические пачки входят в состав верхнемаруямской подсвиты, мощность которой на р. Малый Такой составляет 1330 м. Общая мощность маруямской свиты в стратотипе насчитывает 2730 м.

### ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ОТЛОЖЕНИЙ КУРАСИЙСКОЙ И МАРУЯМСКОЙ СВИТ

Имея в своем распоряжении зональную шкалу по диатомовым водорослям для неогеновых отложений северной части Тихоокеанского региона, процедура обоснования возраста курасийской и маруямской свит не представляет большого труда, тем более, что выделенные зоны имеют абсолютные датировки (в млн лет) подошвы и кровли. Применение этой шкалы для разрезов курасийской и маруямской свит позволяет утверждать следующее:

а) отложения, охарактеризованные комплексом диатомовой флоры зоны *Denticulopsis lauta*, имеют среднемиоценовый возраст. На Южном Сахалине к ним опосредованно относится нижняя половина курасийской свиты Ильинского разреза, курасийская свита Берегового разреза Анивского побережья; курасийская свита и первая пачка нижнемаруямской подсвиты Макаровского разреза.

б) отложения, охарактеризованные комплексом диатомовой флоры зоны *Denticulopsis lauta* – *Denticulopsis hustedtii*, имеют возраст конец среднего – начало позднего миоцена. К этому уровню относятся нижняя часть верхней половины курасийской свиты Ильинского разреза; первая пачка и самые низы второй пачки нижнемаруямской подсвиты Берегового разреза; вероятно, курасийская свита р. Бачинской; вторая пачка нижнемаруямской подсвиты Макаровского разреза;

в) отложения, содержащие комплекс диатомей зоны *Denticulopsis hustedtii*, датируются поздним миоценом. К этому уровню отнесены верхняя часть верхней половины курасийской свиты Ильинского разреза; вторая пачка нижнемаруямской подсвиты Берегового разреза; первая и вторая пачки нижнемаруямской подсвиты р. Бачинской; вероятно, курасийская свита р. Малый Такой; третья пачка нижнемаруямской подсвиты Макаровского разреза;

г) отложения, охарактеризованные комплексом диатомовой флоры зоны *Neodenticula kamtschatica*, имеют возраст конец позднего миоцена – ранний плиоцен. В рассмотренных разрезах к этому уровню отнесены маруямская свита Ильинского разреза, имеющая только миоценовый возраст; третья и нижняя часть четвертой пачки маруямской свиты разрезов Берегового и р. Бачинской; первая, вторая, третья и четвертая (нижняя часть) пачки маруямской свиты р. Малый Такой; четвертая пачка нижнемаруямской подсвиты и среднемаруямская подсвита Макаровского разреза;

д) поздний плиоцен в зональной шкале представлен двумя зонами – *Neodenticula koizumi* – *Neodenticula kamtschatica* и *Neodenticula koizumi*. К этому уровню на Южном Сахалине условно отнесена пятая пачка маруямской свиты разрезов Берегового, р. Бачинской, р. Малый Такой и верхнемаруямская подсвита Макаровского разреза.

В результате анализа распространения диатомовой флоры по разрезам маруямской свиты Южного Сахалина установлена возможность разделения зоны *Neodenticula kamtschatica* на две части. В трех разрезах – Береговом, р. Бачинской и р. Малый Такой – в верхах зоны *Neodenticula kamtschatica* фиксируется появление и расцвет нового элемента в комплексах диатомовой флоры – вида *Thalassiosira tertiaria*. В разрезах Береговом и р. Бачинской этот уровень отмечается в 100–110 м выше кровли третьей пачки, в разрезе по р. Малый Такой он прослеживается в 130–140 м ниже кровли третьей пачки (по индексации авторов). На этом основании в верхней части зоны *Neodenticula kamtschatica* предлагается выделить слои с *Thalassiosira tertiaria*. При обосновании возраста вновь выделенных слоев представляется возможным поступить следующим образом.

Взятая за основу зональная шкала не позволяет зафиксировать в наших разрезах границу миоцена и плиоцена, т.к. последняя в зональной шкале располагается внутри зоны *Neodenticula kamtschatica*. В ранних работах [6, 15, 16, 19] предполагалось, что подошва зоны соответствует подошве плиоцена. Но в этом случае необходима официальная процедура по изменению абсолютной даты подошвы плиоцена с 5,1–5,2 млн лет. С другой стороны, к настоящему времени появились более дробные зональные шкалы [22, 24, 27, 28]. Для нас представляет интерес шкала Коизуми [28], в которой зона *Neodenticula kamtschatica* разделена на две подзоны – «а» и «б/с», причем по подошве подзоны «б/с» проводится и подошва плиоцена. На этом уровне в составе комплекса диатомовой флоры появляется большая группа представителей *Thalassiosira* – *Th. oestrupii*, *Th. jacksonii*, *Th. lacustra*, *Th. orientalis*, *Th. nidulus* var. *delicata*, *Th. tertiaria*, *Th. gracilis* [8]. Позже, Т.В.Орешкина [9] при

Общая шкала		Ю Ж Н Ы Й С А Х А Л И Н											
Система	Отдел	Томаринский район			Анивский район			Долинский район		Макаровский район			
		Ильинский разрез			Береговой разрез			р. Бачинская		р. Малый Такой			
Подотдел		Пачки, по В.О. Савицкому											
Плиоцен		Пачки, по Б.А. Сальникову											
Н Е О Г Е Н О В А Я М И О Ц Е Н И Й В Е Р Х Н И Й С Р Е Д Н И Й	Средний	Курасийская свита			Курасийская свита			Курасийская свита		Курасийская свита		Курасийская свита	
		Пачка III 130 м			Пачка III 490 м			Пачка III 310 м		Пачка III 350 м		Пачка III 350 м	
		Пачка II 200 м			Пачка II 300 м			Пачка II 200 м		Пачка II 480 м		Пачка II 480 м	
		Пачка I 290 м			Пачка I 300 м			Пачка I 300 м		Пачка I 580 м		Пачка I 580 м	
		Пачка V 220 м			Пачка V 100 м			Пачка V 100 м		Пачка V 670 м		Пачка V 670 м	
		Пачка IV 490 м			Пачка IV 490 м			Пачка IV 490 м		Пачка IV 660 м		Пачка IV 660 м	
		Пачка III 130 м			Пачка III 490 м			Пачка III 310 м		Пачка III 350 м		Пачка III 350 м	
		Пачка II 200 м			Пачка II 300 м			Пачка II 200 м		Пачка II 480 м		Пачка II 480 м	
		Пачка I 290 м			Пачка I 300 м			Пачка I 300 м		Пачка I 580 м		Пачка I 580 м	
		Курасийская свита 1290 м			Курасийская свита 360 м			Курасийская свита 110 м		Курасийская свита 190 м		Курасийская свита 150 м	
С В И Т А		С В И Т А											
Пачка 1		Пачка 1											
Пачка 2		Пачка 2											
Пачка 3		Пачка 3											
Пачка 4		Пачка 4											
Средняя подсвита		Средняя подсвита											
Верхняя подсвита		Верхняя подсвита											

Рис. 5. Схема корреляции курасийско-маруямских отложений.

рассмотрении стратиграфии неогеновых отложений по диатомовой флоре регионов северо-западной Пацифики, включающих и разрезы Северного Сахалина и Восточной Камчатки (о-в Карагинский), отложения с *Thalassiosira oestrupii*, *Th. tertiaria*, *Th. jouseae* выделила как зону *Thalassiosira oestrupii*, залегающую в основании плиоцена. Используя факт одновременного появления в разрезе *Thalassiosira oestrupii* и *Th. tertiaria*, авторы считают возможным слои с *Thalassiosira tertiaria*, выделенные в рамках Южного Сахалина, сопоставить с зоной *Thalassiosira oestrupii*. Таким образом, возраст слоев с *Thalassiosira tertiaria* принимается раннеплиоценовым. Тогда подошва слоев с *Thalassiosira tertiaria* в разрезах Южного Сахалина будет маркировать границу миоцена и плиоцена. В разрезах Анивского района

она будет располагаться в 100–110 м выше кровли третьей пачки маруямской свиты; в разрезе по р. Малый Такой – в 130–140 м ниже кровли третьей пачки маруямской свиты; в Макаровской опорном разрезе диатомовой флорой эта граница не фиксируется из-за отсутствия фактического материала из этой части разреза (рис. 5).

ЛИТЕРАТУРА

1. Брутман Н.Я. Палиностратиграфия кайнозойских отложений Сахалина // Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. С. 99–102.
2. Жидкова Л.С. Биостратиграфия верхнетретичных отложений южной части Сахалина // Бюл. МОИП, отд. геол. 1962. Т. XXXVII, вып. 4. С. 3–27.
3. Жидкова Л.С. и др. Атлас моллюсков миоцена и плиоцена Сахалина. М.: Наука, 1968. 179 с.

4. Криштофович Л.В., Ильина А.П. Моллюски третичных отложений Южного Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1954. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 10).
5. Маргулис Л.С., Савицкий В.О., Тютрин И.И. Кайнозой Южного Сахалина и прилегающих акваторий // Тезисы, XIV Тихоокеанский науч. конгр. Ком. ВШ, Хабаровск, 1979. Т. 2. С. 76–78.
6. Моисеева А.И., Шешукова-Порецкая В.С., Болдырева В.П. Неогеновые комплексы диатомовых водорослей Макаровского опорного разреза Сахалина и их биостратиграфическое значение // Неоген Тихоокеанской области (материалы Междунар. конгр. по Тихоокеан. региону). М., 1982. Ч. 1. С. 66–72.
7. Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез). СПб.: ВНИГРИ, 1992. 358 с.
8. Орешкина Т.В. Диатомовые комплексы и стратиграфия верхнего кайнозоя Прикамчатского района Тихого океана // Изв. АН СССР, сер. геол. 1985. № 5. С. 60–75.
9. Орешкина Т.В. Неогеновые диатомеи северо-западной части Тихого океана (стратиграфия и палеоокеанография): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М., 1990. 22 с.
10. Пушкарь В.С. Диатомеи и возраст маруямской свиты (стратотипы) острова Сахалин // Палеоботаника и флоростратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 116–127.
11. Ратновский И.И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1969. 327 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 271)
12. Ремизовский В.И. Сводный палеомагнитный разрез неогеновых отложений Южного Сахалина // Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Тез. докл. II Всесоюзный съезд. Тбилиси, 1981. Ч. 2. С. 146.
13. Ремизовский В.И. Палеомагнетизм и стратиграфия неогеновых отложений Южного Сахалина: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1982. 22 с.
14. Решения II межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1974.
15. Савицкий В.О., Болдырева В.П., Митрофанова Л.И., Таболякова Л.А. Биостратиграфия морского неогена Южного Сахалина // XIV Тихоокеанский науч. конгр. Ком. ВШ. Тезисы. Хабаровск, 1979. Т. 2. С. 102–104.
16. Савицкий В.О., Маргулис Л.С., Болдырева В.П., Данченко Р.В., Митрофанова Л.И., Таболякова Л.А. Маруямская свита Южного Сахалина (Анивский район) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1981. № 5. С. 65–77.
17. Савицкий В.О., Митрофанова Л.И., Болдырева В.П. Нижняя и верхняя граница миоцена в морском разрезе кайнозоя Сахалина // Материалы II Международного конгресса по Тихоокеанскому региону. М., 1982. Ч. 1. С. 88–95.
18. Смехов Е.М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. М.-Л., 1953. С. 102–105.
19. Точилина С.В., Вагина Н.К., Попова И.М., Ремизовский В.И. Верхний кайнозой Южного Сахалина (по опорным разрезам рек Малый Такой, Бачинская). Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 8–44.
20. Akiba F. The morphologies of *Denticula dimorpha* and its related species, and the Neogene diatom biostratigraphy of Japan // Bull. Tech. Lab. V. Japan. 1979. P. 148–188.
21. Akiba F., Yanagisava Y., Ishii T. Neogene diatom biostratigraphy of the Natsushima area and its environs, Miyagi Prefecture, Northeast Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1982. V 33. P. 215–239.
22. Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to high, latitude of the North Pacific // Init. Rep. DSDP. Wash. 1985. V. 87. P. 393–481.
23. Bakry D. Phytoplankton stratigraphy Central Pacific. Ocea n// Leg. 17, DSDP. Ibid. 1973. V. 17. P. 871–887.
24. Barron J.A., Gladenkov A.Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of LEG 145 // Proceeding of ODP Sci. Res. 1985. V. 145. P. 3–19.
25. Koizumi I. The Late Cenozoic diatoms of sites 183 – 192// Leg. 19, Inif. Rep. DSDP. V. 19, Wash. 1973. P. 805–855.
26. Koizumi I. The Late Cenozoic diatoms biostratigraphy in the Circum – North Pacific // Geol. Soc. Japan. I. 1975. V. 81, N 9. P. 567–578.
27. Koizumi I. Diatom biostratigraphy in the North Pacific Region // Proceeding of the First International Congress on Pacific Neogene stratigraphy. Tokyo. 1977. P. 235–253.
28. Koizumi I., Barron J., Harper H. Diatom correlation of Leg 56 and with onshore sequences in Japan // Init Rep. DSDP. Wash. 1980. V. 56, 5, pt. 2. P. 687–693.

Поступила в редакцию 30 марта 2001 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

**V.P. Tuzov, L.I. Mitrofanova, R.V. Danchenko, V.P. Boldyreva**

### **The Kurasiysk-Maruyam complex of Neogene deposits in South Sakhalin**

The Maruyam deposits in the south of Sakhalin Island are of great interest with respect to their gas potential. At present there is no one single point of view concerning the boundaries and the volume of the Maruyam suite. This paper offers the biostratigraphic characteristics of reference sections of the Kurasiysk and Maruyam suites. Diatom flora in the examined deposits makes it possible to accomplish correlation with the general geochronological chart and to give grounds for their age.

## К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ТУКУРИНГСКОГО КОМПЛЕКСА МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

*В.Г. Пятилетов*

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

В результате проведения биостратиграфических исследований в западной части Амуро-Охотской складчатой системы сделаны новые находки микрофитолитов в метаморфической (тукурингский комплекс) толще, возраст которой условно определен в интервале рифей – средний палеозой. В вышележащей бальди-жакской толще, которая по вещественному составу, степени метаморфизма, дислоцированности существенно отличается от метаморфической, обнаружены среднепалеозойские криноидеи.

Показано, что в различных частях Монголо-Охотского пояса (от Забайкалья на западе до левобережья р. Зеи на востоке) фиксируется рубеж появления девонской фауны. Ниже этого рубежа, залегает вулканогенно-кремнисто-терригенная толща (до 6 км мощности) рифейско-среднепалеозойского возраста.

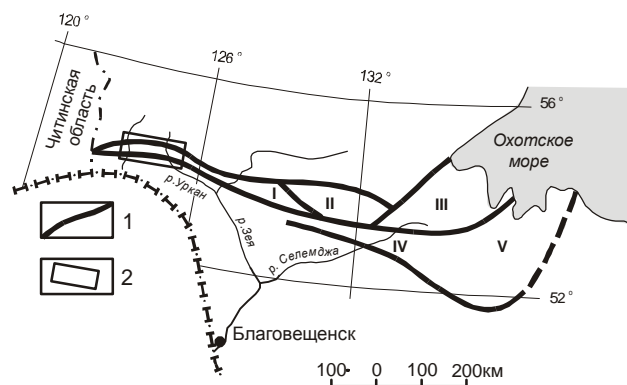
**Ключевые слова:** биостратиграфия, рифей, палеозой, Монголо-Охотский пояс.

### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ И АКТУАЛЬНОСТЬ ПРОБЛЕМЫ

Одной из наиболее сложных и не решенных до настоящего времени проблем стратиграфии Дальнего Востока является проблема расчленения и корреляции сложно дислоцированных, различно метаморфизованных, преимущественно вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений Амуро-Охотской складчатой системы\*, являющейся составной частью Монголо-Охотского пояса. В тектоническом плане Амуро-Охотская система представляет собой шовную структуру, протягивающуюся в субширотном направлении и разделяющую Алдано-Становой щит на севере и Буреинский массив на юге. Вопрос о времени заложения этой структуры, истории ее развития является дискуссионным, и его однозначное решение может быть ключом к пониманию различных аспектов геологии всего региона. Особенно это касается западной части Амуро-Охотской системы, где по ряду особенностей геологического строения выделяются Янкано-Тукурингская и Джагдинская (с несколькими подзонами) структурно-формационные зоны (СФЗ) (рис.1).

По всей Янкано-Тукурингской СФЗ широко распространены зонально метаморфизованные в глаукофановой и зеленосланцевой фациях вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения, объединенные в тукурингский комплекс. При проведении

\*В настоящей работе принята схема тектонического районирования, предложенная М.В. Мартынюком с соавторами для геологической карты Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500 000.



**Рис.1.** Схематическая карта геолого-структурного районирования Амуро-Охотской складчатой системы и расположение района исследований.

I – границы Амуро-Охотской СС и структурно-формационных зон: I – Янкано-Тукурингская, II – Джагдинская, III – Удско-Шантарская, IV – Селемджино-Кербинская, V – Ульбанская; 2 – район исследований.

геологосъемочных работ на востоке зоны, в районе Зейского прорыва, которые были поставлены для последующих изыскательских исследований под строительство гидроэлектростанции, в составе комплекса Н.П. Саврасовым были выделены три свиты (снизу вверх): алгаинская – представленная кварц-серицитовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми сланцами с прослоями микрокварцитов и метапесчаников; гармаканская – филлиты, кварц-серицитовые сланцы метапесчаники, с преобладанием метаморфизованных пород алевро-пелитового состава; теплоключевская – кварц-серицитовые, кварц-эпидот-хлоритовые сланцы, метапесчаники, светло-серые массивные

известняки. Суммарная мощность комплекса составляет 3,8–4,2 км.

Возраст тукурингского комплекса на основании находок микрофитолигов определялся как позднекембрийский (синийский). Эта стратиграфическая схема была утверждена для проведения среднemasштабного геологического картирования. В процессе этих работ в соседней с востока Джагинской СФЗ, в одной из структурно-формационных подзон (Долбырь-Тунгалинской) была установлена обратная последовательность свит: теплоключевская – оказалась самой древней, выше которой согласно залегают гармаканская и алгаинская свиты. Органические остатки ранне-среднедевонского возраста обнаружены в двух верхних свитах, а нижняя (теплоключевская) – условно отнесена к силуру [8,15]. На основании этих палеонтологических данных среднепалеозойский возраст тукурингского комплекса был распространен на сопредельные структурно-формационные зоны.

Другие исследователи считали, что, во-первых, органические остатки обнаружены в отложениях, которые находятся в тектоническом блоке и только условно могут отвечать самой верхней части тукурингского комплекса. Во-вторых, в различных структурных зонах в нижней части разреза тукурингского комплекса определены позднекембрийские микрофитолиги. На основании этих данных сделано заключение, что, поскольку нет полной ясности в вопросах об условиях залегания отложений со скелетной фауной и их обоснованной корреляции с отложениями собственно тукурингского комплекса в других зонах, не исключен позднепротерозойский возраст последнего. Эта точка зрения была принята на III стратиграфическом совещании [9] и отражена

на геологической карте Хабаровского края и Амурской области [4]. Однако на проведенном в 1990 году IV стратиграфическом совещании возобладала первая точка зрения, и был принят среднепалеозойский возраст тукурингского комплекса [10], что и нашло отражение на последней геологической карте этого региона [5].

В западной части Янкано-Тукурингской СФЗ при проведении среднemasштабного геологического картирования в качестве литолого-стратиграфической основы также было принято трехчленное деление метаморфического комплекса, который выделялся здесь как унья-бомская серия [11]. Несколько позднее, в процессе геологосъемочных работ 1:50 000 масштаба, было разработано несколько стратиграфических схем, формально увязанных между собой, а по-существу в той или иной мере противоречащих друг другу. На III стратиграфическом совещании сделана попытка устранить эти противоречия. В результате была утверждена следующая стратиграфическая схема (снизу вверх): гармаканская, алгаинская, крестовская и преображенновская свиты. На основании находок микрофитолигов их возраст определялся как позднекембрийский [9]. Эта схема также претерпела существенные изменения после проведения групповой геологической съемки-50, охватившей значительную территорию: от бассейна р. Бол. Ольдой на западе до бассейна р. Мал. Уркан на востоке. Результаты этих исследований были представлены в отчете А.В.Пипича с соавторами в 1987 году. По мнению этих исследователей, в пределах изученной площади по структурно-вещественным признакам выделяются две зоны: Янканская и Шахтаунско-Стрелкинская – с различными типами осадконакопления (рис. 2). Для первой зоны принята следующая

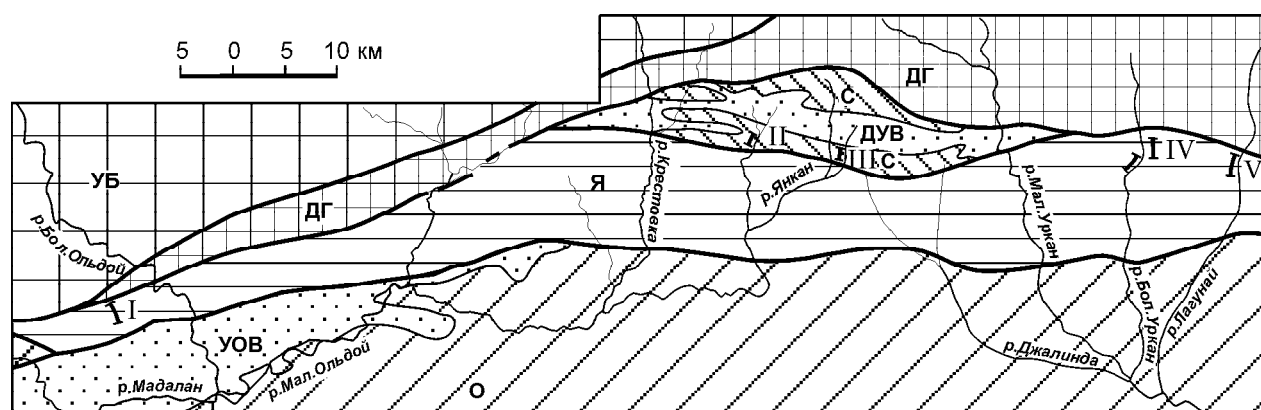


Рис. 2. Схема структурного районирования западной части Янкано-Тукурингской структурно-формационной зоны (по данным А.В.Пипича с изменениями) и местонахождения описанных разрезов.

Становая складчатая система: УБ – Урканский блок; ДГ – Джалиндская глыба. Амуро-Охотская складчатая система: Я – Янканский блок; С – Шахтаунско-Стрелкинский блок; О – Ольдойский блок. Континентальные приразломные впадины: УОВ – Уруша-Ольдойская; ДУВ – Дулохито-Урканская. Разрезы и их номера: I – водораздел р. Большой Ольдой – руч. Гальновский; II – правый берег р. Большой Бальдик (по данным ГГС-50); III – правый берег р. Малый Янкан; IV – правый и левый берег р. Большой Уркан; V – правый берег р. Лагунай.

схема расчленения (снизу вверх): дрелинская толща – сланцы с редкими прослоями мраморов и мраморизованных известняков; джалиндинская свита – сланцы, зеленокаменные породы, кварциты, известковые песчаники, мраморизованные известняки; крестовская свита – метапесчаники, бластоалевролиты, кварцито-сланцы, метаморфизованные известняки; преображенская свита – алевролиты, сланцы, песчаники. В Шахтаунско-Стрелкинской зоне им соответствуют (снизу вверх): бальдижакская толща – кварцевые песчаники, известковистые полимиктовые песчаники, известняки, реже известковые конглобрекции; шахтаунская толща – метавулканиды. Средне- и средне-позднепалеозойский возраст толщ в обеих зонах принят на основании находки кораллов в бальдижакской толще, что и было учтено на последнем стратиграфическом совещании. При этом отмечалось, что "... ряд исследователей считает их рифейскими, предполагая, что слои с девонскими органическими остатками ошибочно включаются в разрез этой зоны" [10, с. 45].

Таким образом, палеонтологическая характеристика большей части стратиграфических подразделений тукурингского комплекса отсутствует, либо крайне бедная. Эпизодичность находок органических остатков, широкий возрастной диапазон распространения некоторых из них позволяют считать возраст тукурингского комплекса позднекембрийским или среднепалеозойским, либо в интервале поздней докембрий – средний палеозой.

Все это свидетельствовало о необходимости постановки целенаправленных биостратиграфических исследований, которые были проведены в Дальневосточном НИИ минерального сырья (г. Хабаровск) совместно с Зейской поисково-съёмочной экспедицией.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для написания настоящей статьи послужили результаты двухлетних полевых и камеральных работ, в которых кроме автора принимали участие сотрудники ДВИМСа А.Ф. Васькин и Л.П. Соболев. Основной задачей этих исследований было изучение наиболее полных и относительно хорошо обнаженных разрезов тукурингского комплекса по всей Янкано-Тукурингской структурно-формационной зоне. Опыт предыдущих исследований показал, что возможность обнаружения остатков макрофауны в этих толщах крайне мала. Поэтому предпочтение отдавалось поискам микрофауны в карбонатных породах путем их растворения и в палеонтологических шлифах из тонких терригенных пород с карбонатным материалом, сингенетичных кремней и т.д. Из различных литологических разновидностей было отобрано около 300 образцов, из которых изготовлено более 700 прозрачных шлифов, и 70 об-

разцов карбонатных пород подвергнуты растворению в уксусной и соляной кислотах.

Сделана попытка использовать для биостратиграфии этих толщ относительно новую группу микроорганизмов – акритархи (микрофитофоссилии). Перспективность использования акритарх обусловлена их приуроченностью преимущественно к тонким терригенным фациям, которые широко распространены в разрезах этого региона, тем более, что единичные находки этих микроорганизмов уже были сделаны ранее Б.В. Тимофеевым [7]. Однако эта попытка не увенчалась успехом. Просмотр многочисленных препаратов почти из 50 образцов, полученных путем их растворения в плавиковой кислоте, с последующей мацерацией в кадмиевой тяжелой жидкости (уд. вес 2.25) показал, что все они растительных микрофоссилий не содержали.

Определения обнаруженных палеонтологических остатков были сделаны специалистами Института геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г. Новосибирск): криноидей – Ю.А. Дубатовой; микрофитоцитов – А.А. Терлевым.

#### ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

На востоке Янкано-Тукурингской СФЗ автором были изучены три основных разреза алгаинской, гармаканской и теплоключевской свит тукурингского комплекса в стратотипической местности. Наиболее полно они обнажены по берегам водохранилища выше плотины Зейской ГЭС; в приустьевой части р. Алгаи (левый приток р. Зеи) и бассейне р. Аленги (правый приток р. Тынды). К большому сожалению, каких-либо новых органических остатков в этих разрезах обнаружить не удалось.

Наиболее интересные положительные результаты биостратиграфических исследований получены в западной части Янкано-Тукурингской СФЗ, в бассейнах рек Бол. Ольдой – Бол. Уркан (рис. 2), первые результаты которых уже были опубликованы [3]. Здесь было изучено несколько разрезов тукурингского комплекса, расположенных как в Янканском, так и в Шахтаунско-Стрелкинском блоках (рис. 2). На западе Янканского блока, вдоль выемок лесовозной дороги, проходящей по водоразделу реки Бол. Ольдой и ручья Гальновского, к югу от тектонического нарушения, отделяющего юрские вулканогенно-терригенные отложения, в крупной синклинали складке залегают (снизу вверх) (рис. 3, I).

1. Известняки темно-серые, черные, массивные, редко толсто-, среднеплитчатые, кристаллические. В средней части горизонт (20–40 м) черных массивных онколитовых известняков, среди которых определены сильно перекристаллизованные *Osagia* sp ..... 200–250 м.

2. Метапесчаники серые, темно-серые, с прослоями серицитовых сланцев ..... 150–200 м.

3. Метабазальты ..... 300–400 м.

4. Сланцы зеленые хлоритовые, хлорит-серицитовые с прослоями метапесчаников, реже прослой и линзы мраморизованных темно-серых известняков ..... 500–650 м.

5. Метапесчаники темно-серые, ожелезненные, часто плейчатые с прослоями и линзами мраморизованных известняков. В самой верхней части разреза в шлифах из известняков обнаружены неопределимые обломки скелетной фауны ..... 200–250 м.

Установленные в этом разрезе литологические пачки и их последовательность, вероятно, близки к истинной, т.к. почти полностью совпадают со стратиграфической колонкой, составленной А.В.Пиричем по береговым обнажениям р. Бол. Ольдой.

Нижняя часть разреза вышеописанной толщи изучалась на левом борту р. Бол. Уркан (рис. 2). Здесь южнее тектонического нарушения, по которому проходит граница с юрскими отложениями, снизу вверх залегают (рис. 3, IV):

1. Метапесчаники с маломощными прослоями, кварц-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых сланцев ..... 50–100 м.

2. Известняки темно-серые до черных, массивные, кристаллические. В верхней части прослой онколитовых известняков с *Osagia* sp. .... 80–120 м.

3. Сланцы серые и темно-серые, кварц-серицитовые, с редкими и маломощными прослоями метапесчаников ..... 80–120 м.

4. Известняки черные, кристаллические, массивные, в верхней части скарнированные ..... 120–160 м.

На правом берегу р. Бол. Уркан, ниже устья руч. Бол. Лохмаки распространены кварц-серицито-

вые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы с прослоями метапесчаников. В виде маломощных прослоев и линз отмечаются кварциты, иногда с примесью карбонатного материала.

Несколько восточнее, на правобережье р. Лагунай (рис. 2) обнажаются серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые сланцы, переслаивающиеся с метапесчаниками. Редко отмечаются маломощные прослой черных мраморизованных известняков, кварцитов, мергелистых пород. Видимая мощность 350–450 м. Эти фрагменты разрезов отвечают четвертой пачке разреза по р. Бол. Ольдой (рис. 3, 4). Органических остатков в этой пачке не обнаружено.

В Шахтаунско-Стрелкинском блоке на правом борту р. Мал. Янкан, выше устья, разрез выделяемой здесь бальдижакской толщи имеет следующее строение (снизу вверх) (рис.3, III):

1. Песчаники известковые вишнево-красные, зелено-вато-серые, с прослоями вишневых рассланцованных известняков, часто глинистых ..... 100–120 м.

2. Известняки серые, светло-серые, реже темно-серые до черных, массивные. В нижней части маломощные пласты известковистых конглобрекций. Обломочный материал представлен хорошо окатанной галькой черных кристаллических известняков с микрофитолитами *Osagia* sp. и галькой кремнистых пород, в которых обнаружены криноидеи *Schyscatocrinus* (?) sp. (табл., фиг. 4). В серых и светло-серых известняках, залегающих выше конглобрекций, встречены остатки криноидей *Eurax* aff. *ethas* Moore et Jefford (табл., фиг. 1) и многочисленные не-

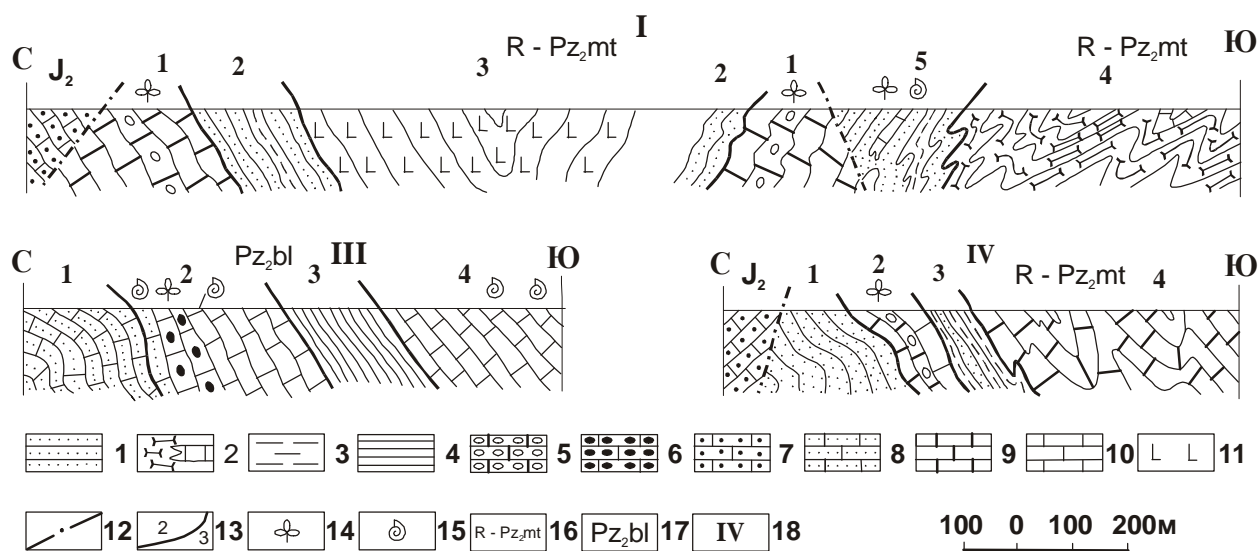


Рис. 3. Геологические разрезы: I – водораздел р. Бол. Ольдой – руч. Гальновский; III – правый берег р. Мал. Янкан; IV – левый берег р. Бол. Уркан.

1 – метапесчаники; 2 – сланцы эпидот-хлорит-серицитовые, хлорит-серицитовые, с прослоями и линзами мраморизованных известняков; 3 – сланцы серицитовые с прослоями метапесчаников; 4 – алевролиты; 5 – известняки темно-серые до черных, массивные, онколитовые; 6 – известковистые конглобрекции; 7 – юрские карбонатные песчаники; 8 – песчаники известковые кремневые массивные; 9 – известняки темно-серые до черных, массивные; 10 – известняки серые, светло-серые, массивные; 11 – метабазалты; 12 – тектонические нарушения; 13 – границы между пачками и номера пачек; 14 – места находок микрофитоцитов; 15 – места находок скелетной фауны; 16-17 – индексы толщ и их возраст: 16 – mt – метаморфическая толща; 17 – bl – бальдижакская толща; 18 – номера разрезов.



определимые обломки скелетной фауны (табл., фиг. 2, 3, 5, 6, 8) ..... 160–210 м.

3. Алевролиты черные, иногда рассланцованные, с тонкими прослоями темных известняков, часто глинистых ..... 160–180 м.

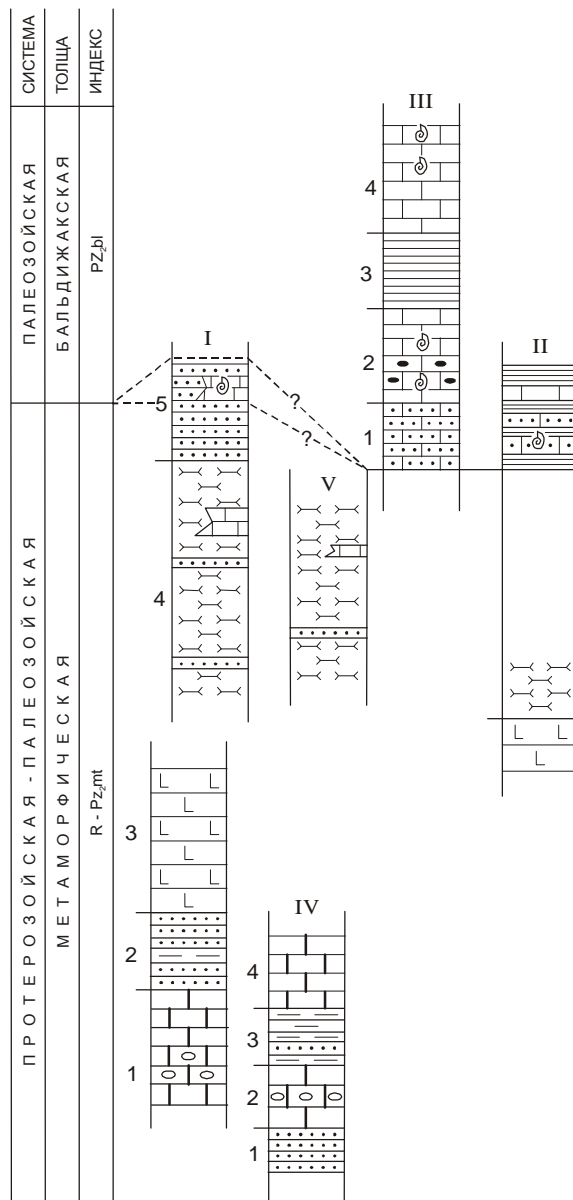
4. Известняки черные, реже серые и светло-серые, средне-, толстоплитчатые до массивных. В верхней части пачки в шлифах обнаружены многочисленные неопределимые обломки скелетной фауны ..... 200–250 м.

**ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ**

Анализ приведенного материала и данные предыдущих исследований свидетельствуют о том, что выделяемые здесь зоны не являются самостоятельными с различным типом осадконакопления, а представляют собой отдельные тектонические блоки. В их строении участвуют не разновозрастные разнофациальные отложения, как это считалось ранее, а две различные по литологическому составу, степени метаморфизма, интенсивности дислокаций и содержащиеся в них органическим остаткам толщи (рис. 4).

Нижняя, которую в этой части Янкано-Тукурингурской СФЗ называем метаморфической толщиной, наиболее широко распространена в Янканском блоке, от бассейна р. Бол. Ольдой до р. Лагунай. Она представлена кварц-серицитовыми, хлорит-кварц-серицитовыми сланцами, метапесчаниками, с прослоями кристаллических известняков и метавулканитов. Отдельные фрагменты этой толщи отмечаются и в Шахтаунско-Стрелкинском блоке. Так, по данным А.В.Пипича, на правом борту р. Большой Бальдижак (рис. 2) описаны metabазальты, на которых согласно залегают кварц-серицитовые сланцы с прослоями метапесчаников и известняков (рис. 4, II). В средней части метаморфической толщи прослеживается пласт черных и темно-серых массивных известняков, в котором есть горизонт микрофитолитовых известняков с *Osagia* sp. Вероятно, к этому же уровню принадлежат находки микрофитолитов, сделанные В.Ф. Лысенко при проведении геологической съемки 1:50 000 масштаба в верховьях реки Боковая Джалинда. Среди немногочисленных форм здесь была определена *Osagia minita* Z. Zhur. Подстилающими и перекрывающими микрофитолитосодержащие известняки являются интенсивно дислоцированные, преимущественно терригенно-вулканогенные породы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев.

По заключению Н.С. Крылова, изучавшего коллекцию В.Ф.Лысенко, форма *Osagia minita* Z. Zhur. характерна для вендского (юдомского) уровня. В.А. Лучинина, определявшая микрофитолиты из коллекции А.В.Пипича, не установила видовую принадлежность (*Osagia* sp.), а возрастной диапазон их распространения обозначила как докембрий – ныне. А.А. Терлеев, изучавший коллекцию автора из разрезов, расположенных в бассейнах рек Бол. Ольдой, Мал. Янкан, Бол. Уркан, определил только сильно



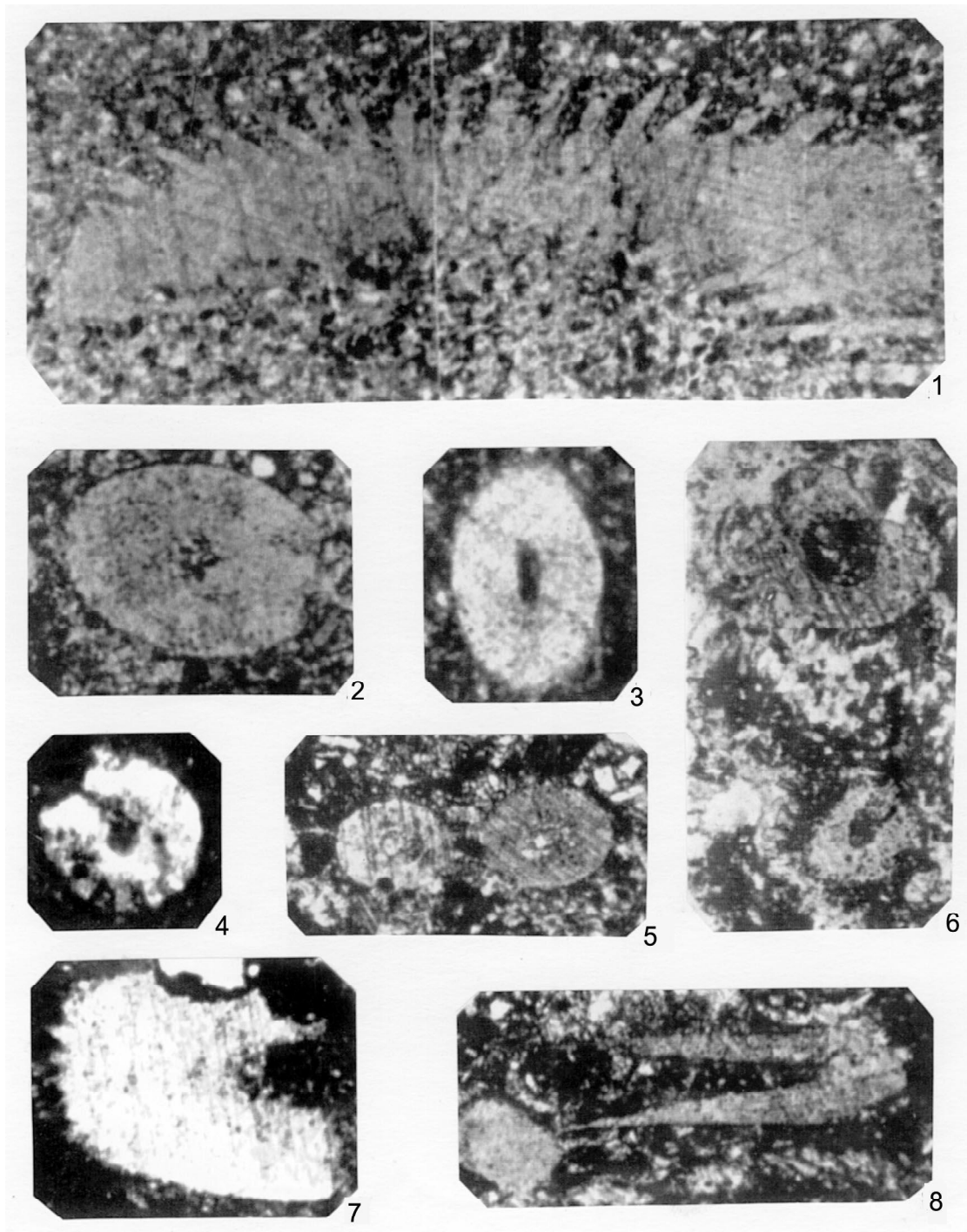
**Рис. 4.** Схема корреляции отложений метаморфической и бальдижакской толщ Янканского и Шахтаунско-Стрелкинского блоков (условные обозначения см. на рис. 2,3).

перекристаллизованные *Osagia* sp., без указания возраста вмещающих пород.

Здесь необходимо несколько подробнее рассмотреть вопрос о возможности применения микрофитолитов для биостратиграфии. Как правило, определение возраста дается по комплексам микрофитолитов, в которых содержится достаточно большой набор форм. Здесь же мы имеем дело с единичными формами, определение возраста по которым вызывает определенные трудности. Так, *Osagia minita* Z. Zhur. характерна не только для венда, но и встречается в среднем-верхнем рифее Патомского нагорья и в за-



Таблица



Фиг. 1. *Eurax* aff. *ethas* Moore et Jefford; шлиф № 703-4;  $\times 50$ ; правый берег р. Мал. Янкан; бальдижакская толща; средний палеозой.

Фиг. 2,3,5,6,8. Неопределимые обломки скелетной фауны. 2 – шлиф № 703-2;  $\times 60$ ; правый берег р. Мал. Янкан; бальдижакская толща; средний палеозой; 3 – шлиф № 703-6;  $\times 100$ ; там же; 5 – шлиф № 703-5;  $\times 100$ ; там же; 6 – шлиф № 703-6;  $\times 60$ ; там же; 8 – шлиф № 703-2;  $\times 80$ ; там же.

Фиг. 4. *Schyschcatocrinus* (?) sp; шлиф № 703-5;  $\times 100$ ; правый берег р. Мал. Янкан; бальдижакская толща; средний палеозой.

Фиг. 7. Неопределимый обломок криноидей № шлиф № 703-6;  $\times 60$ ; правый берег р. Мал. Янкан; бальдижакская толща; средний палеозой.

ведомо кембрийских отложениях Восточного Саяна и Горного Алтая [6,13].

Последние данные по исследованию собственно микрофитолитов, как палеонтологических объектов, значительно усложнили их применение для определения возраста. Было показано, что большое влияние на диагностические признаки микрофитолитов оказывают постседиментационные изменения. Особенно это касается складчатых областей, где метаморфические процессы порой более существенно влияют на строение желваков микрофитолитов, чем биогенные факторы. Появились новые данные о резком изменении состава разновозрастных комплексов микрофитолитов под влиянием различных фациальных обстановок [12,14]. Все это существенно усложняет применение микрофитолитов для биостратиграфии в складчатых областях.

Таким образом, в отложениях нижней, метаморфической толщи, кроме единичных находок микрофитолитов, по которым невозможно датировать возраст, органических остатков не установлено. Исключение составляет разрез, расположенный на водоразделе р. Бол. Ольдой – руч. Гальновский (рис.4, I), где в самой верхней части обнаружены неопределимые обломки скелетной фауны. Необходимо отметить, что, с одной стороны, эти находки сделаны в зоне достаточно мощного тектонического нарушения (рис. 3, I) и могут отвечать более высокому стратиграфическому уровню (бальдижакская толща). С другой стороны – эта фауна не противоречит определению возраста всей метаморфической толщи, а следовательно и тукурингского комплекса восточной части Янкано-Тукурингской СФЗ, в интервале от рифея до среднего палеозоя.

Верхняя, бальдижакская толща распространена только в Шахтаунско-Стрелкинском блоке. Разрез этой толщи представлен слабо дислоцированными, практически не метаморфизованными известняками, красноцветными известковистыми песчаниками, алевролитами с прослоями известняков. Черные кристаллические микрофитолитовые известняки, залегающие в виде слоев в нижней, метаморфической толще в разрезах по р.р. Бол. Ольдой, Бол. Уркан и Бокковая Джалинда, находятся в переотложенном состоянии в составе галек известковых конглобрекций вблизи основания бальдижакской толщи (разрез по р. Мал. Янкан). На различных стратиграфических уровнях этой толщи обнаружены органические остатки. Криноидеи *Schyscheatocrinus* (?) sp., которые распространены в верхнем силуре, а наиболее характерны для нижнего и среднего девона Евразии, встречены в обломках и гальках кремнистых пород в составе конглобрекций. Остатки криноидей *Eurax* aff. *ethas* Moore et Jefford найдены в серых и светло-серых известняках, залегающих выше пачки известковых конглобрекций. Подобные формы криноидей

описаны из верхнего силура и нижнего девона Северной Америки. В вышележащих светло-серых известняках четвертой пачки (рис. 4, III) на нескольких стратиграфических уровнях обнаружены (в многочисленных шлифах) округлые и овально-вытянутые срезки неопределимой скелетной фауны с карбонатной стенкой раковин.

В состав бальдижакской толщи следует включить характерную пачку вишнево-красных и зеленовато-серых известняков, известковистых песчаников и алевролитов, которая описана А.В. Пипичем в верхнем течении р. Бол. Бальдижак (рис.4, II). Здесь в красноцветных известковистых песчаниках обнаружены слепки кораллов. По мнению В.Н. Дубатолова (ОИГГиМ, г. Новосибирск), который изучал эту коллекцию, они принадлежат семейству *Rachyropidae*, характерному для силурийского или девонского возраста.

Несмотря на все спорные вопросы стратиграфии этого региона, необходимо отметить одну общую закономерность, характерную не только для Амуро-Охотской складчатой системы, но и для большей части Монголо-Охотского пояса.

На востоке Янкано-Тукурингской и в Джагдинской СФЗ достоверно установлены отложения нижнего и среднего отделов девонской системы. Ниже залегают вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения, мощностью около 4 км, тукурингского комплекса, в котором обнаружены микрофитолиты: *Volvatella* cf. *zonalis*, *V.* cf. *vadosa*, *Ambigolamellatus* cf. *horridus*, *Osagia* sp., *Vesicularites lobatus*, *Vesicularites* sp. Каких-либо структурных перестроек, изменений фациальных обстановок, видимых перерывов в осадконакоплении между этими толщами не отмечается. Об этом очень наглядно свидетельствует тот факт, что некоторые исследователи считают, что девонская фауна обнаружена именно в отложениях верхней (большей) части тукурингского комплекса [8].

В западной части Янкано-Тукурингской СФЗ ниже-среднедевонская фауна (возможно позднесилурийская) обнаружена в бальдижакской толще, ниже которой залегают метаморфическая толща, мощностью 2,5–3,5 км, возраст которой определяется условно. Между ними вероятно существует перерыв в осадконакоплении, происходят существенные фациальные изменения, резко снижается степень метаморфизма, изменяется характер дислокаций пород (см. описание разрезов).

Юго-западнее, совершенно в другой части Монголо-Охотского пояса, в Агинской структурной зоне Забайкалья, наблюдается аналогичное строение древних толщ [1, 2]. Здесь в усть-борзинской свите, которая сложена кремнисто-глинистыми сланцами, филлитами, полимиктовыми песчаниками, метавулканитами и известняками, установлена фауна раннего и среднего девона. Ниже залегают ононская свита,

представленная кварц-серицитовыми сланцами, филлитами, метапесчаниками, зеленокаменными эффузивами и мраморизованными известняками, мощностью 3–3,5 км. Ее согласно подстилает кулиндинская свита – преимущественно вулканогенная с актинолит-эпидот-хлоритовыми сланцами, мраморами и кварцитами, мощностью 2–3 км. В нижних двух свитах скелетной фауны палеозоя не обнаружено. Только в ононской свите встречены микрофитоциты групп *Nubicularites*, *Glebosites*, *Vesicularites*, *Osagia*, которые, по мнению Е.А. Рейтленгер, наиболее характерны для позднего рифея, хотя отдельные формы проходят в нижний кембрий [2]. Дискуссию вызывает вопрос о взаимоотношении ононской и усть-борзинской свит. Одни исследователи считают, что усть-борзинская свита залегает согласно на ононской, другие – видят здесь резкое несогласие, хотя каких-либо существенных изменений как в составе, так и в строении этих свит не наблюдается [1, 2].

Таким образом, начиная от Забайкалья до левого берега р. Зея, четко прослеживается только рубеж появления раннедевонской фауны. Ниже этого рубежа, с различными взаимоотношениями, залегает мощная (от 1 до 6 км) вулканогенно-кремнисто-терригенная толща, в которой обнаружены только микрофитоциты. Достоверное определение возраста по этой проблематике связано с определенными трудностями, что позволяет условно отнести эти толщи к рифейско-среднепалеозойскому уровню.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В.А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья // Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья. Л., 1963. С. 3–14. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 81).
2. Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л.: Недра, 1975. 223 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 213).
3. Васькин А.Ф., Пятилетов В.Г., Соболев Л.П. О новых находках фауны в западной части Монголо-Охотской ГСС // Геология и полезные ископаемые Амурской области – проблемы увязки со смежными регионами: Тез. докл. геол. конф. Зея, 1992. С.10–11.
4. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2 500 000: Объясн. зап. / Отв. ред. А.С. Вольский, В.Б.Троян. Хабаровск, 1991.
5. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500 000 / Гл. ред. Л.И. Красный, Пэн Юнь Бао, 1996.
6. Дольник Т.А., Файзулина З.К., Станевич А.М. и др. Каталог органических остатков позднего докембрия юга Восточной Сибири (Иркутская область, Бурятская АССР, Якутская АССР, север Читинской области). Иркутск: Изд-во ВостСибНИИГГиМС, 1990. 134 с.
7. Кириков Д.А., Модзалевская Е.А. Палеозойские и допалеозойские отложения бассейна р. Зея // Сов. геология. 1959. № 3. С. 42–56.
8. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 115 с.
9. Решения третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1978. Магадан, 1982. 182 с.
10. Решения четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Хабаровск: ХГГП, 1995. 123 с.
11. Самусин А.И., Самусина С.Н. Объяснительная записка к геологической карте №-51-ХVII масштаба 1:200 000. М., 1970. 97 с.
12. Терлеев А.А. О влиянии перекристаллизации на микроструктуру онколитов // Геология и геофизика. 1980. № 7. С.134–139.
13. Терлеев А.А. Стратиграфия и микрофитоциты, известковые водоросли позднедокембрийских-раннекембрийских отложений северо-западной части Восточного Саяна: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1984. 16 с.
14. Терлеев А.А., Пак К.Л. О вторичных изменениях микроструктур микрофитоцитов // Проблемы литолого-стратиграфических и структурных исследований. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1980. С. 14–19.
15. Турбин М.Т., Кириллова Г.А., Аношкин В.И. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-осадочных отложений западной части хр. Джагды // Геология и геофизика. 1973. № 3. С. 65–70.

Поступила в редакцию 11 апреля 2000 г.

Рекомендована к печати Л.И.Попеко

### V.G. Pyatiletov

#### The problem of the age of the Tukuringra complex in the Mongol-Okhotsk fold area

Biostratigraphic investigations in the western Amur-Okhotsk fold system resulted in new finds of microphytoliths in the metamorphic unit (Tukuringra complex), whose age has been conventionally specified in the range of Riphean-Middle Paleozoic. The overlying Baldizhak unit, which in terms of material composition, metamorphic degree, and deformation differs substantially from the metamorphic unit, displayed Middle Paleozoic crinoids.

It is shown that in different parts of the Mongol-Okhotsk belt (Transbaikal region on the west to the left bank of the Zeya River on the east) the boundary of appearance of Devonian fauna is registered. Below this boundary occurs a Riphean-Middle Paleozoic volcanogenic siliceous terrigenous unit (up to 6 km thick).

## СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВ СТАНОВОГО МЕГАБЛОКА

*И.В. Бучко\*, А.Э. Изох\*\*, М.Ю. Носырев\*\*\**

*\*Отделение региональной геологии и гидрогеологии АНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск*

*\*\*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

*\*\*\*ФГУП «Амургеология», г. Благовещенск*

В настоящей работе на основе всестороннего анализа геологических данных и результатов изучения минералогического и химического состава сульфидных минералов предпринята попытка оценить перспективы ряда докембрийских ультрабазит-базитовых интрузивных комплексов Станового мегаблока южного обрамления Северо-Азиатского кратона в отношении медно-никелевого оруденения. В результате высказано предположение, что наибольший интерес представляют массивы раннепротерозойского (?) Ильдеусского габбро-верлитового интрузивного комплекса.

**Ключевые слова:** ультрабазит-базиты, сульфиды, медно-никелевое оруденение, докембрий, Становой хребет.

### ВВЕДЕНИЕ

В пределах южной окраины Северо-Азиатского кратона, так же как и в других структурах докембрийской консолидации, широко развиты ультрабазит-базитовые массивы (рис. 1). Они относятся к дунит-троктолит-пироксенит-габбровой, габбро-анортозитовой и габбро-верлитовой формациям. Их формирование произошло в три основных этапа: раннеархейский (хорогочинский, майско-джанинский, сергачинский интрузивные комплексы (ИК)), позднеархейский (лучинский и веселкинский ИК) и раннепротерозойский (лукиндинский и ильдеусский ИК).

На основе оригинальных материалов авторами статьи изучен изотопный, минеральный и химический состав сульфидной медно-никелевой минерализации в массивах позднеархейского и раннепротерозойского этапов ультраосновного-основного магматизма. Для массивов веселкинского, лучинского и ильдеусского ИК это выполнено впервые.

### Позднеархейский этап ультрабазит-базитового магматизма

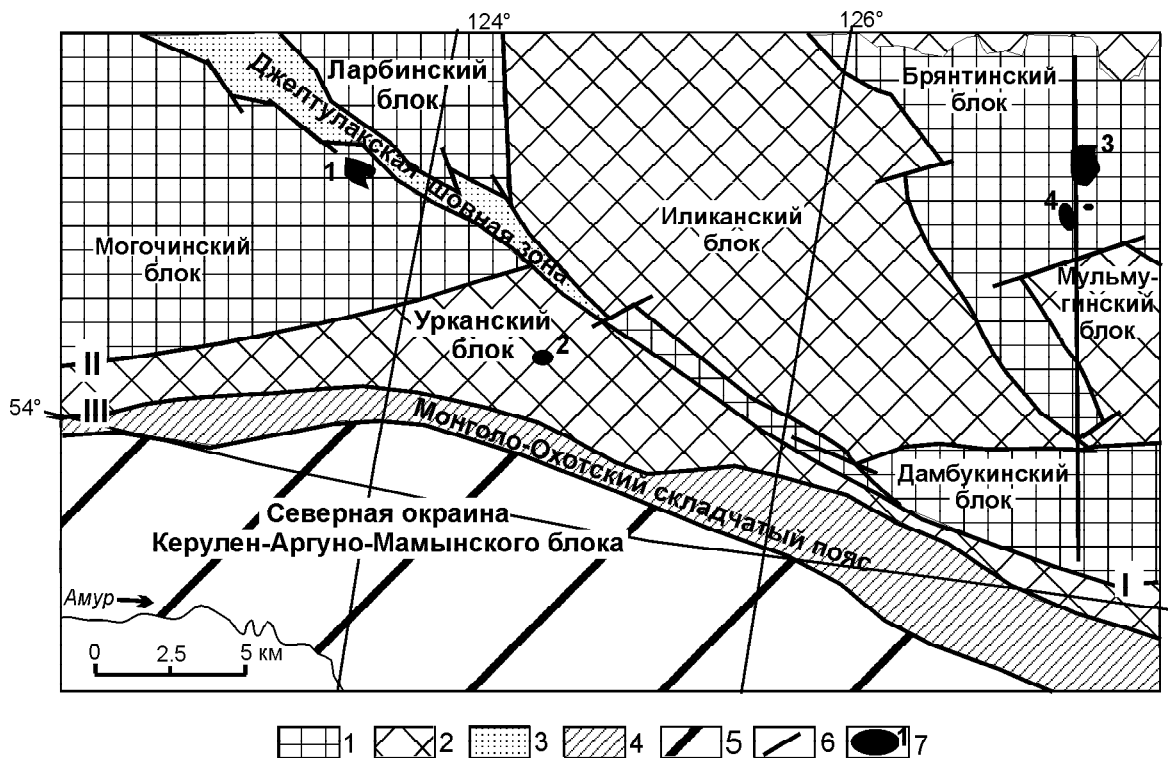
Основу строения Станового мегаблока южной окраины Северо-Азиатского кратона составляют гранито-гнейсовые купола, окаймленные узкими зеленокаменными поясами ранне-позднеархейского возраста [1, 2]. Интрузивы лучинского и веселкинского ИК образуют единые вулканоплутонические ассоциации с гнейсами и кристаллическими сланцами, по химизму соответствующими толеитовым ба-

зальтам, расположенным в основании разрезов зеленокаменных поясов.

**Лучинский ИК** расположен (рис. 1) в Брянтинском блоке Станового мегаблока [2]. Это структура раннеархейского возраста, исключительно сильно деформированная в результате тектонических, магматических и метаморфических процессов [3]. Петротипом рассматриваемого интрузивного комплекса является одноименный дунит-троктолит-габбровый массив г. Луча (бассейн р. Брянты). По форме он близок к овалу, вытянутому в СВ направлении (21×12 км) вкрест простирания вмещающих метаморфитов. На северо-востоке, северо-западе и севере массив контактирует с мезозойскими гранитами; на юго-востоке – с раннеархейскими метагаббро майско-джанинского ИК или сланцами основного состава (спилиты, туфы). Имеющиеся К-Аг определения абсолютного возраста – 983±0.98 и 520±0.52 млн лет [11] искажены и, вероятно, отражают этап тектономагматических процессов.

### Формы проявления и типы сульфидной минерализации

Сульфидная минерализация в породах Лучинского интрузива распространена незначительно. Она имеет первично магматическую (ликвационную), гидротермальную и метаморфическую природу. К ликвационным относятся пирротин, пентландит и халькопирит. Образование пирита связано либо с гидротермальными, либо с метаморфическими пре-



**Рис. 1.** Схема размещения ультрабазит-базитовых интрузивных комплексов в пределах Станового мегаблока (юго-восточная окраина Северо-Азиатского кратона). Составлен И.В. Бучко, по материалам [2].

1–2 – блоки южной окраины Северо-Азиатского кратона: раннего (1) и позднего (2) архея; 3 – раннепротерозойская шовная зона; 4 – палеозойские и мезозойские образования Монголо-Охотского складчатого пояса; 5 – фундамент и наложенные структуры Керулен-Аргуно-Мамынского блока; 6 – тектонические нарушения; 7 – ультрабазит-базитовые интрузивные комплексы: 1 – лукиндинский, 2 – веселкинский, 3 – лучинский, 4 – ильдеусский. Римскими цифрами обозначены разломы: I – Южно-Джелтулакский; II – Сергачинский; III – Северо-Тукурингский.

образованиями пород. Сульфидную минерализацию массива можно подразделить на три типа: 1) сингенетическую в дунитах, пироксенитах, оливиновых габбро и меланогаббро; 2) гнездово-прожилковую и шпиртовую в габброноритах; 3) гидротермальную прожилковую в габброидах и вмещающих породах.

Сингенетическая вкрапленность (I тип). Представлена пирротином, пентландитом, халькопиритом, пиритом. Сульфиды распределены в породах неравномерно, обычно их содержание составляет от 0.5 до 5%. Форма минералов подтверждает их первично магматическое (ликвационное) происхождение. Это близкие к идиоморфным образования, расположенные в интерстициях между породообразующими силикатами (оливином и пироксенами) без какой-либо связи с трещинами. Состав сульфидных выделений однофазный – пирротиновый или двухфазный – халькопирит-пирротиновый. Размеры рудных минералов варьируют большей частью от 0.01 до 0.4 мм. Пентландит встречается в виде зернистых агрегатов, концентрирующихся по периферии пир-

ротиновых выделений и значительно реже – на контакте пирротина и халькопирита. Пирит наблюдается в виде обособленных выделений практически во всех сульфидсодержащих породах.

Гнездово-прожилковая и шпиртовая минерализация (II тип). Представлена пирротином, пентландитом, халькопиритом и пиритом. Данный тип минерализации имеет незначительное распространение в породах массива, что, видимо, обусловлено слабой эродированностью или плохой обнаженностью интрузива. Сульфидные прожилки имеют мощность до 2–3 см и длину до 20 см. Азимут простирания их 80°, при практически вертикальном падении. Изотопный состав серы показал обогащение  $^{32}\text{S}$  (табл. 1; обр 9/10, 9/14). Из этого можно сделать вывод, что образование данного типа минерализации происходило, согласно [10], при низких значениях фугитивности кислорода ( $f\text{O}_2$ ) и температуры, на завершающих стадиях дифференциации интрузива или в более позднее время.

Таблица 1. Изотопный состав серы в сульфидизированных породах Лучинского и Ильдеусского массивов.

Номер пробы	Содержание серы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
Лучинский массив		
9/10	13.86	-0.8
9/14	23.51	-3.7
i315	2.12	-3.5
i318	2.8	-2.6
i321	1.3	-1.5
447/4	2.7	-2.3
448	0.47	-1.7
Ильдеусский массив		
432/1	0.27	+4.7

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории радиогенных и стабильных изотопов аналитического центра ОИГГМ СО РАН, г.Новосибирск. Аналитик А.П. Перцева, н/о – не определен.

$$\delta^{34}\text{S} = \left[ \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{обр}} - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{ст}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{обр}}} \right] \times 10^3$$

В сульфидных прожилках установлены повышенные содержания Au (до 0.186 г/т) и Ag (до 6 г/т) (табл. 2), что связано, вероятно, с поздними процессами тектоно-магматической активизации региона и внедрением протерозойских гранитов и меловых вулканитов. Это косвенно подтверждает оторванность во времени этапов становления интрузива и образования сульфидной минерализации описываемого типа.

Гидротермальная прожилковая минерализация (III тип). Представлена пиритом и халькопиритом, которые образуют тонкие прожилки – просечки (мощностью менее 0.1 мм и длиной до 1.2 см) в раннеархейских образованиях и габброидах. Ее формирование происходило после возникновения интрузива в процессе поздней тектоно-магматической активизации региона. С данной минеральной ассоциацией связываются повышенные концентрации в гранитогнейсах золота (до 0.152 г/т) и серебра (до 1.594 г/т) (табл. 2).

#### Особенности химического состава сульфидных минералов Лучинского массива

Пирротин – наиболее распространенный сульфидный минерал в породах интрузива. Он относится к высокосернистой разновидности и характеризуется относительно высокими содержаниями Ni до 1.64% (табл. 3). По содержанию в нем серы определена по методу Шанка [10] температура его образования, составившая около 1200°C.

Пентландит характеризуется низкими значениями содержания Fe, высокими – Ni, Cu и S. Аналогичных по составу минералов в известных медно-никеле-

Таблица 2. Содержания благородных металлов в породах Лучинского массива, в г/т.

№ проб	Данные спектрального скинтилляционного анализа			
	Au	Ag	Pt	Pd
Гнездово-прожилковая и шлировая минерализация				
9/10	0.01	5.0	<0.1	<0.005
9/13	0.172	2.11	н.о.	н.о.
9/14	0.02	5.0	<0.1	0.0215
9/14a	0.2	4.6	н.о.	н.о.
a5-2	0.01	0.272	<0.1	0.008
a5-4	0.13	0.254	н.о.	н.о.
a5-7	0.19	0.254	н.о.	н.о.
a5-10	0.174	1.64	н.о.	н.о.
a5-12	0.186	0.366	н.о.	н.о.
a5-18	0.02	0.332	н.о.	н.о.
447/4	0.036	5.0	0.008	0.0155
447/5	0.004	0.148	н.о.	н.о.
i-318	0.01	6.0	н.о.	н.о.
i-320	0.01	0.204	<0.1	0.036
i-321	0.01	0.32	<0.1	0.019
i-323	0.004	0.522	<0.1	0.0145
i-324	0.17	0.59	<0.1	0.101
i-325	0.01	0.048	<0.1	0.0105
Гидротермальная прожилковая минерализация				
a1-81	0.002	0.096	<0.1	<0.005
a1-83	0.01	0.152	н.о.	н.о.
a1-88	0.152	1.594	н.о.	н.о.
a1-100	0.012	0.106	н.о.	н.о.

Примечание. Анализы выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова, г. Иркутск, аналитик С.И. Прокопчук; н.о. – элемент не определен.

вых интрузивах не отмечается. Характерно очень высокое содержание кобальта (до 8.48%) (табл. 3). Пентландиты с содержаниями Со до 7.6 мас. % отмечались только в верхних метагаббро и габброноритах Мончетундровского интрузива.

Низкие концентрации железа и высокие – никеля свидетельствуют о незначительных температурах образования данного минерала, так как при их увеличении происходит соответствующее уменьшение содержания Ni и возрастание концентраций Fe [6]. Химический состав минерала (табл. 3) свидетельствует о принадлежности данного пентландита к верхним горизонтам дифференцированного плутона.

Халькопирит характеризуется высокими содержаниями железа и меди (табл. 3) и относительно низкими концентрациями серы, что также характерно для сульфидных минералов из верхних горизонтов дифференцированных интрузивов.

Пирит имеет двойственную природу. Часть его зерен образовалась по пирротину, возможно, в процессе метаморфизма. При этом температуры превышали 675°C. В данном случае пирит характеризуется

Таблица 3. Химический состав сульфидных минералов лучинского, ильдеусского и веселкинского ИК.

№ пробы	Fe	Ni	Ag	Cu	Co	S	Сумма
<b>Ильдеусский ИК</b>							
пирротин							
432/1*	59.472	0.438	0.000	0.013	0.033	39.587	99.540
432/1*	59.885	0.727	0.000	0.004	0.040	39.286	99.950
1075/2*	63.438	0.061	0.000	0.004	0.052	36.050	99.600
1075/2*	51.929	6.990	0.000	0.109	0.107	40.733	99.880
432/1*	60.320	0.668	0.000	0.128	0.027	39.970	101.110
432/1*	59.340	0.253	0.000	0.008	0.007	40.030	99.640
432/1*	59.310	0.464	0.000	0.001	0.039	39.460	99.270
i-350*	63.400	0.204	0.000	0.044	0.000	37.320	100.960
i-350*	63.250	0.154	0.000	0.085	0.000	37.120	100.610
1075/2*	63.320	0.099	0.000	0.015	0.037	36.820	100.300
1075/2*	62.790	0.088	0.000	0.015	0.041	37.240	100.170
1075/2*	64.540	0.012	0.000	0.004	0.033	36.450	101.050
1075/2*	64.160	0.081	0.000	0.043	0.033	37.230	101.550
1075/2*	64.120	0.034	0.000	0.000	0.043	37.050	101.250
1075/2*	63.320	0.120	0.000	0.047	0.038	37.000	100.530
халькопирит							
i-350*	29.700	0.128	0.000	33.950	0.000	34.830	98.610
i-350*	29.963	0.578	0.000	34.391	0.000	35.410	100.340
1075/2*	30.080	0.014	0.000	34.510	0.021	35.260	99.890
1075/2*	30.140	0.010	0.000	34.390	0.012	34.660	99.210
1075/2*	30.180	0.119	0.000	34.220	0.017	34.750	99.290
пентландит							
1075/2*	35.990	30.190	0.000	0.042	0.369	33.080	99.670
1075/2*	33.600	31.350	0.000	0.429	0.417	32.120	97.920
бравойт							
1/14***	9.960	45.340	0.000	0.160	0.930	43.480	99.870
1/14***	2.490	56.150	0.000	0.360	0.050	41.410	100.460
<b>Лучинский ИК</b>							
пирротин							
7/13***	60.910	1.150	0.100	0.000	0.000	38.700	100.860
И-321***	58.240	1.640	0.120	0.000	0.000	39.240	99.240
9/10***	59.570	0.730	0.000	0.170	0.130	39.620	100.220
9/10***	59.540	0.990	0.000	0.010	0.180	39.170	99.890
447*	59.633	1.139	0.000	0.147	0.000	38.955	99.870
447*	60.010	1.090	0.000	0.124	0.000	38.190	99.420
447*	59.220	2.340	0.000	0.164	0.009	38.870	100.590
447*	60.590	0.572	0.000	0.000	0.000	38.530	99.690
447*	59.260	0.898	0.000	0.009	0.000	39.270	99.440
447*	60.040	0.728	0.000	0.011	0.000	39.180	99.960
447/4*	59.850	0.523	0.000	0.028	0.058	39.780	100.230
447/4*	58.370	0.704	0.000	0.014	0.099	39.160	98.350
447/4*	59.670	0.642	0.000	0.007	0.088	39.500	99.910
448*	59.970	0.466	0.000	0.000	0.064	38.580	99.080
448*	59.560	0.271	0.000	0.002	0.055	39.100	98.980
448*	60.320	0.332	0.000	0.052	0.057	39.460	100.220

Таблица 3. (Продолжение).

№ пробы	Fe	Ni	Ag	Cu	Co	S	Сумма
<b>Ильдеусский ИК</b>							
пирротин							
432/1*	59.472	0.438	0.000	0.013	0.033	39.587	99.540
432/1*	59.885	0.727	0.000	0.004	0.040	39.286	99.950
1075/2*	63.438	0.061	0.000	0.004	0.052	36.050	99.600
1075/2*	51.929	6.990	0.000	0.109	0.107	40.733	99.880
432/1*	60.320	0.668	0.000	0.128	0.027	39.970	101.110
432/1*	59.340	0.253	0.000	0.008	0.007	40.030	99.640
432/1*	59.310	0.464	0.000	0.001	0.039	39.460	99.270
i-350*	63.400	0.204	0.000	0.044	0.000	37.320	100.960
i-350*	63.250	0.154	0.000	0.085	0.000	37.120	100.610
1075/2*	63.320	0.099	0.000	0.015	0.037	36.820	100.300
1075/2*	62.790	0.088	0.000	0.015	0.041	37.240	100.170
1075/2*	64.540	0.012	0.000	0.004	0.033	36.450	101.050
1075/2*	64.160	0.081	0.000	0.043	0.033	37.230	101.550
1075/2*	64.120	0.034	0.000	0.000	0.043	37.050	101.250
1075/2*	63.320	0.120	0.000	0.047	0.038	37.000	100.530
халькопирит							
i-350*	29.700	0.128	0.000	33.950	0.000	34.830	98.610
i-350*	29.963	0.578	0.000	34.391	0.000	35.410	100.340
1075/2*	30.080	0.014	0.000	34.510	0.021	35.260	99.890
1075/2*	30.140	0.010	0.000	34.390	0.012	34.660	99.210
1075/2*	30.180	0.119	0.000	34.220	0.017	34.750	99.290
пентландит							
1075/2*	35.990	30.190	0.000	0.042	0.369	33.080	99.670
1075/2*	33.600	31.350	0.000	0.429	0.417	32.120	97.920
бравонит							
1/14***	9.960	45.340	0.000	0.160	0.930	43.480	99.870
1/14***	2.490	56.150	0.000	0.360	0.050	41.410	100.460
<b>Лучинский ИК</b>							
пирротин							
7/13***	60.910	1.150	0.100	0.000	0.000	38.700	100.860
И-321***	58.240	1.640	0.120	0.000	0.000	39.240	99.240
9/10***	59.570	0.730	0.000	0.170	0.130	39.620	100.220
9/10***	59.540	0.990	0.000	0.010	0.180	39.170	99.890
447*	59.633	1.139	0.000	0.147	0.000	38.955	99.870
447*	60.010	1.090	0.000	0.124	0.000	38.190	99.420
447*	59.220	2.340	0.000	0.164	0.009	38.870	100.590
447*	60.590	0.572	0.000	0.000	0.000	38.530	99.690
447*	59.260	0.898	0.000	0.009	0.000	39.270	99.440
447*	60.040	0.728	0.000	0.011	0.000	39.180	99.960
447/4*	59.850	0.523	0.000	0.028	0.058	39.780	100.230
447/4*	58.370	0.704	0.000	0.014	0.099	39.160	98.350
447/4*	59.670	0.642	0.000	0.007	0.088	39.500	99.910
448*	59.970	0.466	0.000	0.000	0.064	38.580	99.080
448*	59.560	0.271	0.000	0.002	0.055	39.100	98.980
448*	60.320	0.332	0.000	0.052	0.057	39.460	100.220



Таблица 3. (Продолжение).

№ пробы	Fe	Ni	Ag	Cu	Co	S	Сумма
Пентландит							
13/17b**	39.31	26.61	н/о	0.23	0.74	34.73	101.62
13/17b**	35.97	25.68	н/о	1.76	0.88	36.50	100.79
13/17b**	38.64	25.90	н/о	0.12	0.71	35.15	100.52
1007/5**	37.16	26.46	н/о	0.26	2.61	34.13	100.62
1007/5**	37.91	26.82	н/о	0.02	2.94	33.84	101.53
1007/5**	37.63	26.58	н/о	0.10	2.81	34.65	101.80
Пирит							
1008/35**	45.22	0.06	н/о	0.01	2.25	53.64	101.22
1008/35**	44.59	0.17	н/о	0.09	1.22	53.65	99.77
Кубанит							
1007/5**	39.93	0.07	н/о	23.18	0.06	36.08	99.32

Примечание. Микронзондовые анализы выполнены (\*) на микроанализаторе «Самебахмиго» в лаборатории спектрального анализа ОИГИГ г.Новосибирск, аналитики В.В. Егорова и Л.Н.Поспелова, (\*\*, \*\*\*) на микроанализаторе JXA-5A ДВГИ, г. Владивосток, аналитики – (\*\*\*) Р.А. Октябрьский и (\*\*\*) В.И. Сапин, н/о – элемент не определен; обр. – аповерлитовый серпентинит (1/14), ортопироксен-хромитовый кумулат (13/17b), вебстериты (7/13, 1075/2, i-350, 1007/5), габбронориты (432/1, 447/4), габбро (i-318, i-321, 447, 448, 1008/35), сульфидный прожилок в габбронорите (9/10).

высокими содержаниями никеля (до 1.6%) и кобальта (до 0.11%), так как наследует эти элементы у замещаемого им пирротина. Напротив, гидротермальный пирит, обедненный никелем и кобальтом, образовался уже после становления интрузива в процессе тектономагматической активизации региона.

**Веселкинский ИК.** Интрузивы этого комплекса образуют мелкие тела, локализованные в Урканском блоке [4] позднего архея Станового мегаблока (рис. 1), и метаморфизованы совместно с вмещающими супракрустальными толщами. Возраст пород определяется тем, что они прорваны гранитами позднестанового ИК. Площади тел редко достигают 10–15 км<sup>2</sup>. Петротипом веселкинского ИК является одноименный пироксенит-перидотит-габбровый массив, расположенный в бассейне правого притока р. Ср. Уркан (руч. Веселый).

Веселкинский массив представляет собой вытянутое в субширотном направлении тело размером 8×3 км. Вмещающими его являются позднеархейские амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы гилуйского комплекса. Контакт с породами интрузива не сохранилось; выходы тех и других наблюдаются в виде эрозионных окон и ксенолитов среди позднеархейских плагиогранитов позднестанового ИК. Архейские образования прорваны интрузивами юрских гранитов и гранодиоритов, дайками пегматитов и биотитовых гранитов.

#### **Формы проявления и типы сульфидной минерализации**

Сульфидная минерализация в породах Веселкинского интрузива имеет двойственную генетическую природу – первично магматическую (ликваци-

онную) и гидротермальную. Она распределена в породах неравномерно, причем содержание сульфидов обычно не превышает 2%.

**Сингенетическая (ликвационная) минерализация (I тип).** Характерна для пород нижней части разреза интрузива (дуниты, пироксениты, оливиновые клинопироксениты). Сульфиды представлены пирротинитом, пентландитом, халькопиритом, кубанитом. Форма сульфидных минералов – шаровидные и каплевидные образования, занимающие интерстиции между породообразующими оливином и ортопироксеном. Состав сульфидных капель пирротинитовый или халькопирит-пирротинитовый и очень редко пентландит-пирротинитовый. Иногда в пирротинах присутствует небольшое количество миллерита, кубанита. Размеры рудных минералов большей частью составляют 0.01–0.2 мм. Пентландит встречается в виде зернистых агрегатов, концентрирующихся по периферии пирротинитовых выделений, и значительно реже – в форме пламенивидных включений распадается внутри пирротина.

**Гидротермальная минерализация (II тип)** свойственна для верхних горизонтов интрузива (габбро, габброанортозиты). К ней отнесены вкрапленники и тонкие прожилки пирита и миллерита, образование которых связано с более поздней гидротермальной переработкой массива.

#### **Особенности химического состава сульфидных минералов Веселкинского массива (по табл. 3)**

**Пирротин** – наиболее распространенный минерал из сульфидов железа. Он образует как самостоятельные выделения, по краям зерен которых разви-

ваются пламенеvidные включения пентландита, так и сростки с халькопиритом, и представлен двумя модификациями – моноклинной и гексагональной. По сернистости ( $\Sigma\text{Me}/\text{S}$ , где  $\Sigma\text{Me}$  – сумма металлов, входящих в состав минерала) он относится к высокосернистым разновидностям. В ранних дифференциатах пирротины содержат больше Fe, Ni, Co, Cu, но меньше S, что обусловлено повышением растворимости серы при увеличении железистости расплава [6]. Аналогично железу ведет себя и никель. Отношение Ni/Cu в минерале отражает скрытую расслоенность, выраженную в смене более никелистых (ранних) пирротинов минералами с большим отношением никеля к меди. Ликвидусная температура образования пирротинов, по методу Шанка [10], составляет 1150–1180°C.

Пентландит в породах массива наблюдается только в виде вростков в пирротине и обладает изменчивым составом. По отношению  $\Sigma\text{Me}/\text{S}$  пентландиты массива относятся к низкосернистым разновидностям. В целом, состав минерала зависит от парагенезиса. Так, в ассоциации с пирротинном, в ранних дифференциатах сосуществует более железистый пентландит, с отношением Fe/Ni >1.42, содержащий больше S, Cu и значительно меньше – Co. Напротив, в более поздних парагенезисах присутствует менее железистый (Fe/Ni <1.42), но более насыщенный кобальтом пентландит, что может быть обусловлено повышенным содержанием Ni и Co в силикатных минералах, вмещающих сульфидное оруденение. Образование пентландита из твердого раствора происходило при 583–590°C. Установлена прямая зависимость содержания Ni в пентландитах от температуры его образования и фугитивности серы в магматической системе [6].

В целом, для сосуществующих пирротинов и пентландитов характерны следующие особенности поведения основных составляющих: железо аналогично сере, никель – кобальту и меди. При близких количествах Fe и S в пирротине в сосуществующем пентландите содержания этих элементов увеличиваются. При возрастании насыщенности пирротинов Ni, Cu и Co содержания этих компонентов в сосуществующих пентландитах также увеличиваются, что является важным показателем скрытой расслоенности сульфидного оруденения. Кроме этого, железистость сосуществующих пирротинов и пентландитов прямо коррелируется с железистостью силикатных пород, вмещающих сульфидное оруденение.

Халькопириты наблюдаются в сростках с пирротинном или пирритом. Изредка минерал наблюдается в виде обособленных зерен. В обоих случаях химический состав халькопиритов существенно различается. В сростках с пирротинном или пирритом отмечаются очень низкие содержания никеля

(0.11–0.25 мас. %), а в обособленных выделениях халькопирита количество Ni достигает 3.43 %.

Кубанит представлен единственным включением и приурочен к краевой части пирротинного зерна. По химическому составу он относится к высокосернистой разновидности.

Таким образом, среди сосуществующих ассоциаций сульфидов можно выделить следующие: а) пирротины (с высокими содержаниями Fe, S, Ni, Cu) – пентландиты (с высоким содержанием Fe, Cu, низким – S, Ni и еще меньшим – Co) – халькопириты (железистые, умеренно сернистые, с минимальной насыщенностью Cu); б) пирротины (с низкой железистостью, высокосернистые) – пентландиты (мало-железистые, с высокими содержаниями Ni, Co и S) – халькопириты (с меньшим содержанием Fe, Ni, но более высоким – Cu). Из приведенного выше сравнения можно сделать вывод, что только соотношение Fe и Cu в пирротинах наследуется сосуществующими с ними пентландитами, а остальные элементы перераспределяются между указанными минералами. Кроме этого, состав магматических сульфидов зависит от состава ассоциирующих окисных минералов.

Пирит относится к постмагматическим минералам. Он представлен кубическими кристаллами, иногда в сростках с халькопиритом, или овальными включениями в магнетите. В габброидах Веселкинского массива пирит относится к высокосернистой разновидности, свойственной обособленным выделениям, и низкосернистой, образующей включения в магнетите. Первая разновидность обладает высокой железистостью, повышенными содержаниями кобальта, а второй свойственны низкие количества железа и кобальта, но более высокие – никеля и меди, что может быть обусловлено перераспределением Fe, Ni, Co, Cu между пирритом и магнетитом. Температура образования пирита, определенная по методу Шанка [10], составляет 325°C.

### **Раннепротерозойский этап ультрабазит-базитового магматизма**

Образование тел лукиндинского и ильдеусского ИК связано с заложением рифтогенных структур раннепротерозойского возраста. Часто они наблюдаются в виде реликтов среди гранитоидов, а также в виде пластин и клиньев в разломных зонах.

Лукиндинский ИК представлен разнообразными ультрабазит-базитовыми породами, приуроченными к Желтулакской шовной зоне (рис. 1). Возрастное положение ИК определено довольно строго – между вулканогенно-осадочной желтулакской серией и тукурингским комплексом гранитоидов в интервале 2.2–2.45 млрд лет [3].

Петротипом лукиндинского ИК является одноименный дунит-троктолит-габбровый массив, рас-

положенный в сложном тектоническом узле – на пересечении рифтогенной Джелтулакской системы с нарушениями широтной и меридиональной ориентировки. Интрузив имеет очертания вытянутого в широтном направлении эллипсоидального тела длиной 16 км при ширине до 3.0–5.5 км. По геофизическим данным, он представляет собой блок-пластину с нижней кромкой на глубине 4–5 км, его максимальная площадь в горизонтальном сечении составляет 70 км<sup>2</sup> [3]. Массив разбит на блоки многочисленными тектоническими нарушениями широтной, меридиональной и СВ ориентировки. Наиболее проявлена широтная система – серия субпараллельных разломов на расстоянии в сотни метров друг от друга. Сложное блоковое строение интрузива хорошо выражено в магнитном поле.

С юга Лукиндинский массив обрамляется диоритами и амфиболитами архейского возраста, на западе – граничит с древнестановыми гранитогнейсами. Северная часть интрузива прорвана алякитовыми гранитами, переходящими при приближении к троктолитам сначала в биотитовые, затем в роговообманково-биотит-олигоклазовые роговики с оксибиотитом. Контакты массива с вмещающими породами тектонические, в северной части – крутые, в южной – относительно пологие.

### **Формы проявления и типы сульфидной минерализации**

Проведенными в разные годы поисковыми работами [8] в массиве установлены многочисленные проявления и точки сульфидной медно-никелевой минерализации. По времени образования сульфиды являются более поздними, чем окисная минерализация, и, в свою очередь, замещаются амфиболом [11].

В пределах массива выявлены проявления никеля различных типов: жильного, вкрапленного и гнездово-вкрапленного. Содержание Ni в них достигают 1%, Co – 0.08%.

Перспективы массива на сульфидное медно-никелевое оруденение связываются с жильной фацией лукиндинской интрузии. Она включает жилы и шпильеры габбро-пегматитов, дайки габброноритов и габбро, метасоматические (?) тела пироксенитов и анортозитов.

Подробно особенности минерального и химического состава сульфидных минералов Лукиндинского массива приведены в [5, 7], в данной работе они не освещаются. Изотопный состав серы из различных рудопоявлений этого массива [7] показал его близость к метеоритному ( $-0.9 - +0.10 \delta^{34}\text{S}$ ), поэтому образование значительного по масштабам сульфидного оруденения маловероятно.

Ильдеусский ИК расположен в Брянтинском блоке [2] (рис. 1), в междуречье рр.Брянты и Ильдеу-

са и приурочен к зоне Ильдеусского глубинного разлома. Кроме этого по вещественному и геологоструктурному положению авторами к нему отнесены выходы ультраосновных пород бассейна руч. Троицкого. Интрузивам этого комплекса соответствуют минимальные аномальные значения электрического сопротивления пород. Это свидетельствует либо о наличии мощных зон проницаемости, либо о возможных сульфидных рудах на глубине. Все выходы интрузий ильдеусского и лучинского ИК контролируются глубинной долгоживущей меридиональной зоной тектонических нарушений, в южной части уходящей за пределы блока. Именно она, вероятно, контролирует выходы дайкового (габбро-пироксенитового комплекса) как Брянтинского, так и Дамбукинского блоков с их медно-никелевыми рудопоявлениями.

Первоначально интрузивы ильдеусского ИК были включены в состав лучинского ИК, но на основании материалов авторов статьи выделены в самостоятельный интрузивный комплекс. Они представляют собой линзо- и пластообразные тела, сложенные аповерлитовыми, апоперидотитовыми серпентинитами, прорванные более поздним дайковым комплексом плагиоперидотит-пироксенит-габброноритового состава. Вмещающими породами для интрузий раннепротерозойского ИК является позднеархейский вулканогенно-осадочный комплекс, претерпевший метаморфизм амфиболитовой фации. Его вулканические образования представлены крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гнейсами с силлиманитом и кристаллическими сланцами, по химизму соответствующими щелочным метабазальтам, оливинным метабазальтам и т.д., а осадочные – мелкозернистыми роговообманково-биотитовыми гнейсами с карбонатом, что свидетельствует об океанических условиях их образования. Кроме этого, часть хлоритовых и тальк-хлоритовых сланцев при детальном изучении может оказаться метаморфизованными ультраосновными вулканитами. Описываемая ассоциация пород свидетельствует о наличии на данной территории в позднем архее палеоокеана и океанических островов (фрагмент зеленокаменного пояса). Практически во всех позднеархейских образованиях наблюдается вкрапленность пирита, содержания которого иногда достигают 10%.

Судя по элементам залегания вмещающих пород, массивы ильдеусского ИК занимают секущее положение в центральной (замковой) части синклинойной структуры. Углы падения северо-восточного крыла – 25–60°, южного – 10–45°. Ряд структурно-вещественных признаков указывают на принадлежность образований комплекса к формации дифференцированных габброноритовых интрузий ранних

этапов развития древних платформ. По составу они идентичны никеленосным породам Прибалтийской провинции [4].

Петротипом ильдеусского ИК является одноименный габбро-верлитовый массив, расположенный в междуречье рр. Бранты и Ильдеуса. Он приурочен к зоне Ильдеусского глубинного разлома. В составе массива преобладают ультрабазиты (верлиты, роговообманковые перидотиты и их плагиоклазовые разновидности). Интрузив имеет северо-западную ориентировку и площадь около 60 км<sup>2</sup>. Непосредственные контакты между разновидностями пород постепенные. В коренных обнажениях наблюдалось ритмичное чередование прослоев плагиоверлитов с прослоями гарцбургитов и верлитов.

Авторами установлена изолированность тел ультрабазитов, реальная мощность которых не превышает 500–800 м. Эти образования прорваны плагиоверлит-верлит-габброноритовым комплексом, имеющим мощность до 200 м, который приурочен к зонам тектонических нарушений и дайковым телам гранитных пегматитов.

Породы массива в значительной степени изменены. Серпентинизации подвержены все оливинсодержащие породы с образованием аповерлитовых и апоперидотитовых серпентинитов с нечетко выраженным рисунком первичной структуры. Наиболее интенсивные изменения перидотитов, пироксенитов и габброидов приводят к образованию серпентин-тремолит-хлоритовых, хлорит-талк-карбонат-антофиллитовых, хлорит-актинолитовых, антофиллит-талковых пород и талькитов. С процессами актинолитизации и хлоритизации оливинсодержащих пород связывается выщелачивание никеля из оливина и перевод его в сульфидную форму серой из вмещающих пород. Видимо поэтому именно к данной минеральной ассоциации приурочены выделения рудных минералов, включая сульфиды.

#### **Формы проявления и типы сульфидной минерализации**

Для пород описываемого ИК свойственны сингенетический и гидротермальный типы минерализации.

Сингенетический тип минерализации можно разделить на три подтипа:

Первый – широко распространен в позднеархейских образованиях. Это сингенетические выделения пирита, размером до 1 см, в плагиоклаз-амфиболовых гнейсах и кристаллосланцах, амфиболитах и их плагиоклазовых разновидностях. Содержания пирита не превышают 10%.

Второй – незначительно распространен в центральном теле аповерлитовых серпентинитов. Визуально минерализация представлена пирротинном,

пентландитом и халькопиритом. Сульфиды занимают интерстиции между силикатными минералами. Наблюдаются округлые зерна породообразующих силикатов, заключенные в сульфидные агрегаты. Размеры выделений пирротина – 2–4 мм. Общее количество сульфидов не превышает 2–3 %. К этому же типу можно отнести сингенетичную вкрапленность бравоита в серпентинитах, расположенных в 12 км севернее собственно Ильдеусского массива (бассейн руч. Троицкого – правого притока р.Бранты).

Третий – связан с дайковыми телами плагиоверлит-пироксенит-габброноритового комплекса, наблюдающимися на территории проявления ультрабазитов ильдеусского ИК. С ним связана сульфидная минерализация, представленная пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Сульфиды в породах распространены крайне неравномерно. Наибольшее их количество (до 5 %) отмечается в вебстеритах и габброноритах, значительно меньше (единичные знаки) – в плагиоверлититах. Заметно увеличение количества сульфидных минералов в южной части Ильдеусского массива. В сульфидизированных вебстеритах (обр.432/1, табл. 1) определен изотопный состав серы, показавший ее обогащение <sup>34</sup>S. Этот факт свидетельствует либо о возможной сульфуризации пород, либо об образовании данной минерализации при высокой фугитивности кислорода (fO<sub>2</sub>). В любом случае это положительный фактор для возможной локализации сульфидных руд.

Гидротермальный тип минерализации связан с более поздними наложенными процессами. Он характеризуется развитием кварц-карбонатных прожилков с пиритом и сульфидных прожилков (мощностью 0.2–1 мм) как во вмещающих позднеархейских (?) гнейсах и амфиболитах, так и в раннепротерозойских пироксенитах.

#### **Особенности распространения и химического состава сульфидных минералов**

Пирротин – наиболее распространенный сульфид железа. В единичных выделениях наблюдается в серпентинитах, верлитах и хлоритовых сланцах. Максимальные его количества (до 5 %) отмечаются в вебстеритах, плагиоверлититах и габброноритах. Этот минерал чаще всего наблюдается в виде интерстициальных ксеноморфных выделений среди силикатных минералов размером до 1–2 мм, иногда в каплевидной форме. Для него характерны сростки с халькопиритом, значительно реже наблюдаются по его краям выделения пентландита.

В целом, пирротины характеризуются резкими колебаниями входящих в них компонентов. Особое внимание привлекает высокое содержание Ni (до 6.73%) в пирротинах из плагиоверлититов южной части интрузива. Температура образования

минерала, по содержанию в нем серы, составляет более 1230 °С.

Пентландит – наименее распространенный сульфид железа и никеля. Наблюдается в серпентинитах, хлорит-актинолитовых сланцах и вебстеритах только в виде вростков по краям выделений пирротина. В отдельных случаях занимает центральную часть сульфидных выделений. Его размеры не превышают 0.5 мм. Относительно высокие содержания Fe и низкие – Ni (табл. 3) в пентландите свидетельствуют о более высокой температуре его образования [6], сравнительно с аналогичными минералами лучинского ИК.

Халькопирит – второй по распространенности сульфидный минерал медно-никелевой ассоциации. Наблюдается совместно с пирротинном, но в значительно меньших количествах. Чаще всего образует сростки с последним, хотя иногда встречается и в обособленных выделениях. Он характеризуется относительно низкими содержаниями Fe и Cu, но более высокими – Ni (табл. 3), что свидетельствует о принадлежности описываемой сульфидной ассоциации к относительно глубоким горизонтам массива.

Бравойт – относительно редкий сульфид Ni и Fe. Наблюдается в виде тонкой рассеянной вкрапленности в серпентинитах.

Пирит представлен идиоморфными выделениями (размером до 2 мм) в позднеархейских кристаллосланцах и гнейсах.

Исходя из химического состава пирротина Ильдеусского массива, можно предположить, что его образование происходило при низкой фугитивности серы, обусловившей формирование малоникелистых разностей (Ni=0.06–0.7%). В результате большая часть никеля должна была сконцентрироваться в остаточной жидкости, кристаллизация которой привела к образованию высокожелезистого пентландита (Fe/Ni=1.07–1.19). Для сравнения, в Лучинском массиве отношение Fe/Ni в аналогичном минерале большей частью меньше единицы. Следовательно, как и повышенная никелистость относительно Fe и Cu в халькопиритах, химизм пирротин-пентландитовой ассоциации также свидетельствует о его большей эродированности, по сравнению с Лучинским.

Наличие пентландита в более позднем дайковом комплексе и особенности химического состава (высокая железистость, относительно низкие концентрации Ni) свидетельствуют либо о контаминации исходного расплава магматической жидкостью, родственной наиболее ранней сульфидной минерализации в связи с габбро-верлитовым комплексом пород более глубоких горизонтов разреза, либо о собственной минерализации дайкового комплекса, но ранних, а следовательно более глубинных ее проявлений. Первое предположение может быть косвенно

подтверждено высокими содержаниями никеля в халькопирите, сосуществующем с пентландитом, что объясняется с позиции контаминации уже существующих никельсодержащих сульфидов.

Таким образом, для ильдеусского ИК установлены следующие критерии, позволяющие положительно оценить возможности проявления сульфидного медно-никелевого оруденения: приуроченность интрузива к центральной части синклинали структуры; залегание пород массива среди содержащих серу (пирит) и углерод (карбонат) позднеархейских кристаллических сланцев и гнейсов, первичная природа которых вулканогенно-осадочная (фрагмент зеленокаменного пояса); геофизические аномалии значений электрического сопротивления (минимум в бассейне руч.Троицкого); приуроченность массива к крупным региональным разломам – возможным концентраторам оруденения; наличие двух комплексов пород – габбро-верлитового с преобладанием ультрабазитов и плагиоперидотит-пироксенит-габброноритового; выявление никельсодержащей сульфидной фазы в ультрабазитах (аповерлитовых серпентинитах) и пироксенитах с содержаниями Ni до 0.5 и 0.4%, соответственно; обогащение изотопного состава сульфидной серы тяжелым изотопом <sup>34</sup>S, и, следовательно, возможная сульфуризация пород; значительная постмагматическая переработка интрузивных тел с образованием тальк-амфиболовых, тальк-карбонат-амфиболовых пород и талькитов. С процессами гидротермально-метасоматического преобразования пород (актинолитизацией, хлоритизацией, оталькованием и карбонатизацией) связывается повышение концентраций рудных минералов, в том числе и никельсодержащих, в измененных породах.

Важными петрологическими критериями перспектив изученных массивов в отношении никелевого оруденения служат особенности химического состава породообразующих минералов, в частности – концентрация Ni в оливине и изотопный состав серы. Так, в форстеритах Лукиндинского массива количества Ni не опускаются ниже 0.25 % (0.249–0.409%), а в гиалосидеритах и форстеритах Лучинского – на порядок меньше – 0.02–0.04 мас. %. Максимальные содержания никеля отмечены в оливиновых габброидах последнего (до 0.086%). Этот факт свидетельствует в пользу экстрагирования серой металлов из силикатных минералов на ранних стадиях становления данного плутона и, соответственно, об обогащении никелем образовавшегося сульфидного расплава. Таким образом, с большой вероятностью можно ожидать появление практически интересного сульфидного оруденения в Лучинском интрузиве, но только на глубоких горизонтах.

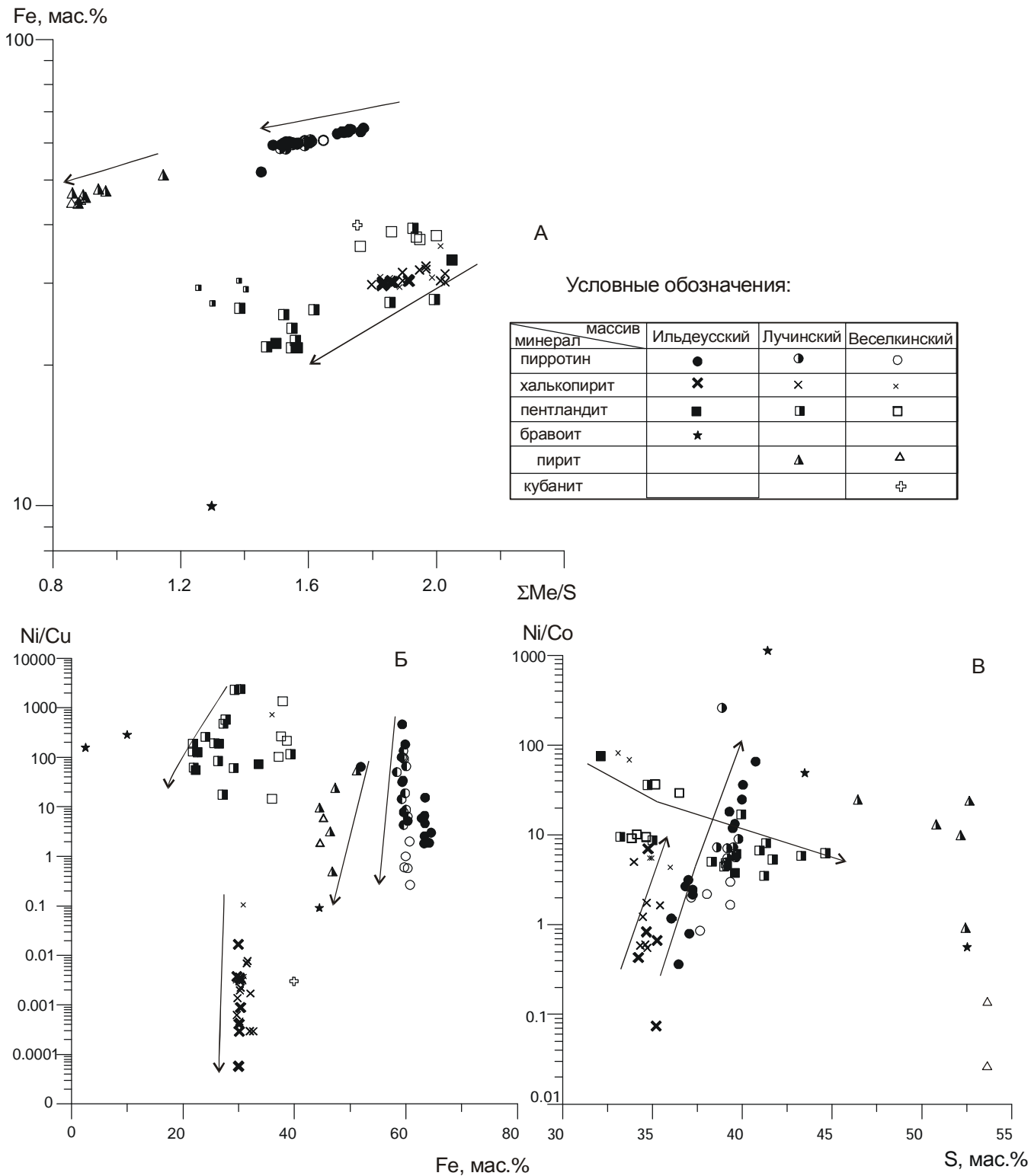


Рис. 2. Диаграммы закономерностей изменения содержаний в сульфидных минералах.

А – железа от сернистости; Б – железа от отношения никеля к меди; В – серы от отношения никеля к кобальту. Стрелками показано вероятное изменение составов минералов в процессе кристаллизации.

Изучение геолого-геофизических материалов по Брянтинскому блоку и анализ полученных авторами результатов составов сульфидных ассоциаций

лучинского ИК позволил предположить возможную связь выявленных медно-никелевого и золото-серебряно-платинометалльного оруденений с зоной

глубинного субмеридионального разлома. Авторы склонны считать возраст гнездово-прожилковой и шлировой минерализации лучинского ИК более молодым по отношению к вмещающим это оруденение интрузивам. Возможно, эта же меридиональная структура контролирует золоторудные и медно-никелевые объекты с платиноидами Дамбукинского блока, где в 2000 г. были выявлены обломки медно-никелевых руд. Судя по их химическому составу и минералогии сопутствующих металлов платиновой группы, установленная минерализация не соответствует минералогии элементов платиновой группы в россыпях блока и по степени сохранности должна иметь более молодой возраст, чем докембрий. Учитывая, что Дамбукинский блок имеет более высокий эрозионный срез относительно Брянтинского, в последнем наиболее вероятно выявление крупных объектов медно-никелевого с сопутствующим золото-серебряно-платинометалльным оруденений.

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВОВ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Изучение химического состава сульфидных минералов ультрабазит-базитовых массивов Станового мегаблока позволило выявить основные закономерности их изменения. Анализ проводился только по сингенетичным минералам, занимающим интерстиции между породообразующими силикатами.

**Пирротин.** Наибольшей сернистостью ( $\Sigma\text{Me}/\text{S}$ ) обладают минералы лучинского и ильдеусского ИК. Наблюдается прямая зависимость изменения сернистости от содержания железа (рис. 2а). При уменьшении содержания железа соответственно уменьшается отношение никеля к меди (рис. 2б), что характеризует скрытую расслоенность при кристаллизации ультрабазит-базитов. Увеличение содержания серы (рис. 2в) приводит к повышению значений отношения никеля к кобальту. Наибольшие количества железа свойственны пирротинам ильдеусского ИК, и они соответственно характеризуются меньшими содержаниями серы, что свидетельствует о более низкой фугитивности кислорода при их образовании, а следовательно более высоких температурах кристаллизации.

**Пентландит.** Высокой сернистостью характеризуются наиболее ранние пентландиты ильдеусского и веселкинского ИК (рис. 2а). В процессе кристаллизации сульфидного расплава в минералах она уменьшается, при параллельном уменьшении содержания железа (рис. 2а), при этом снижаются содержания Ni и соответственно уменьшается отношение Ni/Cu (рис. 2б). Несколько обособленно расположены на диаграмме пентландиты прожилкового и шлирового типа лучинского ИК (маленькие полужакрашенные квадраты на рис. 2а). Они обладают минимальной сернистостью (1.3–1.5) при относительно высоком

содержании железа. Поведение серы противоположно поведению железа, что обусловлено увеличением фугитивности серы в процессе кристаллизации. При этом в более поздних дифференциатах уменьшается отношение Ni/Co (рис. 2в). Более высокие температуры образования минералов свойственны пентландитам ильдеусского и веселкинского ИК.

**Халькопирит.** Изменение его химического состава в процессе кристаллизации аналогично таковому в пирротинах (рис. 2). От более ранних дифференциатов к поздним уменьшается сернистость при очень незначительном снижении содержания железа (рис. 2а). При этом уменьшаются содержания никеля и увеличиваются меди (рис. 2б), повышаются количества серы и отношение Ni/Co (рис. 2в).

Все выявленные изменения химического состава сульфидных минералов обусловлены основными закономерностями кристаллизации сульфидных расплавов, связанными с поведением составов вмещающих сульфидное оруденение силикатных пород в процессе становления интрузивов. От наиболее ранних дифференциатов к поздним уменьшаются содержания железа и увеличиваются серы, что характеризует уменьшение фугитивности кислорода и увеличение фугитивности серы в процессе кристаллизации. Кроме этого в сульфидных минералах увеличиваются содержания меди и соответственно уменьшаются количества никеля.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный выше анализ перспективных на медно-никелевое оруденение докембрийских интрузивных комплексов Станового мегаблока южного обрамления Северо-Азиатского кратона и результаты геохимических исследований показывают, что наибольший интерес на сульфидное оруденение представляют массивы лучинского, веселкинского и ильдеусского ИК. Первые два интрузивных комплекса характеризуются слабой эродированностью и плохой обнаженностью. Анализ минерального и химического состава сульфидных минералов и закономерностей их изменения в процессе кристаллизации позволяет считать, что на поверхности в этих массивах мы наблюдаем только верхние горизонты сульфидного оруденения. Наибольшими же перспективами для выявления поверхностных и близповерхностных сульфидных тел обладают массивы ильдеусского ИК, сопоставимого по слагающим его породам, минеральным особенностям сульфидов и изотопному составу серы с медно-никеленосными интрузивами Балтийского щита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Ч.Б. Тектоника литосферных плит в архее. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996. 59 с. (Тр. ОИГГМ СО РАН; Вып. 825).

2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000. Объясн. зап. СПб. – Благовещенск – Харбин, 1996. 135 с.
3. Лобов А.И. Комплексные прогнозно-минерагенические исследования территории Амурской области масштаба 1:500000. Отчет по объекту ГМК-500 за 1991-96 гг. Кн. 5. Закономерности размещения и прогнозные ресурсы меди, свинца, цинка, никеля, кобальта, ртути, флюорита, висмута. Хабаровск, 1996.
4. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. М.: Наука, 1985. 329 с.
5. Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири. Новосибирск: Наука, 1990. 237 с.
6. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.
7. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири / Богнибов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э. и др. Новосибирск, 1995. 151 с.
8. Сушков П.А. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на никель, хром, кобальт и другие полезные ископаемые на Амунактинском, Гетканском, Уркиминском и Верхне-Ларбинском массивах ультраосновных пород. Свободный, 1961.
9. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 585 с.
10. Шанк Ф.А. Структуры двойных сплавов. М.: Металлургия, 1973. 760 с.
11. Щека С.А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969. 133 с.

*Поступила в редакцию 25 января 2001 г.*

*Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным*

***I.V. Buchko, A.E. Izokh, M.Yu. Nosyrev***

**Sulfide mineralization of ultrabasite-basites of the Stanovoy megablock in the southern framing of the North Asian craton**

This paper is an attempt to assess the prospects of a number of the Precambrian ultrabasite-basite intrusive complexes from the Stanovoy megablock in the southern framing of the North Asian craton with regard to copper-nickel mineralization basing on a comprehensive analysis of geological data and the results of investigations of mineralogical and chemical composition of sulfide minerals. At present the massifs of the Early Proterozoic (?) Ildeusskiy gabbro-verlite intrusive complex are the most promising for this type of mineral raw materials.



**КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ РОССЫПЕПРОЯВЛЕНИЙ  
ДАМБУКИНСКОГО УЗЛА ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ**

***В.А. Степанов\**, *А.В. Мельников\**, *В.И. Палажченко\**, *Т.В. Макеева\**,  
*В.И. Гвоздев\*\****

*\*Амурский комплексный научно-исследовательский институт АНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск*

*\*\*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Сульфидные массивные платинометалльные медно-никелевые руды и их вкрапленные и прожилково-вкрапленные аналоги, обнаруженные в пределах Дамбукинского рудно-россыпного узла, расположенного на южной окраине Брянтинского выступа Становой складчато-глыбовой области, служат характерными источниками сноса минералов элементов платиновой группы (ЭПГ) в россыпи. Проведенные исследования выявленной ассоциации минералов ЭПГ из россыпи и минералов сульфидных медно-никелевых руд позволили установить связь между коренным источником и ассоциацией минералов ЭПГ из россыпей. Выявленный коренной источник платиноидного медно-никелевого оруденения можно отнести к шанучскому типу, по Д.А. Додину.

**Ключевые слова:** минералы, элементы платиновой группы (ЭПГ), сульфидные массивные платинометалльные медно-никелевые руды, Дамбукинский рудно-россыпной узел, Верхнее Приамурье.

Дамбукинский рудно-россыпной узел, расположенный на южной окраине Брянтинского выступа Становой складчато-глыбовой области, представляет собой блок раннеархейских пород, площадью около 1500 км<sup>2</sup>, имеющий в плане треугольную конфигурацию. С трех сторон блок ограничен крупными разломами, отделяющими его от позднеархейских комплексов (рис. 1). Метаморфические образования блока представлены архейскими породами дамбукинской серии, которая относится к зверевскому метаморфическому комплексу. В составе серии выделяются три свиты: нижняя – дубакитская, средняя – камрайская и верхняя – ульдегитская, краткое описание которых приводится по данным Б.Л. Годзевича и Н.Н. Петрук.

Породы дубакитской свиты обладают существенно-основным составом с резким преобладанием двупироксен-амфиболовой разности кристаллических сланцев. Мощность свиты составляет 1100–1200 м. Камрайская свита отличается пестротой состава. Для нее наиболее характерны гранатовые, биотит-гранатовые, часто силлиманит- и графитсодержащие гнейсы и гранулиты, чередующиеся с пироксен- и амфиболсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами. Присутствуют прослои и линзы кварцитов, реже кальцифиров. Мощность свиты – 2100 м. Ульдегитская свита представлена грубым чередованием пачек диафторированных ам-

фибол- и пироксенсодержащих гнейсов с кристаллическими сланцами основного состава.

Интрузивные массивы, в основном, сложены гранитоидами архейского (станового) и раннепротерозойского (тукурингского) комплексов. Интрузии станового комплекса представлены гнейсовидными диоритами, гранодиоритами и ультраметаморфогенными слюдянными гранитами. Гранитоиды тукурингского комплекса представлены гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, которые слагают крупные массивы и мелкие тела.

Широко развиты мелкие интрузии габброидов, гипербазитов, диабазов среди биотитовых, гранат-графит-биотитовых, роговообманково-графит-биотитовых и других гнейсов камрайской и ульдегитской свит нижнего архея. Морфологически они представлены дайкоподобными телами, сложенными амфиболитами, габброидами, биотититами, пироксенитами, нередко сульфидизированными, окварцованными, оталькованными, графитизированными, серпентинизированными, хлоритизированными, эпидотизированными, актинолитизированными. Мощность их варьирует от нескольких сантиметров до 1–3 м.

В пределах блока известны многочисленные богатые россыпи золота. Коренные проявления и мелкие месторождения золота – преимущественно кварцево-жильного типа малосульфидной формации (ру-

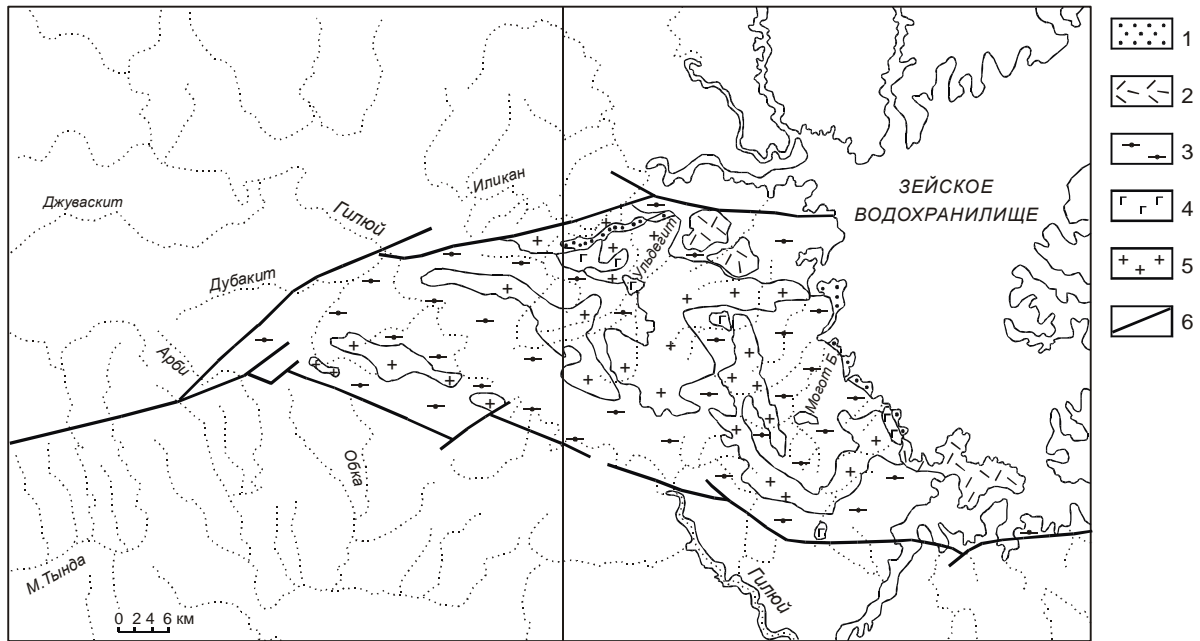


Рис. 1. Схема геологического строения Дамбукинского узла. Листы N-52-XIII, XIV.

1 – пески, суглинки, галечники темнинской свиты; 2 – вулканиты раннего мела; 3 – Дамбукинская серия. Переслаивание амфиболитов и амфиболовых гнейсов с биотит-графит-гранатовыми гнейсами; 4 – габбро, пироксениты, перидотиты ( $\text{VAR}_1$ ); 5 – граниты, гнейсограниты ( $\text{γPR}_1$ ); 6 – разломы.

допроявление Золотая гора, Горациевское и многие другие) с крупным высокопробным золотом [4]. Кроме того, здесь известны рудопроявления Fe, Cu, Pb, Mo, U, шлиховые ореолы ильменита, галенита, молибденита и киновари. В россыпях золота бассейнов рр. Ульдегит, Б. Дамбуки, М. Могол, руч. Горациевский нередко встречаются минералы ЭПГ, преимущественно самородная платина, сперрилит и иридосмины. Россыпепроявления сперрилита с содержанием полезного компонента до  $30 \text{ мг/м}^3$  известны в долинах рр. Ср. Ульдегит, М. Ульдегит и Б. Дамбуки. Сперрилит из россыпей имеет наиболее постоянные соотношения основных компонентов Pt и As. Отклонения от стехиометрии в основном не превышают 1 ат. %. Примеси в нем практически отсутствуют, за исключением незначительных количеств Ir (0,1–0,2 мас. %) и иногда S, Rh и Cu. Сперрилит, в основном, встречается как самостоятельный минерал, и лишь в одном случае он обнаружен в сростке с пиритом. Помимо хорошо ограненных кристаллов сперрилита имеются частично или даже полностью окатанные индивиды, что свидетельствует о транспортировке их на значительные расстояния от первичного источника [3].

Коренные проявления платинометаллических руд ранее не были известны. Исключение составляют находки убогой платиноидной минерализации в пределах небольшой интрузии ключа Маристого, распо-

ложенного в стороне от россыпепроявлений платиноидов (рис. 2) [1].

В результате полевых работ 2000–2001 гг. в бассейне руч. Горациевского на площади порядка  $20 \text{ км}^2$  нами выявлены свалы массивных сульфидных медно-никелевых руд [5]. По содержанию полезных компонентов их можно разделить на два типа: существенно никелевые мелкозернистые руды, содержащие, по данным химического анализа, 4,08–6,55 % Ni и 0,25–0,28 % Cu; медно-никелевые крупнозернистые руды, концентрация Cu в которых составляет 0,94–2,88 %, а Ni – 2,95–3,02 %. Кроме того, атомно-абсорбционным анализом в рудах установлены (в г/т): Au – 0,23–0,41, Pt – 1,38–8,29, Pd – 2,25–4,52, Rh – 0,2–2,9. Спектрохимический анализ руд, выполненный в лаборатории ВНИИОкеанологии (Санкт-Петербург), подтверждает эти определения (табл. 1).

Как крупнозернистые, так и мелкозернистые руды преимущественно состоят из пирротина (75–90 %), пентландита (5–10 %) и халькопирита (1–10 %). Кроме того, отмечаются магнетит (1–3 %), пирит, виоларит, куприт, ковеллин и теллурид палладия – котульскит. Из нерудных минералов в качестве включений наблюдаются шпинель, пироксены, амфиболы и слюды.

На основе исследований (проводились на растровом электронном микроскопе JSM-35C JEOI (Япония) с приставкой спектрометр-микроанализа-

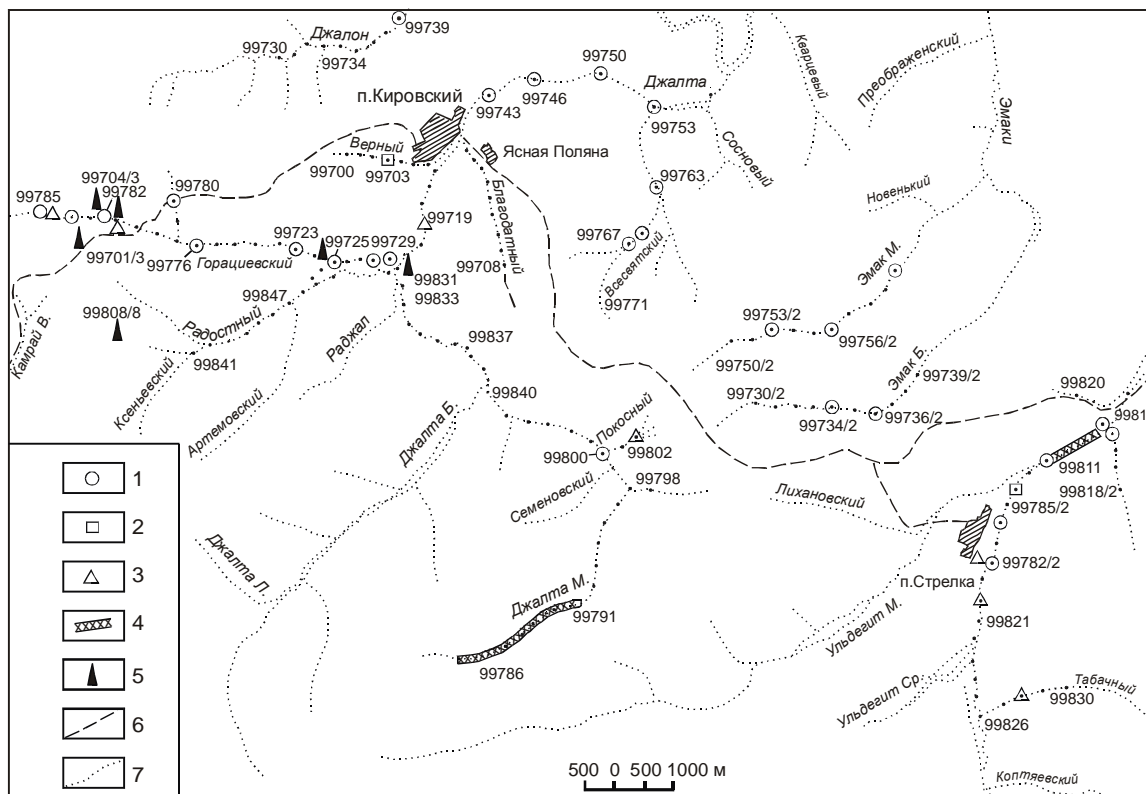


Рис. 2. Результаты шлихового и штупфного опробования бассейна рр. Джалты и Ульдегит.

1 – самородная платина; 2 – сперрилит; 3 – осмистый иридий; 4 – россыпепроявления сперрилита; 5 – находки Ni-Cu руд; 6 – автодорога; 7 – водотоки.

Таблица 1. Содержание полезных компонентов в платиноидных медно-никелевых рудах.

Название руды, № пробы	Никелевая мелкозернистая (Ф-99725)		Медно-никелевая крупнозернистая (Ф-99782/2)			
	химический анализ (Cu, Ni, Co), атомно-абсорбционный анализ благородных металлов	Спектрохимический анализ	химический и атомно-абсорбционный анализ	спектрохимический анализ		
Cu	0.28	0.25	0.47	0.94	0.88	4.50
Ni	4.08	6.55	4.60	2.95	3.02	4.80
Co	0.22	0.24	0.21	0.14	0.13	0.19
Pt		8.29	0.034		1.38	2.0
Pd		2.25	2.3		4.52	20
Rh		0.2	0.031		2.9	2.4
Au		0.41	0.026		0.23	0.066

Примечание. Содержания Cu, Ni, Co приведены в %, благородных металлов – в г/т. Химический и атомно-абсорбционный анализы выполнены в АмурКНИИ ДВО РАН, спектрохимический анализ – в лаборатории института ВНИИОкеангеология МПР РФ.

тор типа 35-SDS) выделены три минеральные ассоциации: магнетит-пентландит-пирротиновая, пентландит-халькопиритовая и пиритовая. Наибольшее значение имеют пирротин, халькопирит, пентландит и котульскит (табл. 2).

Пирротин встречается в четырех генерациях:

– Пирротин-1 имеет аллотриомфнозернистое строение. Значительная часть зерен динамометаморфизована, наблюдаются веретенообразные, реже полисинтетические двойники смятия.

Таблица 2. Состав минералов сульфидных медно-никелевых руд.

№№ пп	Минерал	вес. %							
		Cu	Ni	Fe	Pd	Ag	S	Te	Σ
1	Пентландит	0.02	34.2	30.63	-	-	34.24	-	99.09
2	"-	0.17	33.87	31.45	-	-	32.45	-	97.94
3	" -	0.12	34.48	31.17	-	-	33.47	-	99.24
4	Халькопирит	34.64	0.06	29.93	-	-	33.91	-	98.54
5	"-	34.32	0.02	30.81	-	-	34.28	-	99.43
6	"-	35.55	0.12	29.22	-	-	34.22	-	99.11
7	Пирротин	0.1	0.11	55.62	-	-	43.31	-	99.14
8	" -	0.12	0.13	55.6	-	-	43.19	-	99.04
9	"-	0.09	0.16	55.23	-	-	43.23	-	98.71
10	Котульскит	-	1.35	-	30.25	5.50	0.44	59.93	97.43

Примечание. Состав пентландита, халькопирита и пирротина определен на сканирующем микроскопе JSM-35C (аналитик Т.В.Макеева, АмурКНИИ), котульскита – на микросзонде JXA-5A (аналитик В.А. Сапин, ДВГИ).

– Пирротин-2 представлен гигантозернистыми (индивиды до 3,5 см в поперечнике) агрегатами в парагенезисе с магнетитом и пентландитом.

– Пирротин-3 нередко образует двойники превращения и имеет подчиненное значение.

– Пирротин-4 имеет еще меньшее распространение, образует единичные изометричные зерна (менее 0,04 мм) или их цепочки, ориентированные по кристаллографическим направлениям халькопирита.

Пентландит – второй по распространенности в рудах минерал, встречается в нескольких генерациях:

– Пентландит-1 относится к ранней генерации и образует порфирировидные выделения (до 2 мм) или агрегаты петельчатого срастания с пирротин-2.

– Пентландит-2 широко распространен в виде пламенивидных структур распада твердого раствора в пирротине, размер индивидов редко превышает 0,1 мм.

– Пентландит-3 встречается реже, образуя лепестковидные выделения, размером до 1 мм, в узлах пересечения плоскостей отдельности пирротина, а также каемки вокруг гнезд и тонких прожилков халькопирита.

– Пентландит-4 в небольших количествах отмечается в виде эмульсионной вкрапленности или цепочек мелких зерен (менее 0,02 мм) в халькопирите.

Халькопирит наиболее характерен для руд медно-никелевого состава. Он встречается в виде крупных удлиненных, червеобразных кристаллов, длиной до 10 мм и шириной в 1–3 мм, приуроченных к границам зерен пирротина-2. Для него характерно наличие эмульсионной вкрапленности пентландита. Другие генерации халькопирита имеют подчиненное значение.

Теллурид палладия, выявленный в существенно никелевых рудах среди зерен пентландита-1 или по его границам с пирротин-1, представляет собой изометричные округлые выделения, размером не бо-

лее 0,08 мм (рис. 3). При больших увеличениях (400×) в минерале наблюдается зернистое строение, определяемое по отчетливой анизотропии со слабым цветным эффектом от синих до коричневатых тонов. По составу и оптическим характеристикам он наиболее близок к безвисмутовому аналогу котульскита ( $Ag_{0,13}Ni_{0,02}Pd_{0,71}Te_{1,14}$ ).

В россыпях ручьев Джалта и Горациевский (в бассейне последнего выявлены описанные выше свалы массивных сульфидных медно-никелевых руд) из минералов группы платины чаще встречаются минералы платиновожелезистых сплавов с диапазоном колебания содержания железа от 8 до 13 мас.%, при ярко выраженных пиках по граничным величинам, а также минералы осмий-иридиевых и иридий-осмий-рутениевых сплавов.

Характерной чертой минералов Pt-Fe сплавов является наличие примеси Ir, Os и Ru. В них отмечается выраженная тенденция изоморфного замещения платины иридием и осмием. Как микропримесь названные минералы содержат Cu, Ni, Ag, Sb. Среди изученных образцов имеются однородные индивиды, морфология которых характеризуется сглаженными уплощенными формами (рис. 4а), а структура имеет ярко выраженные полосы скольжения (рис. 4б). Содержание Fe в однородных зернах колеблется около 8 мас.%, содержание Pt имеет значительные колебания от зерна к зерну от 66 до 83 мас.% с одновременным изменением содержаний Os и Ir, что указывает на их изоморфное замещение.

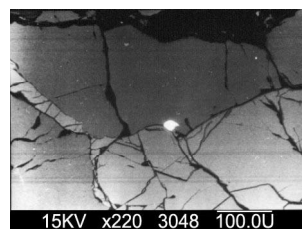


Рис. 3. Зерно котульскита (белая фаза) на границе кристаллов халькопирита (светло-серая фаза) и пирротина (темно-серая фаза).

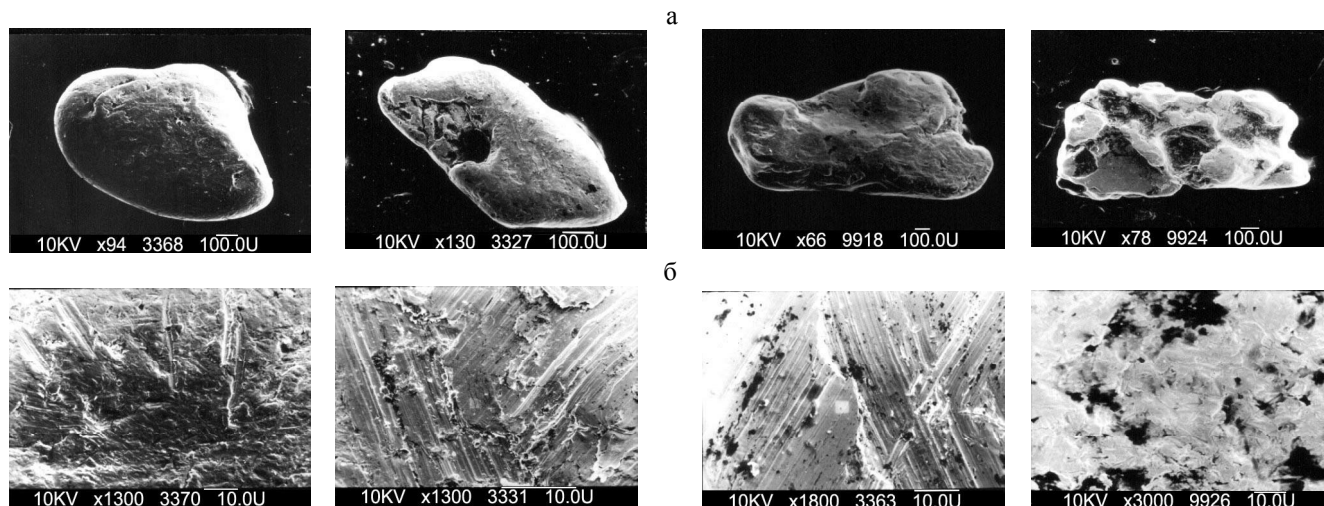


Рис. 4. Морфология (а) и структура (б) однородных минералов Pt-Fe сплавов (SEI).

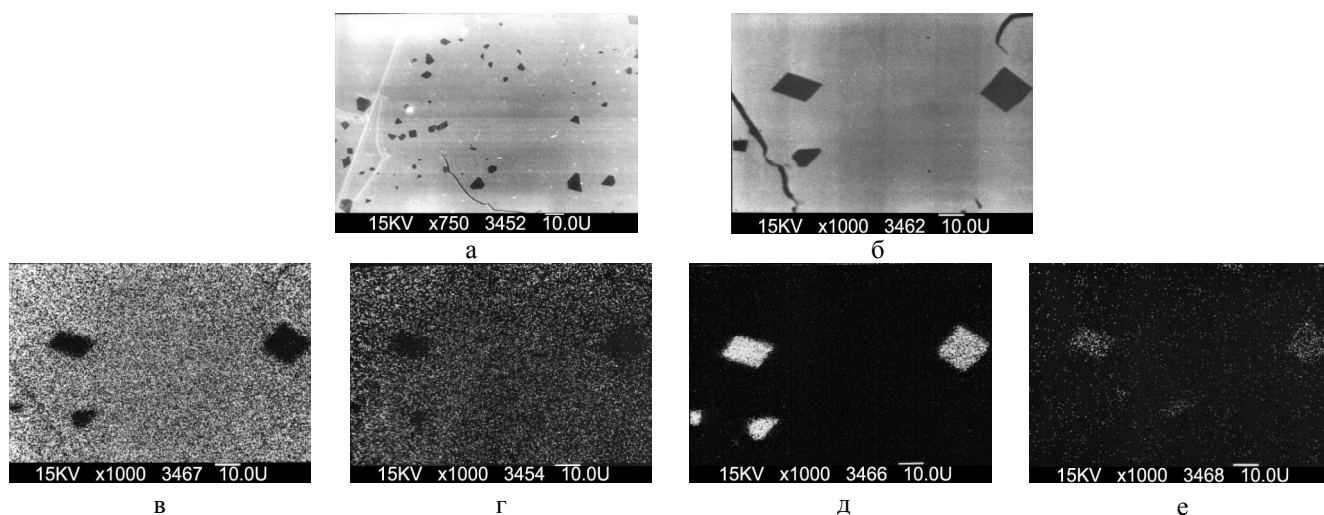


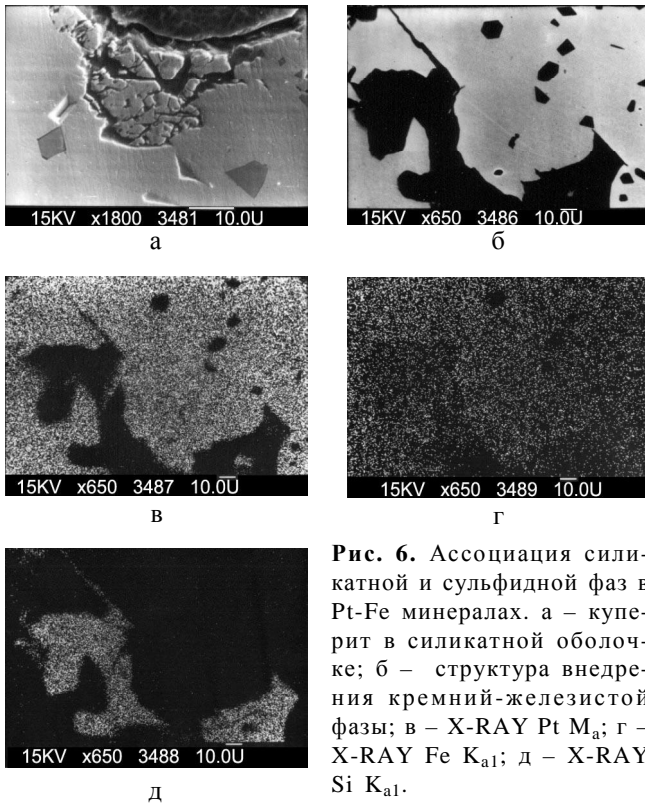
Рис. 5. Включения эрлихманита в Pt-Fe минералах: а – (BEI); б – (BEI compo); в – X-RAY Pt  $M_{\alpha 1}$ ; г – X-RAY Fe  $K_{\alpha 1}$ ; д – X-RAY Os  $M_{\alpha 1}$ ; е – X-RAY S  $K_{\alpha 1}$ .

Кроме однородных индивидов имеются многофазные зерна, морфология и структура которых зависит от состава включений и вмещающей их матрицы. Зерна, в которых обнаруживаются включения эрлихманита ( $OsS_2$ ), идентичны по морфологии и структуре вышеописанным однородным образцам. Мелкие правильные кристаллические включения эрлихманита имеют формы квадратов, трапеций, пяти- и шестигранников с колебанием размеров от 1 до 20 мкм (рис. 5). Состав матрицы характеризуется следующими вариациями основных компонентов в мас. %: Pt – 84,70, Fe – 8,76, примеси Ru, микропримеси Rh – 0,76, Ag – 0,04, Cu – 0,65, Ni – 0,1. В виде включений здесь также фиксируются и другие сульфиды, например куперит (PtS), трещины и выемки которого часто заполнены силикатной фазой (рис. 6). Кремниевая фаза, коррелирующая с железом,

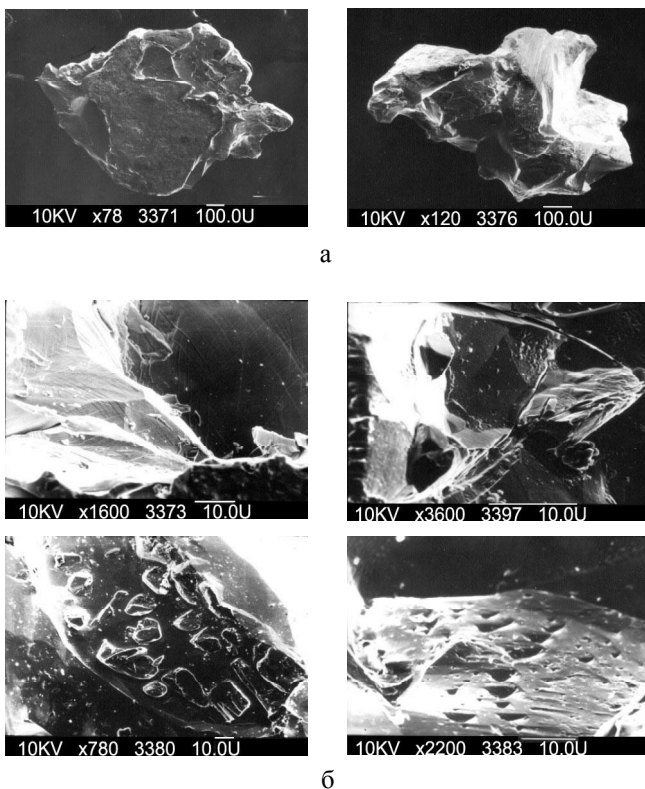
обнаружена и как самостоятельная фаза (рис. 6 б-д). Эти фазы обычно образуют неправильные включения и структуры внедрения, которые тяготеют к периферийной части зерен.

Морфология зерен, в которых обнаружены включения иридосмина, в отличие от вышеописанных, характеризуется обломочной кристаллической структурой с выраженными полосами роста (рис. 7). Микрокристаллы иридосмина видны на гранях и сколах зерен (рис. 7). Структура микровключений иридосмина, скорее всего, формируется продуктами распада пересыщенных твердых растворов (рис. 8, 9). В матрице этих минералов наряду с выделениями Os и Ir иногда обнаруживаются блочно-кристаллические включения лаурита ( $RuS_2$ ) с содержанием S – 27,11 мас.%, примеси Os, Ir, микропримеси Pt (рис. 9 а, е-ж) и ассоциации удлиненных пластинчатых кри-





**Рис. 6.** Ассоциация силикатной и сульфидной фаз в Pt-Fe минералах. а – куперит в силикатной оболочке; б – структура внедрения кремний-железистой фазы; в – X-RAY Pt M<sub>α</sub>; г – X-RAY Fe K<sub>α1</sub>; д – X-RAY Si K<sub>α1</sub>.



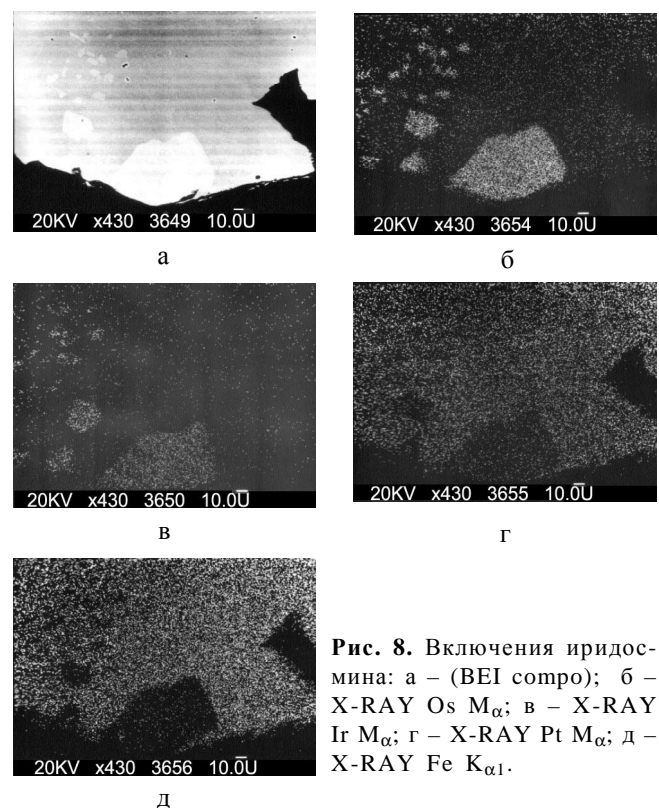
**Рис. 7.** Морфология (а) и структура (б) минералов платиножелезистых сплавов с включениями иридоосмина (SEI).

сталлов осмирида с купроирридситом (рис. 10), приуроченные к периферийной части зерен. Кроме включений минералов ЭПГ в некоторых зернах обнаружены включения пирита.

В природных сплавах Os-Ir и Ir-Os-Ru высокое содержание Ru обычно отмечается в составах с низким и пониженным содержанием Os и повышенным содержанием Pt. Содержание Pt в этих минералах колеблется в пределах от 0,33 до 1,83 мас.%. Кроме того, для этих зерен характерно наличие примеси Fe (0,06–0,12 мас. %), Cu (0,05–1,03 мас. %), Ni (0,08–0,11 мас.%), иногда – Rh (0,19–0,88 мас.%) и Ag (0,06–0,08 мас.%). Среди изученных образцов имеются однородные индивиды, которые характеризуются большим разнообразием форм и структуры (рис. 11).

Образцы с низким содержанием Ru имеют формы уплощенных гексагональных пластин и объемных удлиненных кристаллов со сглаженными углами (рис. 11). Ксеноморфные индивиды зерен комковатые, но с выраженными плоскостями сколов (рис. 11,12). Структуры сглаженных зерен похожи на структуры выщелачивания.

Зерна осмистого иридия, характеризующиеся пластинчатой и слоистой структурами, многофазны (рис. 13). Они представляют собой гетероструктуры в виде тонкопластинчатого осмирида, межслоевые пространства которого заполняются прослойками минералов Pt-Fe сплавов (рис. 14). В этих зернах



**Рис. 8.** Включения иридоосмина: а – (BEI compo); б – X-RAY Os M<sub>α</sub>; в – X-RAY Ir M<sub>α</sub>; г – X-RAY Pt M<sub>α</sub>; д – X-RAY Fe K<sub>α1</sub>.

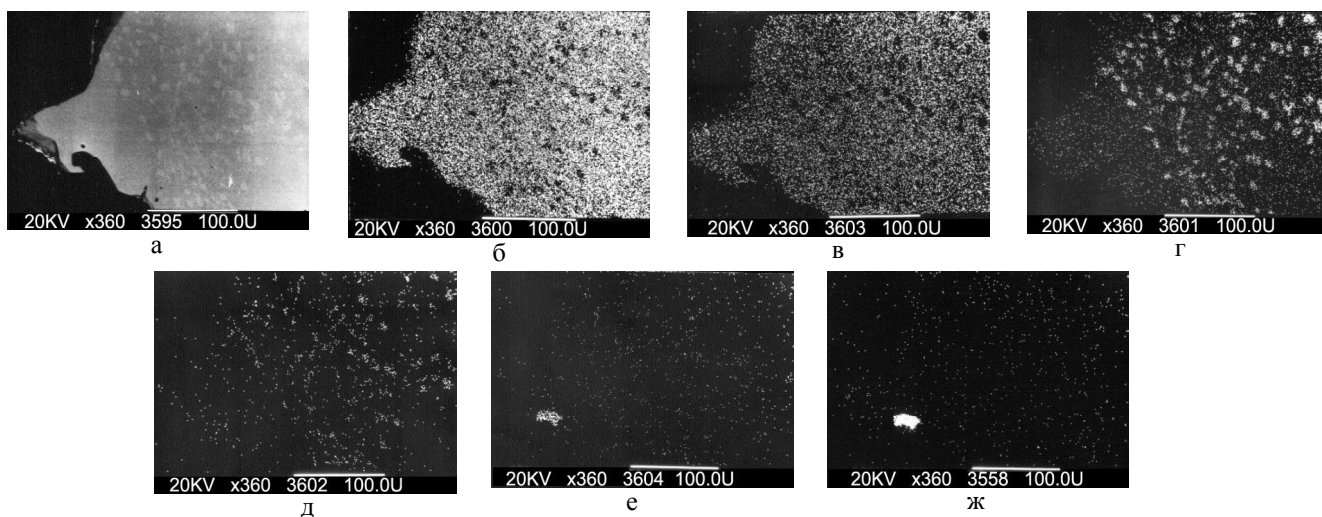


Рис. 9. Включения иридомина и лаурита: а – (BEI compo); б – X-RAY Pt  $M_{\alpha}$ ; в – X-RAY Fe  $K_{\alpha 1}$ ; г – X-RAY Ir  $M_{\alpha}$ ; д – X-RAY Os  $M_{\alpha}$ ; е – X-RAY Ru  $L_{\alpha}$ ; ж – X-RAY S  $K_{\alpha 1}$ .

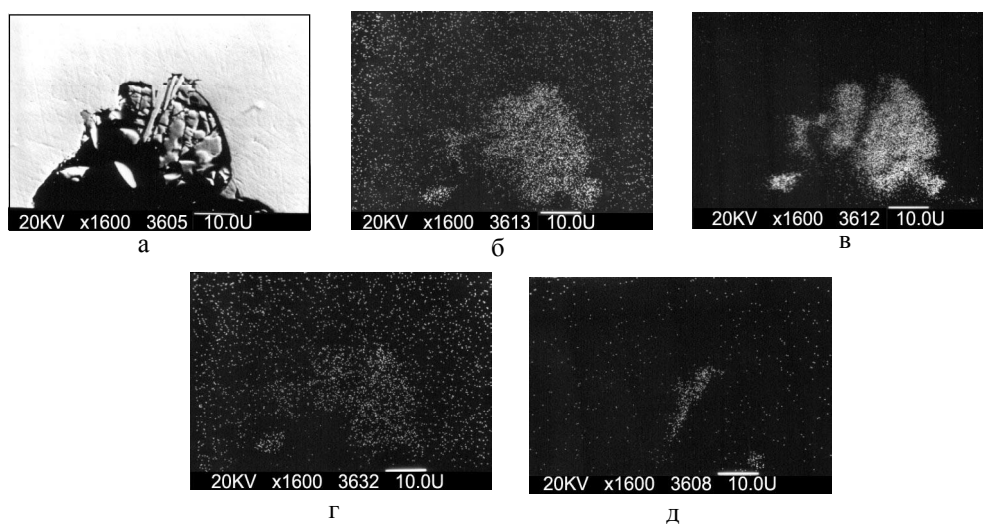


Рис. 10. Включения купроиридита и осмирида: а – (BEI); б – X-RAY Ir  $M_{\alpha}$ ; в – X-RAY S  $K_{\alpha 1}$ ; г – X-RAY Cu  $K_{\alpha}$ ; д – X-RAY Os  $M_{\alpha}$ .

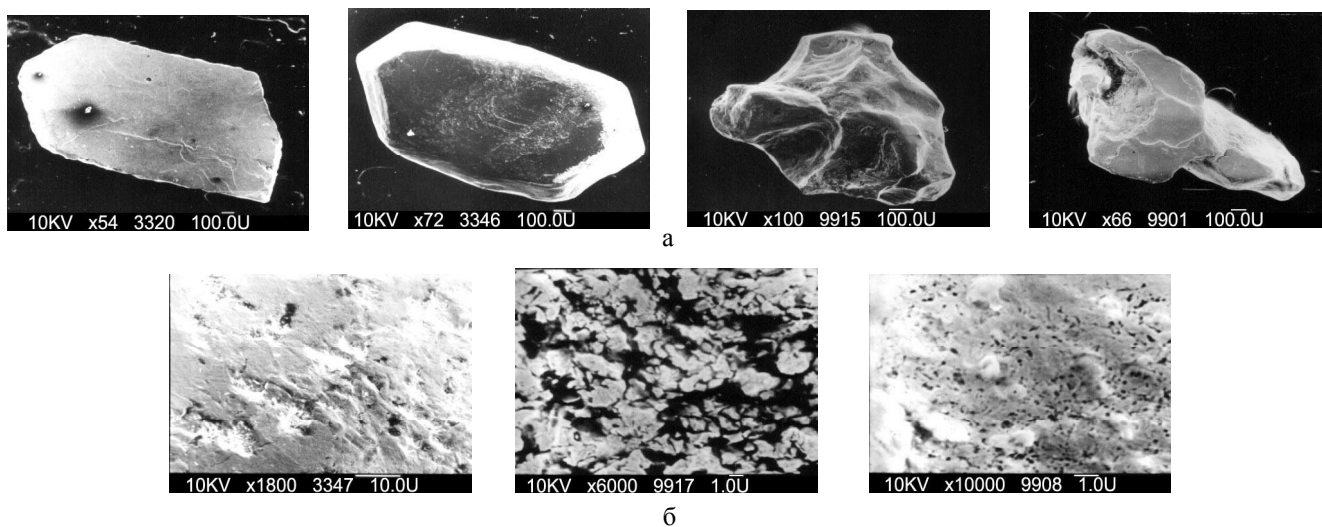


Рис. 11. Морфология (а) и структура (б) однородных минералов Os-Ir сплавов (SEI).

Pt-Fe сплавы кроме межслоевого заполнения встречаются и в виде включений правильной геометрической формы (четырёх-, пяти-, шестигранники) (рис. 15)

Матрица OsIr содержит в виде примеси (в мас.%): Cu – 0,08–1,18, Pt – 0,60–1,83, Fe – 0,21–0,92, Rh – 0,45, Ni – 0,14, Sb, Ru, Pd. Включения имеют элементный состав: Pt – 82,89 мас.%, Fe – 12,76 мас.%, примесь Cu – 1,24 мас.%, Rh – 0,66 мас.%, Ni – 0,63 мас.%, Ir, Ru. В одном зерне выявлено Ca-содер-

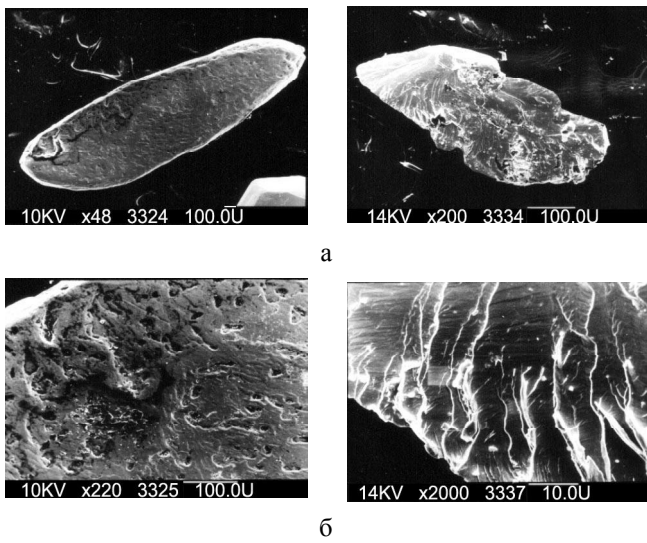


Рис. 12. Морфология (а) и структура (б) однородных минералов Ir-Os-Ru сплавов (SEI).

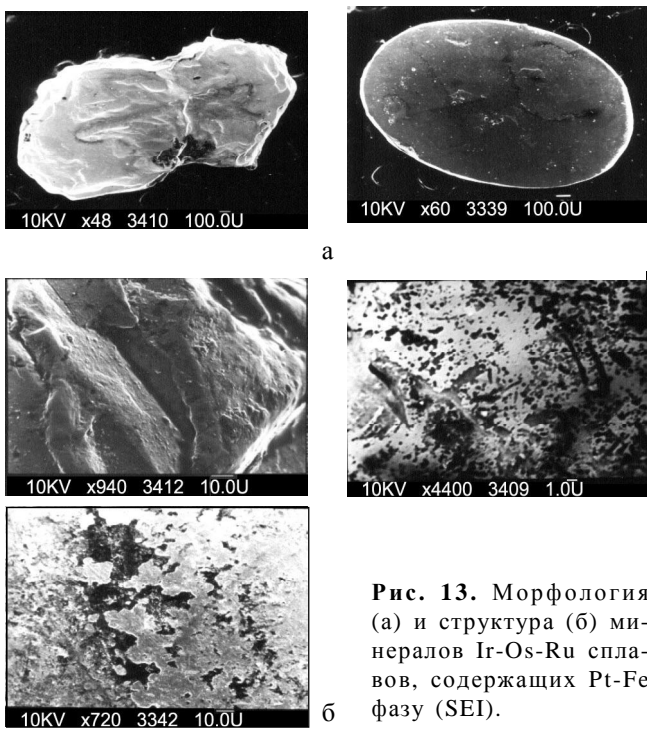


Рис. 13. Морфология (а) и структура (б) минералов Ir-Os-Ru сплавов, содержащих Pt-Fe фазу (SEI).

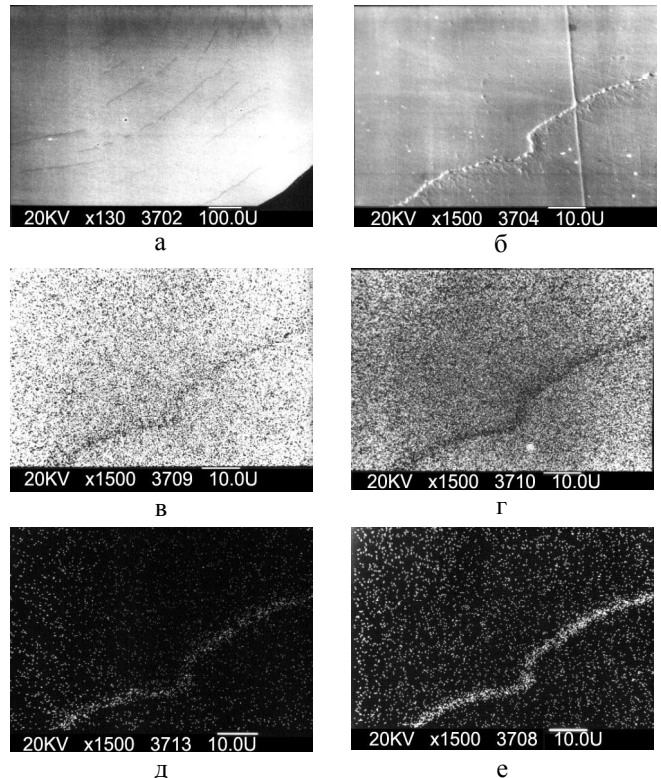


Рис. 14. Полосы роста Pt-Fe выделений в осмистом иридии: а – (BEI compo); б – (BEI); в – X-RAY Os  $M_{\alpha}$ ; г – X-RAY Ir  $M_{\alpha}$ ; д – X-RAY Pt  $M_{\alpha}$ ; е – X-RAY Fe  $K_{\alpha 1}$ .

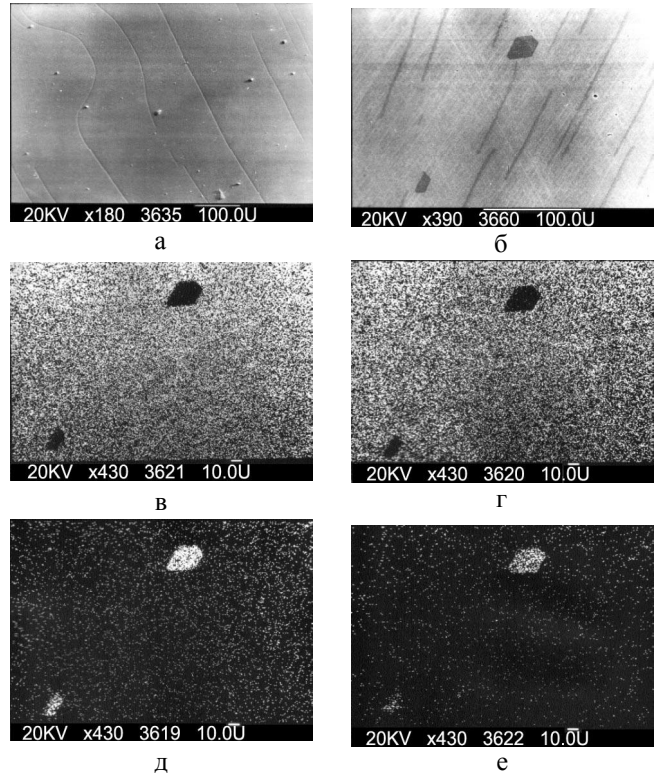
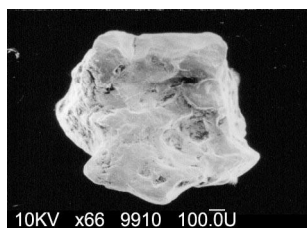
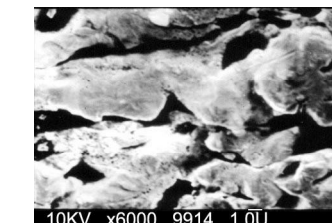
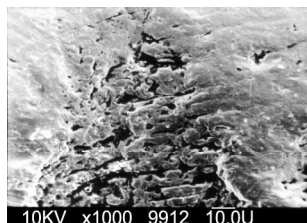


Рис. 15. Включения Pt-Fe минералов в осмистом иридии: а – (BEI); б – (BEI compo); в – X-RAY Os  $M_{\alpha}$ ; г – X-RAY Ir  $M_{\alpha}$ ; д – X-RAY Pt  $M_{\alpha}$ ; е – X-RAY Fe  $K_{\alpha 1}$ .

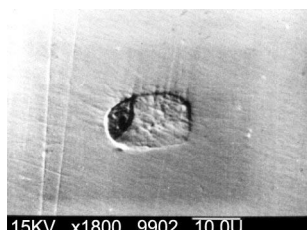




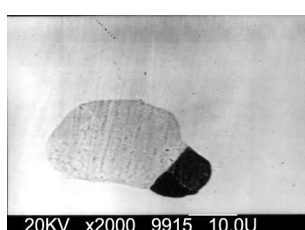
а



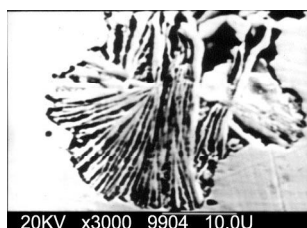
б



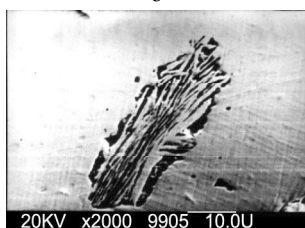
а



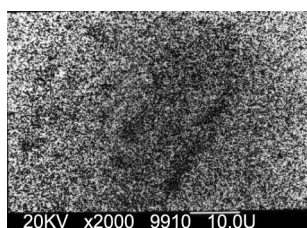
б



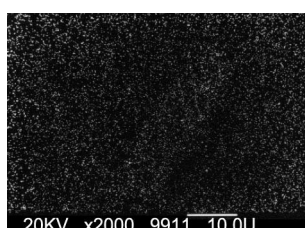
в



г



д



е

**Рис. 17.** Виды включений в осмистом иридии, содержащем палладий: а – двухфазные: Pt-Fe, Pd-Te-S; б – трехфазные: Pt-Fe, Pd-Te, Pd-Ag-Cd-Te; в, г – кристаллы, обогащенные Ir; д – X-RAY Os  $M_{\alpha}$ ; е – X-RAY Ir  $M_{\alpha}$ .

жащее включение с невысоким содержанием S, примеси – Os, Ir, Ru, Pt. Структура, изображенная на рисунке 13, представляет собой Pt-Fe межслоевые выделения на пластине осмирида. Можно предположить его гидротермальное происхождение.

В единичном зерне осмирида с примесью платины, структура и морфология которого изображена

на рисунке 16, обнаружены мелкие включения трех видов. Однофазные – соединение Pt и Fe; двухфазные: первая фаза – соединение Pt и Fe, вторая фаза – соединение Pd, Te и S; трехфазные: первая фаза – соединение Pt и Fe, вторая фаза – соединение Pd, Te, третья фаза – соединение Pd, Ag и Te с примесью Cd (рис. 17). Кроме того, в этом зерне имеются структуры заполнения пустот кристаллами с элементарным составом, идентичным плотной массе, но отличными процентными соотношениями элементов, то есть в кристаллах преобладающее значение имеет Ir, а в матрице – Os (с примесью Fe). Такие «конкреции» имеются только в образце, в котором обнаружены палладиево-теллуридные включения (рис. 17). Структура, изображенная на рисунке 16, вероятно, относится к этому виду включений.

Представляется достаточно очевидным, что найденные сульфидные массивные платинометаллические медно-никелевые руды и их вкрапленные и прожилково-вкрапленные аналоги служили характерными источниками сноса минералов ЭПГ в россыпь. Об этом свидетельствует высокое содержание в медно-никелевых рудах Pt, Pd и Rh, а также наличие в них теллурида палладия – котульскита, аналогичного минералу, встреченному в виде включения в зерне осмирида из россыпи.

Структурные особенности выявленной ассоциации минералов ЭПГ в россыпях золота Дамбукинского узла, среди которых кроме интерметаллидов платиново-железистого, осмий-иридиевого и иридий-осмий-рутениевого состава, нередко встречаются сульфиды – сперрилит, куперит, эрлихманит, купроирридсит, теллурид палладия, а также силикатные фазы, могут свидетельствовать об их первично гидротермальном происхождении. Постоянные примеси меди и никеля в изученных минералах ЭПГ, а также их ассоциации с сульфидной фазой породообразующих минералов подтверждают предположение об их образовании за счет разрушения существенно сульфидных платиноидных медно-никелевых руд.

Проведенное исследование свидетельствует о перспективах выявления в Дамбукинском узле и других подобных узлах Верхнего Приамурья сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения. Судя по отсутствию в Дамбукинском узле крупных расслоенных базит-гипербазитовых интрузий и высокому содержанию платиноидов в медно-никелевых рудах, предполагается наличие в нем платиноидного медно-никелевого оруденения шанучского типа, по Д.А. Додину [2].

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Бучко И.В. Базитовый массив «Маристый» в Дамбукинском блоке // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: Амургеолком, 1995. С.20–24.

2. Додин Д. А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б. А. Платино-металльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.
3. Сафронов П.П., Моисеенко В.Г. Минеральные ассоциации платиноидов из золотоносных россыпей Зейско-Селемджинского региона Приамурья // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 156–172.
4. Степанов В.А. Геология золота, серебра и ртути // Золото и ртуть Приамурской провинции. Владивосток: Дальнаука, 2000. Ч.2. 161 с.
5. Степанов В.А., Мельников В.Д., Гвоздев В.И. Находка массивных сульфидных Ni-Cu-Pd руд в Верхнем Приамурье // Платина в геологических формациях Сибири. Красноярск, 2001. С.95–96.

Поступила в редакцию 14 декабря 2001 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

*V.A. Stepanov, A.V. Melnikov, V.I. Palazhchenko, T.V. Makeyeva, V.I. Gvozdev*

### **Original sources of platinum metal placer shows of the Dambuki cluster in the Upper Priamurye region**

Discovered within the Dambuki ore-placer cluster, located in the southern margin of the Bryantinskiy protrusion of the Stanovoy fold-block area, sulphide massive platinum metal copper-nickel ores and their streaky-impregnated analogues are characteristic sources of removal of EPG minerals to placers. The carried out investigations of the revealed association of EPG minerals from the placer and minerals of sulphide copper-nickel ores allowed us to determine the connection between the original source and the association of EPG minerals from placers. The revealed original mineralization may be related to the Shanuchskiy type.

**ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ ГАЛЬМОЭНАНСКОГО БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА, КОРЯКИИ**

***А.Б.Осипенко\**, *Е.Г.Сидоров\*\**, *А.П.Козлов\*\*\**, *Э.А.Ланда\*\*\*\**,  
*Г.В.Леднева\*\*\*\*\**, *Б.А.Марковский\*\*\*\****

*\*Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, г.Москва*

*\*\*Институт вулканологии ДВО РАН, г.Петропавловск-Камчатский*

*\*\*\*АО “Корякгеолдобыча”, пос.Корф Корякского АО*

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

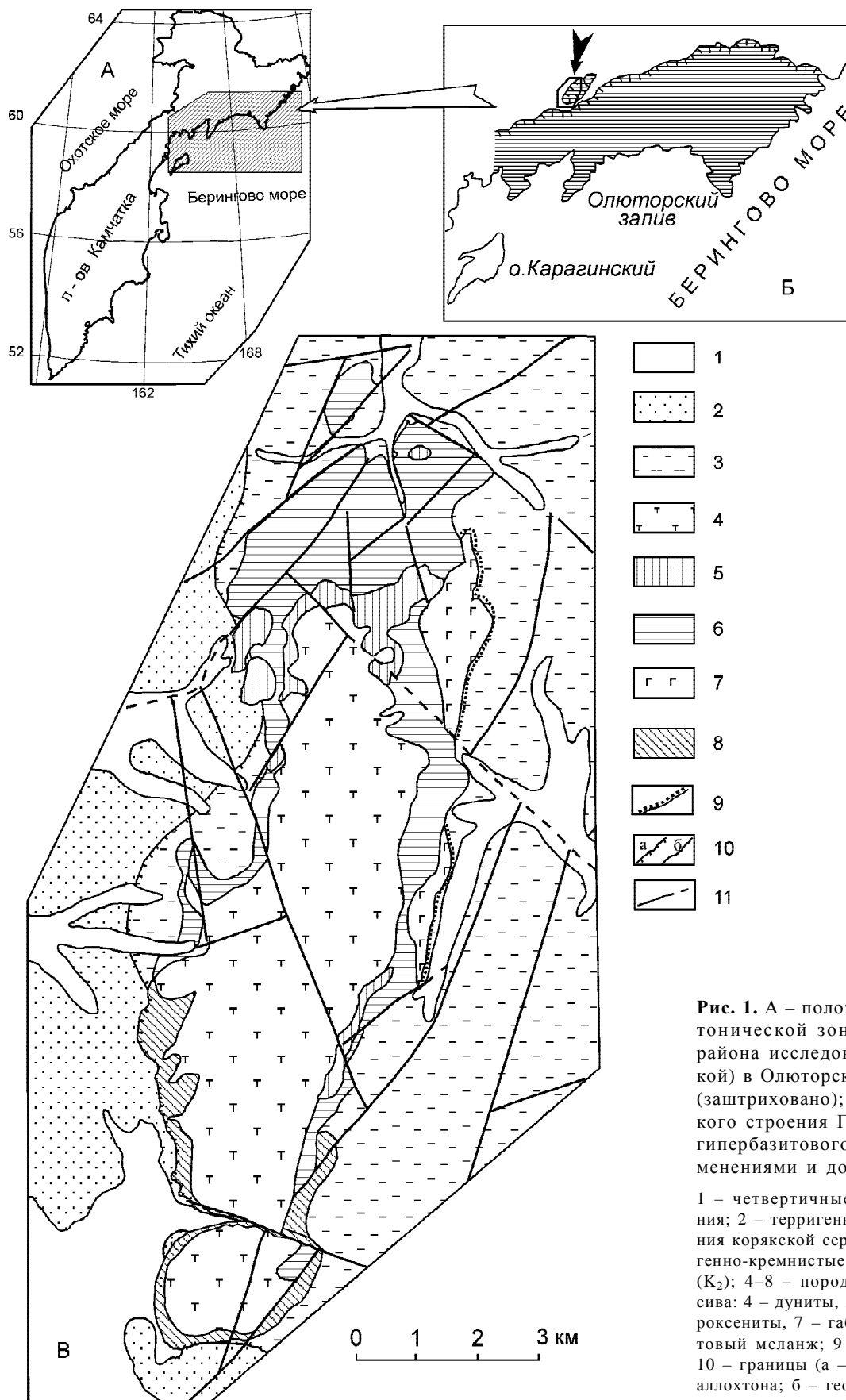
*\*\*\*\*\*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г.Москва*

В статье приводятся новые данные по геохимии магматических пород, слагающих Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив, расположенный в Олюторской тектонической зоне Корякии. На основе их интерпретации обсуждены особенности петрогенезиса массивов зонально-концентрического (урало-аляскинского) типа. Установлено, что массивы рассмотренного типа характеризуются устойчивыми и повторяющимися петро- и геохимическими особенностями пород. Химический состав магматических серий, выделяемых в строении таких массивов, указывает на автономию, самостоятельность этих серий, обусловленную различными источниками магматических расплавов. Формирование пород главной, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой серии в массивах зонально-концентрического типа связывается с фракционированием исходного магматического расплава, отвечающего по составу примитивным высокомагнезиальным базальтам.

**Ключевые слова:** зонально-концентрические массивы, ультрамафиты, габброиды, геохимия, петрогенезис, Корякия.

Массивы основных – ультраосновных пород, относящиеся к зонально-концентрическому (или аляскинскому, по [37, 42]) типу, привлекали внимание исследователей со времен открытия в XIX веке знаменитых россыпных месторождений Платиноносного пояса Урала, прежде всего, в силу того, что являлись коренными источниками платиноидов для этих россыпных месторождений. Различные аспекты генезиса зональных массивов (в том числе и в контексте их платиноносности) многократно обсуждались [8, 10–12, 14, 17–24, 28, 31, 34–39 и др.]. В 80–90-е годы XX века интерес к подобного рода образованиям снова заметно возрос и, не в последнюю очередь, в связи с открытием уникальных россыпей платины, локализованных по периферии Гальмоэнанского массива, расположенного в Корякии [26, 43]. Несмотря на то, что массив интенсивно изучается на протяжении последних лет [3–7, 15, 26, 29, 30, 33], до сих пор значительное количество вопросов, относящихся к петрогенезису слагающих его пород, остается предметом дискуссии. Анализ накопленного в последние годы материала по петрологии и геохимии пород в массивах рассматриваемого типа в

Олюторской зоне Корякии и других регионах показал, что эти массивы представляют собой сложно построенные образования, в составе которых нередко совмещены магматические серии различного генезиса, возраста и геодинамической принадлежности [20, 30, 31]. Выделение нескольких генетически различных магматических серий значительно усложняет традиционные представления о природе массивов зонально-концентрического типа как о простой кумулятивной последовательности пород. В связи с этим одной из наиболее важных задач является выявление геохимических типов пород, взаимосвязей между различными магматическими сериями в составе массивов рассматриваемого типа, составов родоначальных расплавов. Учитывая дискуссионный характер вопросов, связанных с петрогенезисом зонально-концентрических массивов, и важность геохимических индикаторов для понимания их природы, основное внимание в статье уделено рассмотрению геохимических особенностей пород различных магматических серий и их петрологической интерпретации в свете новых данных о вещественном составе пород Гальмоэнанского массива.



**Рис. 1.** А – положение Олюторской тектонической зоны; Б – расположение района исследования (показано стрелкой) в Олюторской тектонической зоне (заштриховано); В – схема геологического строения Гальмознанского базит-гипербазитового массива (по [6] с изменениями и дополнениями).

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – терригенно-вулканогенные отложения корякской серии ( $K_2$ – $P_1$ ); 3 – вулканогенно-кремнистые породы ватынской серии ( $K_2$ ); 4–8 – породы Гальмознанского массива: 4 – дуниты, 5 – верлиты, 6 – клинопироксениты, 7 – габброиды, 8 – серпентинитовый меланж; 9 – зоны ороговикования; 10 – границы (а – тектонические – граница аллохтона; б – геологические); 11 – разрывные нарушения.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Гальмознанский базит-гипербазитовый массив (рис. 1) расположен на юго-западе Ватыно-Вывенского сегмента Олюторской тектонической зоны, которая занимает южную часть Коряжского нагорья и представляет собой коллаж перемещенных окраинноморских и островодужных террейнов, аккретированных к палеоазиатской окраине в эоцене [1, 2, 9 и др.]. Массив, как и большинство других дунит-клинопироксенит-габбровых массивов в Олюторской зоне, выделяется в составе самостоятельного ультрамафит-мафитового комплекса позднемелового – палеогенового возраста. Большинство исследователей склонно считать, что рассматриваемые массивы обнаруживают черты несомненного сходства с зонально-концентрическими массивами Платиноносного пояса Урала и юго-восточной Аляски [3–7, 20, 25, 29, 30, 33 и др.] и однотипны с последними. В то же время, геолого-петрологические особенности строения некоторых мафит-ультрамафитовых массивов Олюторской зоны (например, [3, 20]) допускают и иную формационную типизацию этих образований.

Массив входит в состав крупного тектонического останца, находящегося в аллохтонном залегании во фронтальной части Ватыно-Вывенского надвига и образованного верхнемеловыми окраинноморскими кремнисто-вулканогенными и островодужными вулканогенно-терригенными толщами [1–7, 9, 20, 29 и др.]. При этом сам массив представлен серией самостоятельных тектонических пластин гипербазит-базитового и базитового состава, занимающих наиболее высокое структурное положение. В свою очередь, пластины разбиты на отдельные блоки крутопадающими разломами северо-восточного и субмеридионального простирания и пологими (10–15°) надвигами северо-западной вергентности. Контакты гипербазитов с вмещающими толщами повсеместно тектонические и маркируются зонами милолитов и тектонических брекчий. Бескорневая природа массива подчеркивается развитием в южной части массива мономиктового серпентинитового меланжа.

Наиболее крупная из пластин Гальмознанского массива, вытянутая в северном направлении на 16 км при ширине от 2.5 до 4.0 км, сложена дунитами, клинопироксеновыми дунитами, верлитами, оливинными клинопироксенитами, плагиоклазовыми клинопироксенитами, клинопироксеновыми горнблендитами и габбро. На долю ультраосновных пород приходится более 90%. Около 70% общей площади массива занимают дуниты различных петроструктурных типов, которые обнаруживают отчетливые следы высокотемпературных твердопластических деформаций [6, 29]. Они слагают ядро, сменяясь к периферии клинопироксенитами и габброидами. Габ-

броиды залегают в виде прерывистой цепочки мелких линзовидных тел на границе гипербазитов и вмещающих пород. Протяженность выходов габброидов не превышает 150–500 м. Предполагается, что они никогда не образовывали сплошной оболочки и изначально слагали разобщенные тела. Аналогичную позицию занимают оливинные клинопироксениты и клинопироксеновые горнблендиты, образующие тектонически обособленную пластину на северо-западе массива. Контакты между различными петрографическими разностями пород массива, как правило, тектонические. Первичные взаимоотношения габброидов с гипербазитами не ясны, при этом габброиды предположительно имеют интрузивный контакт с вмещающими массив вулканогенно-осадочными породами [4–6]. Габброиды в подавляющей массе однородны, расслоенность и директивные структуры в них крайне редки. Породы массива секутся дайками, состав которых варьирует от клинопироксенитов до лейкогаббро и амфиболовых габбро. При кажущейся простоте разреза, отдельные его компоненты представлены разнообразными петрографическими типами и находятся в сложных генетических и структурных взаимоотношениях. Подробные сведения об особенностях геологического строения массива, петрографических и петроструктурных типах слагающих его пород, химическом составе главных породообразующих минералов приведены в работах [3–7, 20, 29].

В строении Гальмознанского массива (так же, как и большинства других массивов зонально-концентрического типа) преобладают породы дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой (ДВКГ) серии, претерпевшие преобразование в процессе твердопластических и хрупких деформаций [4–7, 20, 25, 29]. В то же время, в строении массива принимают участие породы еще ряда магматических серий [30], в основе выделения которых лежат, главным образом, геохимические и петрографические особенности тех или иных типов пород. Среди выделяемых серий: (1) габбро-долеритовая серия внешней оторочки (ГД); (2) жильная лейкогаббро-тоналит-трондьемитовая (ЛТТ) и (3) дайковая габбро-амфиболитовая серия, представленная амфиболовыми габбро (ГА) [25, 27, 30]. Аналогичные по петрографическому составу серии пород выделены в классических зональных базит-гипербазитовых массивах Урала и Аляски (например, [31, 36]). Следует отметить, что присутствие всех этих серий (в отличие от ДВКГ) характерно не для всех зональных комплексов.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представительные химические анализы пород различных магматических серий, слагающих Гальмознанский массив, приведены в табл. 1 и 2. Содер-

Таблица 1. Представительные химические анализы пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой серии Гальмозанского базит-гипербазитового массива (мас. %).

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	п.п.п.	сумма
<i>дуниты</i>														
1	39,42	0,02	0,23	0,41	1,04	8,43	0,24	48,78	0,24	0,05	0,04	0,10	1,28	100,28
2	40,41	0,01	0,21	0,42	0,60	8,52	0,17	48,65	0,26	0,05	0,04	0,30	0,80	100,40
3	39,91	0,01	0,20	0,35	0,59	9,09	0,21	48,51	0,16	0,06	0,04	0,10	1,06	100,29
4	40,00	0,06	0,30	0,33	1,63	7,77	0,22	47,47	0,10	0,02	0,03	0,18	2,14	100,25
5	39,75	0,04	0,23	0,39	1,31	7,46	0,19	48,73	0,29	0,02	0,01	0,18	1,35	99,95
6	39,83	0,03	0,23	0,26	0,96	7,77	0,18	47,96	0,25	0,03	0,02	0,32	2,31	100,15
7	39,45	0,03	0,18	0,35	1,01	8,01	0,19	48,78	0,33	0,03	0,05	0,14	1,86	100,41
8	39,50	0,01	0,30	0,42	1,49	8,29	0,22	47,80	0,24	0,06	0,05	0,22	2,03	100,21
9	39,63	0,04	0,23	0,42	1,59	8,36	0,25	46,82	0,19	0,06	0,02	0,24	2,33	99,76
10	39,28	0,03	0,26	0,50	1,49	8,63	0,24	47,70	0,13	0,08	0,09	0,42	1,48	100,33
11	39,67	0,03	0,19	0,58	1,40	8,22	0,11	47,80	0,16	0,01	0,03	0,22	1,44	99,28
12	40,06	0,06	0,17	0,34	1,71	7,64	0,16	47,81	0,25	0,02	0,03	0,30	2,24	100,45
13	40,28	0,04	0,20	0,47	0,63	8,89	0,21	48,03	0,18	0,03	0,07	0,49	1,02	100,07
<i>верлиты</i>														
14	41,28	0,11	2,14	0,14	6,19	3,97	0,18	34,82	4,11	0,04	0,03	0,38	5,87	99,26
15	40,79	0,14	1,17	0,11	4,87	6,15	0,19	31,17	9,17	0,08	0,04	0,77	4,95	99,60
16	42,14	0,14	1,11	0,05	5,54	4,80	0,21	35,44	7,10	0,12	0,01	0,45	2,97	100,08
17	41,55	0,006	2,04	0,06	4,35	5,20	0,18	34,21	6,60	0,11	0,01	0,23	4,72	99,32
<i>оливиновые клинопироксениты</i>														
18	47,33	41,28	0,11	0,04	4,34	2,66	0,15	24,17	18,11	0,13	0,05	0,13	0,80	99,30
19	48,05	40,79	0,14	0,05	2,38	3,14	0,13	24,39	18,16	0,18	0,05	0,18	0,93	99,66
20	49,31	42,14	0,14	0,14	2,66	2,77	0,13	22,10	19,44	0,28	0,08	0,05	1,11	100,07
21	48,66	41,55	0,06	0,11	3,78	2,44	0,18	21,38	19,75	0,29	0,01	0,06	0,94	99,03
22	49,34			0,13	2,91	2,66	0,07	22,86	17,65	0,25	0,04	0,18	2,10	99,59
23	50,11	0,13	1,21	0,09	2,21	4,41	0,16	20,43	18,73	0,13	0,04	0,24	1,35	99,24
24	50,07	0,13	0,95	0,09	2,35	5,30	0,18	19,39	20,40	0,12	0,06	0,06	1,50	100,60
25	49,83	0,05	0,82	0,13	3,72	2,38	0,15	17,38	20,28	0,08	0,08	0,26	4,32	99,48
26	48,07	0,16	0,77	0,33	1,02	4,16	0,11	18,01	26,21	0,16	0,01	0,05	1,40	100,46
<i>магнетитовые и магнетит-амфиболовые клинопироксениты</i>														
27	46,37	0,32	2,14	0,05	9,57	2,34	0,13	19,21	17,28	0,24	0,03	0,42	1,03	99,13
28	46,66	0,58	3,21	0,14	9,25	3,14	0,20	17,03	16,82	0,38	0,04	0,51	1,54	99,50
29	43,17	0,44	4,51	0,17	10,02	3,75	0,28	18,11	16,50	0,33	0,05	0,38	2,27	99,98
30	40,32	0,84	5,20	0,12	10,30	2,96	0,14	19,98	17,86	0,15	0,07	0,64	0,58	99,16
31	44,18	0,97	5,19	0,08	8,24	4,98	0,21	17,68	17,39	0,17	0,02	0,40	1,00	100,51
32	42,94	0,53	3,47	0,07	8,35	4,40	0,22	17,39	18,84	0,19	0,05	0,70	2,25	99,40
33	45,17	0,67	4,35	0,07	9,25	4,13	0,20	16,95	15,97	0,24	0,05	0,83	1,60	99,48
34	43,77	0,91	3,88	0,05	10,34	4,11	0,15	18,55	17,28	0,28	0,03	0,05	0,14	99,54
35	43,05	0,65	3,59	0,05	10,54	3,10	0,20	19,21	18,90	0,35	0,01	0,05	0,45	100,15
36	42,00	0,85	6,14	0,11	9,66	3,59	0,18	18,35	17,85	0,38	0,07	0,42	0,85	100,45
<i>габброиды</i>														
37	40,98	1,45	9,97	6,11	8,11	0,15	11,58	17,15	1,24	0,09	0,65	1,88		99,36
38	42,65	1,11	9,95	6,84	6,54	0,17	12,60	16,47	1,59	0,11	0,62	1,80		100,45
39	43,44	1,75	8,25	7,47	6,10	0,24	13,04	16,68	0,67	0,25	0,97	0,85		99,71
40	41,78	0,88	10,47	9,25	6,45	0,24	11,85	14,28	1,44	0,26	0,92	1,95		99,77
41	41,75	0,90	14,60	8,59	5,18	0,13	10,24	13,96	1,45	0,09	0,17	2,30		99,36
42	44,08	1,14	13,25	5,37	5,30	0,20	12,11	13,87	1,65	0,34	0,29	2,08		99,68
43	43,66	1,25	13,44	5,50	5,23	0,22	10,57	13,49	0,99	1,14	0,25	3,65		99,39
44	44,95	1,52	8,51	6,48	7,79	0,11	10,94	15,54	1,65	0,56	0,12	2,50		100,67
45	43,58	0,84	17,56	5,38	4,57	0,10	9,40	15,50	1,84	0,34	0,09	1,25		100,45
46	44,93	0,87	16,89	5,11	4,41	0,25	10,36	14,20	1,35	0,28	1,20	1,30		99,85
47	44,08	1,24	12,40	5,20	5,02	0,24	11,40	15,65	1,12	0,38	1,00	2,05		99,78
48	45,64	1,10	11,01	6,04	5,48	0,22	12,08	14,84	0,84	0,61	0,52	1,58		99,96
49	46,18	1,15	13,48	4,28	4,26	0,20	10,95	13,54	0,86	0,94	0,59	2,88		99,31
50	45,88	1,44	11,58	6,90	8,28	0,20	8,74	12,28	0,99	0,85	0,91	1,78		99,83
51	46,04	0,75	16,20	4,25	5,50	0,15	10,30	12,40	1,38	0,31	0,12	2,30		99,70
52	46,98	0,98	15,40	4,15	5,62	0,16	9,16	12,60	1,45	0,65	0,07	2,58		99,80

**Таблица 2. Представительные химические анализы габброидов габбро-долеритовой (ГД), лейкогаббро-тоналит-трондеммитовой (ЛТТ) и габбро-амфиболитовой (ГА) серий Гальмознанского базит-гипербазитового массива (мас.%).**

№ пп	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	п.п.п.	сумма
<i>габбродолериты ГД-серии</i>													
1	47,84	0,83	16,19	4,24	8,36	0,23	6,59	11,05	2,25	1,08	0,16	0,85	99,67
2	44,88	1,20	18,00	5,83	5,81	0,16	5,57	9,13	3,09	1,75	3,13	0,13	98,68
3	45,56	0,88	21,20	4,45	5,01	0,21	3,96	10,62	3,72	0,79	2,77	0,83	100,00
4	49,11	0,76	15,26	5,19	5,45	0,18	7,04	9,59	3,32	1,11	2,56	0,23	99,80
5	49,77	0,78	15,63	3,25	6,11	0,16	7,73	9,86	3,04	1,01	2,39	0,12	99,85
6	50,77	0,79	17,33	4,04	5,40	0,16	4,64	8,83	3,07	2,31	0,47	1,99	99,80
<i>лейкогаббро ЛТТ-серии</i>													
7	52,17	0,70	22,90	4,00	2,15	0,10	2,10	8,37	6,16	0,10	0,28	0,54	99,57
8	54,28	0,29	19,87	5,11	1,98	0,12	3,15	9,55	5,87	0,08	0,11	0,47	100,88
9	54,03	0,61	21,17	5,97	2,33	0,10	1,85	7,50	6,03	0,10	0,10	0,69	100,48
<i>амфиболовые габбро и габброамфиболиты ГА-серии</i>													
10	48,54	1,47	13,25	3,71	6,48	0,17	7,16	11,26	1,98	0,04	1,17	3,84	99,07
11	49,54	1,53	14,77	3,10	7,56	0,17	7,31	12,36	1,92	0,03	0,14	1,58	100,01
12	47,33	1,07	16,56	5,72	7,33	0,22	5,88	11,59	3,08	0,14	0,23	1,68	100,83
13	44,04	1,20	20,27	5,55	6,71	0,18	4,77	12,04	3,05	0,18	0,36	1,95	100,30
14	44,98	1,66	17,52	6,82	8,61	0,56	4,78	10,26	2,77	0,12	0,37	2,40	100,85

жания породообразующих оксидов в породах Гальмознанского массива определялись рентгено-спектральным флуоресцентным (РСФА) методом в ЛХиСА ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского (г.Санкт-Петербург) и НИИГеолнеруд (г.Казань), а также традиционными химическими методами в ЦХЛ ИВ ДВО РАН (г.Петропавловск-Камчатский). Всего было проанализировано более 400 образцов горных пород. Определение концентраций элементов-примесей (табл. 3) методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS) (36 анализов) проводилось в Институте геохимии СО РАН (г.Иркутск). Аналитическая погрешность анализа элементов-примесей составляла <10 отн. % для редкоземельных элементов (РЗЭ) и элементов группы железа (Co, Ni, Cr, Cu) и <5–15 отн. % – для остальных определявшихся элементов.

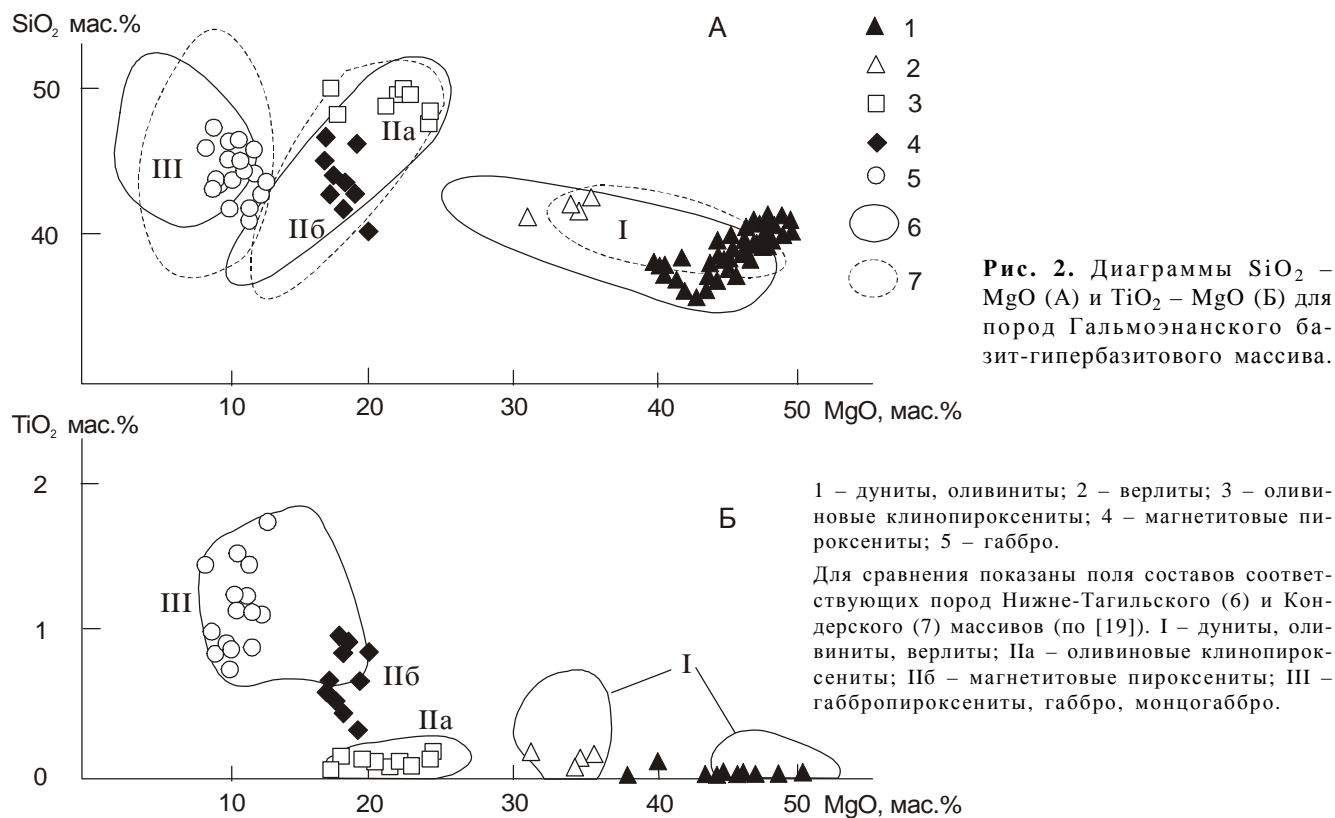
**ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗЛИЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ**

**Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая (ДВКГ) серия**

Петрохимические особенности пород ДВКГ-серии Гальмознанского массива (табл.1) подчинены общим закономерностям, установленным для зонально-концентрических комплексов рассматриваемого типа [14, 16–23, 36 и др.]. В частности, породы преобладающего петрографического типа – дуниты – характеризуются повышенной магнезиальностью при минимальной глиноземистости, известковистости, щелочности и титанистости (табл. 1). Низкие потери воды при прокаливании (1.5–3.5 мас.%) указывают на слабую степень вторичного изменения дунитов. На диаграмме MgO – SiO<sub>2</sub> фигура-

тивные точки дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габбро образуют самостоятельные дискретные поля, которые, в целом, располагаются в соответствии с обычным трендом, фиксирующим уменьшение магнезиальности при увеличении содержания кремнезема (рис. 2а) и отражающим аккумуляцию из первичного расплава оливина + Cr-шпинелидов (дуниты), оливина + клинопироксена + Cr-шпинелидов (верлиты и оливиновые клинопироксениты) и клинопироксена + Cr-магнетита (магнетитовые клинопироксениты). Магнезиальность пород ( $Mg\# = 100 \cdot MgO / (MgO + FeO)$ ) при переходе от дунитов к оливиновым клинопироксенитам снижается от 90.4 до 70.7 и особенно резко падает в прослоях магнетитовых клинопироксенитов. Затем магнезиальность несколько возрастает к плагиоклазовым верлитам – 77.0, но вновь снижается к габбромонцонитам, достигая минимального значения 41.5 в приконтактных габбро-диоритах. Обращает на себя внимание тот факт, что поле составов клинопироксенитов ориентировано практически перпендикулярно направлению основного тренда изменения. В целом, рассмотренные особенности полностью повторяют таковые в породах Нижне-Тагильского [19], Кондерского и Феклистовского массивов [22, 23, 28], а также однотипных массивов Аляски и Британской Колумбии [34, 36, 37 и др.].

Те же особенности, что и на диаграмме MgO – SiO<sub>2</sub>, можно видеть на диаграмме MgO – TiO<sub>2</sub> (рис. 2б). Поля верлитов, оливиновых клинопироксенитов и магнетитовых клинопироксенитов на ней разобщены. Более того, распределение TiO<sub>2</sub> вообще не отвечает тренду, согласно которому уменьшение содержания магнезии влечет за собой увеличение содержания большинства других оксидов. В рассмат-



риваемом случае содержание  $\text{TiO}_2$  в верлитах выше, чем в оливинных клинопироксенитах – 0.34 мас.% и 0.12 мас.%, соответственно (табл. 1). В магнетитовых клинопироксенитах содержание  $\text{TiO}_2$  заметно больше (в среднем – 1.24 мас.%), такое же примерно и в габбро (1.15 мас.%). Из сказанного следует, что вывод о геохимической самостоятельности отдельных породных групп в зональных массивах, сделанный ранее [19, 23], подтверждается данными по Гальмознанскому массиву и является, очевидно, общей закономерностью. Дискретность полей составов различных типов пород находит отчетливое отражение как в минеральном составе пород, так и в вариациях состава главных породообразующих минералов [5, 15].

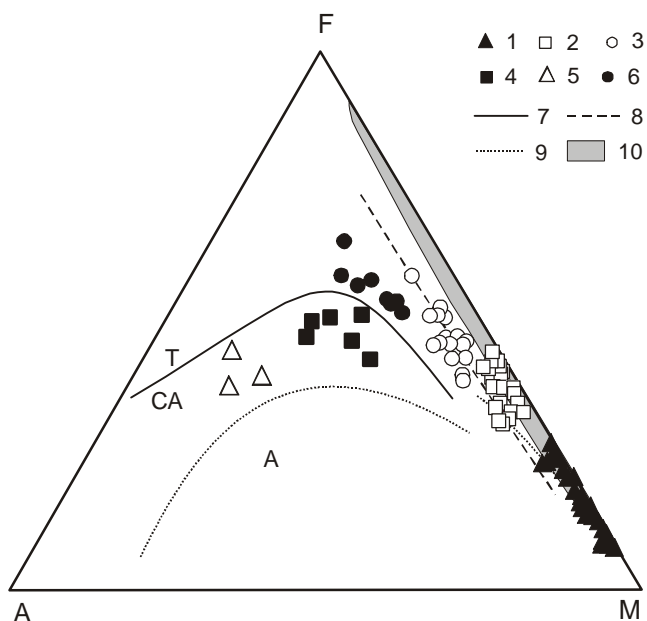
Подтверждается вывод о химическом и, соответственно, генетическом различии магнетитовых и оливинных клинопироксенитов, а также неясной связи первых с габброидами. Причем, характер такой связи, судя по особенностям распределения  $\text{TiO}_2$ , можно предположительно объяснить (предполагая, что габброиды являются магматическими образованиями) процессом кристаллизации, при котором концентрация оксида контролируется в том числе и составом выделяющегося клинопироксена, а, возможно, и магнетита.

Некоторые особенности эволюции пород ДВКГ-серии массива прослеживаются на диаграмме

AFM (рис. 3). На ней фигуративные точки составов пород серии от ультрамафитов до габброидов располагаются вдоль линии, параллельной стороне F–M, в поле толейтовых пород, следуя тренду, характерному для дунит-верлит-клинопироксенитовых серий зональных массивов Платиноносного пояса Урала [13, 14, 19, 21]. Отсутствие ортопироксена в ультраосновных породах и незначительное его количество в габброидах предполагает низкую активность кремнезема в процессе их образования. Позднемагматический амфибол, содержащийся во многих ультрабазитах и плагиоклазовых разностях пород, свидетельствует о важной роли  $\text{H}_2\text{O}$  в этом процессе.

Говоря об общих особенностях зонально-концентрических массивов, подобных Гальмознанскому, отметим значительное сходство составов их дунитов и дунитов из офиолитовых комплексов (для обоих типов характерны очень высокая магнезиальность, низкое содержание титана и высокая величина отношения  $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ) (табл. 1). По особенностям составов клинопироксениты и габброиды ДВКГ-серии также во многом схожи с аналогами из кумулятивных дунит-верлит-пироксенитовых комплексов офиолитовых массивов [13]. В то же время, состав габброидов других магматических серий массива довольно заметно отличается. Это хорошо иллюстрирует диаграмма AFM (рис. 3), на которой точки их составов попадают в поле известково-ще-





**Рис. 3.** Диаграмма AFM для пород Гальмознанского базит-гипербазитового массива.

1–6 – породы различных магматических серий Гальмознанского массива: 1–3 – породы ДВКГ-серии (1 – дуниты, верлиты, 2 – оливковые клинопироксениты, 3 – габбро); 4 – габброделериты ГД-серии; 5 – лейкогаббро ЛТТ-серии; 6 – амфиболовые габбро ГА-серии; 7 – разделительная линия толитовой (Т) и известково-щелочной (СА) серий, 8–10 – тренды и поля эволюции составов пород; 8 – расслоенных дунит-верлит-клинопироксенитовых серий и габброидов офиолитовых комплексов (Хабарнинский массив, Урал) [21], 9 – щелочных пород (А) зональных массивов [8], 10 – породы дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса концентрически-зональных массивов Урала [14, 19, 21].

лочных и шшонитовых образований (кроме габбро ГА-серии) и занимают промежуточное положение между габброидами офиолитовых и платформенных зональных комплексов [8, 23, 28].

Приводимые ниже данные о распределении элементов-примесей в породах различных магматических серий Гальмознанского массива (табл. 3) свидетельствуют о стабильности геохимических характеристик пород зональных массивов. На это, в частности, указывает сравнительный анализ распределения элементов-примесей в дунитах Гальмознанского и Нижне-Тагильского массивов (рис. 4а). Дуниты обоих массивов характеризуются крайне высокими концентрациями ультрафемафилов – никеля и хрома и халькофильных элементов. Общая геохимическая близость породных групп Гальмознанского и других зональных массивов может быть проиллюстрирована диаграммой V – Sc (рис. 4б), на которой нанесены данные по Гальмознанскому и Нижне-Тагильскому комплексам и из которой следует, что особенностью распределения указанных элементов в породах сравниваемых массивов однотипны. Тот же вывод может быть сделан и в отношении ряда других элементов.

Специфическая черта массивов изученного типа (в том числе, Гальмознанского) – пониженное содержание литофильных элементов в дунитах. В частности, для изученных дунитов и клинопироксеновых дунитов характерны низкие концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ), слабая обедненность легкими и средними РЗЭ относительно тяжелых ( $(La/Yb)_N = 0.32–0.52$  и  $(Sm/Yb)_N = 0.37–0.65$ ) при дифференцированном поведении легких РЗЭ относительно средних ( $(La/Sm)_N = 0.50–1.33$ ) (табл. 3, рис. 5а). U- и V-образные формы спектров, типичные для дунитов и перидотитов альпинотипных комплексов [18, 19, 31], не наблюдались. Низкий уровень накопления и характер поведения РЗЭ в дунитах и клинопироксеновых дунитах позволяют предполагать, что в процессе твердопластичных и хрупких деформаций лантаноиды вели себя как слабоподвижные компоненты. Распределение лантаноидов в дунитах в целом согласуется с аккумуляцией оливина и Cr-шпинели из расплава и свидетельствует в пользу кумулятивной природы этих пород.

В то же время, другие породы ДВКГ-серии массива обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE) относительно высокозарядных литофилов (HFSE), характеризуются повышенными содержаниями  $P_2O_5$  (до 0.54 мас.% в габбро и до 0.12 мас.% в клинопироксенитах) и Sr (604–1276 г/т в габбро, до 236 г/т в клинопироксенитах, 20–84 г/т в верлитах) и пониженными содержаниями Y (8–19 г/т в габбро) и Zr (12–27 г/т в габбро) (табл. 3). Концентрации литофилов (как LILE, так и HFSE) и РЗЭ в верлитах и оливковых клинопироксенитах возрастают пропорционально увеличению в них модального количества клинопироксена и уменьшению оливина. При этом спектры распределения РЗЭ принимают аркообразную форму (рис. 5а-в), обусловленную обогащением средними РЗЭ относительно легких и тяжелых РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 0.76–0.99$ ,  $(Sm/Yb)_N = 1.91–3.05$  – в верлитах;  $(La/Yb)_N = 0.89–1.84$ ,  $(Sm/Yb)_N = 4.78–8.94$  – в оливковых клинопироксенитах). Данные по коэффициентам распределения оливин/расплав, клинопироксен/расплав, шпинель/расплав и магнетит/расплав (например, [40]) позволяют интерпретировать эти породы как оливин-клинопироксен-шпинелевые и клинопироксен-Sr-магнетитовые кумуляты.

Амфибол-клинопироксеновые габбро, слагающие мелкие изолированные тела по периферии массива, характеризуются повышенными концентрациями LILE (прежде всего, Sr и Rb) по сравнению с верлитами и клинопироксенитами ДВКГ-серии, что может быть объяснено аккумуляцией из расплава плагиоклаза, который является минералом-концентратором этих элементов. Габброиды обнаруживают распределение РЗЭ, аналогичное таковому в

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в породах различных магматических серий Гальмознанского базит-гипербазитового массива (г/т).

Серия	Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая (ДВКГ)								ГД	ЛТТ	ГА	
	Дунит			Верлит	Клинопироксенит		Габбро					
	1	2	3		5	6	7	8				
Тип породы				4					Габбро-долерит	Лейко-габбро	Амфиболовое габбро	
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Rb	0,5	0,9	1,4	3,1	3,9	3,9	16,4	13,4	25,6	5,9	1,8	5,8
Ba	13,1	5,1	18,7	16,5	47,5	126,8	70,5	135,0	235,0	306,2	60,8	107,2
Sr	3,5	8,7	14,2	21,5	73,1	331,7	661,0	729,0	855,0	824,5	339,5	208,4
Sc	8,2	6,1	9,2	41,5	68,3	60,4	37,5	42,9	67,9	10,3	39,2	42,4
V	9,2	11,4	30,5	84,4	73,2	78,9	238,6	366,0	577,2	111,7	266,3	212,8
Cr	1993,0	3211,0	3084,0	1059,0	622,0	274,0	37,1	48,2	75,1	14,9	211,4	109,6
Ni	1486,0	1687,0	1305,0	425,0	166,0	138,0	44,9	38,8	75,4	19,3	71,1	56,0
Y	0,37	1,22	0,51	1,01	4,36	5,94	11,62	8,24	14,95	1,60	33,21	29,54
Nb	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,27	1,21	0,85	1,55	2,90	1,86	1,28
Ta	<0,05	<0,05	0,18	<0,05	0,11	0,24	0,48	0,68	0,62	0,20	0,54	0,66
Zr	2,11	1,85	2,45	4,39	15,36	14,22	10,54	10,69	49,30	6,70	24,30	18,89
Hf	0,05	0,09	0,09	0,22	0,46	0,61	0,29	1,42	1,54	0,96	1,03	1,09
La	0,023	0,034	0,019	0,047	0,364	0,645	3,180	1,427	3,665	8,501	2,272	2,196
Ce	0,061	0,071	0,060	0,175	1,954	2,443	16,110	11,280	11,280	18,398	11,159	16,588
Pr	0,010	0,012	0,011	0,028	0,344	0,612	2,352	1,827	1,595	1,907	1,613	1,818
Nd	0,044	0,049	0,066	0,181	3,669	4,298	10,810	8,867	7,962	8,415	8,098	8,867
Sm	0,014	0,016	0,024	0,091	1,109	2,158	2,957	2,560	1,033	1,633	2,663	2,971
Eu	0,006	0,006	0,010	0,037	0,306	0,880	1,204	0,846	0,577	0,426	0,594	0,846
Gd	0,021	0,023	0,034	0,096	1,203	2,721	3,814	2,792	1,514	1,671	2,890	3,342
Tb	0,006	0,006	0,007	0,015	0,183	0,423	0,639	0,381	0,189	0,152	0,436	0,566
Dy	0,036	0,042	0,044	0,090	0,502	1,978	3,446	2,451	1,408	0,704	2,451	3,204
Ho	0,009	0,011	0,011	0,017	0,102	0,386	0,695	0,445	0,200	0,100	0,484	0,756
Er	0,028	0,030	0,038	0,046	0,269	0,912	1,684	1,144	0,493	0,238	1,287	2,129
Tm	0,006	0,007	0,007	0,006	0,029	0,100	0,244	0,160	0,070	0,031	0,179	0,278
Yb	0,042	0,045	0,041	0,033	0,137	0,499	1,446	0,569	0,322	0,156	0,813	1,641
Lu	0,007	0,008	0,007	0,004	0,019	0,078	0,221	0,097	0,030	0,024	0,146	0,250

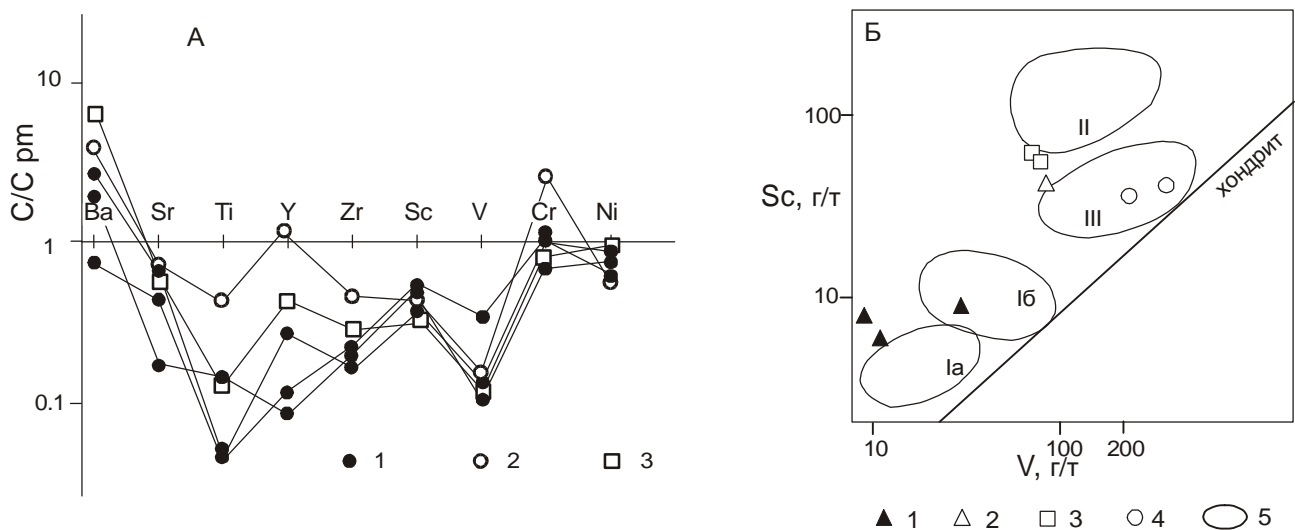


Рис. 4. А – диаграмма нормированных к составу примитивной мантии (pm) (по [41]) содержаний малых элементов в дунитах.

1 – Гальмознанского массива; 2 – Нижне-Тагильского массива, 3 – альпинотипных комплексов. Данные 2 и 3 по [19].

Б – диаграмма Sc – V (г/т) для пород Гальмознанского массива.

1 – дуниты, 2 – верлиты, 3 – клинопироксениты, 4 – габбро. Для сравнения показаны поля пород Нижне-Тагильского массива (5) (по [19]): Ia – дуниты, Ib – верлиты, II – оливиновые клинопироксениты, III – габбро.

оливин–клинопироксен–шпинелевых и клинопироксен–Ст-магнетитовых кумулятах. Для габброидов ДВКГ-серии также характерны аркообразные спектры распределения РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 1.52-1.74$ ,  $(Sm/Yb)_N = 2.26-4.97$ ) при более высоком уровне накопления РЗЭ, чем в верлитах и клинопироксенитах, обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых и слабовыраженная положительная Eu аномалия ( $Eu^* = +0.03 - +0.06$ ), что свидетельствует в пользу аккумуляции из расплава наряду с темноцветными минералами плагиоклаза.

В целом, распределение РЗЭ в различных петрографических типах пород ДВКГ-серии обнаруживает значительное сходство с таковыми в аналогах из зональных массивов Урала и Аляски [18, 19, 31, 36 и др.].

### **Габбро-долеритовая (ГД), лейкогаббро-тоналит-трондьемитовая (ЛТТ) и габбро-амфиболитовая (ГА) серии**

Любопытны геохимические особенности пород магматических серий, отличных от ДВКГ. Выше уже подчеркивалось, что габброиды различных серий Гальмознанского массива характеризуются широкими вариациями составов (табл. 2) и обнаруживают сходство с породами толеитовой (ГА), известково-щелочной (ГД) и шошонитовой (ЛТТ) серий (рис. 3).

Калишпат- и флогопитсодержащие амфибол-клинопироксеновые габброиды ГД-серии – типичные высококальциевые известково-щелочные породы, характеризующиеся обогащением LILE относительно HFSE при весьма низких относительных содержаниях Nb и Ta. Повышенные концентрации Ba, видимо, обусловлены присутствием в породах флогопита. По сравнению с базитами ДВКГ-серии эти габброиды характеризуются существенно более фракционированным распределением РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 3.63 - 7.88$ ;  $(Sm/Yb)_N = 1.91-3.54$ ) (рис. 5д; табл. 3) и наличием слабовыраженной отрицательной Eu аномалии ( $Eu^* = -0.02 - -0.04$ ) или ее отсутствием. По особенностям своего химизма габброиды ГД-серии обнаруживают сходство с надсубдукционными высоко-К известково-щелочными и щелочными габбро некоторых массивов Клатматского и Полуостровного типов [20]. Их формирование может быть связано с кристаллизацией из щелочного базальтового (сходного с низко-Ti шошонитовым) расплава.

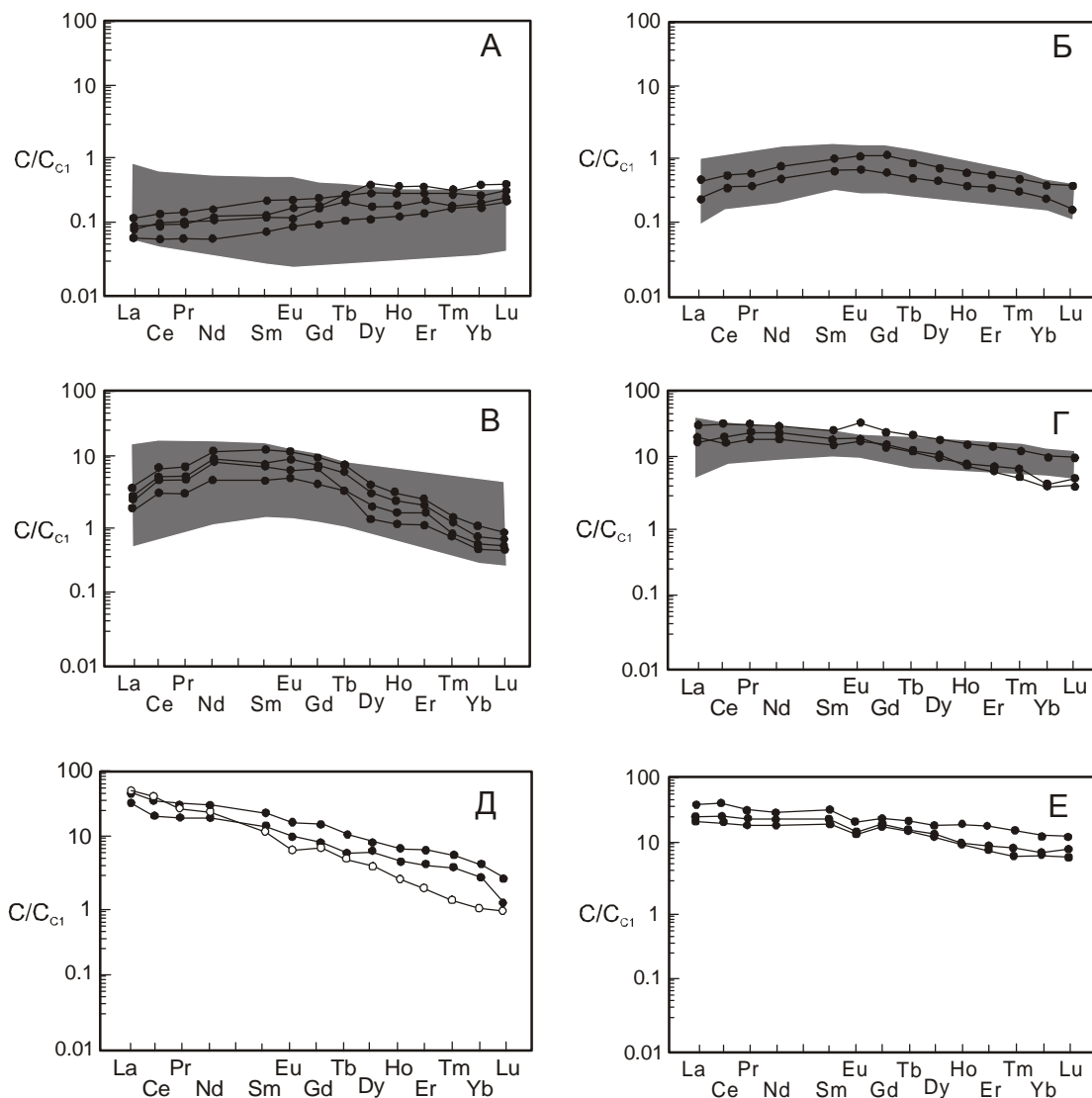
По уровню накопления и характеру распределения петрогенных оксидов и элементов-примесей лейкократовые породы ЛТТ-серии являются аналогами высокоглиноземистых образований, относящихся к тоналит-трондьемитовым сериям [27]. В Гальмознанском массиве получили развитие только наиболее меланократовые члены серии – лейкогаббро, сре-

ди характерных особенностей которых высокое содержание  $Na_2O$  (5.25–6.80 мас.%) и Sr (130–2170 г/т), что, наряду с низкими концентрациями рубидия (<20 г/т), определяет аномально низкое значение Rb/Sr отношения (0.003–0.028). Другие геохимические особенности пород ЛТТ-серии в Гальмознанском массиве – пониженные содержания высокочargedных литофильных элементов (Ta, Nb, Y, Zr, Hf) и чрезвычайно фракционированное распределение РЗЭ. Величина отношения  $(La/Yb)_N$  в них составляет 7.26–37.73, причем содержания тяжелых РЗЭ в породах этого типа обычно ниже хондритовой нормы (рис. 5д). Согласно масс-балансовым расчетам, выполненным для РЗЭ, наибольшее соответствие наблюдаемых редкоземельных составов модельным достигается при 15–20 %-ной степени частичного плавления амфиболита с плагиоклазом, клинопироксеном, амфиболом и биотитом в качестве реститовых фаз [27].

Жильные меланократовые микрозернистые габброиды ГА-серии интенсивно перекристаллизованы и сейчас представлены амфиболитоподобными породами с редкими реликтами первичной порфировой структуры. По составу эти породы отвечают низкобарической пироксен-плагиоклазовой котектике и по содержанию петрогенных и редких элементов близки к толеитовым океаническим базальтам. В отличие от габброидов ДВКГ-серии габбро этого типа характеризуются высокими содержаниями MgO (до 21.75 мас.% в слабодифференцированных габброамфиболитах) и Sr (до 1600 г/т), существенно более низкими содержаниями  $P_2O_5$  (0.04–0.07 мас.%) и Sr (109–156 г/т), более высокими концентрациями Y (18–24 г/т) и Zr (43–72 г/т), сравнительной обедненностью легкими РЗЭ и слабофракционированным спектром распределения РЗЭ (величина отношения  $(La/Yb)_N$  в них составляет 0.93–1.93 (рис. 5е)).

### **ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

Модели формирования массивов зонально-концентрического типа делятся на две большие группы, главенствующая роль в которых, соответственно, отводится магматическим или метасоматическим процессам (подробный обзор в работе [14]). Совокупность данных об особенностях геологического строения и вещественного состава Гальмознанского массива убеждают авторов в первичной интрузивно-магматической природе массива. Ранее, на основании прямых геологических наблюдений для массивов зонально-концентрического типа в Олюторской зоне была установлена следующая последовательность формирования пород: дунит → верлит → клинопироксенит → оливиновое габбро → амфиболовое габбро, отвечающая нормальному эволюционному ряду, образующемуся в результате кристаллизационной дифференциации [5]. Согласно этой модели пред-



**Рис. 5.** Графики распределения РЗЭ, нормированные к составу углистого хондрита C1 [32], в породах Гальмезанского базит-гипербазитового массива.

А–Г – породы ДВКГ-серии (А – дуниты; Б – верлиты; В – оливиновые клинопироксениты; Г – габброиды); Д – габброиды ГД (черные кружки) и ЛТТ (белые кружки) серий; Е – габброиды ГА-серии.

Серым фоном показаны поля составов пород-аналогов из ДВКГ-серии зональных комплексов юго-восточной Аляски [36].

полагалось, что породы массивов являются сериями кумулятов, сформировавшимися в глубинных магматических камерах в результате кристаллизационной дифференциации исходного, предположительно высокомагнезиального базальтового расплава. Приведенные выше данные по распределению породообразующих и редких элементов, в том числе РЗЭ, подтверждают предположение о ведущей роли кристаллизационной дифференциации в генезисе пород ДВКГ-серии. Однако отмеченные выше дискретность составов различных магматических серий и групп пород в рамках одной серии, а также полистадийный характер петрогенезиса не находят своего объясне-

ния в рамках упрощенной модели дифференциации [20]. В свете сказанного, применительно к петрогенезису массивов зонально-концентрического типа, возникают вопросы: (1) каковы состав исходного расплава и термодинамические условия кристаллизации для пород ДВКГ-серии; (2) являются ли выделяемые магматические серии производными единого источника и в какой мере наблюдаемое разнообразие отражает изменение условий петрогенезиса на различных стадиях единого процесса; (3) в какой мере породы главной магматической серии (ДВКГ) когенетичны и являются ли они представителями единого эволюционного ряда?

Основываясь на анализе особенностей структуры и минерального состава пород массива, а также геохимических особенностей пород главной ДВКГ-серии, можно предполагать, что в первом приближении исходный расплав отвечал по составу примитивным высокомагнезиальным базальтам. Существенно оливиновое гиперкотектическое фракционирование на ранних стадиях дифференциации одноактной порции такого расплава могло приводить к обособлению дунитов и верлитов, а фракционирование оливин-клинопироксеновой котектики – к формированию разнообразных клинопироксенитов, окружавших более ранние дунитовые кумуляты. Согласно этой модели, габброиды образовывались из обогащенного глиноземом остаточного расплава в результате совместной кристаллизации плагиоклаза с фемическими минералами. Способность к отщеплению и самостоятельному внедрению расплавов, по-видимому, заметно усиливалась от ранних к поздним стадиям дифференциации, что в Олюторской зоне подтверждается существованием самостоятельных габбровых массивов (таких, например, как Алхавитоваямский и Итчайваямский).

Полученные данные достаточно убедительно свидетельствуют о гетерогенной природе различных магматических серий, составляющих массивы зонально-концентрического типа. Причем, выявленные геохимические различия находятся в хорошем соответствии с наблюдаемыми геологическими взаимоотношениями между породами различных магматических серий. Так, породы ГД-серии формируют жилы- и штокообразные тела, получившие развитие в периферийных частях массива. Интрузивный характер их взаимоотношения с ультрамафитами ДВКГ-серии свидетельствует о более позднем времени формирования. Породы ЛТТ- и ГА-серий имеют ограниченное локальное распространение и также представляют собой наложенные образования, скорее всего, непосредственно не связанные с основными этапами формирования зонального Гальмознанского массива [30]. Другим аргументом в пользу гетерогенности пород массивов исследуемого типа в Олюторской зоне является невозможность получения всей гаммы наблюдаемых в них пород в результате дифференциации какого-то единого инициального расплава.

Интересен вопрос о характере взаимоотношения различных по кремнекислотности пород в рамках одной серии. В частности, геохимические характеристики пород ДВКГ-серии для большинства элементов обнаруживают два тренда распределения на вариационных диаграммах (рис. 2). Эти тренды (дунит → верлит → оливиновый клинопироксенит и магнетитовый клинопироксенит → габбро) в первом приближении отвечают моделям оливинового и оли-

вин-клинопироксенового фракционирования и, скорее всего, обусловлены расщеплением состава исходного расплава в результате изменения термодинамического режима петрогенезиса. В пользу кумулятивного происхождения дунитов и важной роли фракционной кристаллизации в петрогенезисе пород ДВКГ-серии свидетельствует закономерное изменение  $Y/Yb$  отношения (табл. 3). В то же время, повышенное  $Y/Yb$  отношение пород ДВКГ-серии по сравнению с другими существенно габброидными сериями (ГД, ЛТТ, ГА) указывает на различие состава магматического источника для этих серий.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные свидетельствуют в пользу того, что:

1. Зональные комплексы урало-аляскинского типа, к которым принадлежит Гальмознанский базит-гипербазитовый массив, характеризуются относительно устойчивыми и повторяющимися петро- и геохимическими особенностями пород. Наблюдаемые отличия характеристик однотипных пород различных массивов связаны, главным образом, с региональными особенностями геодинамического режима.

2. Химический состав магматических серий, слагающих зональные массивы, указывает на определенную автономию, самостоятельность этих серий, связанную с различным источником магматических расплавов.

3. Формирование пород главной дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой серии в массивах исследуемого типа, по-видимому, связано с фракционированием исходного магматического расплава, отвечающего по составу примитивным высокомагнезиальным базальтам.

Авторы отдают себе отчет в предварительном характере сделанных выводов и их явной недостаточности для решения столь сложной проблемы, как генезис массивов зонально-концентрического типа. Тем не менее, представляется, что их необходимо учитывать при обсуждении проблемы формирования и становления зональных комплексов.

*Благодарности:* Различные аспекты генезиса пород Гальмознанского базит-гипербазитового массива обсуждались авторами с Е.В.Шарковым, К.А. Крыловым, А.В.Колосковым, Г.Б.Флеровым, которым авторы искренне признательны. Исследования поддержаны Российским Фондом Фундаментальных Исследований (грант РФФИ 01-05-64951).

### ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехович В.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. № 2. С. 111–123.

2. Алексеев Э.С. Офиолитовые комплексы южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1982. № 4. С. 87–98.
3. Аникеева Л.И. Базит-гипербазитовые комплексы Корякского нагорья // Магматизм Северо-Востока Азии: Тр. Сев.-Вост. петрогр. совещ. Магадан, 1976. Вып. 4. С. 59–62.
4. Астраханцев О.В., Батанова В.Г., Перфильев А.С. Строение Гальмознанского дунит-клинопироксенит-габбрового массива // Геотектоника. 1991. № 2. С. 47–62.
5. Батанова В.Г. Интрузивные мафит-ультрамафитовые комплексы юга Корьяки: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 24 с.
6. Батанова В.Г., Астраханцев О.В., Сидоров Е.Г. Дуниты Гальмознанского гипербазит-габбрового массива (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1991. № 1. С. 24–35.
7. Батанова В.Г., Астраханцев О.В. Тектоническая позиция и генезис зональных мафит-ультрамафитовых plutонов севера Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1992. № 2. С. 87–103.
8. Бирюков В.М. Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток: Дальнаука, 1997. 267 с.
9. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
10. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
11. Волченко Ю.А., Коротеев В.Л. Геодинамические условия формирования и генезис крупных концентраций платиновых металлов в подвижных системах (на примере Урала) // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб.: Изд-во СПГГИ, 1998. С. 231–239.
12. Геология и генезис месторождений платиновых металлов / Ред. Н.П. Лаверов, В.В. Дистлер. М.: Наука, 1994. 301 с.
13. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
14. Иванов О.К. Концентрически-зональные ультрамафитовые массивы Урала. Екатеринбург: УГГА, 1997. 546 с.
15. Козлов А.П. Гальмознанский базит-гипербазитовый массив, Корьяки: геология, петрология, рудоносность: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М.: МГГА, 2000. 23 с.
16. Лазаренков В.Г., Малич К.Н. Геохимия ультрабазитов платиноносного Кондерского массива // Геохимия. 1991. № 10. С. 1406–1418.
17. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. ПлатинOMETALLная минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. СПб.: Недра, 1992. 217 с.
18. Ланда Э.А., Казак А.П., Щербаква С.В. К проблеме геохимической типизации альпинотипных и концентрически-зональных массивов Урала (по данным изучения распределения РЗЭ) // Геохимические типы и рудоносность базит-гипербазитов гранулит-гнейсовых комплексов зеленокаменных поясов, офиолитов. Иркутск: ИГ СО АН СССР, 1990. С. 21–26.
19. Ланда Э.А., Лазаренков В.Г. Геохимические особенности Нижне-Тагильского зонального массива и вопросы его генезиса // Зап. ВМО. 1998. № 4. С. 38–50.
20. Леднева Г.В., Соловьев А.В., Гарвер Дж. Петрология и геодинамические аспекты формирования массивов гетерогенного ультрамафит-мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Петрология. 2000. № 5. С. 477–505.
21. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223 с.
22. Малич К.Н. Геохимия платиноносных ультрабазитов Феклистовского массива // Геохимия. 1995. № 12. С. 1729–1744.
23. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
24. Маракушев А.А., Панях Н.А., Коротаяева Н.Н. Кондерский массив и общие критерии разделения гипербазитов на платиноносную и хромитоносную формации // Вестн. МГУ. сер. 4, геология. 1992. № 5. С. 3–18.
25. Марковский Б.А., Сидоров Е.Г. Парагенез дунит-клинопироксенитовых и пироксенит-габброидных комплексов Корякско-Камчатского платиноносного пояса // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока. Магадан, 2000. С. 193–194.
26. Мелкомукнов В.Н., Зайцев В.П. Платиноносные россыпи Сейнава-Гальмознанского узла (Корякско-Камчатская провинция) // Платина России. М., 1999. Т. III, кн. 1. С. 143–152.
27. Осипенко А.Б., Леднева Г.В. Модель генезиса жильных лейкократовых образований в зональных базит-гипербазитовых массивах аляскинского типа (на примере Олюторской тектонической зоны, Корьяки) // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока. Магадан, 2000. С. 194–197.
28. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов / Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. М.: Наука, 1994. 381 с.
29. Полянин В.С., Ведерников Н.Н., Полянина Т.А., Козлов А.П. Геологическое строение и история формирования Гальмознанского мафит-ультрамафитового массива // Отеч. геология. 2000. № 1. С. 44–52.
30. Сидоров Е.Г., Осипенко А.Б., Козлов А.П., Леднева Г.В., Марковский Б.А. Геохимия магматических серий Гальмознанского зонально-концентрического массива, Корьяки // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО РАН, 2000. С. 38–39.
31. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф. Новые данные по геохимии платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.
32. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
33. Batanova V.G., Astrakhantsev O.V. Island-arc mafic-ultramafic plutonic complexes of North Kamchatka // Proc. 29-th Int.Geol.Congr / Ishiwatari et al.(Eds.). 1994.

- Pt.D. P. 129–143
34. Findlay D.C. Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia // Canadian Journal of Earth Sciences. 1969. V. 6. P. 399–425.
  35. Garuti G., Fershtater G. Bea F., Montero P., Piishkarev E.V., Zaccarini F. Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1–4. P. 181–194.
  36. Himmelberg G.R., Loney R. Characteristics and petrogenesis of alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska // U.S. Geol.Surv.Prof.Papers. 1995. N 1564. 92 p.
  37. Irvine T.N. The ultramafic complex and related rocks of Duke Island, Southern Alaska // Californ. Institute of Technology, 1959. 320 p.
  38. Johan Z., Ohnenstetter M., Slansky E., Barren L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fi field, New South Wales, Australia. 1. Platinum-group minerals in clinopyroxenites of the Kelvin Grove Prospect, Owendale intrusion // Mineralogy and Petrology. 1989. V. 40. P. 289–309.
  39. Naldrett A.J., Cabri L.J. Ultramafic and related rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements // Economic Geology. 1976. V. 71. P. 1131–1158.
  40. Shimizu H., Sangen K., Masuda A. Experimental study on rare-earth element partitioning in olivine and clinopyroxene formed at 10 and 20 kb for basaltic systems // Chem. Geol. 1982. V. 16. P. 107–117.
  41. Sun S-s., McDonough W.F. Chemical and isotope systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Norry M.J. (eds.). Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
  42. Taylor H.P., Noble J.A. Origin of the ultramafic complexes in southeastern Alaska // 21st International Geological Congress. Copenhagen, 1960. V. 13. P. 175–187.
  43. Zaitsev V.P., Loginov V.A., Melkomukov V.N., Vorogushin N.T., Vil'danova E.Y., Litvinov A.F., Patoka M.G., Sidorov E.G. The new biggest platinum province of NW Pacific // 8th International Platinum Symposium, 28 June–3 July 1998, Rustenburg, South Africa. Johannesburg: The South African Institute of Mining and Metallurgy. Symposium Series S18, 1998. P. 461–463.

Поступила в редакцию 27 октября 2000 г.

Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым

***A.B.Osipenko, Ye.G.Sidorov, A.P.Kozlov, E.A.Landa, G.V.Ledneva, B.A.Markovskiy***

### **Geochemistry of magmatic series from the Galmoenanskiy mafic-ultramafic massif, Koryakia**

New data on the geochemistry of magmatic rocks from the Galmoenanskiy mafic-ultramafic massif, located in the Olyutorskaya tectonic zone, Koryakia, are presented with discussion of features of zoned (Alaskan-type) massif petrogenesis based on the obtained results interpretation. It is found that massifs of the studied type are characterized by stable and recurring petro- and geochemical parameters. The chemical composition of magmatic series determined in the structure of such massifs indicates a different source of melts for each of the series. The formation of the dominant dunite-wherlite-clinopyroxenite-gabbro rock sequence in the zoned-type massifs is related to fractionation of the initial magmatic melt, corresponding to primitive high-Mg basalts.

**ИССЛЕДОВАНИЕ ФОРМ СУЩЕСТВОВАНИЯ РАСТВОРЕННЫХ ЧАСТИЦ В СИСТЕМЕ ВОДА – КРЕМНЕЗЕМ В ДОКРИТИЧЕСКИХ И СВЕРХКРИТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ МЕТОДОМ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**

**В.О. Худоложкин, О.В. Авченко**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

На основе программного комплекса “Селектор-С” установлены основные концентрационные закономерности поведения растворенного SiO<sub>2</sub> в широком диапазоне температуры и давления в чистой воде. Установлено, что процесс равновесной растворимости кремнезема в воде можно описать с применением одной частицы – нейтральной SiO<sub>2</sub><sup>\*</sup>, тогда как другие заряженные кремнийсодержащие частицы содержатся в растворе в малых количествах. Величина растворимости кремнезема в широкой области P-T, установленная при помощи моделирования, достаточно хорошо совпадает с экспериментальными данными. Данные моделирования показывают, что метаморфогенные флюиды, даже относящиеся к системе H-O-C, могут содержать значительные количества кремнекислоты. Региональный метаморфизм является, следовательно, процессом, приводящим к мобилизации значительных масс SiO<sub>2</sub>.

**Ключевые слова:** кремнезем, растворимость, термодинамическое моделирование.

**ВВЕДЕНИЕ**

Изучение системы SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O актуально в нескольких отношениях. Прежде всего интересно на количественном уровне оценить способность гидротермальных и метаморфических процессов к переносу массы кремнекислоты в водных флюидах. С другой стороны, в современных исследованиях системы вода–порода, в экологических исследованиях обязательно возникают вопросы, связанные с растворением, переносом или осаждением кремнезема. Рассмотрение этих вопросов требует знаний о количественных концентрациях конкретных форм кремнесодержащих частиц в воде при разных значениях температуры, давления и pH.

Решению указанной проблемы посвящено большое количество исследований (см. монографию Б. М. Мицюк и И. И. Горогоцкой [10], в которой приводится около 600 ссылок). Предлагаемая работа является попыткой физико-химического моделирования процесса растворения кремнезема в воде в зависимости от температуры и давления с помощью программного комплекса “Селектор-С” [6, 7]. Целью моделирования является рассмотрение самой возможности описания растворимости кремнезема в водных растворах средствами физико-химического моделирования, сравнение результатов моделирования с экспериментальными данными, решение задачи о формах и количествах содержания тех или иных кремнесодержащих частиц в водных растворах в широком диапазоне температур и давлений и, наконец,

решение задачи о возможных концентрациях кремнекислоты в водных метаморфогенных флюидах.

Работающий на принципе минимизации свободной энергии Гиббса программный комплекс “Селектор-С” в настоящее время представляет собой разветвленную, интересную и сложную компьютерную программу, на основе которой возможно решение многих задач равновесной термодинамики, в частности, связанных с взаимодействием флюид–порода. Комплекс содержит целый ряд современных термодинамических баз данных по твердым, жидким и газообразным компонентам [26, 33, 35] и позволяет создавать физико-химические модели различных уровней сложности, в том числе многорезервуарные, в которых легко проследить изменение состава флюида или водного раствора в зависимости от количества растворяемого минерала или породы. Важным дополнением комплекса является появившийся в недавнее время блок неопределенности, позволяющий задавать ошибку (в пределах экспериментальной воспроизводимости) в стандартной энергии Гиббса, энтропии или энтальпии в физико-химической модели. Это дает возможность в определенной степени снять проблемы, связанные с неточностью термодинамической информации или даже уточнить ее.

Успешное решение поставленной псевдобинарной задачи “вода– SiO<sub>2</sub>” и дальнейшее расширение ее последовательным включением в систему других породообразующих компонентов, разнообразных простых и комплексных ионов, нейтральных частиц, минералов, участвующих во взаимодействии вода–по-



рода, может стать важным этапом исследования разнообразных и сложных природных процессов с помощью нового мощного метода – компьютерного моделирования на основе программного комплекса “Селектор-С”.

### ДИАГРАММА ВОДА–КРЕМНЕЗЕМ В КООРДИНАТАХ P-T

Фазовая диаграмма системы вода–кремнезем впервые была исследована А.Смитом [34].

Выше тройной точки,  $0^{\circ}\text{C}$ , диаграмма в координатах растворимость–температура содержит две области, отличающиеся друг от друга агрегатным состоянием фаз. Первая из них содержит компоненты: вода–кремнезем–флюид, область трехфазна с максимальной критической точкой  $K^{\circ}$  ( $374^{\circ}\text{C}/221\text{бар}$ ), в которой исчезает различие между водой и флюидом. Максимальная растворимость кремнезема – около 0,075% вес. (рис. 1). Вторая область также трехфазна (кремнезем–расплав–флюид), параметры верхней критической точки –  $1080^{\circ}\text{C}/9,7\text{ кбар}$ , максимальная растворимость – около 75%  $\text{SiO}_2$  [27,28]. Между ними располагается двухфазная область (если не учитывать полиморфные разновидности кремнезема), содержащая флюидную фазу с растворенным в ней кремнеземом, фазу непрерывно, но не линейно изме-

няющую свои физико-химические и теплофизические параметры [3, 8–11, 13, 15, 26, 27, 33].

Предварительно необходимо договориться о терминах, которыми мы в дальнейшем будем пользоваться. Так же, как Дж. Кеннеди [27], фазу  $\text{H}_2\text{O}$  при P,T выше линии насыщения, слева от прямой  $T=374^{\circ}\text{C}$  будем называть водой. Справа от линии  $T=374^{\circ}\text{C}$  вода приобретает свойства и название флюида. Ниже кривой  $K^{\circ}K'$  (см. рис.1 и пояснения ниже) флюид перегревается и постепенно переходит в состояние с параметрами газа. Все границы, кроме линии насыщения, соответствуют фазовым переходам второго рода.

Отправным и главным контролирующим корректность расчетов аргументом в нашей работе служат экспериментальные измерения растворимости в воде различных кремнеземов по многочисленным литературным данным [4–6, 9, 10–12,16–32]. В связи с недостаточной определенностью данных о величинах растворимости от различных авторов, за основу была взята наиболее полная экспериментальная информация из работ Кеннеди [27, 28]. Основные экспериментальные результаты о растворимости кварца в зависимости от P,T представлены на рис.1. В работах было установлено следующее:

1) экспериментально (с точностью до  $\pm 0,003\%$ ) измерена растворимость кварца при температуре от  $160$  до  $560^{\circ}\text{C}$  и при давлении от 1 бар до 1750 бар;

2) скорость растворения зависит от температуры и давления, от кристаллографического направления – ориентации монокристалла, от колебаний состава кварца;

3) растворимость определена вдоль трехфазной границы вода–флюид (пар)–кварц, т.е. вдоль кривой насыщения чистой воды;

4) предполагается граница между двухфазными полями вода–кварц и кварц–флюид при P и T выше трехфазной области (линия  $T=374^{\circ}\text{C}$ , см. рис. 1), при этом установлено отсутствие разрыва в растворимости кварца при переходе между этими двухфазными полями, что объяснялось автором непрерывностью изменения удельного объема флюидной фазы;

5) растворимость кварца в воде значительно меньше, чем растворимость кварцевого стекла и коллоидного кремнезема;

6) растворимость кварца в воде от  $160^{\circ}$  до  $330^{\circ}\text{C}$  слабо зависит от давления, до  $\approx 1000$  бар она практически растет линейно с ростом температуры, в дальнейшем, после достижения определенного максимума растворимости падает на всех изобарах до некоторой конечной величины;

7) при давлениях выше 1 кбар растворимость заметно увеличивается и зависит от температуры (при постоянном давлении) почти линейно .

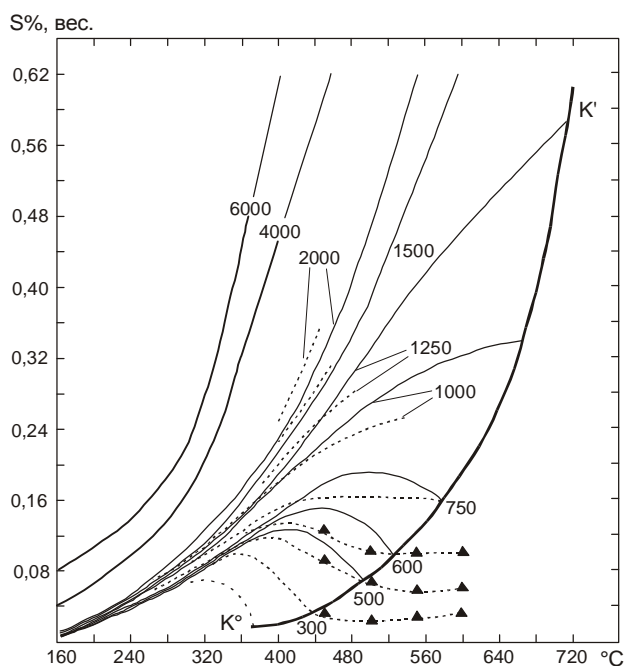


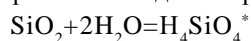
Рис. 1. Изобары растворимости кварца (S%, вес.).

Сплошные линии – расчет на ПК “Селектор-С”, пунктирные – эксперимент из [27], цифры у кривых – давление в барах,  $K^{\circ}$  – критическая точка воды,  $K^{\circ}K'$  – критическая кривая насыщенного раствора вода–кварц,  $\blacktriangle$  – экспериментальные точки в сверхкритической области из [16,17].

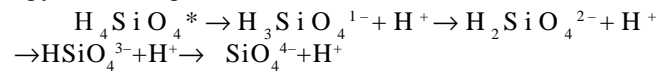
### КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕХАНИЗМА РАСТВОРЕНИЯ, ФОРМЫ ЧАСТИЦ КРЕМНЕЗЕМА В РАСТВОРЕ

Длительное время не был ясен механизм растворения кремнезема. Исследователями предлагались различные формы-частицы растворенного кремнезема: коллоид, ионы, молекулы легкорастворимых силикатов натрия или калия и т. д. [5, 10,30]. В настоящее время общепринято, что процесс растворения кремнезема в докритических условиях, как и полимеризация его, является каталитическим, зависимым от концентраций  $\text{OH}^-$  и  $\text{H}^+$  [3, 9, 21]. При этом, растворение кремнезема в зависимости от pH сопровождается образованием и выведением из реакции промежуточных, часто нестойких, комплексов-частиц. Известно, что скорость образования или интенсивность растворения кварца является прямой функцией концентрации  $\text{OH}^-$  ионов [10, 25]. Попутно укажем, что в кислой среде, при pH менее 2–3, кварц образуется или заметно растворяется лишь в присутствии анионов фтора, хлора и некоторых других анионов [18]. Наличие во флюиде даже незначительных количеств примесей электролитов ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и др.) приводит к увеличению скорости реакции и росту равновесной растворимости [4, 5, 11, 20, 24, 28]. Наилучшее растворение кремнезема происходит в щелочных электролитах при pH более 8–9. Присутствие в воде углекислоты приводит к экспоненциальному падению растворимости по мере ее накопления в растворе [12].

В обычных и, особенно, в докритических условиях (выше точки  $K^\circ - 374^\circ\text{C}/221$  бар) кремнеземы хорошо растворяются в чистой воде, и причиной этому являются уникальные свойства воды и, главным образом, ее высокая полярность, сохраняющаяся в значительном интервале температур и давлений [3, 8, 26]. При осаждении кремнезема из пересыщенных растворов довольно часто образуются метастабильные электролиты с аномально высокими концентрациями  $\text{SiO}_2$ , как установлено, за счет полимеризации, устойчивые неопределенно долго. С применением молибдатного колориметрического метода и некоторых других, более или менее прямых и точных методов определения кремнезема в растворе был показан метастабильный характер образующихся полимерных частиц-соединений [10, 32]. В щелочном растворе, кроме указанных частиц и ионов ортокремниевой кислоты, могут находиться димерные и другие сложные полимерные анионы, параметры и условия их существования изучены не достаточно хорошо [10]. В настоящее время большинством авторов принимается, что кремнезем в водных растворах в равновесии с твердой фазой находится в виде мономерной нейтральной ортокремниевой кислоты и ее образование идет по реакции



и в раствор переходят, в основном, нейтральные частицы  $\text{H}_4\text{SiO}_4^*$ . Принимается также, что частицы  $\text{H}_4\text{SiO}_4^*$  вплоть до pH=8 практически не диссоциируют, а при повышении щелочности выше 8–9 диссоциируют в четыре стадии [3, 4, 10, 31]:



При теоретическом моделировании взаимодействия вода – минерал важное значение имеет точность в знании изобарно-изотермических параметров и уравнений теплоемкости для растворяемого твердого тела и участвующих в процессе растворения частиц. При их использовании необходимо учитывать, что при расчетах растворимости кремнезема (или породы) выбранные термодинамические параметры (потенциалы) участвующих в реакции компонентов могут не достаточно адекватно характеризовать реальную структуру экспериментально растворяемого объекта (состав, упорядоченность атомов, механико-структурные дефекты и пр.).

Критический анализ форм нахождения кремнезема в водных растворах и их применение при изучении равновесий в системе  $\text{SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$  вдоль нижней трехфазной кривой были выполнены в [4]. Анализ диссоциированных и недиссоциированных молекул при расчете растворимости кремнеземов позволил этим авторам выбрать в качестве реальной и наиболее активной нейтральную частицу  $\text{H}_4\text{SiO}_4^*$  (см. параметры в табл.1) и получить величины растворимостей близкие к экспериментальным в диапазоне  $25\text{--}300^\circ\text{C}$ . И.К. Карпов [6, стр.164] с помощью решения обратной физико-химической задачи получил изобарно-изотермические потенциалы частиц  $\text{H}_4\text{SiO}_4^*$ ,  $\text{H}_3\text{SiO}_4^{1-}$ ,  $\text{H}_2\text{SiO}_4^{2-}$  в “отличном” согласии с [4]. Его расчет зависимости растворимости кварца от pH электролита при  $25^\circ\text{C}$  оказался в хорошем согласии с экспериментом [20]. В связи с этим сразу отметим, что использование нейтральной частицы  $\text{H}_4\text{SiO}_4^*$  и некоторых других заряженных частиц (см. выше схему диссоциации) привело нас к согласию с экспериментом и выше цитируемыми авторами лишь при низких температурах. Но при температуре выше  $300^\circ\text{C}$  расчетная растворимость кварца становится нереально большой. И это вызвало необходимость заняться расчетом парциальных вкладов различных частиц кремнезема в общую растворимость. Параметры их были взяты из современных баз данных, заложенных в ПК “Селекторе”. Некоторые результаты этих расчетов представлены в табл.1, из которой видно, что:

а)  $\text{H}_4\text{SiO}_4^*$  – нейтральная частица, с параметрами из [4, см. табл. 1 и 3] позволяет получить величины растворимости в худшем соответствии с экспериментом, чем  $\text{SiO}_2^*$  из наиболее современных баз данных [26, 33, 35];

**Таблица 1. Результаты теоретического анализа вкладов нейтральных и заряженных электролитных частиц кремнезема в общую растворимость кварца в воде (расчет вдоль нижней трехфазной кривой насыщения).**

Р, бар	Т°, С	Эксп, по [27]	Расчет из [4]	Растворимость, вес. % при использовании:			
				H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> *	SiO <sub>2</sub> *	Σ *)	SiO <sub>2</sub> *+Σ
6,2	160	0,007	0,007	0,045	0,032	3·10 <sup>-5</sup>	0,013
25	222	0,036	0,031	0,0957	0,028	1·10 <sup>-4</sup>	0,028
51,7	263	0,057	0,052	0,141	0,042	5·10 <sup>-4</sup>	0,043
128,1	330	0,074	-	0,231	0,069	0,024	0,093
205,1	368	0,0465	-	0,291	0,065	0,863 (!)	0,862

Примечание. \*) – вклад в общую растворимость заряженных частиц H<sub>3</sub>SiO<sub>4</sub><sup>-</sup>, H<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, HSiO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, (SiO<sub>4</sub>)<sup>4-</sup> мал по отдельности, поэтому приводим их вклад в виде суммы, вклады сильно нарастают при повышении Т, особенно H<sub>3</sub>SiO<sub>4</sub><sup>-</sup>, превышая реальные значения уже при Т=150°С.

б) заряженные частицы электролита слабо участвуют в растворении при низких Р,Т, но при приближении к критической точке увеличивают растворимость кварца до нереально больших величин;

в) растворимость по всем вариантам можно значительно приблизить к экспериментальной, комбинируя количество участвующих частиц и варьируя их параметры, но, к сожалению, критерия правомерности таких эмпирических приемов нет.

В настоящее время существует множество методов, экспериментальных и расчетных, определения термодинамических характеристик индивидуальных ионов в растворах. Но, как правило, эта сложная задача не может быть решена без введения каких-либо исходных внетермодинамических допущений, таких же, как представления теории Дебая–Хюккеля, в которой термодинамические свойства растворов связаны со строением, размерами и плотностью ионных атмосфер электролита. Необходимость определения термодинамических свойств индивидуальных ионов в растворах сейчас очевидна, тем не менее до сих пор нет единого мнения не только о значении этих величин, даже в стандартном состоянии, их физическом смысле, но и о методах их определения. [8]. Упоминание о состоянии этой проблемы необходимо, но подробное обсуждение ее выходит за пределы нашей задачи. Тем более, в результате нашего моделирования выяснилось, что в природном процессе растворения кремнезема указанные выше частицы раствора, возможно, участвуют, но, являясь метастабильными, к расчетам равновесного процесса отношения не имеют.

На практике, из-за обилия и несогласованности баз данных, использование ПК “Селектор” предполагает как один из важных начальных этапов исследования отбор спектра частиц-участниц реакции растворения, анализ их параметров и, если необходимо, исправление методом эмпирического подбора термодинамических потенциалов G, H, S, иногда и коэффициентов уравнений теплоемкости (чаще в

пределах экспериментальной погрешности). Список частиц и их параметров, используемых в базе данных “Селектора” частично представлен в табл. 2.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ РАСТВОРИМОСТИ КВАРЦА

Испытание разнообразных частиц из набора баз данных, включенных в “Селектор-С”, проводилось на основе экспериментов по растворимости кристаллических и аморфных форм кремнекислоты [27]. Оказалось, величины растворимости в широком диапазоне температур и давлений при использовании частицы SiO<sub>2</sub>\* из термодинамической базы [33], ранее использованной в [35], близко совпадают с опытными данными в пределах экспериментальной воспроизводимости. Было установлено, что другие (заряженные) частицы кремнезема в растворе не могут быть использованы ни индивидуально, ни все вместе, ни в дополнение к нейтральной SiO<sub>2</sub>\*, так как их термодинамические параметры (табл.1) приводят к нереально большим величинам растворимости и к не согласующимся с экспериментом величинам Eh, pH. Эти обстоятельства являются достаточным доказательством правильности нашего выбора нейтральной SiO<sub>2</sub>\* как основной формы кремнезема в растворе и согласуются с выводом Б.Н. Рыженко о росте ассоциации частиц водного раствора с ростом температуры [14]. Возможно, что вследствие этого (изменения степени ассоциирования) не удалось уменьшить отклонения расчетных величин растворимости от экспериментальных в области максимума растворимости до расчетной с помощью вариаций параметров заряженных частиц и их количеством.

Учитывая, что ошибка термодинамического определения величины G около одного процента и то обстоятельство, что параметры нейтральной частицы SiO<sub>2</sub>\* получены расчетным путем, с помощью полуэмпирических уравнений теории Дебая–Хюккеля [26], были произведены расчеты растворимости

**Таблица 2. Изобарно-изотермические потенциалы различных минеральных форм кремнезема и его электролитных частиц. Стандартные величины  $H$  и  $G$  – в кал/мол,  $S$  – в кал/мол·град. Источниками изобарно-изотермических параметров являются соответствующие базы данных из ПК “Селектор-С”.**

	Минерал, частица	-H,	-G	S	Источник
1.	$\alpha$ -Кварц,	217650	204646	9.88	C_Sprons.98
2.	A-Кристобалит	216755	203895	10.372	C_Sprons.98
3.	Халцедон	217282	204276	9.88	C_Sprons.98
4.	Стекло	215870	203298	11.33	C_Sprons.
5.	$\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	214568	202892	14.34	C_Sprons.98
6.	$\text{H}_4\text{SiO}_4^*$	349460	313070	42,9	[4]
7.	$\text{SiO}_2^*$	209775	199190	18	w. Sprons 98
8.	$\text{HSiO}_3^-$	273872	242801	5	w.Sprons.98
9.	$\text{H}_4\text{SiO}_4^*$	348386	313050	46.511	w.Dump.
10.	$\text{HSiO}_3^-$	271880	242300	10	w.Dump.
11.	$\text{H}_3\text{SiO}_3^+$	292604	258317	25.5	w.Dump.
12.	$[\text{H}_2\text{SiO}_4]^{-2}$	315300	283556	3.883	w.Dump.
13.	$[\text{H}_3\text{SiO}_4]^{-1}$	330322	299474	30.342	w.Dump.

кварца с использованием измененных величин  $G$  в диапазоне  $\pm 1\%$ . Этот прием позволяет наглядно показать максимально возможные отклонения в расчетных величинах растворимости от экспериментальных, возникающие из-за неточности термодинамических параметров по данным различных авторов для базовых кристаллических полиморфных минеральных разновидностей кремнезема, также частиц в растворе. Оказалось, однопроцентное изменение свободной энергии Гиббса частицы  $\text{SiO}_2^*$  приводит к значительной неопределенности в теоретической оценке растворимости кремнезема. Результаты таких расчетов растворимости кварца на линии насыщения частично приведены в таблице 3.

Из таблицы следует, что даже небольшие ошибки в определении величины  $G$  для частиц раствора или кристалла приводят к большим отклонениям в растворимости. Следует отметить, что используемые нами изобарно-изотермические потенциалы из баз

**Таблица 3. Оценка величины неопределенности в расчетах растворимости кварца при  $\pm 1\%$ -ой вариации величины свободной энергии Гиббса частицы  $\text{SiO}_2^*$ .**

T, °C	Растворимость кварца в воде, %.			
	S*	S <sup>+1</sup>	S <sup>-1</sup>	S <sub>эксп.</sub>
200	0.0256	0,213	0.0031	0.024
250	0.0422	0,286	0.0062	0.043
300	0.0632	0,363	0.0110	0.068
350	0.0796	0,397	0.0159	0.072

Примечание. S\*, S<sup>+1</sup>, S<sup>-1</sup> – значения растворимостей, рассчитанные с использованием справочных [27, стр.636], увеличенных и уменьшенных на один процент значений  $G$  ( $\text{SiO}_2^*$ ), соответственно.

ПК “Селектор-С” оказались достаточными для получения довольно хорошей сходимости теоретических и экспериментальных значений растворимости. Экспериментальные изобарные зависимости растворимости кварца (S, %) в чистой воде в диапазоне 160–560°C до 1750 бар представлены на рис. 1 пунктирными линиями, сплошными линиями отражены расчеты S,%, выполненные с помощью ПК. Расчетная изобарная растворимость кварца вполне согласуется с экспериментальной в широком диапазоне температур и давлений.

Из рисунка видны наиболее важные детали сходства и различия изобар растворимости из теории и эксперимента:

а) расчетные изобары растворимости (до 750 бар) представляют собой куполообразные кривые;

б) температура максимальной растворимости, точнее, перегиба (купола) экспериментальных и расчетных кривых зависит от величины давления, причем расчетные максимумы растворимости всегда более симметричны и более высокотемпературны, чем экспериментальные;

в) расчетные величины растворимости в области купола вплоть до 1250 бар выше экспериментальных, с ростом давления, наоборот, становятся ниже;

г) вид изобарных экспериментальных кривых растворимости кварца четко иллюстрирует систему вода–кварц как фазовую диаграмму второго типа. Характер фазового равновесия в координатах P-T, в данном случае, определяется наличием критических явлений и поведением растворимости кремнезема в разбавленном электролите [13];

д) положение расчетной кривой насыщения, ус-танавливаемой по растворимости  $\text{SiO}_2$ , почти совпа-

дает с положением кривой насыщения чистой воды (точнее, расчетные температуры завышены на 2–3°C). Такое совпадение согласуется с малой растворимостью кварца в воде (расчетная ионная сила во всем диапазоне S, % менее  $10^{-5}$ ). Сдвиг критической точки  $K^{\circ}$  в область более высоких температур аналогичен сдвигу ее в системе NaCl–H<sub>2</sub>O [22].

В расчетах была достигнута высокотемпературная “предельная” растворимость – уменьшение (после максимума) изобарной растворимости заканчивается в точках, располагающихся на критической линии  $K^{\circ}K'$  (рис. 1), где  $K^{\circ}$  – критическая точка растворимости на линии насыщения воды или разбавленного электролита,  $K'$  – предельная изобарная критическая точка на границе флюид–газ, ее положение зависит от давления.

Интересным и удивительным явилось необычайно хорошее совпадение изобарных величин предельной экспериментальной [27] и расчетной “предельной” растворимости кремнезема, при достижении которой (при переходе через границу  $K^{\circ}K'$ ) “Селектор-С” реагирует переходом флюид→ газ и полным прекращением растворимости. Такое совпадение объясняется малой величиной растворимости кремнезема, не способной значительно повлиять на термодинамические свойства электролита и, конечно, самими свойствами уравнения состояния воды в координатах P-V-T, “защитым” в ПК “Селектор-С”. Эффект, вероятно, можно представить как результат двух противоположных факторов, приводящих электролит к значительной потере полярности (на диэлектрическую проницаемость), влияния роста температуры и давления на толщину ионной сферы взаимодействующих частиц [3]. Совпадение в пределах  $\pm (1\div 2^{\circ}\text{C})$  предельных (критических) температур  $K'$  в эксперименте и расчетах и, при этом, резкое сокращение растворимости кремнезема в эксперименте [16, 17] говорят о значительном приближении уравнения состояния воды в теории Дебая–Хюккеля и в его модификациях к реальному состоянию воды (электролита) и водного флюида во всем диапазоне P-T.

Граница  $K^{\circ}K'$  в строгом физическом смысле не существует и она не может быть оформлена в виде четкой фазовой границы, так как переход “водный флюид→ газ” (переход второго рода) связан с быстрым, но непрерывным конечным изменением термодинамических и теплофизических параметров флюида слева от линии  $K^{\circ}K'$  [26] до величин, характерных для реального газа, справа от  $K^{\circ}K'$ . К этим параметрам H<sub>2</sub>O нужно отнести диэлектрическую проницаемость, теплоемкость, удельные объем, сжимаемость, теплопроводность и др. Кстати, поведение удельного объема воды в координатах P-T Дж. Кеннеди считал одним из главных параметров, формирующих

вид экспериментальных изобар растворимости кварца. Он же впервые отмечал возможность существования линии критических точек  $K^{\circ}K'$ , но считал, что с помощью изучения растворимости найти эту линию невозможно.

Современное изучение теплофизических параметров флюида в координатах T и P [21, 26] помогает понять куполообразную зависимость растворимости кремнезема: при увеличении температуры растворимость должна возрастать (она действительно почти линейно увеличивается вплоть до  $T \approx 300^{\circ}\text{C}$ ), но уменьшается из-за падения полярности воды-флюида, диссоциации, значительных перестроек структуры растворителя и пр. Известно, что влияние давления направлено на сохранение полярности электролита [19, 24, 26], и это иллюстрирует вид изобар растворимости – по мере повышения давления влияние температуры падает (купол исчезает), а изобарическая растворимость увеличивается почти линейно. Оказалось, что при увеличении  $P \geq 2\text{--}3$  кбар и более (см. ниже) предельные температуры изобар растворимости “прижимаются” к линии  $T=760^{\circ}\text{C}$ . Эта температура, вероятно, является предельной для использования ПК “Селектор-С” при исследовании любой системы вода–твердое тело. Аналогичный результат получен нами при моделировании растворимости в воде альбита.

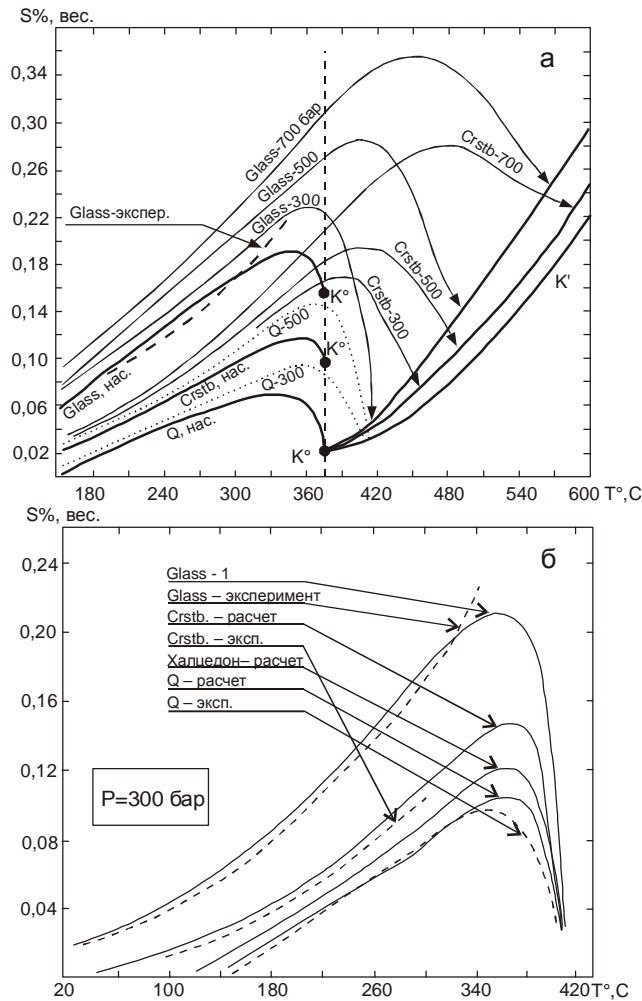
Другими словами, в закритических условиях наибольшее влияние на повышение растворимости кремнезема приобретает давление, параметр, в значительной степени формирующий структуру флюида как полярного электролита. Это наглядно подтверждается расчетами Хельгесона изобарных величин молярного удельного объема и диэлектрической проницаемости и многих других электростатических и физических свойств флюида, в зависимости от температуры и давления [26, например, фиг. 1, 21 и др.]. В докритических условиях, наоборот, главным параметром, определяющим рост растворимости, является температура.

Из куполообразной изобарной зависимости растворимости кремнезема следует, что в природной гидротермальной системе (в термически градиентных условиях, при давлениях от 200 до 700 бар, см. рис.1) первичная кристаллизация кремнезема наиболее вероятна как при наименьших, так и наибольших температурах системы, то есть в областях с меньшей растворимостью. С ростом давления купол исчезает и кремнезем будет выпадать из флюида только в зонах с наименьшей температурой – в областях с наименьшей растворимостью. Этот результат, наглядно подтверждает экспериментальные исследования кристаллизации кварца в автоклаве в градиентных условиях [10].

В сверхкритических условиях, справа от линии  $K^{\circ}K'$ , растворимость кварца сохраняется, и это экспериментально показано акад. М.А. Стыриковичем в [16, 17] и, частично, в [27], (рис. 1, залитые треугольники). Это свидетельствует о том, что переход “флюид”–“газ” растянут в координатах P-T, и о том, что “газ” (перегретый пар) в этой области сохраняет способность к растворению кварца. Попутно заметим, что экспериментально установленное распределение растворенных компонентов между водой и флюидом вдоль линии насыщения является простой степенной функцией отношения их плотностей до 300 бар, а вероятно, и далее, если соответствующим образом изменять показатель степени этого отношения [16]. Этот вывод имеет отношение к самой возможности моделирования явления растворимости с помощью ПК “Селектор” в области за пределами линии  $K^{\circ}K'$ . Иначе говоря, растворимость кремнезема в этой области существует, но не описывается моделью. Более определенно сказать о растворимости кварца в этой области невозможно, так как экспериментов здесь практически нет из-за малой прочности материалов аппаратуры, современная же теория здесь явно не достаточна.

**РАСТВОРИМОСТЬ ПОЛИМОРФНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ КРЕМНЕЗЕМА**

Растворимость полиморфных разновидностей кремнезема экспериментально исследована значительно хуже [10,27]. Во многих экспериментах по растворимости кварца было сразу отмечено, что величина растворимости чувствительна к исходному состоянию кристаллитов и что она изменяется при их размоле, отжиге, обработке кислотой, зависит от кристаллографических направлений. Оказалось, что аморфные кремнеземы (силикагель), опал, аморфное стекло и другие полиморфы более растворимы, чем структурно совершенные упорядоченные кварц или кристобалит. Сравнительная характеристика экспериментальной растворимости различных форм кремнезема приведена в обзоре [10]. Утверждается из многих экспериментов, что... “растворимость в широком температурном интервале увеличивается в ряду кварц–халцедон–кристобалит–аморфный кремнезем”. Это соответствует уменьшению их стандартных теплот и свободных энергий образования, и именно эту эмпирическую связь использует ПК “Селектор”. Результаты наших расчетов растворимости полиморфных разновидностей кремнезема представлен на рис. 2а – положения кривых насыщения, критических точек  $K^{\circ}$  и линий  $K^{\circ}K'$  для кварца, кристобалита, халцедона и стекла. В процессе моделирования растворимости полиморфов кремнезема установлено, что положения точек  $K^{\circ}$  на линиях насыщения и точек  $K'$  на линии  $K^{\circ}K'$  на графиках “изобарная



**Рис. 2.** а). Результаты расчетов изобарной растворимости (S%, вес.) кварца, кристобалита и стекла при давлении 300, 500 и 700 бар. Жирная пунктирная линия – экспериментальная изобара растворимости из [27],  $K^{\circ}Q$ ,  $K^{\circ}Crstb$ ,  $K^{\circ}Glass$  – критические точки, соответствующие насыщенным растворам вода–полиморфы  $SiO_2$ ;  $K^{\circ}K'Q$ ,  $K^{\circ}K'Crstb$ ,  $K^{\circ}K'Glass$  – критические кривые насыщенного раствора вода– полиморфы  $SiO_2$ , (соответственно).

б) Кривые изобарной растворимости расчетные (сплошные) и экспериментальные (пунктирные) для стекла, кварца и кристобалита при 300 бар, экспериментальных данных для халцедона нет.

растворимость – температура” связаны друг с другом соотношением их растворимостей. Величины же критических и предельных температур и давлений, соответствующих  $K^{\circ}$  и  $K'$ , меняются мало. Соотношения расчетных изобарных растворимостей с экспериментальными (при давлении 300 бар) полиморфных разновидностей кремнезема представлены на рис. 2б. Из рисунка видно, что расчетная растворимость стекла, кварца и кристобалита достаточно хорошо совпадает с экспериментальной [23, 27]. Веро-



ятно, это является следствием достаточной адекватности используемых термодинамических параметров модели и реальной структуры растворяемого в эксперименте кремнезема. Кроме того, согласно способствует то, что предельно разнопорядоченные формы (кварц, кристобалит, в меньшей степени, и стекло) представляют собой наиболее воспроизводимые в эксперименте и в природе конечные члены ряда  $\text{SiO}_2$ .

Изобарно-изотермические параметры  $G$  и  $H$  геля  $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$  из табл. 2 оказались не пригодными, т. к. завышали расчетную растворимость кремнезема в десятки раз. Для достижения согласия были подобраны новое значение  $G = -203088$  ккал/мол (на 0.06 % более базового) и уравнение теплоемкости Silica glass из базы данных C\_Sprons. При этом достигнуто хорошее совпадение с эмпирическим  $G$ , найденным А.В. Волосовым с соавторами [4], и также со всеми экспериментальными значениями растворимостей, цитированными в их работе. Кривые растворимости различных кремнезёмов, как можно видеть из рисунка 2, подобны друг другу, сохраняют симметрию и отличаются друг от друга лишь амплитудой – максимальной растворимостью.

Нами установлено, что различные произвольные (в пределах точности и экспериментальной воспроизводимости) вариации коэффициентов в уравнении теплоемкости и величин изобарно-изотермических параметров  $G$ ,  $H$  и  $S$  всех участвующих в реакции растворения компонентов практически не изменяют симметрии кривых растворимости и позволяют достичь совпадения симметрии экспериментальных кривых. В связи с этим, не удается достичь более близкого совпадения теоретических и экспериментальных кривых растворимости в области наибольших расхождений. Отклонения расчетных и экспериментальных кривых, вероятно, можно объяснить, с одной стороны, реальными условиями проведения эксперимента, например условиями “закалки” (сохранения) равновесного состава электролита, возможно, участием в растворении некоторых других, кроме нейтральной  $\text{SiO}_2^*$ , заряженных частиц, ионизацией электролита, или явлением ассоциации при повышении температуры или давления и т.п. Тем не менее, на данном этапе исследования близость экспериментальных и теоретических значений растворимости кремнезема в воде можно считать достаточной для использования достигнутых результатов при рассмотрении более сложных реакций, типа вода-порода. Уже сейчас становится очевидным, что применение некоторых заряженных частиц кремнезема, кроме  $\text{SiO}_2^*$ , может привести к искаженным результатам. Так в работе [14] были получены значения  $\text{pH}$ , по словам авторов, выходящие за пределы физически допустимого для водных систем, до 15 – концент-

рации  $\text{NaOH}$  и  $\text{KOH}$  достигают  $n \cdot 10$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$  (при низких температурах!). Причиной этого эффекта, возможно, явилась завышенная растворимость кремнезема, в результате чего электролит был обогащен сверхкритическим количеством щелочей.

#### РАСЧЕТ ВЛИЯНИЯ ДАВЛЕНИЯ НА РАСТВОРИМОСТЬ КРЕМНЕЗЕМА

Влияние давления на повышение способности водно-флюидной фазы растворять большое количество кремнезема заключается в том, что давление вызывает уплотнение флюидной фазы, образование аквакомплексов и рост диэлектрической проницаемости, что сопровождается повышением полярности электролита. Моделирование растворимости кварца при высоких давлениях контролировалось экспериментами Н.И. Хитарова [19]. На рис.3 вместе с результатами наших расчетов приведены экспериментальные данные [21]. Из рисунка видно, что расчетные значения растворимости для всех изотерм находятся в неплохом согласии с экспериментальными. Все расчетные изотермы, кроме  $600^\circ\text{C}$  (совпадают), отклоняются от экспериментальных в среднем на 0,1–0,3% по не известным, но более всего вероятно – техническим или кинетическим причинам.

Данные показывают, что с повышением температуры растворимость кварца становится все более зависимой от давления – изотермы растворимости

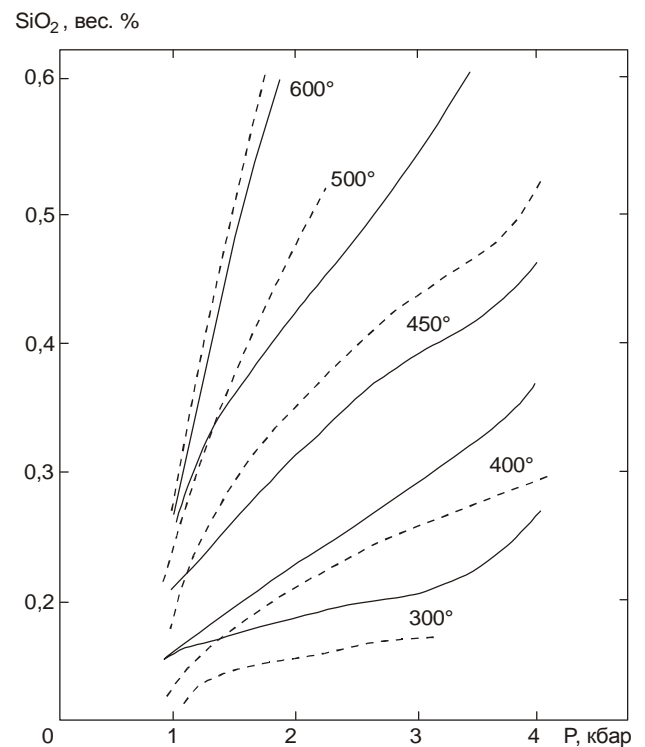


Рис. 3. Изотермы растворимости кварца при 1–4 кбар. Пунктир – экспериментальные данные из [19], сплошные линии – расчет с помощью ПК “Селектор-С”.

становятся все круче. У остальных полиморфов кремнезема расчетные изотермы растворимости еще более крутые (на рисунке не показаны – нет экспериментальных данных). Если грубо предположить линейность этих зависимостей, то из рис. 3 можно предсказать, что при 600–700°C и давлении 3–4 кбар флюид способен растворить более одного процента кремнезема. Таким образом, можно определенно предполагать, что с понижением давления, в закрытой гидротерме, при благоприятном катионно-анионном составе флюида–воды в условиях насыщения кремнекислотой флюидно-паровая фаза может содержать и в дальнейшем мобилизовать огромные количества кремнезема. Этому вопросу уделяется большое внимание: акад. Н.М. Страховым сделана детальная оценка относительных вкладов различных источников, пород и процессов в накопление кремнезема на поверхности земли, в которой главным источником кремнезема он считает глубинный флюид. Изучение химии кремнезема в различных геологических процессах привело А.П. Лисицына к мысли, что основным источником кремнезема является мантийный резервуар Мирового океана [10].

#### О ВОЗМОЖНОМ СОСТАВЕ МЕТАМОРФОГЕННОГО ФЛЮИДА

Известно, что до сих пор метаморфогенный флюид моделируется системой С-О-Н, однако совершенно очевидно, что метаморфогенный флюид содержит кремний, щелочи и другие компоненты. Пользуясь вышеприведенными результатами, мы можем более обоснованно оценить состав метаморфогенного флюида, по меньшей мере, в отношении кремнекислоты и провести предварительные оценки масштабов мобилизации кремния и некоторых других компонентов из пород и внутри ее в процессе метаморфизма. Безусловно, что часть приведенных ниже результатов надо рассматривать только как предварительные. Для решения поставленной задачи мы построили следующую физико-химическую модель. Водный, восстановленный флюид–вода с небольшим количеством углерода (0,01 мол/литр) при T=625°C и P=2000 кбар (эти параметры выбраны

произвольно) из первого резервуара поступает во второй, где находится порода, отвечающая по составу гранат-биотитовому гнейсу (табл. 4).

Флюид во втором резервуаре реагирует с породой, насыщаясь ее компонентами (табл. 5), и после этого попадает в третий резервуар, где происходит его охлаждение до 25°C. Равновесная минеральная ассоциация состояла из граната, биотита, плагиоклаза, кварца, ильменита и незначительного количества калишпата [1]. В реакции моделирования вода–ассоциация участвовало 36 твердых фаз, 69 ионов и нейтральных соединений и 8 газовых компонентов (для краткости не указываются, аналогичны приведенным в [14]). Соотношение флюид /порода менялось в диапазоне от 1:1 до 1:10. Оказалось, что для данных условий моделирования во флюид из породы поступают практически только кремнекислота (SiO<sub>2</sub>) и щелочи, тогда как другие компоненты содержатся в следовых количествах (в табл. 5 приведены количества компонентов, превышающих 0.1 мг/кг флюида).

Характерно, что концентрация кремнекислоты во флюиде в сотни (!) раз превышает концентрации таких легко растворимых компонентов, как щелочи (табл. 2). Для данных P и T растворимость–вынос кремнезема из равновесной минеральной ассоциации равна примерно 8 граммам на килограмм флюида или 0.8 вес. %. Увеличение давления до 5 кбар на порядок увеличивает растворимость кремнезема. Причем, в условиях буферирования состава флюида породой (важно!) концентрация кремнекислоты остается постоянной в широком диапазоне отношений флюид/порода. Условия буферирования породой флюида исчезают только при нереальных отношениях флюид/порода, достигающих величин 50:1 или 100:1 [2]. Если из состава породы исключить щелочи, то растворимость кремнекислоты практически остается на прежнем уровне, что свидетельствует о достаточно слабом влиянии щелочей на растворимость кремнекислоты.

Из второго резервуара флюид поступал в третий, где происходило осаждение кремнекислоты в виде кварца, в ассоциации с графитом. Таким обра-

Таблица 4. Химический состав гранат-биотитового гнейса, вес.% [1, табл.14, обр. № 8].

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
65.72	0.49	15.04	1.53	6.75	0.12	3.72	0.85	2.23	2.96	0.04

Таблица 5. Некоторые характеристики состава флюида, равновесного с гранат-биотитовым гнейсом, при T=625°C и P=2000 кбар, соотношение флюид/порода равно 1:10. Концентрации компонентов даны в мг на 1кг флюида.

CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	SiO <sub>2</sub> <sup>*</sup>	NaHSiO <sub>3</sub>	lgfO <sub>2</sub>	Eh, В	pH
27000	2450	5.85	4.3	10.4	7750	0.11	-19.99	-1.01	7.58



зом, модель иллюстрирует растворение и возможность мобилизации значительных количеств кремнезема в процессах метаморфизма с дальнейшим образованием кварцевых жил.

### ВЫВОДЫ

1) Установлено приемлемое согласие рассчитанных величин растворимости кварца с гидротермальным экспериментом в широком диапазоне температур и давлений. Теоретические зависимости величины растворимости главных полиморфных разновидностей кремнезема от температуры и давления находятся в хорошем согласии с экспериментальными.

2) При докритических и сверхкритических параметрах  $T$  и  $P$  основной формой растворения и переноса является нейтральная частица  $\text{SiO}_2^*$ .

3) Установлены критические границы растворимости главных полиморфных разновидностей кремнезема в закритической области перехода флюид-газ (перегретый пар).

4) Получены предварительные оценки возможного состава метаморфического флюида системы  $\text{C-O-H}$ , из которых видны значительные масштабы возможной мобилизации кремнезема в процессах метаморфизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований – грант № 99-05-64487.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О.В., Петрология охотского метаморфического комплекса. М., 1977. С. 93.
2. Авченко О.В. О величине отношения флюид-порода при региональном гранулитовом метаморфизме // Докл. АН СССР. 2001. Т. 378, № 2. С. 1–4.
3. Васильев В.П. Термодинамические свойства растворов электролитов. М.: Наука, 1982.
4. Волосов А.Г., Ходаковский И.Л., Рыженко Б.Н. Равновесия в системе  $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  при повышенных температурах (вдоль нижней трехфазной кривой) // Геохимия. 1972. № 5. С. 575–591.
5. Ганеев И.Г. О механизме растворения и формах миграции кремнезема в щелочных гидротермальных растворах // Геохимия. 1968. № 6. С. 727–729.
6. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука: СО, 1981. 245 с.
7. Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А. Краткая инструкция к программному продукту Селектор-С. 1997. Иркутск, 1997. 102 с.
8. Крестов Г.А., Термодинамика ионных процессов в растворах. Л.: Химия, 1984. 272 с.
9. Мицюк Б.М., Механизм реакции кварцеобразования в гидротермальных условиях // Геохимия. 1974. № 11. С. 1641–1647.
10. Мицюк Б.М., Горогоцкая Л.И., Физико-химические превращения кремнезема в условиях метаморфизма. Киев: Наук. думка, 1980. 233 с.
11. Морачевский Ю.В., Пирютко М.М. О растворимости кремневой кислоты // Изв. АН СССР. Отд. хим. наук. 1956. № 8. С. 894–901.
12. Новгородов П.Г. Растворимость кварца в смеси  $\text{H}_2\text{O-CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$  при  $700^\circ\text{C}$  и давлении 1,5 кбар // Геохимия. 1977. № 8. С. 1270–1273.
13. Равич М.И. Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях, М.: Наука. 1974. 150 с.
14. Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л., Князева С.Н. Химические характеристики (состав, pH, Eh) систем “порода-вода”: III. Системы “пироксенит/вода” и “дунит/вода” // Геохимия. 2000. № 6. С. 618–642.
15. Самойлов О.Я. Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 214 с.
16. Справочник химика-энергетика. М.-Л., 1960. Т. 1. 108 с.
17. Стырикович М.А., Хайбуллин И.Х. Внутрикотловые физико-химические процессы. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
18. Хетчиков Л.Н., Балицкий В.С., Дернов-Пегарев В.Ф. О перекристаллизации кварца в гидротермальных растворах сульфидов и фторидов некоторых щелочных металлов // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука. 1968. Т. 1. С. 91–95.
19. Хитаров Н.И. Четырехсотградусная изотерма системы  $\text{H}_2\text{O-SiO}_2$  в пределах давления до  $4000 \text{ кг/см}^2$  // Геохимия. 1956. № 1. С. 62–66.
20. Черкинский Ю.С., Князькова И.С. О зависимости концентрации  $\text{SiO}_2$  от pH над твердым кремнеземом // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198, № 2. С. 358–360.
21. Anderson G.M., Burnham C.W. The solubility of quartz in supercritical water // Amer. J. Sci. 1965. V. 263, N 6. P. 494–511.
22. Bischoff J.L., Rosenbauer R.J. Liquid-vapor relations in the critical region of the system  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  from 380 to  $415^\circ\text{C}$ : A refined determination of the critical point and two-phase boundary of seawater // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1988. V. 52, N 8. P. 2121–2127.
23. Fournier R.O., Rowe J.J. The solubility of cristobalite along the three phase curve, gas plus liquid plus cristobalite // Amer. Miner. 1962. V. 47, N 7/8. P. 897–902.
24. Franck E.U. Uberkritisches Wasser als electrolitisches Losungsmittel // Angew. Chem. 1961. V. 73, N10. P. 309–322.
25. Goto K., Effect of pH on polymerization of silicic acid // J. Phys. Chem. 1956. V.60, N7. P.1007–1008.
26. Helgeson H.C., Kirkham D.H. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures : I. Summary of the thermodynamic / electrostatic properties of the solvent // Amer. J. Sci. 1974. V. 274, N 10. P. 1089–1198.
27. Kennedy G.C., A portion of the system silica-water // Economic Geology. 1950. V. 45, N 7. P. 629–653.
28. Kennedy G.C., Wasserburg G.J., Heard H.C., Newton R.C. The upper three-phase region in the system  $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  // Amer. J. Sci. 1962. V.260, N 7. P. 501–521.
29. Laudise R.A., Ballman A.A. The solubility of quartz under hydrothermal conditions // J. Phys. Chem. 1961. V. 65, N8. P. 1396–1400.

30. Lovering T.S., Solution and precipitation of silica in cold water // *Econ. Geol.* 1923. V. 18, N 6. P. 523–540.
31. Morey G.W., Hesselgesser J.M. The solubility of some minerals in superheated steam at high pressures // *Econ. Geol.* 1951. V. 46, N 8. P. 821–835.
32. Morey G.W., Fournier R.O., Rowe J.J. The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25 to 300°C // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1962. V. 26. P. 1029–1035.
33. Shock E.L., Helgeson H.C., Sverjesky D.A. Calculation of the thermodynamic and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures : Standart partial molar properties of inorganic neutral species // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53, N 9. P. 2157–2184.
34. Smith A. The system  $H_2O-SiO_2$  // *Rec. Trav. Chim.* 1930. V. 49. P. 962–966.
35. Walter J.V., Helgeson H.C. Calculation of the thermodynamic properties of aqueous silica and the solubility of quartz and its polymorphs at high pressure and temperatures. // *Amer. J. Science.* 1977. V. 277. P. 1315–1351.

*Поступила в редакцию 1 декабря 2001 г.*

*Рекомендована к печати Л.П. Карсаковым*

***V.O. Khudolozhkin, O.V. Avchenko***

**Investigation of the forms of existence of dissolved particles in the water-silica system in subcritical and supercritical conditions by the method of thermodynamic modeling**

The solubility of quartz and polymorphs in water has been calculated on the basis of the new “Selector” (author Karpov I.K.) complex computer program at temperatures ranging to 740° C and at pressure ranging to 6 Kbar. The calculated solubility has been described along the three-phase boundary (quartz-water-fluid) and in the two-phase fields, quartz-water, and quartz-fluid. The calculated solubility of silica in water is in accordance with experimental results.

## СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

*Н.В. Болдовский*

*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск*

Разработаны принципы выделения гидрогеологических систем и гидрогеологической стратификации геологического разреза Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканического пояса как основы для выявления особенностей формирования и распространения ресурсов подземных вод. Выделение гидрогеологических систем основывается на стратиграфических, петрографических, геоструктурных и гидрогеологических закономерностях в вулканических толщах пояса. Разработанная гидрогеологическая стратификация дает возможность наиболее оптимально подойти к вопросам среднемасштабного гидрогеологического картирования. Рассмотрены закономерности формирования ресурсов подземных вод в вулкано-генных гидрогеологических системах.

**Ключевые слова:** гидрогеологические системы, гидрогеологическая стратификация, Восточно-Азиатский вулканический пояс, вулканогены, подземные воды.

### ВВЕДЕНИЕ

Интенсивное освоение прибрежных зон Востока Азии, в пределах которых находится Восточно-Азиатский окраинно-континентальный вулканический пояс, вызывает резкий рост водопотребления. Проблема водоснабжения населенных пунктов, портов, промышленных и сельскохозяйственных предприятий может быть решена за счет поиска и разведки новых месторождений пресных подземных вод, сосредоточенных в вулканических образованиях, которые с небольшими перерывами протягиваются вдоль всего восточного побережья Азиатского континента. Сложность геологического строения и специфика природных особенностей Восточно-Азиатского вулканического пояса (ВАВП) обуславливают исключительно разнообразные условия формирования и распространения подземных вод. В связи с этим разработка принципов гидрогеологической стратификации и выделения различных типов гидрогеологических систем (или подземных водоносных систем) в регионе, базирующихся на стратиграфическом, петрографическом и геоструктурном анализе, позволит дифференцированно подойти к оценке и использованию ресурсов подземных вод.

В предлагаемой работе ВАВП рассматривается как целостная гидрогеологическая структура, для которой разработаны единая гидрогеологическая стратификация геологического разреза, принципы выделения гидрогеологических систем и их типиза-

ция и выявлены основные особенности формирования и распространения подземных вод в вулканогенных гидрогеологических системах.

### СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

ВАВП, являясь одной из грандиозных вулканических структур мира, протягивается вдоль восточных окраин Азиатского континента от Чукотского полуострова на севере до полуострова Индокитай на юге на расстояние более 12 тыс. км. Он распадается на несколько более мелких поясов или вулканогенов (Чукотский, Охотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Южно-Корейский, Восточно-Китайский и Южно-Вьетнамский).

Первое упоминание о ВАВП как о единой структуре отмечается в трудах Е.К. Устиева [21], М.И. Ициксона и Л.И. Красного [8]. Впоследствии различным вопросам геологии и тектоники ВАВП или его отдельным вулканогенам были посвящены работы В.Ф. Белого, Г.М. Власова, М.И. Ициксона, Л.И. Красного, Л.Ф. Мишина, М.С. Нагибиной, Ю.М. Пушаровского, В.Г. Сахно, В.И. Синюкова, Н.И. Филатовой, Л.Г. Филимоновой, А.Д. Щеглова, Dai Sung Lee, Phan Cu Tien, Tao Kuiynan, Xie Jiayin, Ruan Honghong, Wang Zhongjie, Yang Quifang, Yuan Honghong и др.

Гидрогеологические исследования на территории распространения вулканитов ВАВП и его звень-

ев охватывают почти семидесятилетний период и тесно связаны с историей ее геологического изучения, но наиболее целенаправленно эти исследования стали проводиться после выделения ВАВП в самостоятельную геоструктуру. Результаты этих исследований отражены в многочисленных работах, авторами которых являлись: Г.Н. Каменский, М.М. Толстихина, Н.И. Толстихин, И.К. Зайцев, Д.Я. Стерлин, В.Н. Кладовщиков, Е.Ф. Кириллова, А.Б. Разживин, Е.А. Басков, Г.И. Климов, В.А. Кирюхин, Н.А. Маринов, К.П. Караванов, В.В. Кулаков, Н.В. Болдовский, Л.Г. Соколовский, Чанг Хонг Фу, Во Конг Нгиен и другие.

Основными геоструктурами рассматриваемой территории являются (рис. 1) древние (дорифейские) платформы и граничные с ними структуры, складчатые области и системы, срединные массивы и выступы. К особым структурам региона относятся вулканогены ВАВП, восточнее которых находятся структуры дна окраинных морей, глубоководные желоба и ложе Тихого океана.

ВАВП является наложенной структурой моноклинального залегания с погружением в сторону окраинных морей [12]. Основанием или фундаментом для нее являются архейско-нижнепротерозойские метаморфические породы фундамента Сибирской платформы и древних массивов, нижнепротерозойские вулканогенные и терригенные породы Улканского эоплатформенного прогиба, рифейско-палеозойско-мезозойские отложения чехла платформ, массивов, перикратонных и наложенных прогибов, а также породы структур следующих складчатых областей и систем: Верхояно-Чукотской, Кони-Тайгоносской, Амурской и Катазиатской.

Собственно вулканиты ВАВП стали развиваться на восточной окраине Азии в мезозойское время. Однако разные его вулканогены (звенья) отличаются друг от друга временем, масштабами и характером проявления вулканизма, а также составом и строением вулканических толщ [5]. Для Чукотского, Восточно-Китайского и Южно-Вьетнамского вулканогенов фундаментом служат преимущественно отложения триаса, нижней и средней юры, для Охотского вулканогена – триаса и нижней юры, для Южно-Корейского – отложения юры и частично нижнего мела, а для Восточно-Сихотэ-Алинского – отложения триаса, юры, нижнего и частично верхнего мела. Эти отложения представлены терригенными, кремнисто-глинистыми, реже вулканогенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными отложениями.

В строении собственно вулканогенов принимают участие средне- и нижнеюрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные эффузивные образования разного состава.

В пределах вулканогенов развиты также поздне-мезозойские и кайнозойские интрузии от кислого до ультраосновного составов. Залегают они в виде штоков, даек и других магматических тел.

На вулканогенах широкое развитие получили континентальные наложенные впадины, сложенные кайнозойскими (изредка меловыми) отложениями. Мощность отложений в этих впадинах варьирует от 100–200 м и до нескольких сотен метров, а иногда достигая 2500 м (впадина Йонил).

Осадочные отложения четвертичной системы представлены аллювиальными, озерно-аллювиальными, делювиально-пролювиальными и морскими отложениями во впадинах, речных долинах, на склонах и выположенных водораздельных пространствах горных хребтов, а также на морском побережье.

### ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ

Вопросам гидрогеологической стратификации посвящен ряд работ [1, 4, 6, 9, 10, 13–19, 23 и др.], в которых отражены различные принципы и подходы к расчленению геологического разреза территории на единицы гидрогеологической стратификации.

В целом “гидрогеологическая стратификация, являясь картографическим приемом увязки гидрогеологических и геологических условий изучаемого района, представляет собой научную основу для достоверных оценок условий обводненности геологического пространства, гидрогеохимической и гидрогеотермической зональности, динамики и ресурсов подземных вод, а также возможностей их народнохозяйственного использования” [1, С. 106]. Однако, несмотря на необходимость однозначного решения этого важного вопроса, до сих пор не существует единой гидрогеологической стратификации геологического разреза.

В настоящее время существует ряд принципов расчленения геологического разреза для гидрогеологических целей (литолого-петрографический, литолого-стратиграфический, гидрогеодинамический и др.). Наиболее распространенным является литолого-стратиграфический принцип. Исходя из задач, целей, детальности работ, масштаба, а также геологического строения региона, выделяются соответствующие таксономические гидрогеологические единицы (водоносный слой, водоносный горизонт, водоносный комплекс, водоносная формация, водоносный этаж и т.д.).

В данной статье автором на основе использования литолого-стратиграфического (для терригенных пород) или петрографо-стратиграфического (для вулканических пород) принципа расчленения геологического разреза для гидрогеологических целей в пределах вулканогенов выделены таксономические единицы: водоносный горизонт, водоносный комп-



**Рис. 1.** Структурное положение Восточно-Азиатского вулканического пояса.

1 – древние платформы (щиты, чехол и граничные структуры); 2 – срединные массивы (выступы) фанерозойских складчатых областей; 3 – ранне-среднепалеозойские складчатые области; 4 – позднепалеозойско-мезозойские складчатые области; 5 – мезозойские складчатые области; 6 – кайнозойские складчатые области (системы) с полями андезибазальтового вулканизма; 7 – окраинно-континентальный (преимущественно риолит-дацитовый) Восточно-Азиатский вулканический пояс; 8 – глубоководные желоба; 9 – ложе океана с базальтовыми (толеитовыми, субщелочными и щелочными) вулканическими образованиями; 10 – продолжение материковых и островных геоструктур в пределы акватории; 11 – изобата 200 м как граница мелководного шельфа; 12 – номера геоструктур.

Цифрами в кружках обозначены основные геоструктуры. 1 – 3 – платформы: 1 – Сибирская, 2 – Северо-Китайская, 3 – Южно-Китайская; 4 – 9 – срединные массивы (выступы): 4 – Чукотский, 5 – Омолонский, 6 – Тайгоносский, 7 – Охотский, 8 – Майский, 9 – Индосинийский; 10 – 22 – складчатые области и системы: 10 – Катазиатская, 11 – Амурская, 12 – Куьлунь-Циньлинская, 13 – Верхояно-Чукотская, 14 – Аннамитско-Северо-Тибетская, 15 – Индонезийско-Южно-Тибетская, 16 – Кони-Тайгоноская и Корякская, 17 – Западно-Камчатская, 18 – Восточно-Камчатская, 19 – Алеутская, 20 – Курильская, 21 – Хоккайдо-Сахалинская, 22 – Японская; 23 – 28 – вулканогены ВАВП: 23 – Чукотский, 24 – Охотский, 25 – Восточно-Сихотэ-Алинский, 26 – Южно-Корейский, 27 – Восточно-Китайский, 28 – Южно-Вьетнамский; 29 – 34 – глубоководные желоба: 29 – Алеутский, 30 – Курило-Камчатский, 31 – Японский, 32 – Идзу-Бонинский, 33 – Нансей, 34 – Манильский.

лекс и водоносная зона трещиноватости, а их сравнительная характеристика приведена на рис. 2. Проведенный анализ позволил создать единую гидрогеологическую стратификацию геологического разреза ВАВП (табл. 1), где выделены 37 гидрогеологических таксонов. Взаимоотношения выделенных единиц гидрогеологической стратификации с литолого-петрографическими и стратиграфическими особенностями геологического разреза ВАВП отражены на рис. 3.

Использование петрографо-стратиграфического принципа для гидрогеологической стратификации геологического разреза эффузивов ВАВП пред-

ставляется более правомерным, а стратификация наиболее разнообразной. Она подтверждается обычно и гидрогеологическими особенностями этих единиц (дебит скважин, химический состав подземных вод и др.). Ее можно применять при средне- и мелко-масштабном гидрогеологическом картографировании территории.

**ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ**

В основе типизации гидрогеологических систем лежат типы скопления подземных вод и особенности геоструктур, в которых они сосредоточены. Кроме того, при выделении вулканогенных гидрогеологи-

Вулкано-возраст	Чукотский		Охотский		Восточно-Сихотэ-Алинский		Южно-Корейский		Восточно-Китайский		Южно-Вьетнамский	
	ВГ, ВК, ВЗТ ; физические подразделения	Преобладающий пород	ВГ, ВК, ВЗТ ; физические подразделения	Преобладающий пород	ВГ, ВК, ВЗТ ; физические подразделения	Преобладающий пород	ВГ, ВК, ВЗТ ; физические подразделения	Преобладающий пород	ВГ, ВК, ВЗТ ; физические подразделения	Преобладающий пород	ВГ, ВК, ВЗТ ; физические подразделения	Преобладающий пород
1		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Q <sub>IV</sub>	ВГ (Q <sub>IV</sub> ) рыхлых пород - 1 ВК (βQ <sub>IV</sub> ) пород базальтовой формации - 2		ВГ (Q <sub>IV</sub> ) рыхлых пород - 1		ВГ (Q <sub>IV</sub> ) рыхлых пород - 1		ВГ (Q <sub>IV</sub> ) рыхлых пород - 1		ВГ (Q <sub>IV</sub> ) рыхлых пород - 1		ВГ (Q <sub>IV</sub> ) рыхлых пород - 1 ВК (βQ <sub>IV</sub> ) пород базальтовой формации - 2	
Q <sub>III</sub>	ВГ (иногда ВК) (Q <sub>III</sub> ; Q) рыхлых пород - 3		ВГ (иногда ВК) (Q <sub>III</sub> ; Q) рыхлых пород - 2		ВГ (иногда ВК) (Q <sub>III</sub> ; Q) рыхлых пород - 2		ВГ (иногда ВК) (Q <sub>III</sub> ; Q) рыхлых пород - 2		ВГ (иногда ВК) (Q <sub>III</sub> ; Q) рыхлых пород - 2		ВК (βQ <sub>III</sub> ) пород базальтовой формации - 3 ВГ (иногда ВК) (Q <sub>III</sub> ; Q) рыхлых пород - 2	
Q <sub>II</sub>			ВГ (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) рыхлых пород - 3		ВГ (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) рыхлых пород - 3		ВГ (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) рыхлых пород - 3		ВК (βN <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) пород базальтовой формации - 3		ВГ (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) рыхлых пород - 4 ВК (βN <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) пород базальтовой формации - 5	
Q <sub>I</sub>			ВГ (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) рыхлых пород - 3		ВГ (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) рыхлых пород - 3		ВГ (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) рыхлых пород - 3		ВК (βN <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) пород базальтовой формации - 3		ВГ (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) рыхлых пород - 4 ВК (βN <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) пород базальтовой формации - 5	
N <sub>2</sub>	ВГ (N <sub>2</sub> ) рыхлых пород - 4		ВГ (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) рыхлых пород - 3		ВГ (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) рыхлых пород - 3		ВГ (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) рыхлых пород - 3		ВК (βN <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) пород базальтовой формации - 3		ВГ (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) рыхлых пород - 4 ВК (βN <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> ) пород базальтовой формации - 5	

Рис. 2. Сравнительная характеристика водоносных горизонтов (ВГ), комплексов (ВК) и зон трещиноватости (ВЗТ) окраинно-континентальных вулканогенов Востока Азии.




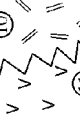





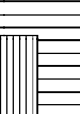
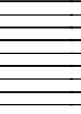
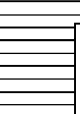
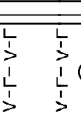
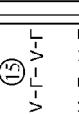



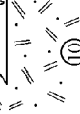



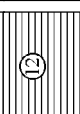
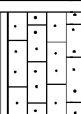
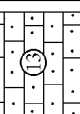
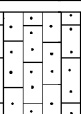



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
K <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> k	 ВЗТ (αK <sub>2</sub> al-k) порода андезитовой формации - 11	 ВЗТ (αK <sub>2</sub> s-t) порода андезитовой формации - 9	 ВЗТ (αK <sub>2</sub> al-s) порода риолитовой формации - 12	 ВЗТ (αK <sub>1</sub> al) порода андезитовой формации - 13	 ВЗТ (иногда ВК) (K <sub>1</sub> a-al) терригенных пород - 14	 ВЗТ (αK <sub>2</sub> s-k) порода риолитово-трахитовой формации - 8	 ВЗТ (αK <sub>2</sub> s-km) порода андезитовой формации - 16	 ВЗТ (иногда ВК) (K <sub>1</sub> a-al) порода андезитовой формации - 7	 ВЗТ (иногда ВК) (βK <sub>1</sub> a) порода базальтовой формации - 11	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>1</sub> al <sub>2</sub> ) порода андезитовой формации - 9	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>2</sub> s) порода риолитовой формации - 6	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>1</sub> al <sub>2</sub> ) порода андезитовой формации - 10	
	K <sub>2</sub> t													K <sub>2</sub> s
K <sub>1</sub>	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>1</sub> al) терригенных пород - 14	 ВЗТ (иногда ВК) (K <sub>1</sub> a) терригенных пород - 12	 ВК (K <sub>1</sub> v-a) терригенных пород - 13	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>1</sub> al) терригенных пород - 10	 ВЗТ (иногда ВК) (K <sub>1</sub> a-al) терригенных пород - 17	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>1</sub> al <sub>2</sub> ) порода базальтовой андезитовой формации - 9	 ВЗТ (иногда ВК) (K <sub>1</sub> a-al <sub>2</sub> ) терригенных пород - 10	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>1</sub> al) порода андезитовой формации - 11	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>2</sub> s) порода андезитовой формации - 8	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>1</sub> al <sub>2</sub> ) порода андезитовой формации - 12	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>2</sub> s-k) порода андезитовой формации - 10	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>2</sub> s-km) порода андезитовой формации - 16	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>2</sub> s) порода риолитовой формации - 9	 ВЗТ (иногда ВК) (αK <sub>1</sub> al <sub>2</sub> ) порода андезитовой формации - 10

Рис. 2. Продолжение.



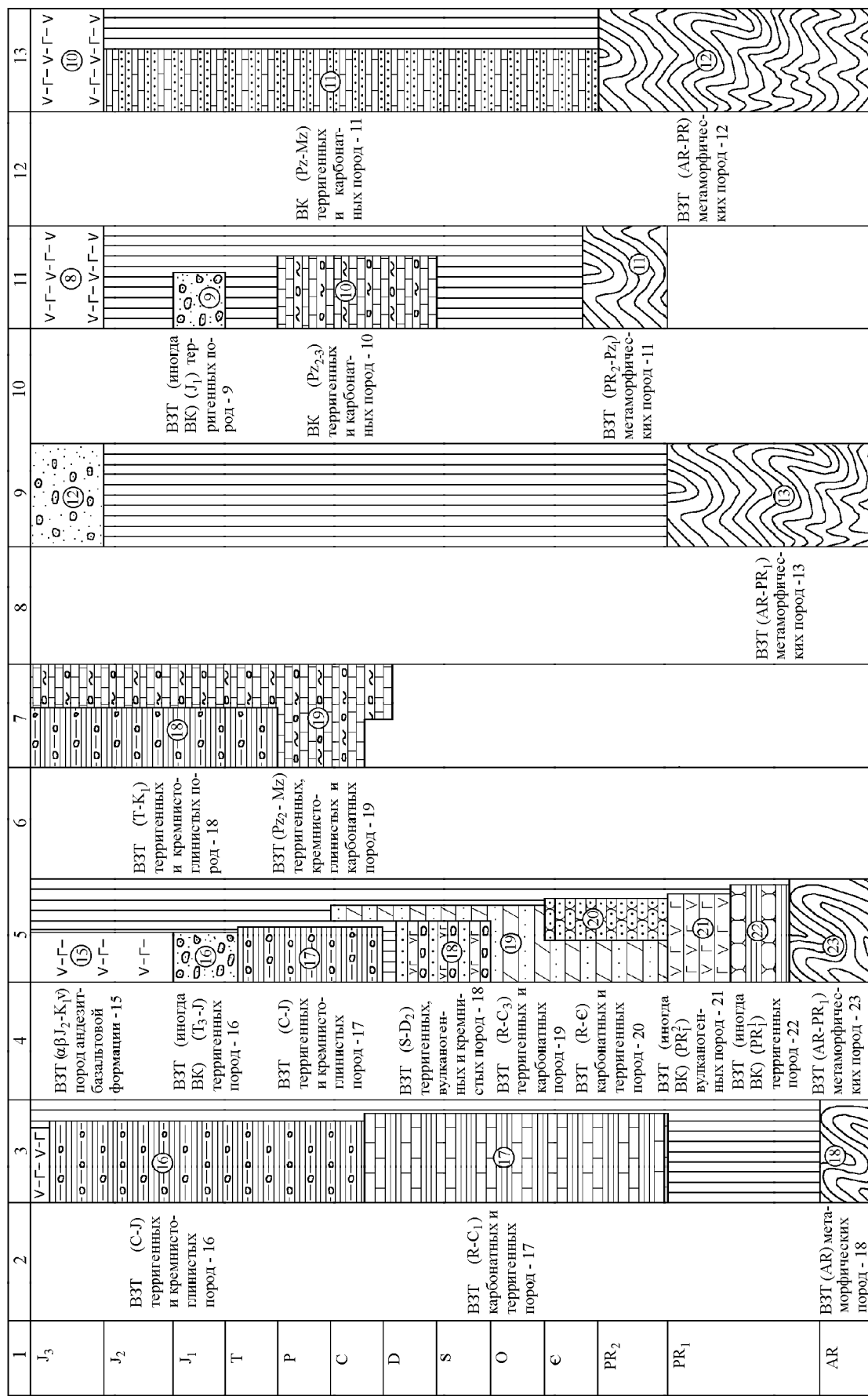


Рис. 2. Окончание.

Таблица 1. Единая гидрогеологическая стратификация геологического разреза ВАВП.

№ п/п	Название водоносного горизонта, комплекса и зоны трещиноватости, их возраст и мощность (в метрах)	Основные районы распространения (вулканогены)
1	ВГ современных рыхлых терригенных пород ( $Q_{IV}$ , до 20)	Ч, О, В-С, Ю-К, В-К, Ю-В
2	ВК четвертичных пород базальтовой формации ( $\beta Q$ , до 330)	Ч ( $\beta Q_{IV}$ ), Ю-В ( $\beta Q_{IV}$ , $\beta Q_{II-III}$ )
3	ВГ (иногда ВК) ниже-верхнечетвертичных (иногда нерасчлененных четвертичных) рыхлых терригенных пород ( $Q_{I-III}$ , до 50; $Q$ , до 50)	Ч, О, В-С, Ю-К, В-К, Ю-В
4	ВК плиоцен–нижнечетвертичных (иногда плиоценовых) рыхлых терригенных пород ( $N_2-Q_1$ , до 280; $N_2$ , до 300)	Ч ( $N_2$ ), О ( $N_2-Q_1$ ), В-С ( $N_2-Q_1$ , $N_2$ ), Ю-В ( $N_2-Q_1$ , $N_2$ )
5	ВК плиоцен–нижнечетвертичных пород базальтовой формации ( $\beta N_2-Q_1$ , до 350)	В-С ( $\beta N_2-Q_1$ ), В-К ( $\beta N_2-Q_1$ ), Ю-В ( $\beta N_2-Q_1$ )
6	ВК неогеновых (иногда миоценовых) рыхлых терригенных пород ( $N$ , до 1000; $N_1$ , до 500)	Ч ( $N_1$ , $N$ ), О ( $N$ , $N_1$ ), Ю-К ( $N_1^3$ ), В-К ( $N$ ), Ю-В ( $N$ )
7	ВК олигоцен–миоценовых (иногда нерасчлененных неогеновых) пород базальт-андезитовой формации ( $\beta \alpha P_3-N_1$ , до 1000; $\beta N$ , до 200)	Ч ( $\beta N$ ), В-С ( $\beta P_3-N_1$ ), Ю-К ( $\alpha N_1^2$ )
8	ВК эоцен–миоценовых рыхлых и слабо литифицированных терригенных пород ( $P_2-N_1$ , до 800)	В-С ( $P_2-N_1$ ), Ю-К ( $N_1^1$ )
9	ВК эоцен–миоценовых пород базальтовой формации ( $\beta P_2-N_1$ , до 600)	В-С
10	ВК палеогеновых слабо литифицированных терригенных пород ( $P$ , до 600)	Ч ( $P_3$ ), О ( $P$ ), В-С ( $P_{1-2}$ ), В-К ( $P$ )
11	ВЗТ (иногда ВК) эоцен–олигоценных пород риолит-трахитовой формации ( $\lambda P_{2-3}$ , до 400)	В-С
12	ВК палеогеновых пород базальтовой формации ( $\beta P$ , до 500)	Ч ( $\beta P$ ), О ( $\beta P$ ), В-С ( $\beta P_{1-2}$ )
13	ВК (иногда ВЗТ) палеоценовых слабо литифицированных терригенных пород ( $P_1$ , до 160)	В-С
14	ВЗТ верхнемеловых–палеоценовых пород риолитовой формации ( $\lambda K_2 m - P_1$ , до 1200)	В-С
15	ВЗТ (иногда ВК) верхнемеловых–палеоценовых пород андезитовой формации ( $\alpha K_2 m - P_1$ , до 1200)	В-С
16	ВК (иногда ВЗТ) верхнемеловых кампан–маастрихтских пород базальтовой формации ( $\beta K_2 km-m$ , до 1000)	Ч ( $\beta K_2 m$ ), О ( $\beta K_2 km-m$ ), В-К ( $\beta K_2$ )
17	ВЗТ верхнемеловых сеноман–маастрихтских пород риолитовой формации ( $\lambda K_2 s-m$ , до 2600)	Ч ( $\lambda K_2 s-k$ ), О ( $\lambda K_2 s-k$ ), В-С ( $\lambda K_2 t-m$ ), Ю-К ( $\lambda K_2 s$ ), Ю-В ( $\lambda K_2$ )
18	ВЗТ ниже-верхнемеловых альб–кампанских пород андезитовой формации ( $\alpha K al-km$ , до 2000)	Ч ( $\alpha K al-k$ ), О ( $\alpha K_2 s-t$ ), В-С ( $\alpha K_2 s-km$ ), Ю-К ( $\alpha K_1 al_3$ )
19	ВЗТ ниже-верхнемеловых апт–сеноманских пород риолитовой формации ( $\lambda K a-s$ , до 3000)	Ч ( $\lambda K al-s$ ), О ( $\lambda K al-s$ ), В-К ( $\lambda K_1 a-al$ )
20	ВЗТ ниже-верхнемеловых ( $K_{1-2}$ ) терригенных пород	В-С ( $K_{1-2}$ )
21	ВК нижнемеловых среднеальбских литифицированных терригенных пород ( $K_1 al_2$ )	Ю-К
22	ВЗТ нижнемеловых альбских пород андезит-базальтовой формации ( $\alpha \beta K_1 al$ )	Ч ( $\alpha K_1 al$ ), О ( $\alpha \beta K_1 al$ ), Ю-К ( $\beta \alpha K_1 al_2$ )
23	ВЗТ (иногда ВК) нижнемеловых апт–альбских терригенных пород ( $K_1 a-al$ )	Ч ( $K_1 a-al$ ), О ( $K_1 a$ ), Ю-К ( $K_1 a-al_2$ )
24	ВЗТ (иногда ВК) нижнемеловых аптских пород базальтовой формации ( $\beta K_1 a$ )	Ю-К
25	ВК нижнемеловых валанжин–аптских терригенных пород ( $K_1 v-a$ )	О
26	ВЗТ нижнемеловых берриас-валанжинских пород риолитовой формации ( $\lambda K_1 b-v$ )	О
27	ВЗТ (иногда ВК) среднеюрско-нижнемеловых пород андезит-базальтовой формации, реже терригенных пород ( $\alpha \beta J_2 - K_1$ )	Ч ( $J_3 v-K_1 br$ ), О ( $\alpha \beta J_2 - K_1 v$ ), В-К ( $\alpha J_3-K_1$ ), Ю-В ( $\alpha J_3-K_1$ )
28	ВЗТ (иногда ВК) верхнетриасово-нижнемеловых терригенных пород ( $T_3 - K_1$ )	О ( $T_3 - J$ ), Ю-К ( $J_3-K_1$ ), В-К ( $J_1$ )
29	ВЗТ среднепалеозойско-мезозойских терригенных, кремнисто-глинистых, реже карбонатных пород ( $Pz_2 - Mz$ )	Ч (С- $J$ ), О (С- $J$ , S- $D_2$ ), В-С (Т- $K_1$ , Pz <sub>2</sub> -Mz), В-К (Pz <sub>2,3</sub> )
30	ВК палеозойско-мезозойских терригенных и карбонатных пород (Pz - Mz)	Ю-В
31	ВЗТ рифейско-каменноугольных терригенных и карбо-натных пород (R - C)	Ч (R - C <sub>1</sub> ), О (R - C <sub>3</sub> )

Таблица 1. Продолжение.

32	ВК рифейско-кембрийских карбонатных и терригенных пород (R - €)	O
33	ВЗТ (иногда ВК) нижнепротерозойских вулканогенных пород (PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	O
34	ВЗТ (иногда ВК) нижнепротерозойских терригенных пород (PR <sub>1</sub> <sup>1</sup> )	O
35	ВЗТ архейско-протерозойских, реже рифейских или вендских метаморфических пород (AR - PR)	Ч (AR), O (AR - PR <sub>1</sub> ), Ю-К (AR - PR <sub>1</sub> ), В-К (PR <sub>2</sub> -Pz <sub>1</sub> ), Ю-В (AR-PR)
36	ВЗТ позднемезозойских и кайнозойских интрузивных и экструзивных пород, преимущественно кислого состава (Mz <sub>2</sub> , Kz)	Ч (P, K), O (K, J <sub>3</sub> ), В-С (N <sub>2</sub> -Q <sub>1</sub> , N, P, K <sub>2</sub> ), Ю-К (N, P, K <sub>2</sub> ), В-К (K, J) Ю-В (N-Q, P, K, J <sub>3</sub> )
37	ВЗТ архейских, протерозойских, палеозойских и раннемезозойских интрузивных пород разного состава (AR, PR, Pz, Mz <sub>1</sub> )	Ч (AR, PR, Pz, Mz <sub>1</sub> ), O (AR, PR, Pz, Mz <sub>1</sub> ), Ю-К (AR ?, PR, Mz <sub>1</sub> ), В-К (PR, Pz, Mz <sub>1</sub> ), Ю-В (AR, PR, Pz, Mz <sub>1</sub> )

Примечание. Вулканогены: Ч – Чукотский, О – Охотский, В-С – Восточно-Сихотэ-Алинский, Ю-К – Южно-Корейский, В-К – Восточно-Китайский, Ю-В – Южно-Вьетнамский.

ческих систем нами принята еще одна характеристика – петрографическая, которая учитывает состав эффузивных толщ.

Среди основных типов гидрогеологических систем выделены гидрогеологические бассейны, адбассейны, адмассивы, массивы и трещинно-жильная система. Гидрогеологический бассейн – это подземная водоносная система пластовой (обычно слоистой) структуры с развитием пластово-поровых и пластово-трещинных подземных вод. Он приурочен к чехлу платформ, прогибов, впадин, молодым вулканоструктурам с базальтовым выполнением. Гидрогеологический адбассейн – это гидрогеологическая система пластово-блоковой структуры с развитием пластовых и пластово-блоковых трещинных вод. Он приурочен к эпиплатформенным структурам: перикратонным прогибам, авлакогенам, складчатым платформенным чехлам. По составу водовмещающих пород здесь целесообразно выделять гидрогеологические системы с терригенными, карбонатными, терригенно-карбонатными, терригенно-вулканогенными и вулканогенными образованиями. Гидрогеологический адмассив – это гидрогеологическая система преимущественно блоковой структуры, где сохранились участки с пластовой структурой. Здесь развиты в основном блоковые трещинные воды, участками развиты пластовые скопления трещинных вод. Это, скорее всего, миогеосинклиналильные зоны молодых складчатых областей. В вулканических областях к ним относятся вулканоструктуры, образованные позднемезозойскими лавами и туфами. Гидрогеологический массив – это гидрогеологическая система блоковой структуры с развитием блоковых трещинных и трещинно-жильных подземных вод. Они приурочены к горноскладчатым областям, щитам древних платформ, интрузивным и экструзивным массивам.

Пластовые (пластово-трещинные и пластово-каверновые) скопления подземных вод приурочены, главным образом, к молодым (палеоген-четвертичным) вулканогенным толщам преимущественно основного состава и вулканогенно-осадочным отложениям. Такие гидрогеологические системы относятся к вулканогенным гидрогеологическим бассейнам. Эффузивные толщ основного состава, но более древнего возраста (юрско-меловые) по характеру скопления подземных вод схожи с вулканогенными гидрогеологическими бассейнами, но для них также характерен и трещинно-жильный тип скопления, который позволяет отнести их к вулканогенным гидрогеологическим адбассейнам. К вулканогенным гидрогеологическим адбассейнам относятся также геоструктуры, выполненные кайнозойскими и поздне-меловыми вулканитами среднего, а иногда и кислого состава, а эффузивы того же состава, но раннемелового и юрского возраста представляют собой, главным образом, вулканогенные гидрогеологические адмассивы. К адмассивам можно отнести и некоторые геоструктуры, сложенные меловыми эффузивами кислого состава. Лавы кислого состава юрского возраста формируют геоструктуры, которые могут быть отнесены к вулканогенным гидрогеологическим массивам. Таким образом, в вулканогенах Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканического пояса выделяются вулканогенные гидрогеологические бассейны, адбассейны, адмассивы и массивы. Кроме того, на рассматриваемой территории распространены платформенные и межгорные артезианские бассейны, бассейны трещинно-карстовых вод, древние вулканогенные гидрогеологические адбассейны, а также гидрогеологические адмассивы, массивы, трещинно-жильные системы.

Вулканогенные гидрогеологические бассейны являются наложенными с преимущественно пластово-

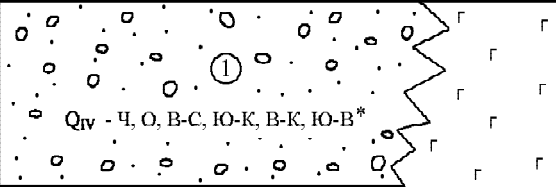
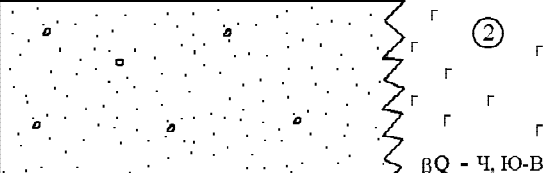
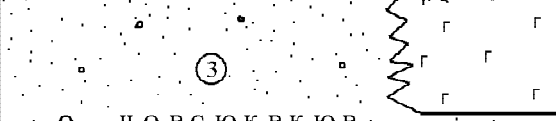
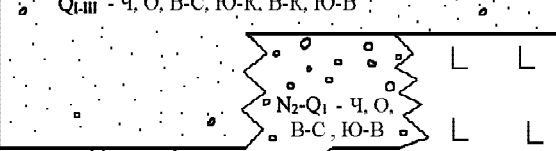

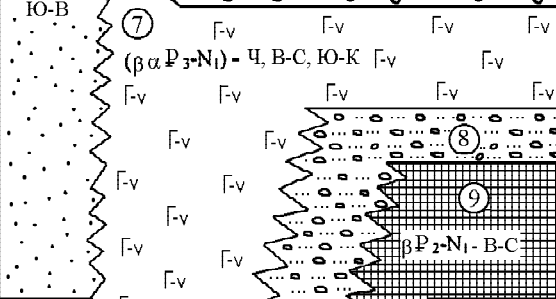

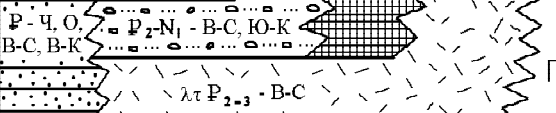
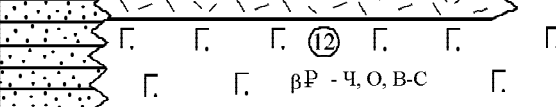
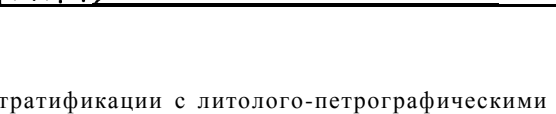

Возраст	Номер и название водоносного горизонта, комплекса, зоны трещиноватости, их возраст и мощность (в метрах)	Литологическая колонка и районы распространения
1	2	3
Q <sub>IV</sub>	1 - ВГ современных рыхлых терригенных пород (Q <sub>IV</sub> , до 20)	 <p>Q<sub>IV</sub> - Ч, О, В-С, Ю-К, В-К, Ю-В*</p>
Q <sub>III</sub>	2 - ВК четвертичных пород базальтовой формации (βQ, до 330)	 <p>βQ - Ч, Ю-В</p>
Q <sub>II</sub>	3 - ВГ (иногда ВК) нижне-верхне-четвертичных (иногда нерасчлененных четвертичных) рыхлых терригенных пород (Q <sub>I-II</sub> , до 50; Q, до 50)	 <p>Q<sub>III</sub> - Ч, О, В-С, Ю-К, В-К, Ю-В</p>
Q <sub>I</sub>	4 - ВК плиоцен-нижнечетвертичных (иногда плиоценовых) рыхлых терригенных пород (N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> , до 280; N <sub>2</sub> , до 300)	 <p>N<sub>2</sub>-Q<sub>I</sub> - Ч, О, В-С, Ю-В</p>
N <sub>2</sub>	5 - ВК плиоцен-нижнечетвертичных пород базальтовой формации (βN <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> , до 350)	 <p>βN<sub>2</sub>-Q<sub>I</sub> - В-С, В-К, Ю-В</p>
N <sub>1</sub>	6 - ВК неогеновых (иногда миоценовых) рыхлых терригенных пород (N, до 1000; N <sub>1</sub> , до 500) 7 - ВК олигоцен-миоценовых (иногда нерасчлененных неогеновых) пород базальт-андезитовой формации (β <sub>α</sub> P <sub>3</sub> -N <sub>1</sub> , до 1000; βN, до 200)	 <p>N - Ч, О, Ю-К, В-К, Ю-В</p> <p>(β<sub>α</sub>P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>) - Ч, В-С, Ю-К</p>
P <sub>3</sub>	8 - ВК эоцен-миоценовых рыхлых и слабо литифицированных терригенных пород (P <sub>2</sub> -N <sub>1</sub> , до 800)	
P <sub>2</sub>	9 - ВК эоцен-миоценовых пород базальтовой формации (βP <sub>2</sub> -N <sub>1</sub> , до 600)	 <p>βP<sub>2</sub>-N<sub>1</sub> - В-С</p>
P <sub>3</sub>	10 - ВК палеогеновых слабо литифицированных терригенных пород (P, до 600)	
P <sub>2</sub>	11 - ВЗТ (иногда ВК) эоцен-олигоцен-овых пород риолит-трахитовой формации (λτP <sub>2-3</sub> , до 400)	 <p>P - Ч, О, В-С, В-К</p> <p>P<sub>2</sub>-N<sub>1</sub> - В-С, Ю-К</p> <p>λτP<sub>2-3</sub> - В-С</p>
P <sub>2</sub>	12 - ВК палеогеновых пород базальтовой формации (βP, до 500)	 <p>βP - Ч, О, В-С</p>

Рис. 3. Взаимоотношения единиц гидрогеологической стратификации с литолого-петрографическими и стратиграфическими особенностями геологического разреза ВАП.

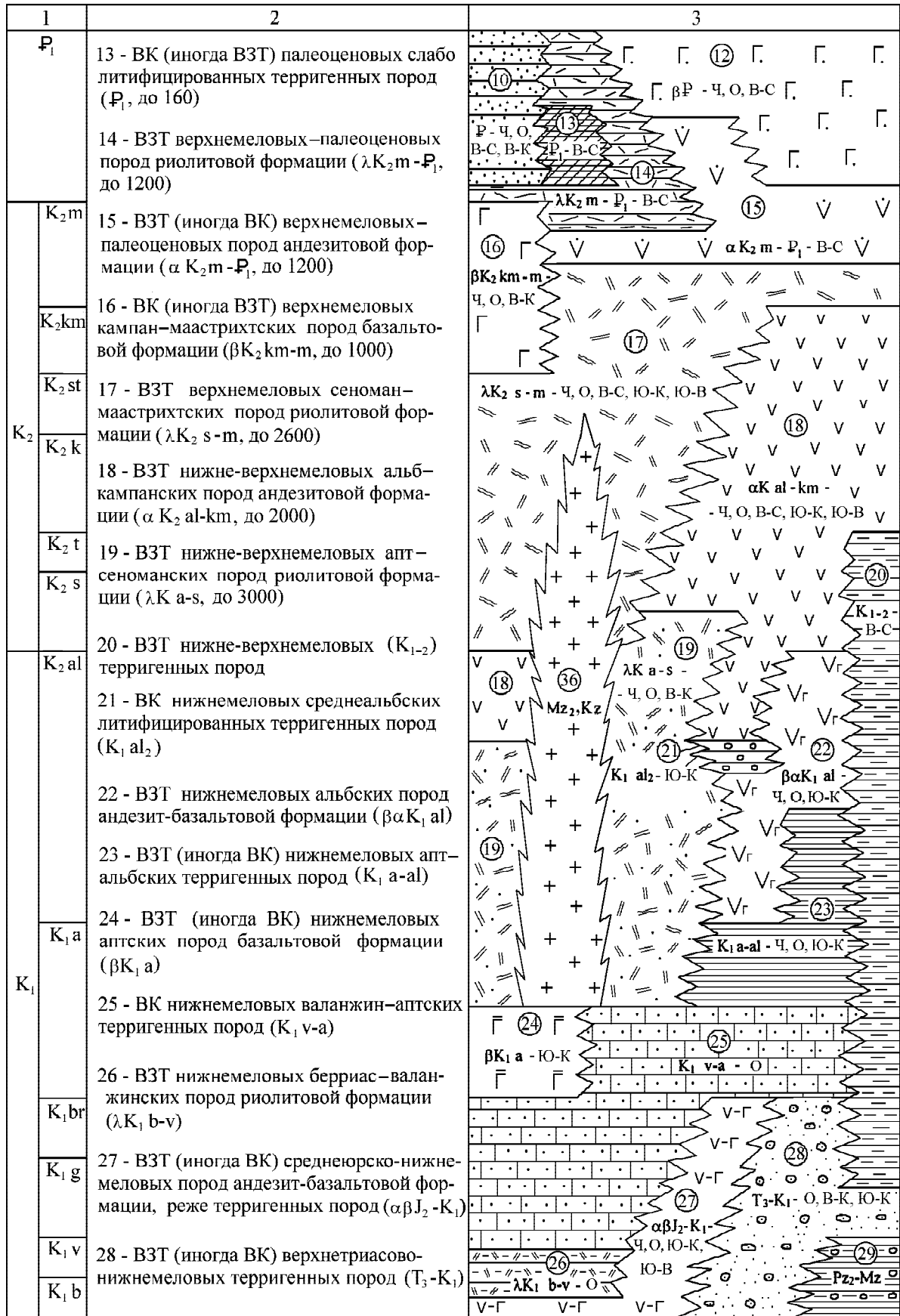


Рис. 3. Продолжение.

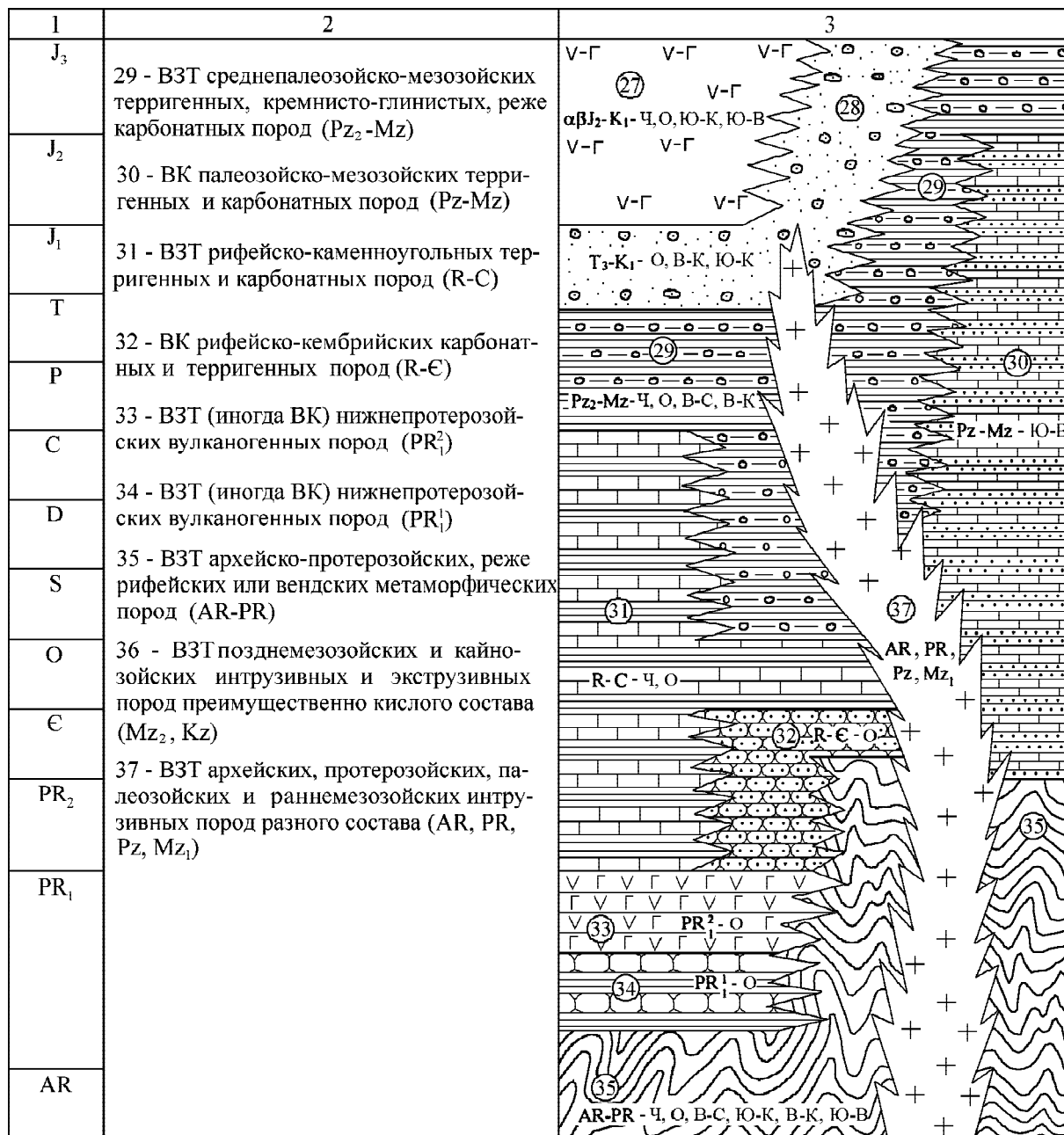


Рис. 3. Окончание.

Вулканогены: Ч – Чукотский, О – Охотский, В-С – Восточно-Сихотэ-Алинский, Ю-К – Южно-Корейский, В-К – Восточно-Китайский, Ю-В – Южно-Вьетнамский.

каверновыми и пластово-трещинными скоплениями подземных вод. Вулканогенные гидрогеологические бассейны приурочены к вулканическим плато, стратовулканам, щитовым вулканам, вулканотектоническим депрессиям, кальдерам проседания и т.д. Вулканогенные гидрогеологические бассейны сложены преимущественно кайнозойскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями основного состава. Граница бассейна со смежными гидрогеологическими системами другого типа проводится

по линии контакта вулканогенных пород бассейна с породами выходящего на поверхность фундамента, а со смежными вулканогенными бассейнами – по типам вулканоструктур. На рассматриваемой территории большинство вулканогенных гидрогеологических бассейнов являются субаэрально-субаквальными, так как имеют свое продолжение под водами прилегающих акваторий.

Другим типом гидрогеологических систем являются вулканогенные гидрогеологические адбассейны с

преимущественно пластово-трещинными, реже трещинными и трещинно-жильными скоплениями подземных вод. Вулканогенные адбассейны обычно сложены преимущественно средними, иногда основными и кислыми эффузивами нижнемелового–палеоценового возраста. Они иногда являются основанием для вулканогенных гидрогеологических бассейнов. Вулканогенные адбассейны включают водоносные комплексы или водоносные зоны трещиноватости пород. При продолжении их под водами прилегающих акваторий они получают статус субаэрально-субаквальных.

Еще одним типом гидрогеологических систем являются вулканогенные гидрогеологические адмассивы. Основное развитие в них получают подземные воды зоны трещиноватости, приуроченные к нижнемеловым и юрским эффузивным породам кислого, реже основного и среднего составов. Здесь распространены преимущественно трещинные, реже трещинно-жильные подземные воды, но иногда и пластово-трещинные в зонах развития туфогенно-осадочных пород.

Вулканогенные гидрогеологические массивы сложены нижнемеловыми эффузивными породами преимущественно кислого состава. Эти массивы приурочены преимущественно к вулканогенным сводово-блоковым геоструктурам. К вулканогенным гидрогеологическим массивам относятся также экстрезивные поднятия и интрузии разного состава. Здесь развиты трещинные и трещинно-жильные подземные воды.

Дальнейшее деление вулканогенных гидрогеологических систем можно вести по приуроченности их к конкретным вулканоструктурам. Среди них выделяются: вулканические плато (или покровы) щитовых вулканов, стратовулканы (вулканы центрального типа) или эродированные стратовулканы, кальдеры, вулканические котловины (как малые вулканические структуры), вулканические поля (без структурного подразделения), интрузивно-экстрезивные поднятия (купола, неки), вулканотектонические депрессии, впадины, грабены, вулканотектонические поднятия, горсты.

Вулканические плато (или покровы), сформированные щитовыми вулканами, распространены преимущественно в Восточно-Сихотэ-Алинском, Восточно-Китайском и Южно-Вьетнамском и в меньшей степени – в Чукотском и Охотском вулканогенах. Они в основном представлены кавернозными и трещиноватыми базальтами и являются хорошими аккумуляторами подземных вод. Подземные воды в породах такого типа имеют пластовый трещинно-каверновый характер, а на участках, где плато или покровы сложены плотными базальтами, подземные воды являются трещинными и трещинно-жильными.

Сравнительно широко в рассматриваемых вулканогенах распространены стратовулканы (они часто эродированы). Стратовулканы различны как по возрасту пород, так и по размерам. Они могут быть образованы лавами и туфами базальтового, андезитового или риолит-дацитового составов. Водопроницаемость пород стратовулканов достаточно высока, и даже при интенсивных атмосферных осадках в их пределах почти отсутствует поверхностный сток. Разгрузка подземных вод осуществляется у подножия вулканов или в эрозионных врезках.

Вулканотектонические поднятия представляют собой преимущественно линейные структуры, реже куполообразные, в сводовых частях которых обнажены гранитоидные массивы. На поднятиях преобладают породы андезибазальтового и андезитового состава (Чукотский и Охотский вулканогены) и в меньших объемах – риолит-дацитового состава (Восточно-Китайский и Южно-Вьетнамский вулканогены) [3]. Эти структуры водопроницаемы лишь в самой верхней трещиноватой зоне.

Экстрезивные поднятия представляют собой куполообразные вздутия складчатого фундамента, к которым приурочены штокообразные массивы экстрезивных пород [22].

Вулканические поля (без структурного подразделения) наиболее широко представлены во всех вулканогенах. Они не имеют четко выраженных структурных границ и трудно поддаются структурному анализу. А.Б. Игнатъев [24] называет их "вулканические массы", что, по нашему мнению, не очень точно определяет сущность объекта.

К "отрицательным" в отличие от рассмотренных выше "положительных" вулканических структур относятся кальдеры, вулканические котловины (как малые вулканические структуры) и вулканотектонические депрессии, впадины, грабены. Последние широко распространены в пределах ВАВП. Вулканиды, слагающие кальдеры и впадины, отличаются большой мощностью (иногда более 1000 м) и различной степенью водопроницаемости. Формирование таких типов вулканических структур сопровождается интенсивным дроблением пород, что увеличивает трещинную проницаемость, поэтому наряду с пластово-трещинным типом скопления подземных вод здесь отмечается и трещинно-жильный. В целом кальдеры и вулканотектонические депрессии представляют собой сложные гидрогеологические системы, водоносные горизонты и водоносные зоны трещиноватости которых гидравлически связаны между собой. При значительных размерах этих типов структур формирующиеся в них естественные ресурсы подземных вод могут иметь большое практическое значение.

Иногда наблюдается соподчиненность вулканогенных гидрогеологических систем с типом вулканотектонических поднятий.

структуры, но все-таки более значительна корреляция с петрографическими особенностями вулканитов.

Таким образом, разработанная типизация вулканогенных гидрогеологических систем составлена с учетом типов скопления подземных вод, петрографических особенностей вулканитов, а также характера вулканоструктур (рис. 4). Исходя из этого, можно выделить следующие разновидности вулканогенных гидрогеологических систем: 1) вулканогенные гидрогеологические бассейны вулканических плато (или покровов) щитовых вулканов; 2) вулканогенные гидрогеологические бассейны базальтовых стратовулканов; 3) вулканогенные гидрогеологические бассейны базальтовых кальдер и вулканических котловин (как малые вулканические структуры); 4) вулканогенные гидрогеологические бассейны вулкано-тектонических депрессий, впадин, грабенов; 5) вулканогенные гидрогеологические адбассейны базальтовых стратовулканов; 6) вулканогенные гидрогеологические адбассейны базальтовых кальдер и вулканических котловин; 7) вулканогенные гидрогеологические адбассейны базальтовых вулканических полей (без структурного подразделения); 8) вулканогенные гидрогеологические адбассейны базальтовых вулкано-тектонических депрессий; 9) вулканогенные гидрогеологические адбассейны андезитовых стратовулканов; 10) вулканогенные гидрогеологические адбассейны андезитовых кальдер и вулканических котловин; 11) вулканогенные гидрогеологические адбассейны андезитовых вулканических полей (без структурного подразделения); 12) вулканогенные гидрогеологические адбассейны андезитовых вулкано-тектонических депрессий, впадин, грабенов; 13) вулканогенные гидрогеологические адбассейны риолитовых кальдер, вулканических котловин; 14) вулканогенные гидрогеологические адбассейны риолитовых вулкано-тектонических депрессий, впадин, грабенов; 15) вулканогенные гидрогеологические адбассейны кальдер, вулканических котловин с чередованием лав, их туфов и лавобрекчий основного, среднего и кислого составов; 16) вулканогенные гидрогеологические адбассейны вулканических полей (без структурного подразделения) с чередованием лав, их туфов и лавобрекчий основного, среднего и кислого составов; 17) вулканогенные гидрогеологические адбассейны вулкано-тектонических депрессий, впадин, грабенов с чередованием лав, их туфов и лавобрекчий основного, среднего и кислого составов; 18) вулканогенные гидрогеологические адмассивы базальтовых вулкано-тектонических поднятий, горстов; 19) вулканогенные гидрогеологические адмассивы андезитовых вулкано-тектонических поднятий, горстов; 20) вулканогенные гидрогеологические адмассивы риолитовых стратовулканов; 21) вулканогенные гидрогеологические адмассивы риолитовых

вулканических полей (без структурного подразделения); 22) вулканогенные гидрогеологические массивы риолитовых стратовулканов; 23) вулканогенные гидрогеологические массивы риолитовых вулкано-тектонических поднятий, горстов; 24) вулканогенные гидрогеологические массивы базальтовых, андезитовых или риолит-дацитовых экструзивных поднятий и интрузий. Всего нами выделено 24 типа вулканогенных гидрогеологических систем. Количество их увеличится с учетом промороженности верхней части вулканитов, за счет вулканогенных криогидрогеологических систем.

#### ЯРУСНОСТЬ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ

В настоящее время стало общепринятым выделять гидрогеологические системы по латерали или латеральные типы гидрогеологических систем. Однако типизацию гидрогеологических систем следует проводить и по вертикали. Впервые очень близко подошли к этому И.К. Зайцев и Н.И. Толстихин [7], которые выделяли супербассейны или гидрогеологические вулканогенные бассейны, наложенные на другие гидрогеологические системы или структуры. Позже это положение развивал О.Н. Толстихин, который отмечал, что "основанием вулканогенных супербассейнов являются различные гидрогеологические структуры, как гидрогеологические массивы, так и артезианские бассейны" [20, с. 43].

В целом же идея ярусности гидрогеологических систем или, другими словами, вертикальных рядов гидрогеологических систем не отражена как в отечественной, так и в зарубежной литературе, а абсолютно новая и была высказана лишь совсем недавно К.П. Каравановым [11]. Им, на примере Приамурья, было проведено расчленение всего разреза земной коры на гидрогеологические системы по особенностям скопления свободной и связанной (физически и химически) подземных вод, а также с учетом генезиса динамики вод. Вслед за ним идея вертикальных рядов была поддержана Е.А. Басковым [2].

Нами же предпринята попытка расчленить на гидрогеологические системы по вертикали толщи эффузивных пород, слагающих Восточно-Азиатский окраинно-континентальный вулканический пояс. Здесь разрез земной коры представляет собой закономерное последовательное напластование вулканогенных гидрогеологических систем на различные другие, преимущественно терригенные гидрогеологические системы, что и создает их своеобразный вертикальный ряд или ярусность.

1. Верхняя часть гидрогеологического разреза практически во всех вулканогенах представлена межгорными артезианскими бассейнами. Они сформированы кайнозойскими, иногда верхнемеловыми отложениями общей мощностью до 1000 м. Разрез чехла





обычно начинается четвертичными или плиоцен–четвертичными песчано-галечниково-гравийными отложениями мощностью обычно до 100 м. Отложения характеризуются высокой водообильностью, так как имеют хорошую связь с речными водами. Основанием межгорных артезианских бассейнов являются различные вулканогенные гидрогеологические системы (преимущественно адбассейны и адмассивы), поэтому первые являются наложенными и рассматриваются как самостоятельные системы. Вулканогенные гидрогеологические системы налегают на другие системы (преимущественно терригенные). Большой частью этими системами являются гидрогеологические массивы, представляющие собой образования Верхояно-Чукотской, Амурской и Катазиатской складчатых областей или сильно дислоцированный чехол с архейско-протерозойским фундаментом Чукотского, Омолонского и Охотского массивов. Такой тип ярусности наблюдается в Чукотском, Охотском и Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогенах.

2. Гидрогеологические системы собственно вулканогенов разделены на две части: вулканогенные гидрогеологические бассейны, сложенные кайнозойскими лавами, ниже которых следуют вулканогенные гидрогеологические адбассейны, адмассивы и массивы, которые, в свою очередь, могут налегать на артезианские бассейны чехла платформы. Примером таких рядов могут служить налегания вулканогенных гидрогеологических адмассивов Джугджурской вулканогенной гидрогеологической области на артезианский бассейн чехла Сибирской платформы в районе верхнего течения реки Май. Чехол сложен рифейско-кембрийскими карбонатными и терригенными породами (известняки, доломиты, песчаники, конгломераты, аргиллиты, гравелиты) значительной мощности. В свою очередь артезианские бассейны чехла Сибирской платформы налегают на метаморфические породы, являющиеся погребенными гидрогеологическими массивами.

3. Другим примером ярусности может служить налегание вулканогенных гидрогеологических адбассейнов и адмассивов на терригенно-вулканогенный платформенный адбассейн (Улканский эоплатформенный прогиб). Этот адбассейн представлен (снизу вверх) нижнепротерозойской топориканской свитой, сложенной терригенными породами (песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты) и элгетейской свитой вулканогенных пород (риолиты, их туфы, трахиандезиты). Платформенный адбассейн налегает на архейско-протерозойские метаморфические породы фундамента Сибирской платформы, который в гидрогеологическом отношении является погребенным гидрогеологическим массивом.

4. Следующим типом ярусности гидрогеологических систем является напластование вулканоген-

ных гидрогеологических адбассейнов и адмассивов на Юдомо-Майский и Аяно-Шевлинский перикратонные прогибы, выполненные карбонатными и терригенными, реже кремнисто-глинистыми и вулканогенно-осадочными породами. С гидрогеологической точки зрения эти прогибы являются гидрогеологическими адмассивами. Такой тип ярусности наблюдается в Охотском вулканогене.

5. В Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене вулканогенные гидрогеологические бассейны базальтовых плато (покровов) налегают на вулканогенные гидрогеологические адмассивы, сложенные эффузивами кислого состава, а последние налегают на терригенные гидрогеологические массивы Сихотэ-Алинской складчатой системы.

6. В Южно-Корейском и Восточно-Китайском вулканогенах вулканогенные гидрогеологические адбассейны или адмассивы налегают на терригенные прогибы, заполненные верхнеюрско-нижнемеловыми и нижнеюрскими песчаниками, конгломератами, известняками, алевролитами, глинистыми сланцами, которые в гидрогеологическом отношении являются адбассейнами. Эти адбассейны налегают на гидрогеологические массивы Катазиатской складчатой области или на архейско-протерозойские метаморфические породы массива Собэк.

7. В Южно-Вьетнамском вулканогене наблюдается налегание вулканогенного гидрогеологического бассейна базальтов вулканического плато на чехол Индосинийского массива, сложенного палеозойско-мезозойскими карбонатными и терригенными породами (известняки, мергели, песчаники, алевролиты). Чехол массива является платформенным артезианским бассейном, належающим на архейско-протерозойские метаморфические породы фундамента Индосинийского массива. Последний является гидрогеологическим массивом.

8. Последним типом ярусности является напластование вулканогенного гидрогеологического бассейна базальтового вулканического плато на гидрогеологический массив, представленный архейско-протерозойским метаморфическим фундаментом Индосинийского массива.

Таким образом, анализ распространения вулканогенных типов гидрогеологических систем по вертикали позволил выделить в регионе восемь наиболее распространенных типов вертикальных рядов (рис. 5).

## ВЫВОДЫ

Выявлены основные закономерности формирования и распространения подземных вод в гидрогеологических системах Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканического пояса – крупном вулканическом линеаменте западной части Ти-

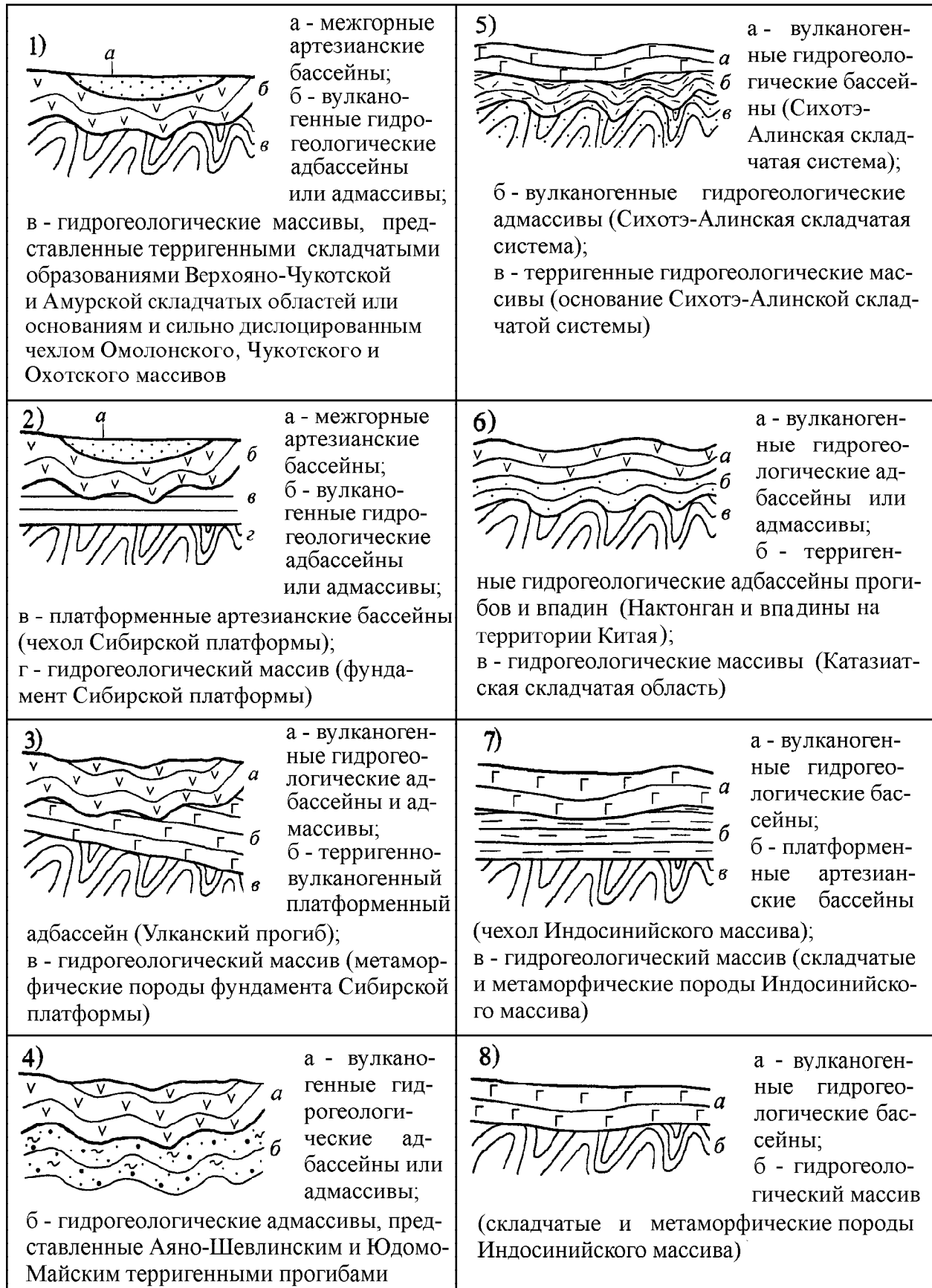


Рис. 5. Типы ярусности гидрогеологических систем.

хоокеанского сегмента Земли. Этот пояс характеризуется развитием позднемезозойско-раннекайнозойского вулканизма главным образом кислого и среднего составов, а также позднекайнозойского вулканизма основного состава.

Основные результаты проведенных исследований следующие.

1. Восточно-Азиатский окраинно-континентальный вулканический пояс рассмотрен как единый регион со специфическими геолого-структурными и гидрогеологическими условиями формирования подземных вод.

2. Разработана сводная гидрогеологическая стратификация геологического разреза Восточно-Азиатского вулканического пояса, в основе которой лежат литолого-стратиграфический (для терригенных пород) и петрографо-стратиграфический (для магматических пород) принципы, отражающие неоднородность разреза вулканогенных толщ по характеру скопления и распространения подземных вод.

3. Разработаны принципы типизации вулканогенных гидрогеологических систем вулканического пояса, ведущими признаками которой являются тип скопления подземных вод, тесно связанный с петрографическими особенностями эффузивных толщ (кислые, средние и основные) и типом вулканоструктур, в которых подземные воды сосредоточены. Пластовые скопления подземных вод приурочены преимущественно к молодым вулканогенным толщам основного состава и вулканогенно-осадочным отложениям, а трещинные скопления подземных вод – к эффузивным толщам кислого и среднего состава позднемезозойского возраста. Значительные ресурсы подземных вод заключены в базальтовых толщах (вулканогенные гидрогеологические бассейны). Дебит скважин здесь достигает 100 л/с. По химическому составу подземные воды вулканогенных толщ до глубины 300 м – пресные гидрокарбонатные.

4. Основными выделенными типами гидрогеологических систем являются вулканогенные гидрогеологические бассейны, адбассейны, адмассивы и массивы, которые, в свою очередь, подразделяются на 24 их разновидности в зависимости от приуроченности к вулканоструктурам.

5. Проведено выделение гидрогеологических систем в пределах вулканического пояса и по вертикали. Здесь разрез земной коры представляет собой закономерное последовательное напластование вулканогенных гидрогеологических систем на различные другие, преимущественно терригенные гидрогеологические системы или платформенные артезианские бассейны, что и создает их своеобразный вертикальный ряд или ярусность. Выделено 8 наиболее распространенных типов вертикальных рядов.

Проведенные исследования являются одним из этапов изучения формирования и распространения подземных вод в вулканических гидрогеологических системах мира. Единство вулканических процессов на Земле и общность эволюции вулканов позволяет использовать результаты настоящих исследований при дальнейшем изучении вулканических регионов, используя метод аналогии.

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность К.П. Караванову и Л.Ф. Мишину за ценные замечания и предложения при подготовке рукописи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антыпко Б.Е., Соколовский Л.Г. Принципы гидрогеологической стратификации // Сов. геология. 1980. № 7. С. 106–118.
2. Басков Е.А. Проведение палеогидрогеологического анализа при региональных геологосъемочных работах. С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 190 с.
3. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан, 1994. 76 с.
4. Богданов Г.Я., Кононов В.М. Некоторые вопросы гидрогеологической стратификации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 2. С. 99–104.
5. Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения / Отв. ред. А.Д. Щеглов. М.: Наука, 1984. 504 с.
6. Зайцев И.К. О принципах гидрогеологической стратификации // Проблемы гидрогеологического картирования и районирования. Л., 1971. С. 45–55.
7. Зайцев И.К., Толстихин Н.И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР // Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Спб., 1963. С. 5–35. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 101)
8. Ициксон М.И., Красный Л.И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока // Проблемы вулканизма: Материалы к Первому Всесоюз. вулканол. совещ. 15-27 сентября 1959 г. Ереван, 1959. С. 409–414.
9. Караванов К.П. Бассейны подземных вод горно-складчатых областей Восточной Азии. М.: Наука, 1977. 144 с.
10. Караванов К.П. Методологические исследования в региональной гидрогеологии (теоретический аспект). М.: Наука, 1986. 111 с.
11. Караванов К.П. Вертикальные ряды гидрогеологических систем и геодинамика Приамурья: Препринт. Хабаровск: Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, 1996. 67 с.
12. Мишин Л.Ф. К тектонике окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 106–111.
13. Никитин М.Р., Ишунина Т.А., Шик С.М. Гидрогеологическая стратификация - основа легенды среднемасштабной карты общего назначения // Вод. ресурсы. 1978. № 6. С. 48–62.
14. Никитин М.Р., Ишунина Т.А., Шик С.М. Расчленение разреза для составления легенды серии листов гидро-

- геологической карты // Разведка и охрана недр. 1979. № 1. С. 42–48.
15. Плотников Н.И., Плотникова Э.Н. К вопросу о гидрогеологической стратификации геологического разреза // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1974. № 6. С. 56–62.
16. Принципы гидрогеологической стратификации. М., 1982. 107 с. (Тр. ВСЕГИНГЕО; Вып. 148).
17. Рябченков А.С. О принципах гидрогеологической стратификации // Сов. геология. 1959. № 3. С. 101–113.
18. Рябченков А.С. Основы гидрогеологической стратификации и наименования таксономических подразделений стратификационной гидрогеологической шкалы // Методическое руководство по гидрогеологической съемке. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 295–300.
19. Рябченков А.С. Основы гидрогеологической стратификации и наименование таксономических подразделений стратификационной гидрогеологической шкалы // Методические указания по гидрогеологической съемке на закрытых территориях в масштабах 1:50 000, 1:200 000, 1:500 000. М.: Недра, 1968. С. 164–166.
20. Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды северо-востока СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.
21. Устиев Е.К. Охотский вулканический пояс и связанные с ним проблемы // Проблемы вулканизма: Материалы к Первому всесоюз. вулканол. совещ. 15-27 сентября 1959 г. Ереван, 1959. С. 403–407.
22. Фрейд Г.М., Рыбалко В.И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск: Изд-во Томск. ун-та. 1972. 150 с. (Тр. Лаборатории палеовулканологии; Вып. 6).
23. Фролов Н.М. Основы гидрогеологической стратификации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 9–20.
24. Volcanic belts and volcano-tectonic structures of the East Asia. Scale 1 : 3 000 000 / Editors-in-chief: Nikolai Shilo, Nobuhide Murakami, Yuri Bakulin. Khabarovsk, 1992.

Поступила в редакцию 9 мая 2002 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

*N.V. Boldovskiy*

### **The structural and geological conditions of formation and distribution of underground waters in the East Asian volcanic belt**

The principles of recognition of hydrogeological systems and hydrogeological stratification of the geological section of the East Asian marginal-continental volcanic belt have been worked out as the basis for defining the peculiarities of underground water formation and distribution. The recognition of hydrogeological systems is based on stratigraphic, petrographical, geostructural and hydrogeological regularities in the volcanic units of the belt. The worked-out hydrogeological stratification makes it possible to most optimally approach the problems of medium-scale hydrogeological mapping. The regularities of formation of underground water resources in the volcanogenic hydrogeological systems are considered.

## НЕКРОЛОГ

### ФЕДОР ГЕОРГИЕВИЧ КОРЧАГИН

(1946 – 2002)

22 мая 2002 г. на 56-м году жизни скоропостижно скончался Федор Георгиевич Корчагин.

Ушел из жизни известный ученый, прекрасный организатор, замечательный человек, вся творческая жизнь которого была связана с Институтом тектоники и геофизики ДВО РАН.

В институте он начал работать в 1971 г. в должности инженера после окончания Дальневосточного политехнического института и двух лет службы в армии.

С 1974 г., сначала в должности младшего научного сотрудника, а с 1981 г. – старшего научного сотрудника он продуктивно работал над проблемами влияния техногенных процессов, и в первую очередь, строительства и заполнения крупных водохранилищ на динамику земной коры. На примере Зейского водохранилища им разработан способ оценки влияния водохранилища на динамику блоковых систем и сейсмическую активность района. Использувавшийся тектонофизический подход к выявлению современных полей напряжений основан на изучении современных движений земной коры, анализе ранговости и кинематики разрывных нарушений и механизмов очагов землетрясений. Результаты исследований реализованы в диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук по теме "Геодинамика района Зейского водохранилища", которую он блестяще защитил в 1986 г.

В 1991 г. Федор Георгиевич избирается заведующим лабораторией сеймотектоники. Вскоре, 1993 г. он становится и заместителем директора Института тектоники и геофизики ДВО РАН по научной работе, одновременно являясь заведующим лабораторией. В этот период наиболее полно проявился его талант как исследователя, и ученого-организатора. Основное направление его научной деятельности концентрировалось на проблемах вызванной сейсмичности, современной геодинамики, сеймотектоники, общего и детального сейсмического районирования; на исследованиях глубинного строения сейсмоактивных зон и рудных районов. Он участвовал в работах по составлению карты общего сейсмического районирования Российской Федерации и проводил серию специальных исследований по детальному сейсмическому районированию отдельных районов Дальнего Востока. Под его непосредственным руководством проводились экспертизы по сейсмической безопасности районов возможного строительства АЭС и других важных народнохозяйственных объектов в Хабаровском и Приморском краях.

Ф.Г. Корчагиным опубликовано около 100 научных работ, в том числе 3 монографии и 10 научных отчетов. За разработку научно-технических проблем освоения зоны БАМ награжден медалью "За строительство Байкало-Амурской магистрали". Ему оставалось совсем немного до защиты докторской диссертации.

Его смерть огромная потеря для института. Память о Федоре Георгиевиче навсегда останется в наших сердцах.



*Коллеги*