

II-98/34

СПРАВ. ОУД.  
НА ДОМ НЕ ВЫДАЕТСЯ

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ /ВСЕГЕИ/

Труды, н.с., т. 34  
1960

# ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ



ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ



98/34

ТРУДЫ  
ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (ВСЕГЕИ)  
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

---

НОВАЯ СЕРИЯ

Том 34

Л. И. КРАСНЫЙ

ГЕОЛОГИЯ  
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР  
МОСКВА 1960

79 410 107

## ВВЕДЕНИЕ

Западное побережье Охотского моря к югу от порта Аян оставалось до последнего времени одним из не исследованных в геологическом отношении районов СССР. Многие его участки или вовсе не посещались геологами, или бегло осматривались еще в середине или конце прошлого столетия, известными исследователями Сибири: А. Ф. Миддендорфом, Н. Г. Меглицким и К. И. Богдановичем.

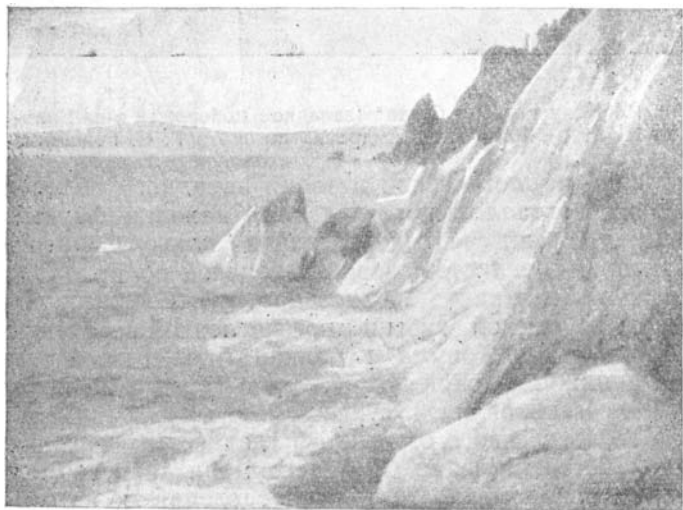


Рис. 1. Крутой абразионный берег (западное побережье о-ва Большой Шантар). Фото Г. С. Ганешина

Насколько искаженное представление существовало о геологическом строении западного побережья Охотского моря, можно судить по геологической карте масштаба 1 : 1 500 000, изданной Дальневосточным геологическим управлением в 1943 г., и по «Геологической карте СССР» масштаба 1 : 7 500 000, выпущенной ВСЕГЕИ в 1951 г. На этих картах на большой территории, включающей бассейны рр. Тыла, Торума, Ала и Тугура, а также Шантарские острова, были показаны нерасчлененные отложения юры и триаса. В действительности оказалось, что важнейшее значение имеют здесь сложнослоцированные мощные геосинклинальные отложения нижнего и среднего палеозоя, а мезозой, выходящий в широких синклинальных структурах, по своим фациям резко отличается от мезозоя соседнего Нижнего Приамурья.

Береговые обрывы, скалы и утесы побережья (рис. 1, 2) Охотского моря, поражающие путешественника своей живописностью и величест-

венной красотой, дали геологам в результате проведенной в течение нескольких лет мелкомасштабной геологической съемки много ценного материала, позволившего выяснить ряд вопросов стратиграфии, магматизма и тектоники района.

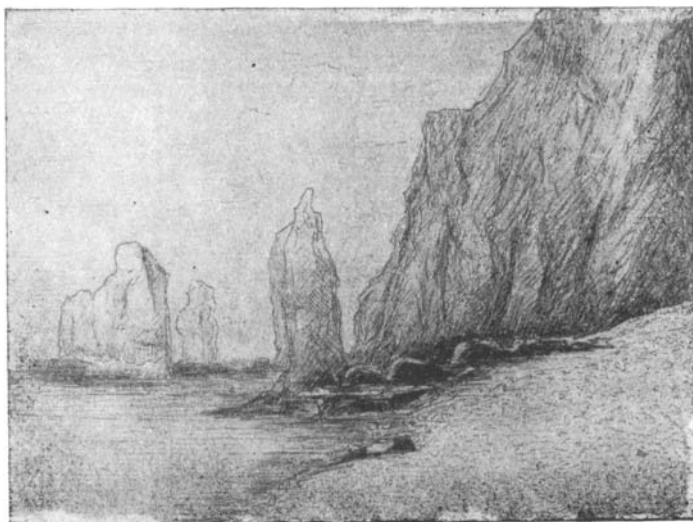


Рис. 2. Кекуры „Три брата“ (западное побережье о-ва Большой Шантар). Рис. О. А. Андреева по фото Г. С. Ганешина

Восстановлению геологической истории западного побережья Охотского моря способствовали многочисленные находки фауны: кембрийской в бассейне р. Урми, среднедевонской по ключу Сородо и на о-вах Большой Шантар и Феклистов; верхнедевонской по рр. Малому Мелькану, Айкангре и Селиткану; верхнетриасовой и лейасовой по западному побережью Торомской губы и многочисленной верхнеюрской в бассейнах рр. Ала, Торума, Тонума, Гербикана и Шевли, а также флоры верхнеюрской и нижнемеловой по рр. Уде и Неми и на побережье Удской губы и палеогеновой на Тугурском п-ове.

Выяснение геологического строения и главнейших черт истории развития западной части бассейна Охотского моря дало возможность выявить некоторые закономерности в распределении полезных ископаемых и наметить перспективы поисков железа, марганца, титана, меди, свинца, цинка, олова, золота, слюды (мусковита) и асбеста.

Рассматриваемая в настоящей работе западная часть бассейна Охотского моря — Западное Приохотье охватывает нижнее течение р. Уды и бассейны рек, впадающих в Удскую и Торомскую губы и заливы Тугурский, Ульбанский и Николая. Его границей на севере является залив Алдома, на юге — хребты Джагды, Меванджа и Омальский, на западе — долины рр. Нимни (левый приток р. Май-Половиной), Чогара (левый приток р. Уды) и Шевли (правый приток р. Уды), на востоке — о-в Прокофьева (из группы Шантарских о-вов) и залив Николая (рис. 3).

Эта территория протягивается в меридиональном направлении на 400 км от 53°20' до 57°00' с. ш., а в широтном направлении на 370 км от 132°30' до 138°00' в. д. Ее площадь составляет около 90 000 км<sup>2</sup>.

В административном отношении Западное Приохотье почти целиком принадлежит Тугуро-Чумиканскому району Хабаровского края. Эта территория с городом Николаевском-на-Амуре имеет летом паромное, а зимой самолетное сообщение. Из основных населенных пунк-



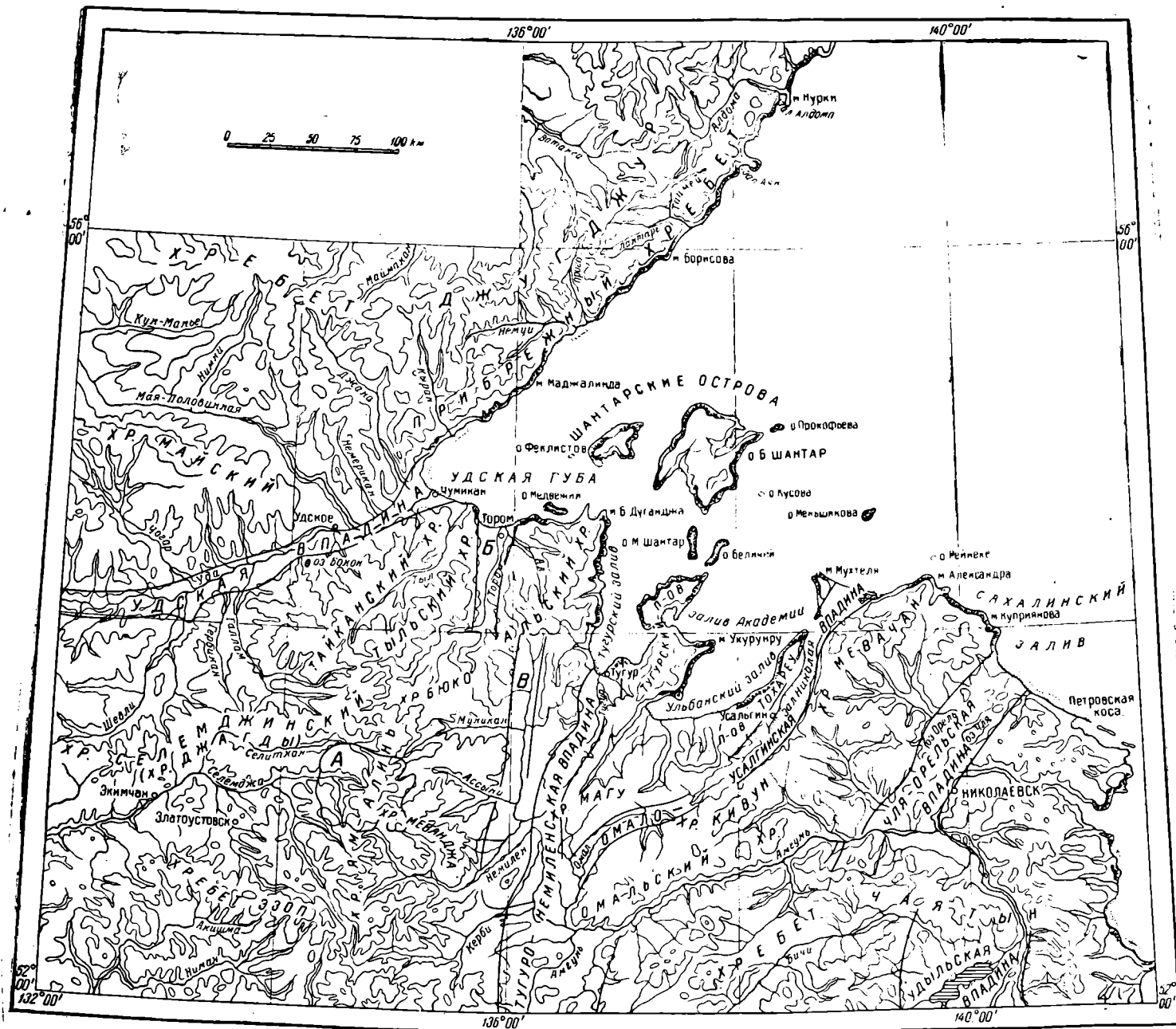


Рис. 3. Обзорная карта Западного Приохотья. 1955 г.  
 А — Селитканское нагорье; Б — Торомская впадина; В — Конинская впадина

тов следует назвать Чумикан, Аян, Лантарь и Тугур, расположенные на побережье заливов Охотского моря. Эти быстро растущие поселки—центры рыбной промышленности района.

Морфология Западного Приохотья сложна и разнообразна. На север от горного узла, расположенного южнее оз. Большое Токо, тянется сначала в широтном, а затем в северо-восточном направлении хребт Джугджур, не без основания считающийся восточным продолжением Станового хребта. Параллельно Джугджуру, вдоль побережья Охотского моря, прослеживается Прибрежный хребт. Южнее расположена широтно вытянутая Удская равнина, имеющая ширину до 30—40 км. К югу от нее находится мощная горная система хребта Джагды (Селемджинский), прослеживаемая на востоке до горного узла, откуда берут начало хребт Ям-Алинь, вытянутый по меридиану, и значительно уступающие ему по размерам хребты Тайканский, Тьльский и Бюко. Хребты Тьльский и Альский (находящийся на продолжении хребта Бюко) доходят до побережья Удской губы и Тугурского залива, образуя прибрежные возвышенности и оканчиваясь отвесными обрывами мысов Тьльский, Большой Дуганджа и Никта.

Меридиональные долины рр. Тугура и Немилена, заложенные в обширной Тугуро-Немиленской депрессии, отделяют горную страну, расположенную южнее и восточнее р. Уды, от возвышенностей, вытянутых в восточно-северо-восточном направлении между р. Амгунью и Ульбанским заливом. Здесь расположены хребты Омальский и Магу, разделенные долиной р. Омала.



Рис. 4. Абразионная площадка на западном побережье Тугурского п-ова. Рис. О. А. Андреева по фото Ю. Ф. Чемякова

В отличие от прямолинейной, вытянутой в северо-восточном направлении линии берега (на участке устье залива Аян), южное побережье рассматриваемой области характеризуется изрезанной береговой линией с глубоко вдающимися в сушу заливами: Тугурским, Ульбанским и Николая и далеко выдвинутыми в море п-овами Тугурский (рис. 4) и Тохареу.

Остров Медвежий, отделенный узким проливом от материка к востоку от Торомской губы, группа Шантарских о-вов (главные из них Большой Шантар и Феклистов) и два острова — Меньшикова и Рейнеке, одиноко торчащие из воды, придают Западному Приохотью своеобразные черты, отличающие его от других частей Охотского моря.

В целом для обширной области Западного Приохотья характерна контрастностью рельефа. Рядом с могучими хребтами (Джугджур, Ям-Алинь) находятся вытянутые на сотни километров равнины (Удская, Тугуро-Немиленская). Высокие горные цепи круто обрываются к водам Охотского моря. Заливы сменяются полуостровами, и среди «морской глади» возвышаются скалистые глыбы островов (рис. 5).

История геологического и отчасти географического изучения Западного Приохотья и сопредельных районов подразделяется на несколько периодов.

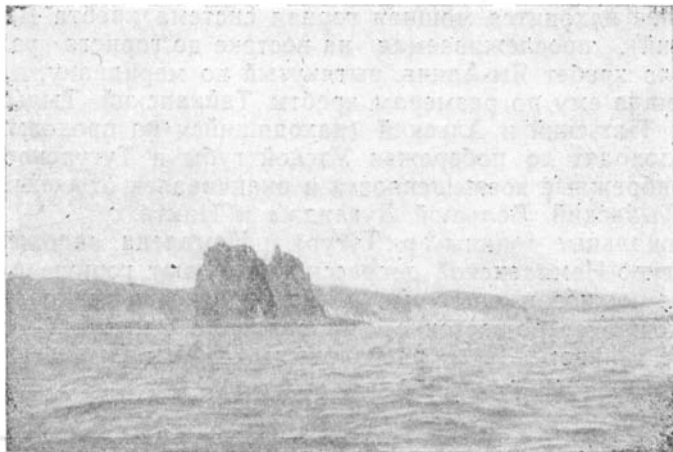


Рис. 5. Остров Арка. Фото Г. С. Ганешина

В первый, охватывающий XVII (начиная с 30-х годов), XVIII и первую половину XIX столетий, была выяснена общая географическая обстановка в юго-западной части бассейна Охотского моря и составлены достоверные географические карты, правильно изображающие эти отдаленные от административных, политических и хозяйственных центров России районы.

Во второй период (1844—1898 гг.) крупнейшими исследователями Сибири — А. Ф. Миддендорфом, Н. Г. Меглицким, Н. Ансовым и К. И. Богдановичем — были выявлены многие черты геологического строения Западного Приохотья и даны первые орографические схемы.

Следующий период, включающий начало XX столетия (до установления Советской власти на Дальнем Востоке), не был особенно плодотворным в истории изучения интересующей нас территории. Немногочисленные работы в это время были связаны с поисками золота.

Четвертый период в истории геологического изучения района (1917—1936 гг.) характеризуется маршрутными исследованиями. Работы В. В. Купер-Кониной, В. И. Серпухова, С. А. Годована, Ю. Ф. Погони прибавили много ценного к прежним представлениям, однако их материалы (за исключением карты В. И. Серпухова) не дали достаточно ясного представления о структуре Западного Приохотья.

Геологические карты, охватывающие значительные площади, а не узкие ленточки маршрутов, начали в Западном Приохотье составляться только с 1937 г. Съёмки Н. К. Трифонова, К. В. Антонова, А. А. Леонтовича и Н. А. Ракова, И. Т. Чудинова, М. М. Михайлова и В. В. Фролова установили распространение геологических комплексов (в основном докембрия, палеозоя и мезозоя) в северной части района. В 1941—1947 гг. значительные площади в Кербинском, Селемджинском и некоторых других районах были покрыты геологической съёмкой Н. П. Саврасовым, Н. А. Раковым, А. А. Кирилловым и В. В. Онихимовским.

Таким образом, в пятый период истории геологического изучения (1937—1947 гг.) геологосъемочные работы охватили значительную территорию по окраинам Западного Приохотья и дали много ценного материала по стратиграфии, магматизму и полезным ископаемым района. Однако весь этот материал никем не был увязан, и место Западного Приохотья в общей структуре Дальнего Востока оставалось не выясненным.

В последний, шестой, период истории геологического исследования (1948—1952 гг.) были проведены значительные геологические и некоторые тематические работы (изучение юрской фауны Г. Т. Пчелинцевой), существенно изменившие взгляды на геологическое строение Западного Приохотья и на его возможную рудоносность. Было выяснено продолжение Монголо-Охотской геосинклинальной области на восток до побережья Охотского моря, разработана стратиграфия палеозоя и мезозоя, впервые открыты кембрийские и девонские отложения в Селемджинском хребте, хребте Джугджур и на Шантарских о-вах; обнаружены участки железорудного оруденения в бассейне р. Урми и марганцевого на о-ве Большой Шантар; открыт новый золотоносный Тугуро-Торомский район с перспективными золоторудными месторождениями типа лестничных жил; определены перспективы по свинцу и цинку в бассейне р. Май-Половинной и по олову в Селиткано-Кумусунском районе.

В этот период (1950—1952 гг.) большая работа по сводке геологического материала и материала по полезным ископаемым была проделана группой геологов Дальневосточного геологического управления под руководством В. В. Онихимовского. Ими были составлены геологические очерки по ряду рудных районов и схематические геологические карты масштабов 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000. Очерки и карты по Западному Приохотью были составлены О. Ф. Шишкановой (Аянский район), Е. Г. Сидельниковой (Удский район), Е. Е. Фроловой (Верхне-Селемджинский район) и др.

Возможности использования народным хозяйством природных ресурсов Западного Приохотья еще только начинают раскрываться. Сравнительно благоприятные климатические условия, сведения о суровости которых в значительной степени преувеличены, обилие морского зверя и рыбы, дичи и пушного зверя, тайга с едва затронутыми топором лесными угодьями, полезные ископаемые — все эти богатства позволяют считать, что в недалеком будущем Западное Приохотье станет важным экономическим районом Советского государства на берегах Охотского моря.

## Глава первая

### СТРАТИГРАФИЯ

В пределах Западного Приохотья выделяются различные по возрасту и типу (платформенные и геосинклинальные) структуры, главными из которых являются:

А. Районы докембрийской складчатости

1. Юго-восточная окраина Алданского щита.
2. Протерозойский складчатый пояс хребта Джугджур.

Б. Монголо-Охотский складчатый пояс

1. Районы палеозойской (последевонской) складчатости.
2. Районы мезозойской складчатости.
3. Районы наложенных («послескладчатых») структур.

В. Районы третичных—четвертичных опусканий (Удский, Торомский, Конинский, Тугуро-Немиленский).

На севере, в пределах широтной части хребта Джугджур, располагается юго-восточная окраина Алданского щита (Алданского выступа Сибирской платформы), где преобладает архейский комплекс кристаллических пород.

Ее окаймляет с юга зона протерозойской и отчасти, возможно, нижне- и верхнепалеозойской складчатости. Эта зона является непосредственным продолжением структур Станового хребта, следующих от Прибайкалья и Витимо-Олекминской горной страны в Верхне-Зейский район и бассейн р. Май-Половинной.

Северо-восточная часть хребта Джугджур и хребет Прибрежный составляют сложную структурную зону, протягивающуюся параллельно побережью Охотского моря. В этой Восточно-Джугджурской зоне узкими полосами северо-восточного простираения, ограниченными часто крупными разломами, прослеживаются комплексы пород архея (Кыран-Лантарская подзона), среднего палеозоя (Айкангра-Аянская подзона) и мезозоя (Антыкано-Немуйская подзона).

Вдоль южного края Алданского щита и его протерозойского окаймления располагается Удский (краевой) прогиб, отделяющий вышеназванные структуры от Монголо-Охотской геосинклинальной области. Последняя протягивается от Монголии и восточного Забайкалья в бассейны рр. Зей и Селемджи к правобережью р. Уды, Тугурскому заливу и Шантарским о-вам.

Находясь между Китайской и Сибирской платформами, Монголо-Охотская геосинклинальная область является очень крупной и весьма важной структурой, значение которой начинает выясняться только в последнее время.

Следует подчеркнуть, что в настоящей работе при стратиграфическом и тектоническом описаниях и в других ее разделах мы, учитывая недостаток внимания, уделявшегося этой геосинклинальной области, будем часто выходить за пределы Западного Приохотья, чтобы хотя бы частично восполнить существующий в этом отношении пробел.

Монголо-Охотскую геосинклинальную область можно расчленить на ряд структурных элементов, составляющих определенные полосы или зоны. В пределах Западного Приохотья намечается две значительные антиклинальные зоны — Тыльско-Феклистовская и Тугуро-Шантарская, разобшенные Торомской синклиналью.

В современном рельефе эти антиклинальные структуры прослеживаются в хребтах Джагды, Тыльский, Тайканский, Бюко и отчасти Альский; синклинальные — связаны с впадинами Торомской и отчасти Шантарского моря.

К юго-востоку от Тугуро-Шантарской антиклинали располагается Ульбанская синклинали, являющаяся западным продолжением Нижне-Амурской синклинальной зоны. Ульбанская синклинали находится на северо-восточном погружении Кербинской антиклинальной структуры.

К верхнемеловым наложенным структурам относится меридионально вытянутая полоса верхнемеловых эффузивов Ям-Алиня.

Более поздними (третичными — четвертичными) структурами опускания следует считать депрессии Торомскую, Конинскую и Тугуро-Немиленскую.

## 1. АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Как уже указывалось, в Западное Приохотье входит небольшая юго-восточная часть Алданского щита — крупной древней структуры, протягивающейся от р. Чары на западе до хребта Джугджур на востоке. Известно (Д. С. Коржинский, 1939 и др.; Ю. К. Дзевановский, 1946), что значительная часть щита сложена комплексом архейских кристаллических пород.

Впервые породы архейской группы были выделены в пределах интересующей нас территории в 1937 г. одновременно П. С. Бернштейном (на западе) и Ю. К. Дзевановским (на северо-востоке).

В бассейне р. Чогара и правых притоках р. Май-Половинной (Уганах и Сологу-Чойдах) П. С. Бернштейн описал комплекс перемежающихся пачек амфиболовых и пироксеновых гнейсов, амфиболитов и лептитов. Слоистое строение комплекса привело его к выводу о первоначально осадочном или, возможно, частично осадочно-эффузивном происхождении пород архея. Наиболее распространены здесь пачки актинолитовых гнейсов с силлиманитом и андалузитом и разнообразные амфиболиты. Реже встречаются лейкократовые слюдяные гнейсы (мощность их пачек 50—100 м), обогащенные кварцем, амфиболо-цоизитовые гнейсы, содержащие гранат или шпинель, и лептиты, образующие маломощные пласты.

По Ю. К. Дзевановскому (1946), в бассейне левых притоков р. Челасина предположительно архейские образования представлены однообразными биотитовыми гранитами, биотито-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами.

Архейский комплекс кристаллических сланцев и гнейсов (иногда он объединяется в общую докембрийскую группу) был изучен в пределах хребта Джугджур и его южных склонов в узкой полосе от р. Джаны до р. Лантаря И. И. Волчком, Г. Г. Ключанским, Г. Н. Чертовских, А. Е. Шабаловским и И. А. Шувальским в 1950—1952 гг.; Л. И. Красным, Ю. Ф. Чемяковым и В. Н. Мошкиным в 1952 г.; К. В. Антоновым в 1937 г.; Н. А. Раковым и А. А. Леонтовичем в 1938 г. и Г. Г. Кайго-

родцевым в 1946 г. Все эти исследователи дали лишь общее петрографическое описание условно выделенного ими архея, не уточнив его стратиграфию.

В бассейне р. Джаны и верховьях рр. Кырана и Маймакана геологами Южно-Охотской экспедиции выделяется архейская гранито-гнейсовая толща, в которую входят гранито-гнейсы, сиенито-гнейсы, биотитовые, амфиболовые и, редко, чарнокитовые гнейсы и мигматиты. Все эти породы рассматриваются как первично-магматические (ортогнейсы и ортомигматиты).

Дальше на восток выходы архея (?) были обнаружены в бассейне левого верхнего притока р. Немуя (р. Курум-Урек) и в верховьях р. Нагима Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым в 1952 г. Архей (?) представлен здесь биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами (андалузито-роговообманково-плагиоклазовыми и биотито-эпидотовыми). Эти породы занимают узкую полосу среди поля гранито-гнейсов протерозоя. Намечающаяся в архейской толще слоистость и наличие в ней пачек андалузито-роговообманково-плагиоклазовых сланцев, ранее, возможно, представлявших глинистые осадки, и амфиболитов, происшедших, вероятно, из эффузивов, указывает на осадочное и вулканическое происхождение, по крайней мере, части пород, относимых к архею.

Архейскими являются, по-видимому, и олигоклазовые гранито-гнейсы, описанные В. Н. Мошкиным по р. Лавле в 1952 г. Эти гранито-гнейсы нередко залегают «слоями» мощностью 1,0—1,5 м, разделенными тонкими «прослойками» гранито-гнейсов, обогащенных роговой обманкой. Указанная «слоистость» заставляет предполагать в образовании этого комплекса значительную роль гранитизации, мигматизации.

По правому берегу р. Лавлы в 20 км от ее устья записан следующий разрез («слои» падают на СЗ под углом 40—50°, описание ведется снизу вверх):

1. Розоватые гранито-гнейсы с „послойным“ распределением биотита. Структура blastsgranitовая, обусловленная раздроблением части зерен (особенно кварцевых) и раскристаллизацией основной массы с образованием мелкозернистой и мозаичной текстуры.

2. Пачка слоистых светлых гранито-гнейсов, состоящих из белого полевого шпата и кварца и крупных, до 7,5 мм, призматических кристаллов роговой обманки. Структура blastoporfiroкатакlastическая. Порода на 40—50% состоит из катаклазированных зерен альбит-олигоклаза, погруженных в мелкозернистую гранобластовую и мозаичную массу кварца и кислого плагиоклаза.

3. Серые и темно-серые то тонкорассланцованные, то довольно массивные породы с мелкоочковой сланцевой текстурой и порфирокатакlastической структурой. Иногда наблюдается резкое увеличение тонкочешуйчатого биотита, хлорита и эпидота. Эти минералы располагаются извилистыми прослоями, огибающими порфиробласты плагиоклаза.

К северо-востоку, в сравнительно узкой полосе архея (?), протянувшейся от верховьев р. Немуя к р. Лантарю (по К. В. Антонову, Н. А. Ракову, А. А. Леонтовичу и Г. Г. Кайгородцеву), в докембрийском комплексе участвуют полосчатые и массивные гнейсы (биотитовые, биотитово-роговообманковые, гранатовые, амфиболовые), амфиболиты, кварциты и различные сланцы (слюдяные, амфиболовые и др.)<sup>1</sup>.

В нижнем течении р. Таймея и в среднем течении р. Лантаря обнажаются падающие на северо-запад под углом 20—35° амфиболиты и амфиболовые сланцы с прослоями белых кварцитов и темных слюдястых кварцитовых сланцев. По долине р. Мамая в коренных обнажениях выходят интенсивно смятые или вертикально стоящие гнейсы, амфиболиты, слюдяные сланцы и кварциты.

<sup>1</sup> В последнее время некоторые геологи относят кристаллические образования, развитые в бассейнах рр. Немуя и Лавлы, к протерозою, а сланцевые толщи Лантарского района к метаморфизованным в зонах смятия синийским отложениям.

На левом берегу р. Танчи серые полосчатые биотитово-роговообманковые гнейсы падают на ЮВ  $120^\circ$  под углом  $80^\circ$ . В 100—150 м выше по течению реки падение подобных же гнейсов меняется на северо-западное под углом  $50^\circ$ , образуя кругую антиклинальную складку (по исследованиям Г. Г. Кайгородцева в 1946 г.).

Используя хорошие разрезы по р. Мае-Половинной, пересекающей архейский комплекс вкрест простираения, В. Н. Мошкин в 1953 г. расчленил его на две толщи: нижнюю, представленную гиперстено-плагноклазовыми и гиперстено-диопсидо-плагноклазовыми кристаллическими сланцами и гнейсами с линзами мраморов, и верхнюю, сложенную гранатовыми, биотито-гранатовыми и графито-гранатовыми гнейсами, мигматитами и линзами мраморов.

Из табл. 1 видно, что нижняя толща может быть сопоставлена с тимптонской (чарнокитовой) серией, а верхняя — с желтулинской серией, изученными Д. С. Коржинским и Ю. К. Дзевановским к северо-западу от бассейна р. Мае-Половинной.

По р. Мае-Половинной и ее левому притоку р. Широкой Пади (по В. Н. Мошкину) обнажается нижняя толща пироксеново-плагноклазовых кристаллических сланцев и гнейсов. На левом берегу р. Мае-Половинной, в 3 км ниже устья р. Широкой Пади, в обрыве высотой 10—12 м наблюдаются выходы светлых среднезернистых пироксеновых гнейсов. В нескольких метрах выше по реке гнейсы сменяются гиперстено-диопсидо-плагноклазовыми кристаллическими сланцами с тонкими прослоями мелкозернистых и среднезернистых биотито-двупироксено-плагноклазовых кристаллических сланцев, обладающих крупными (до 10 мм) порфиробластами диопсида. Эти прослои падают на ЮЗ  $210-270^\circ$  под углом  $50^\circ$ . Гиперстено-диопсидо-плагноклазовые кристаллические сланцы прослеживаются вверх по реке на 40—45 м, сменяясь белыми и розоватыми мраморами.

Таблица 1

**Сопоставление стратиграфических подразделений центральной и юго-восточной частей Алданского щита**

Центральная часть Алданского щита (по Ю. К. Дзевановскому, 1952 г.)		Юго-восточная часть Алданского щита (по В. Н. Мошкину, 1953 г.)	
Желтулинская серия	Биотито-гранатовые, биотито-графито-гранатовые гнейсы, прослои мраморов, кристаллических сланцев. В основании — конгломераты	Толща светлых гранатовых и биотито-гранатовых гнейсов	Гранатовые, биотито-гранатовые, графито-гранатовые и амфиболовые гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, линзы мраморов
Тимптонская (чарнокитовая) серия	Гиперстеновые, диопсидо-гиперстеновые, диопсидовые кристаллические сланцы, гиперстеновые гнейсы, прослои гранулитов и гранатовых гнейсов. Мраморы и амфиболиты	Толща пироксено-плагноклазовых кристаллических сланцев и гнейсов	Гиперстено-плагноклазовые, гиперстено-диопсидо-плагноклазовые, амфиболо-двупироксено-плагноклазовые, биотито-двупироксено-плагноклазовые кристаллические сланцы и гнейсы с линзами мраморов

В 1,5 км ниже устья р. Широкой Пади наблюдались выходы чередующихся между собой биотито-гиперстено-диопсидо-плагноклазовых и амфиболо-гиперстено-диопсидо-плагноклазовых кристаллических слан-



цев и двупироксеновых гнейсов. Отмечен прослой крупнозернистых биотито-двупироксеновых гнейсов. Простираение слоистости СЗ 300—310°.

Суммарная мощность нижней толщи превышает 1000 м.

Породы верхней толщи широко распространены в бассейне р. Кун-Манье, слагая крылья антиклинальной складки, в ядре которой находятся породы нижней толщи. На левом берегу р. Май-Половинной в 5 км ниже устья р. Кун-Манье наблюдаются скалы, сложенные амфиболо-гранатовыми и биотито-гранатовыми гнейсами, пронизанными согласными жилами измененных габбро и аляскитовых гранитов. Падение слоистости гнейсов ЮЗ 230° под углом 45°.

В 0,8 км вверх по реке встречены биотито-двупироксеновые гнейсы, переслаивающиеся с графито-гранатовыми гнейсами. Затем на протяжении 2 км в глыбовых осыпях прослеживаются часто чередующиеся между собой гиперстено-амфиболо-гранатово-двупироксеновые и светлые гранатовые гнейсы. Еще выше по р. Мае-Половинной преобладают светлые гранатовые гнейсы, пронизанные местами жилами кварцево-полевошпатового состава. В 0,5 км выше устья р. Кун-Манье на правом берегу р. Май-Половинной наблюдаются выходы биотито-гранатовых гнейсов, переслаивающихся с гранатовыми и биотито-пироксеново-гранатовыми гнейсами. Простираение слоистости—СЗ 310°.

Мощность верхней толщи превышает 1000 м.

Изложенное показывает, что архей хребта Джугджур и, в частности его южного и юго-восточного склона, является продолжением архей западной и центральной части Алданского щита.

## II. ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Проблема протерозоя на основании имеющегося в Западном Приохотье материала не может быть разрешена. Точных соотношений между кембрийскими отложениями, обнаруженными только в одном месте (р. Урми), и более древними толщами наблюдать не удалось. Поэтому для выделения протерозоя приходится пользоваться косвенными данными, не всегда достаточно убедительными.

Ниже приводится описание протерозоя (или, в некоторых случаях, протерозоя и нижнего палеозоя) в отдельных областях его развития — в складчатой зоне хребта Джугджур и в зоне палеозойской складчатости Монголо-Охотской геосинклинальной области.

### 1. Протерозой зоны хребта Джугджур

#### *Комплекс инъекционных гнейсов, гранитов и мигматитов (аналоги „древнестановых“ гранитов)*

Еще в 1937 г. П. С. Бернштейн указал, что в бассейне р. Чогара и верховьях р. Удыгина широко распространены протерозойские ортогнейсы, прорывающие согласными интрузиями архейские гнейсы, амфиболиты и лептиты. По левому берегу р. Чогара эти ортогнейсы оказались перекрытыми осадочными породами нижнего палеозоя (?). П. С. Бернштейн различал среди ортогнейсов группу биотитовых гранито-гнейсов и аляскитовых гнейсов.

Близкий комплекс инъекционных гнейсов и мигматитов описал в 1952 г. В. Н. Мошкин. Полоса этих пород шириной 10—15 км охватывает нижнее течение р. Эдягу-Чойдаха, р. Маю-Половинную (между ключами Борогоном и Мунчу) и р. Нимни (рис. 6). В состав комплекса входят биотито-гранатовые, биотитовые и амфиболовые гнейсы, пронизанные большим количеством инъекционных жил аплитового и плаггиогранитового состава. Среди них располагаются линзы или прослои мраморов и амфиболитов.

На левом берегу р. Май-Половинной в 5 км выше устья р. Сектака выходят эпидото-биотитовые гнейсы, послойно пронизанные жилами пегматитов мощностью до 2 м. Пегматиты вблизи контакта с гнейсами становятся мелкозернистыми. От жил отходит множество мельчайших ответвлений аплитового состава. Далее вверх по реке



Рис. 6. Мигматиты древнестанового комплекса (р. Нимни).  
Фото А. Ф. Шагина

почти на протяжении 3 км выходят биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы, пронизанные множеством жилок аплитового состава и крупными пегматитовыми жилами, залегающими согласно с «прослоями» гнейсов. Гнейсы у контакта с пегматитами обогащены амфиболом. Местами среди биотитовых и биотитово-гранатовых инъекционных гнейсов появляются прослои амфиболовых гнейсов. Гнейсы, кроме мелких жил аплитового состава, пронизаны крупными послойными жилами гнейсовидных плагиигранитов. Здесь хорошо видна пегматитовая складчатость. Падение «слоистых» пород все время меняется с северного ( $350-10^\circ$ ) на южное ( $170-180^\circ$ ). Углы падения крутые —  $70-90^\circ$ .

Граниты, образующие то пластообразные залежи мощностью до 100 м, то мельчайшие жилки, пронизывающие гнейсы, очень близки к так называемым «древнестановым гранитам», описанным Д. С. Коржинским (1935 и др.). В составе комплекса несомненно присутствуют и архейские породы (вмещающая толща), но протерозойские граниты преобладают.

#### *Толща кристаллических сланцев и мраморов*

По данным П. С. Бернштейна, слюдястые и слюдясто-амфиболовые сланцы в бассейне р. Чогара, залегающие на биотитовых гранито-гнейсах (архея?), в нижних частях содержат прослои биотитовых сланцев с псефитовой (конгломератовой) текстурой. Галька конгломератов состоит из различных сильно измененных гнейсов. Эти сланцы Бернштейн отнес к протерозою.

Близкая по составу толща слюдясто-кварцево-полевошпатовых и амфиболо-кварцево-полевошпатовых сланцев и мраморов описана в бассейне р. Май-Половинной. Породы этой толщи протягиваются двумя

полосами и слагают крылья антиклинальной складки. В ядре складки залегают породы комплекса инъекционных гнейсов и мигматитов, параллелизуемых с древнестановыми гранитами. К протерозою В. Н. Мошкин условно отнес и мраморы, залегающие в верховье р. Гиги (Майской). Эти мраморы являются вмещающими породами Майского свинцово-цинкового месторождения.

Для характеристики протерозоя приведем извлечение из описания разреза по р. Мае-Половинной, расположенного между устьями рр. Эдягу-Чойдаха и Атаги (по В. Н. Мошкину).

В 2 км выше устья р. Эдягу-Чойдаха, на правом берегу р. Мае-Половинной выходят кварцево-амфиболовые сланцы, переслаивающиеся с мраморами. Падение их ЮЗ 210—220° под углом 70—80°. В 500—600 м вверх по реке сланцы сменяются серыми мигматитами с прослоями сланцев. Дальше на протяжении 50—60 м наблюдаются темные рассланцованные туфы. Затем следует пачка слюдястых и амфиболовых сланцев с прослоями (до 0,1 м) скарнированных мраморов. Сланцы пронизаны жилами серых биотитовых плагногранитов. Породы эти сильно перемяты и нередко гофрированы. Падение слоистости (?) изменяется от ЮВ 110° до ЮЗ 200—210°, углы падения составляют 50—90°. Мощность протерозоя не менее 1000 м.

В пользу более молодого (по отношению к архею) возраста описанных кристаллических сланцев говорят следующие факты:

- 1) находка конгломератов с галькой архейских (?) гнейсов в основании толщи;
- 2) значительно меньшая степень метаморфизма по сравнению с архейскими кристаллическими сланцами и гнейсами.

## 2. Протерозой в зоне палеозойской складчатости Монголо-Охотской геосинклинальной области

Начальным сведениям о древних метаморфических породах в районе правых притоков Уды мы обязаны исследованиям В. И. Серпухова (1931 г.) и С. И. Бенеславского (1940 г.). В основании стратиграфической колонки ими выделена толща кварцево-актинолитовых, кварцево-слюдяных, хлоритовых и серицитовых сланцев. О возрасте толщи конкретных данных собрано не было; С. И. Бенеславский считал ее условно нижнепалеозойской.

Более полное описание этой толщи принадлежит Л. И. Красному и Ю. Ф. Чемякову (1955 г.). Последние отнесли к протерозойской группе комплекс различных кристаллических сланцев (мусковито-актинолитовых, амфиболо-хлоритовых и др.), сильно измененных рассланцованных основных и ультраосновных пород и плагноклазовых пород анортозитового ряда. Все эти породы объединены под названием **б а л а д е к с к о г о** **к о м п л е к с а**<sup>1</sup>.

Породы баладекского комплекса выходят в ядре узкой (15—30 км) антиклинальной структуры (Баладек-Мельканская антиклиналь), вытянутой в северо-восточном направлении от среднего течения р. Улигдана (левый приток р. Урми) до р. Гербикана. Продолжение ее мы находим в нижнем течении р. Галлама. На юго-востоке полоса протерозоя ограничена линией крупного тектонического разрыва, по которой породы баладекского комплекса соприкасаются с толщей девон-

<sup>1</sup> Название дано по прииску Баладек, вблизи которого эти породы были впервые обнаружены В. И. Серпуховым.

ских отложений. На северо-западе контакт имеет стратиграфический характер: здесь юрские отложения с размывом налегают на породы баладекского комплекса. Узкая полоса, занятая комплексом, находится в зоне интенсивного смятия, где преобладают рассланцованные и нередко катаклазированные породы, измененные процессами динамического и регионального метаморфизма и, частично, гидротермальными процессами.

Близкое сходство анортозитовых пород, преобладающих в баладекском комплексе, с подобными же породами Джугджура заставляет относить этот комплекс к протерозою.

Допалеозойские или неопределенного возраста метаморфические сланцы в Селемджинском районе стали известны со времени исследований А. И. Хлопонина (1904) и П. К. Яворовского (1904). В Харгинском приисковом районе они позднее изучались И. А. Преображенским (1926), Л. А. Изергиным (1934), П. В. Некрасовым (1935) и др. Первая серьезная попытка разобраться в стратиграфии древних метаморфических толщ принадлежит Н. П. Саврасову, изучавшему в 1941—1942 гг. Кербинский район, и В. В. Онихимовскому и А. А. Кириллову, занимавшимся геологической съемкой в Шевли-Селемджинском междуречье в 1945 г.

Н. П. Саврасов в протерозойской группе выделил две толщи: нижнюю, представленную кварцево-сланцевыми, слюдяно-кварцевыми и глинисто-кварцево-сланцевыми сланцами, и верхнюю, менее метаморфизованную и иногда трудно отличимую от верхнего триаса, состоящую из филлитов и аспидновидных глинистых сланцев. Общая мощность обеих толщ определяется в 2500—3000 м.

В верхней части нижней толщи отдельными линзами залегают зеленые сланцы. Среди последних наблюдаются две разновидности: кварцево-актинолитово-эпидотовые и серицито-хлоритовые. Мощность линз зеленых сланцев не превышает 200 м.

Близкий по составу разрез протерозоя установили В. В. Онихимовский и А. А. Кириллов. Толщу метаморфических сланцев они разделили на три горизонта:

- а) графитоидные (кварцево-графитистые) сланцы мощностью не менее 800 м;
- б) кварцево-сланцевые сланцы мощностью 1200—1300 м;
- в) зеленые сланцы первично-эффузивного происхождения мощностью свыше 800 м.

Эта толща слагает крупную антиклинальную структуру северо-восточного простирания.

Выше толщи метаморфических сланцев В. В. Онихимовский и А. А. Кириллов располагают селемджинскую толщу верхнего протерозоя (?), близкую к верхней толще филлитов (по Н. П. Саврасову).

Дальше на восток в Селиткано-Кумусунском районе нами в 1952 г. описана ямиканская свита серых и зеленовато-серых серицитово-кварцевых и кварцево-серицитовых сланцев с линзовидными пачками значительной мощности (десятки метров) зеленых альбитово-амфиболовых сланцев. Мощность ямиканской свиты превышает 400 м. Подобные же породы описаны Л. И. Красным и Г. С. Ганешиным (1951) в среднем течении р. Муникана и Л. И. Красным (1949) на Тугурском п-ове. Хорошая обнаженность берегов полуострова позволила выявить здесь следующий разрез:

нижнеламская<sup>1</sup> свита кварцево-серицитовых, графито-хлоритовых, кварцево-графитовых сланцев и амфиболитов (рис. 7) мощностью свыше 400 м;

онгочанская свита зеленокаменных пород (диабазы, спилиты и вариолиты) мощностью 200 м;

верхнеламская свита глинистых, глинисто-хлоритовых, углисто-глинистых сланцев, слюдяных песчаников и филлитов мощностью свыше 300 м.

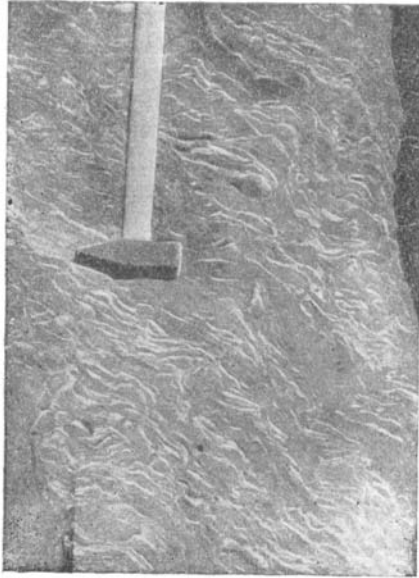


Рис. 7. Кварцево-графитовые и кварцево-слюдяные сланцы, нижнеламской свиты, инъецированные кварцевыми жилами.  
Фото Ю. Ф. Чемякова

Эти три свиты объединяются нами в тугурскую серию (рис. 8). Сопоставляя разрезы протерозоя Шевли-Селемджинского и Тугурского районов (табл. 2), можно легко видеть, что в этих разрезах нижняя часть повсюду представлена кварцево-слюдяными (или кварцево-серицитовыми) и кварцево-графитовыми (иногда графито-слюдяными) сланцами. В верхней части разрезов присутствуют в виде самостоятельной свиты или в виде крупных линз зеленые сланцы или зеленокаменные породы эффузивного происхождения. А. А. Кириллов и В. В. Онихимовский в 1945 г. и Н. П. Саврасов в 1941—1942 гг. установили, что породами, за счет которых произошли зеленые сланцы, были порфириды и диабазы. Нами, кроме диабазов, были обнаружены среди зеленокаменных пород онгочанской свиты спилиты, спилитовые порфириды и вариолиты.

Как впервые подчеркнул Н. П. Саврасов в 1941 и 1942 гг., протерозой Кербинского и Немиленского районов представлен геосинклинальными отложениями значительной мощности. Выше мы видели, что среди отложений протерозоя заметную роль играли и продукты подводного вулканизма (спилиты, вариолиты).

<sup>1</sup> Ламское море — название Охотского моря в XVII веке.

### III. ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ И ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППЫ (ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ И НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ)

#### 1. Зона хребта Джугджур

Рассматривая докембрийские отложения бассейна р. Лантаря (Ай-кангра-Ааянская подзона Джугджурской зоны), К. В. Антонов в 1937 г. отметил, что филлиты и эпидото-хлоритовые сланцы залегают в самой верхней части свиты метаморфических пород, непосредственно

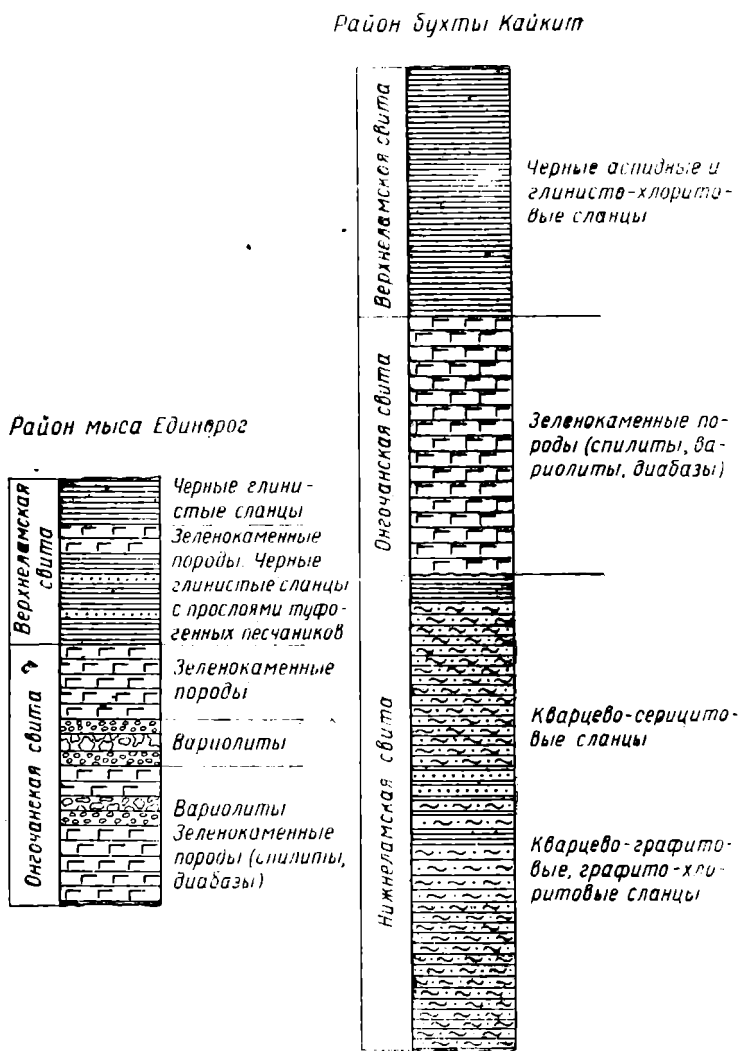


Рис. 8. Стратиграфические колонки тугурской серии  
(по береговому разрезам северо-западной части Тугурского п-ова)

подстилая верхнесилурийские отложения. Далее он указывает, что узкой полосой от правобережья р. Лантаря до р. Улкана прослеживается толща слюдяных и кварцевых сланцев и кварцитов с прослоями массивного и сланцеватого песчанисто-мраморизованного известняка.

Еще дальше к северо-востоку Г. Г. Кайгородцев в 1946 г. под названием «протерозой — кембрий» выделил «кварцито-сланцевую ме-

## Сопоставление разрезов протерозоя и верхнего протерозоя — нижнего палеозоя Западного Приохотья и смежных с ним районов

Группы и подгруппы	Зона хребта Джугджур		Зона палеозойской складчатости Монголо-Охотской геосинклинали				
	Бассейн р. Май-Половинной (по В. Н. Мошкину, 1953 г.)	Бассейн рр. Лантаря и Алдомы (по К. В. Антонову, 1937 г. и Г. Г. Кайгородцеву, 1946 г.)	Шевли-Селемджинское междуречье (по А. А. Кириллову и В. В. Онихимовскому, 1945 г.)	Селиткано-Кумусунский район (по Л. И. Красному, 1952 г.)	Шевли-Галламский район (по Л. И. Красному и Ю. Ф. Чемякову, 1950 г.)	Тугурский залив и Шантарские острова (по Л. И. Красному, 1947 и Л. И. Красному и Г. С. Ганешину, 1948—1949 гг.)	Кербинский район (по Н. П. Саврасову, 1941—1942 гг.)
Верхний протерозой — нижний палеозой		Толща филлитов, кварцитов, известковых песчаников; свыше 1000 м	Толща филлитов и рассланцованных песчаников; 2600—2700 м	Рассланцованные песчаники и алевролиты с прослоями филлитов (амунская свита); 3500—4000 м		Глинисто-хлоритовые, углисто-глинистые сланцы и сланцеватые слоистые песчаники (верхнелаамская свита); свыше 1400—1700 м	Толща филлитов и аспидноцветных глинистых сланцев; 1300 м
Несогласие							
Протерозой	Толща зеленых сланцев (измененных спилитов), рассланцованных туфопесчаников, порфиритов и кварцевых порфиритов; свыше 300 м	Толща слюдяных и кварцевых сланцев с прослоями мраморов и сланцеватых амфиболитов	Толща зеленых сланцев; 800 м Толща кварцево-сланцев; 1200—1300 м Толща кварцево-графитистых сланцев; 800 м	Серицитово-кварцевые сланцы с линзами зеленых сланцев (ямиканская свита); свыше 400 м		Зеленокаменные породы — диабазы, спилиты, вариолиты (снгочанская свита); 200 м Кварцево-серицитовые и графито-серицитовые сланцы и амфиболиты (нижнелаамская свита); 400 м	Толща зеленых сланцев; 200 м Кварцево-сланцевые и графито-сланцевые сланцы; 1200 м
	Несогласие						
	Гнейсо-граниты и плагиограниты (древнестановые), габбро-нориты и анортозиты Толща слюдяных сланцев, амфиболово-кварцево-полевошпатовых сланцев и мраморов				Габбро-нориты и анортозиты. Амфиболово-кварцевые, мусковитово-амфиболовые сланцы и мраморы (балалекский комплекс)	Гнейсо-граниты	

таморфическую толщу». В бассейне р. Нячи он наблюдал следующий разрез (снизу вверх):

1. Гнейсированные амфиболиты
  2. Эпидото-серицитовые сланцы
  3. Светло-серые сливные плитчатые кварциты
  4. Массивные известковистые песчаники и кварциты
  5. Серые плитчатые слюдястые кварциты
  6. Слюдястые кварциты и песчаники, перемежающиеся с филлитовидными зелено-вато-серыми кварцево-хлоритовыми сланцами
- Мощность пачек 4, 5 и 6 не менее 1000 м

На р. Алдоме выше амфиболитов (и несогласно на них), по Г. Г. Кайгородцеву, лежат тонкослоистые слюдястые кварцитовидные песчаники, падающие на восток под углом 60°.

## 2. Зона палеозойской складчатости Монголо-Охотской геосинклинальной области

Выше зеленокаменных пород и зеленых сланцев метаморфического комплекса в ряде районов залегают филлиты и рассланцованные песчаники, объединяемые иногда под названием «толща филлитов».

Анализ материалов по геологии Хабаровского края и Амурской области, произведенный в 1949—1952 гг. В. В. Онихимовским, Е. Е. Фроловой и др., позволил им выделить «толщу филлитов» как важное стратиграфическое подразделение протерозоя.

Такое расчленение нижней части «метаморфических пород неуставленного возраста» (А. А. Леонтович, 1947) на две толщи, по-видимому, отделенных друг от друга несогласием, заметно обогащает наши знания о стратиграфии древних образований этой области.

В. В. Онихимовский и А. А. Кириллов в результате исследований, проведенных в 1945 г., филлиты и рассланцованные песчаники южных склонов хребта Джагды объединяют под названием селемджинской толщи. Как известно, впервые эта толща выделена в 1938 г. Г. П. Воларовичем для песчано-сланцевых верхнепалеозойских — нижнемезозойских отложений Верхнемынского района. Н. А. Раков в 1946 г. сохранил термин «селемджинская толща» для верхнетриасовых (?) пород Верхнеселемджинского района. Таким образом, под названием «селемджинская толща» объединяются, по-видимому, разновозрастные отложения далеко удаленных друг от друга районов.

Толща филлитов и рассланцованных песчаников подразделяется В. В. Онихимовским и А. А. Кирилловым на два горизонта:

- а) рассланцованные песчаники мощностью около 1200 м;
- б) песчано-сланцевые породы мощностью 1400—1500 м.

Возраст толщи принимается этими исследователями как допалеозойский или нижнепалеозойский (условно верхнепротерозойский).

В Селиткано-Кумусунском районе автором в 1953 г. была выделена амнуская свита, занимающая значительную территорию в бассейне правых притоков р. Селемджи и в водораздельной части хребта Ям-Алинь. Намечается разделение ее на четыре подсвиты (снизу вверх):

рассланцованные серицитизированные алевролитовые и мелкозернистые песчаники полевошпатово-кварцевого состава;

рассланцованные туффитовые песчаники, серицитизированные алевролиты и алевропелиты и хлоритово-серицитово-эпидотовые и кремнистые сланцы;

рассланцованные серицитизированные алевролиты и мелкозернистые песчаники кварцево-полевошпатового состава с прослоями филлитов;

рассланцованные серицитизированные алевропелиты и туффитовые песчаники.



Очень близкую по составу «свиту филлитов и рассланцованных песчаников» наблюдал В. А. Ярмолюк в 1949 г. по рр. Дюпкону и Ассыни. Здесь они (как и в других районах) интенсивно смяты в сложные микроскладки и разбиты мелкими нарушениями, обычно не выходящими за пределы пласта.

На Тугурском полуострове верхняя часть тугурского комплекса была нами названа верхнеламской свитой. Она представлена глинистыми, углисто-глинистыми, хлоритово-глинистыми и биотитово-кварцевыми сланцами. В ней встречаются прослой небольшой мощности хлоритово-тремолитовых и тальково-хлоритовых сланцев. Общая мощность верхнеламской свиты неизвестна, так как верхней границы ее нигде не обнаружено. По измерениям ряда разрезов она составляет свыше 300 м.

Эта же свита была описана нами в 1949 г. на западном побережье Тугурского залива к югу от мыса Малый Ларгангда и в низовьях р. Маймагуна.

В береговых обрывах южнее мыса Малый Ларгангда обнажаются зеленовато-черные глинисто-хлоритовые сланцы, среди которых встречаются отдельные пачки зеленокаменных пород мощностью 12—18 м. В сланцах наблюдается множество тонких (до 1—1,5 см) кварцевых прожилков.

В низовьях р. Маймагуна выходят черные кварцево-биотитовые сланцы с шелковистым блеском по сланцеватости; они падают на СЗ 275° под углом 80°. Далее к югу наблюдаются черные хлорито-кварцевые сланцы, падающие на ЮВ 130—140° под углом 40—70°. Все эти сланцы имеют микролепидогранобластовую структуру. Полосчатая текстура их обусловлена чередованием прослоев с тонкими чешуйками хлорита (или биотита) и более крупных прослоев, переполненных зернами кварца. Иногда в породе равномерно (реже послонно) распылено черное непрозрачное графитовое вещество.

Более подробно верхнеламская свита была изучена в 1948 г. на Шантарских о-вах — в северо-восточной части о-ва Феклистов и на юго-восточной оконечности о-ва Большой Шантар (на полуострове с мысом Филиппа). Среди отложений этой свиты преобладают глинисто-серицитовые и глинисто-хлоритовые сланцы. Кварциты и зеленокаменные породы, кварцитовые песчаники и кремнистые сланцы занимают в свите подчиненное место. Они образуют отдельные пачки или мощные линзы, выступающие иногда на берегу моря в виде изолированных скал или мысов.

Приуроченные к верхнеламской свите эффузивные образования наблюдались к северо-западу от мыса Белый. Здесь на протяжении около 0,6 км находятся два разобщенных участка спилитовых порфиритов. Выходы их представлены гигантскими (до 8 м) глыбами яйцевидной формы, довольно яркой пестрой окраски. Преобладают афанитовые разности буро-красного и фиолетового цвета с зелеными, неравномерно распределенными пятнами.

К западу от устья р. Лисьей (о-в Феклистов) наблюдался следующий разрез верхнеламской свиты (снизу вверх):

1. Черные с зеленоватым оттенком глинисто-хлоритовые сланцы . . .	свыше 80 м
2. Зеленые рассланцованные вариолитовые афаниты . . . . .	0,25—0,30 .
3. Серые плотные кварцитовые песчаники и брекчиевидные кремнистые сланцы . . . . .	20—25 .
4. Глинисто-серицитовые и глинисто-хлоритовые сланцы . . . . .	550 .
5. Черные и темно-серые слегка гофрированные филлиты . . . . .	80—120 .
6. Глинисто-серицитовые сланцы с прослоями мощностью от 8 до 12 м кварцитовых песчаников . . . . .	280 .
7. Глинисто-серицитовые и глинисто-хлоритовые сланцы с пачками (до 20—25 м) песчаников . . . . .	свыше 300 .
Общая мощность разреза . . . . .	1300—1400 .

В районе мыса Филиппа породы верхнеламской свиты мало отличаются от пород, изученных нами в северной части о-ва Феклистов. Здесь широко распространены слоистые и обычно плотчатые глинисто-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы, филлиты и кварцитовидные песчаники с прослоями глубоко измененных зеленокаменных пород (спилитовых порфириров и их туфов и диабазов). Все эти породы падают на СЗ 320—345° под углом 40—80°.

Стратиграфическое описание древних толщ Западного Прихотья и некоторых соседних районов позволяет сделать следующие выводы.

1. В зоне хребта Джугджур и в антиклинальном выступе правобережья р. Уды (Баладек-Мельканская антиклиналь) на поверхность выходят кристаллические сланцы и мраморы, более древние, чем рвущие их породы анортозитового комплекса. Последние достаточно уверенно могут считаться протерозойскими. По сравнению с архейскими гнейсами и кристаллическими сланцами указанная толща обладает более слабой степенью метаморфизма. Известны прослои конгломератовидных пород в основании — протерозойских слюдястых и слюдясто-амфиболовых сланцев, залегающих на биотитовых гранито-гнейсах (архея?).

2. В зоне палеозойской складчатости Монголо-Охотской геосинклинальной области (и, по-видимому, в Айкангра-Аянской подзоне Джугджурской зоны) древнейшие отложения представлены двумя толщами:

а) нижней — слюдяных, кварцево-слюдяных, графито-слюдяных сланцев и зеленокаменных пород (в верхней части);

б) верхней — филлитов и рассланцованных песчаников.

Мощность нижней толщи колеблется от 400 до 800 м и редко (Кербинский район) до 1200 м; верхней — от 1300 до 3500 м. Толщи различаются по степени метаморфизма (нижняя более глубоко метаморфизована) и залегают между собой несогласно. Каждая толща подразделяется на свиты или подсвиты (по терминологии некоторых геологов, толщи или горизонты).

3. На первой стадии изучения Западного Прихотья и сопредельных районов указанные выше толщи (нижняя и верхняя) объединялись под названиями: кербинского комплекса (для Керби-Немиленского района) или тугурского комплекса (или сосветия) — для района Тугурского залива и Шантарских о-вов. Однако, учитывая изложенное в п. 2, необходимо для каждой из этих толщ принять собственные названия и в соответствии с принятой нами стратиграфической терминологией именовать их сериями<sup>1</sup>.

4. Кербинской серией впредь можно называть нижнюю толщу слюдяных, кварцево-слюдяных, графитово-слюдяных сланцев и зеленокаменных пород. Возраст кербинской серии определяется как протерозойский на основании следующих данных:

1) обнаруженные недавно на северном склоне Селемджинского хребта (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955 г.) кембрийские отложения с археоциатами значительно слабее метаморфизованы, чем породы кербинской серии;

2) кербинская серия древнее перекрывающей ее тугурской серии, имеющей предположительно верхнепротерозойский — нижнепалеозойский возраст.

---

<sup>1</sup> Новые исследования (Д. Кириков, Э. П. Хохлов, Н. Г. Осипов, Л. И. Красный и др.) в 1958—1959 гг. показали, что часть метаморфических толщ хребта Джагды относится к синийско-кембрийским, а Кербинского района — к среднедевонским отложениям. Некоторые полосы глубоко измененных пород древнего („протерозойского“) облика образуют там протяженные зоны смятия, примыкающие к крупным региональным разломам. Поэтому для построения местной стратиграфической шкалы потребуются значительные трудоемкие работы.

Отметим, что среди исследователей, занимающихся геологией Дальнего Востока, эта серия единодушно (Н. П. Саврасов, В. В. Онихимовский, Н. А. Раков, Л. И. Красный) относится к протерозою.

5. Тугурской серией следует именовать верхнюю (менее метаморфизованную) толщу филлитов и рассланцованных песчаников с линзами зеленокаменных пород и мраморизованных известняков и с мощными пачками кварцитов и кварцитовидных песчаников (свиты верхнеламская, амнуская; селемджинская толща В. В. Онихимовского и А. А. Кириллова, толща филлитов и аспидновидных сланцев Н. П. Саврасова).

Тугурская серия хорошо прослеживается из Селемджинского района до побережья Охотского моря и Шантарских островов.

Важной находкой в прослоях известняка среди филлитов в Кербинском районе (Н. П. Саврасов, 1947 г.) являются остатки известковой водоросли *Conophyton*, часто встречающейся в верхнем протерозое Сибири.

Указания, что толща метаморфических сланцев («толща филлитов») древнее фаунистически охарактеризованных отложений силура и девона (В. В. Онихимовский, Н. П. Саврасов, Е. Е. Фролова), могут быть дополнены материалом стратиграфических исследований в Западном Приохотье. Так, на о-ве Феклистов толща метаморфических сланцев и зеленокаменных пород (верхнеламская свита) несогласно с размывом перекрыта среднедевонскими отложениями с фауной брахиопод и кораллов табулята, описанных Л. И. Красным и Г. С. Ганешиным в 1949 г. В Аянском районе К. В. Антонов в 1937 г. наблюдал залегание верхнесилурийских отложений на размытой поверхности метаморфизованных алевролитов и эпидото-хлоритовых сланцев. Следует также упомянуть, что открытые в 1950 г. кембрийские отложения по степени метаморфизма и условиям залегания вполне сравнимы с тугурской серией.

П. Н. Кропоткин (1953 г.) также указывает, что верхняя часть протерозоя (Дальнего Востока.— Л. К.), т. е. синийская система, залегает во всех случаях почти согласно с кембрийскими отложениями, будучи отделена от них небольшим и не везде установленным размывом.

Возможно, что и тугурская серия представляет собой отложения, относящиеся к так называемой синийской системе Китая. Эта система постепенно завоевывает широкое признание, и мы не сомневаемся, что недалеко то время, когда будет принято решение о дополнении палеозоя синийской системой.

Мы неоднократно упоминали, что «степень метаморфизма» наряду с другими признаками может помочь в стратиграфическом расчленении древних толщ. Однако следует подчеркнуть, что этот критерий весьма неточен. Например, в серицитизированных алевролитах Верхнеамурского района (бассейн р. Уруши), в породах, не отличимых по характеру метаморфизма от тугурской серии, содержится удовлетворительной сохранности девонская фауна. Как мы увидим ниже, в филлитах хребта Джэгды, ранее относившихся к протерозою, недавно найдены девонские и нижнекаменноугольные микроспоры.

6. Сопоставление разреза древних толщ Западного Приохотья с разрезами аналогичных толщ Северо-Восточной Монголии, Восточного Забайкалья, Амуро-Зейского и Охотско-Колымского районов (табл. 3) показывает, что и протерозойский—нижнепалеозойский геосинклинальный прогиб имеет крупнейшее значение для правильного понимания структуры Востока СССР. Этот прогиб, окаймляющий с юго-востока и северо-запада огромную кристаллическую глыбу, составляющую основание Сибирской платформы, послужил началом формирования Монголо-Охотской геосинклинальной области.

Сопоставление разрезов протерозоя и верхнего протерозоя—нижнего палеозоя различных районов Монголо-Охотской геосинклинальной области и сопредельных территорий

Группы и подгруппы	Северо-Восточная Монголия (по А. Х. Иванову и др.)	Восточное Забайкалье (по И. В. Лучицкому и В. Н. Козеренко)	Амуро-Зейский район (по А. Э. Лазареву и М. С. Нагибиной)	Западное Приохотье (по Л. И. Красному)	Охотский район (по А. А. Николаеву)	П-ов Тайгонос (по А. А. Николаеву)	Среднее течение р. Колымы (по А. А. Николаеву)
Верхний протерозой—нижний палеозой	Кварциты, слюдяные сланцы, кристаллические известняки, амфиболиты, гранито-гнейсы	Метаморфические сланцы и кварциты	Кварциты, филлиты, рассланцованные кварцитовидные песчаники; линзы зеленокаменных пород Конгломераты	Филлиты, рассланцованные песчаники и кварциты (тугурская серия)	Слюдистые углисто-глинистые сланцы с прослоями кварцитовидных песчаников. Кварциты	Кварциты и кварцитовые сланцы Кварцево-хлоритовые и альбито-эпидотокальцитовые сланцы	Кварцитовидные и слюдисто-кварцевые сланцы и филлиты 500 м Пестроцветные кварциты и кварцевые сланцы, 1000 — 2500 м Конгломераты; 100 м
		Гнейсы и кристаллические сланцы	Зеленые сланцы, углисто-графитовые сланцы, кварциты, конгломераты	Кварцево-слюдяные, графито-серицитовые сланцы и зеленокаменные породы (кербинская серия)	Кварцево-серицитовые, кварцево-мусковитовые, кварцево-амфиболовые и другие сланцы		
			Парагнейсы и гнейсовые сланцы	Слюдяные и слюдяно-амфиболовые сланцы и мраморы Гнейсы и мигматиты		Гнейсы (двуслюдяные, кварцево-мусковито-гранатовые, кварцево-амфиболо-гранатовые и др.) и амфиболиты	

Верхнепротерозойские — нижнепалеозойские (синийские ?) отложения Джагды представляют собой, как правило, осадки неглубокого моря. Частая перемежаемость песчаников и алевролитов указывает на флишистый характер толщ. Обилие в этих толщах туфового материала (Селиткано-Кумусунский район) говорит о вулканических извержениях, имевших место в эпоху образования этих осадков. По направлению на восток осадки тугурской серии приобретают более глубоководный характер, но что указывают мощные толщи глинистых сланцев западного побережья Тугурского залива и о-ва Феклистов. В ряде районов сланцы содержат прослойки зеленокаменных пород, являющихся продуктами подводного вулканизма.

#### IV. ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

##### 1. Кембрийская система

Сведения о кембрии Западного Приохотья ограничиваются указаниями Л. И. Красного и Ю. Ф. Чемякова (1955) на находку в верхнем течении р. Урми, вблизи водораздельной части Селемджинского хребта, среди голубоватых кварцитовидных песчаников и среднезернистых полимиктовых песчаников линзы светло-серых известняков с остатками археоциат.

В районе выхода кембрийских известняков склоны сопки покрыты делювиальными обломками светлых кварцитовидных пород и темных песчаников. Изредка встречаются глыбы измененных основных эффузивов. Коренные обнажения здесь редки. Известняки (серые и светло-серые, иногда пятнистые) имеют правильную грубопластовую отдельность. Элементы залегания их не вполне ясны. Наиболее вероятное падение СЗ 290° под углом 12—15°.

По определению Э. З. Бульванкер, найденные в известняках археоциаты относятся к группе правильных и принадлежат к родам *Archaeocyathus* sp. 1, 2 и *Cyclocyathus* sp.

Близкие к ним формы описаны из кембрийских (нижнекембрийских) отложений Сибири.

Кварцитовидные песчаники, по-видимому, вмещающие рифовые (?) известняки с археоциатами, состоят из угловатых или слабоокатанных зерен (размером 0,05—0,2 мм) кварца и редких зерен плагиоклаза и циркона. Цемент песчаников серицитово-кремнистый, образовавшийся, вероятно, за счет первоначально глинистого вещества. Структура их псаммитовая, неравнозернистая. Размер песчинок обычно не превышает 0,5 мм и лишь некоторые достигают 2—3 мм. Кластический материал не сортирован, и только иногда в шлифе заметна неясная слоистость. Песчаники состоят из зерен кварца, серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза, калиевого полевого шпата, псевдоморфоз хлорита по темноцветным минералам, обломков эффузивов (средних и основных), актинолитовой породы, диабаз, плагиогранита и метаморфизованных известковистых песчаников и алевролитов.

Разнообразный состав обломочного материала показывает, что кембрийские песчаники образовались за счет размыва выступов древней, возможно, горной страны.

Значение кембрийских отложений, обнаруженных в Западном Приохотье, еще не вполне ясно, так как остались неизвестными их нижняя и верхняя границы и мощность.

##### 2. Силурийская система

Палеонтологически доказанные выходы силура в Западном Приохотье известны по исследованиям, проведенным К. В. Антоновым в 1937 г. и Г. Г. Кайгородцевым в 1946 г. Выходы эти приурочены к уз-

кой полосе, идущей параллельно береговой линии Охотского моря от нижнего течения р. Лантаря до Нячинского залива. Продолжение их обнаружено Г. Г. Кайгородцевым в низовьях р. Алдомы.

В береговом обрыве р. Улайкана (правый приток р. Лантаря) на размытой поверхности эпидото-хлоритовых сланцев и метаморфизованных алевролитов залегает пласт мелкогалечникового конгломерата мощностью свыше 5 м с прослоями известковистого песчаника. Выше по разрезу конгломерат сменяется зеленовато-серыми известковистыми алевролитами мощностью около 150 м с прослоями мраморизованного известняка. Среди известковистых алевролитов обнаружены брахиоподы (определения Н. Е. Чернышевой) и кораллы ругоза (определения Э. З. Бульванкер). Из брахиопод отмечены: *Stropheodon* aff., *subinterstitialis* Kozl., *Pentamerus oblongus* Sow., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* Sow., *Schuchertella* sp., *Camarotoechia* sp., *Orthis* sp., *Strophomena* sp., *Parmorthis* sp. nov. Среди кораллов были встречены *Entelophyllum* sp. nov., *Rhegmaphyllum slintense* Wedek, *Rhegmaphyllum* sp. nov. и *Kyphophyllum* sp.

Выше горизонта с фауной залегают темные массивные, реже, сланцеватые известняки.

По Г. Г. Кайгородцеву, наиболее полный разрез силура вскрывается по берегу Нячинского залива. Здесь выходят (снизу вверх):

1. Темно-серые массивные известковистые песчаники с прослоями до 2—3 м полосчатых доломитизированных известняков и алевролитовых сланцев . . . . .	80—100 м
2. Светло-серые пятнистые массивные известняки с пропластками мергелистых известняков . . . . .	60—70 „
3. Темно-серые известковые алевролиты с горизонтом глинисто-углистых известковистых сланцев . . . . .	50 „
4. Плитчатые известняки с горизонтом черных углистых и светлых брекчиевидных известняков; падение СЗ 300° под углом 20° . . . . .	40—50 „
5. Палево-серые известковистые сланцы . . . . .	20 „
6. Серые массивные известняки . . . . .	10 „
7. Переслаивающиеся среднезернистые серые известняки и темные известково-глинистые сланцы; падение СЗ 305° под углом 50° . . . . .	80 „
8. Крупнозернистые темно-серые известняки и полосчатые среднезернистые известняки . . . . .	250—300 „
Общая мощность разреза . . . . .	650—700 „

Фауны в этом разрезе найдено не было.

Силурийские отложения изученного Г. Г. Кайгородцевым района объединены под названием «нячинская свита».

Некоторое литологическое сходство с силурийскими отложениями района Нячинского залива имеет выделенная нами в основании разреза девона Шантарских о-вов свита мыса Горбатый. В ней, так же как и в нячинской свите Г. Г. Кайгородцева, присутствуют разнообразные известняки, в том числе и оолитовые. Однако еще большее сходство свита мыса Горбатый имеет с тенчинской свитой Г. Г. Кайгородцева (силур—девон). Обе эти свиты будут рассмотрены ниже.

Силурийские отложения, так же как и расположенные выше девонские, находятся в тесной связи с соответствующими образованиями этого возраста в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной области.

Двигаясь с запада на восток, мы находим силурийские отложения в Северо-Восточной Монголии и Восточном Забайкалье, в районе Верхнего Амура и в бассейне рр. Норы и Мамына (табл. 4).

Изучение стратиграфического разреза силура Западного Приохотья и проделанный краткий обзор отложений силурийской системы Монголо-Охотской геосинклинальной области и Колымского края приводят к следующим выводам:

**Сопоставление разрезов силурийских отложений  
различных районов Монголо-Охотской геосинклинальной области и Северо-Востока СССР**

Система	Монголия (по А. Х. Иванову и др., 1950 г.)	Восточное Забайкалье (Н. С. Горшков, 1948 г.)	Район Верхнего Амура (по Е. А. Модзалев- ской, 1953 г.)	Бассейн рр. Норя и Мамына (Ф. А. Мака- ренко, В. В. Онихимов- ский, А. З. Лазарев, М. С. Нагибина)	Аянский район (К. В. Антонов, Г. Г. Кайгородцев)	Северо-Восток СССР		Ярусы
						Омулевский район  (по А. В. Николаеву, 1948 г.)	Сеймчано-Ясачинский район	
Силурийская	Зеленокамен- ные породы с прослоями известняков с фауной. Хлоритовые, кварцево-хло- ритовые и серицитовые сланцы	Пестрые аргил- литы с прослоя- ми песчаников, кварцитов и известняков, фауна лудлов- ского яруса (благодатская свита); 700 м	Серицитизиро- ванные алевроли- ты с фауной	Известковистые песчаники с фауной; 1200 м Известняки; 500 м	Известняки и известковистые сланцы; 650— 700 м	Известняки и слан- цы с фауной; 300 м Коралловые извест- няки; 500—600 м	Известняки с фау- ной; 1000—1300 м	Даунтон
			Кварциты и кварцитовидные песчаники  Грубозернистые кварциты (омут- нинская свита); 600—700 м	Известковистые песчаники; 600 м Аркозовые песча- ники с прослоями сланцев и порфирито- вых туфов; 1500 м		Массивные извест- няки с фауной; 550— 600 м Немые известняки и доломиты; 500— 900 м	Известняки с фау- ной; 200 м Красные сланцы и песчаники; 100 м Известняки с фау- ной; 500—600 м	Лудлоу
			Хлоритово-серици- товые сланцы с фау- ной низов верхнего силура (или верхов ордовика)	Известкови- стые алевро- литы с фауной	Известняки и мер- гели с фауной; 500 м	Мергелистые из- вестняки; 200—250 м Конгломераты и песчаники; 30—40 м	Венлок	
			Конгломераты, ар- козовые песчаники; 350 м	Конгломераты, песчаники	Известняки, сланцы, песчаники и конгло- мераты; 1200 м		Ландо- вери	
Ордовикская						Пелитоморфные из- вестняки с фауной; 1000—1200 м Мергели, мергели- стые известняки с фауной; 600—700 м Филлиты и извест- ковистые песчаники; 800—1000 м		

1. Ордовикские отложения в пределах Монголо-Охотской геосинклинали почти не встречаются. В Северо-Восточной Монголии, Восточном Забайкалье и Амуро-Зейском районе, так же как и в Западном Приохотье, силур ложится с разрывом, несогласно на более древние протерозойские или синийские породы. Находка П. А. Казанским фауны *Orthis* cf. *calligramma* Daln. в песчаниках Исправничьего ключа (и этой же формы — В. З. Скороходом) И. В. Лучицким (1950) и Е. А. Модзалевской (1953 г.) подвергается сомнению. Твердо не установлен и ордовикский возраст находок Ф. А. Макаренко.

2. Послекембрийские поднятия сменились в силуре региональным прогибанием почти на всем протяжении Монголо-Охотской геосинклинали. В западной части эта геосинклиналь через территорию Монголии была связана в силуре с Тувинским геосинклинальным прогибом. Еще Д. В. Наливкин, определявший фауну из коллекции Ф. А. Макаренко, указал наличие в ней форм монгольского типа. Позднее В. Н. Крестовников, описавший палеонтологические сборы И. В. Лучицкого (Большеневский район) и А. З. Лазарева (Зейский район), указал, что такие формы, как *Tuvaella gigantea* В. Тchern., *T.* cf. *račkowskii* В. Тchern., *Spirifer* cf. *pedaschenkoi* В. Тchern. и др., характерны для Монголии и Тувы.

В силурийской фауне, собранной К. В. Антоновым в Аянском районе, монголо-тувинские формы отсутствуют. Здесь возможна связь с геосинклинальным прогибом Колымской области.

3. Намечается изменение характера разрезов силура с запада на восток. В Северо-Восточной Монголии преобладают сложнодислоцированные зеленокаменные породы и измененные глинистые сланцы. Такой тип разреза, как известно, характеризует зону относительно глубокого геосинклинального прогибания. В Амуро-Зейском районе существенная роль в стратиграфической колонке уже принадлежит аркозовым песчаникам и кварцитам, образовавшимся за счет разрушения досилурийских (нижнепалеозойских?) гранитоидов, крупная роль которых в районе северной части Буреинского амфитеатра выяснена работами А. З. Лазарева в 1951 г. На востоке, в Аянском районе, большое значение среди осадков силура приобретают карбонатные породы (известняки и известковистые алевролиты). И, наконец, в Колымской области отложения этого возраста почти целиком представлены известняками, мергелями и доломитами. Терригенные отложения — конгломераты, песчаники и сланцы — здесь находятся в резко подчиненном положении.

### 3. Девонская система

Среди палеозойских образований Западного Приохотья (так же как и среди палеозоя Монголо-Охотской геосинклинальной области) девонские отложения имеют наибольшее площадное развитие и наибольшую мощность.

Они распространены сплошной полосой от р. Шевли, вдоль правобережья р. Уды, к мысу Тыльский и выходят на Шантарских о-вах. Кроме того, девонские отложения окаймляют с юга Торомскую синклиналь. В Джугджурской зоне они выходят в Айкангра-Аянской подзоне.

Девонские отложения в Западном Приохотье были впервые описаны К. И. Богдановичем в Аянском районе (1899). Спустя 50 лет девонская фауна была обнаружена на о-вах Большой Шантар и Феклистов и в бассейне р. Мелькана (Л. И. Красный, 1953; Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955 г.).



## Хребет Джагды

В бассейне р. Джагдони (крупный правый приток р. Шевли) развита мощная (3400 м) толща массивных песчаников и кремнистых сланцев, условно отнесенная В. В. Онихимовским и А. А. Кирилловым в 1945 г. к девонской системе. В 1931 г. В. И. Серпуховым в бассейне этой реки были обнаружены в валуне известняка брахиоподы девонского облика (устное сообщение). Онихимовский и Кириллов подразделили девонскую толщу (они ее называли «джагдинской») на четыре горизонта: 1) массивных песчаников (мощность 800 м), 2) песчано-сланцевый (600 м), 3) кремнистых сланцев (800 м) и 4) сланцево-песчаный (1200 м). В кремнистых сланцах встречены остатки радиоларий.

К югу от района работ упомянутых авторов С. Д. Шер в 1952 г. в верхней части верхнего отдела селемджинской толщи обнаружил прослой мелкогалечникового конгломерата, представляющего, по-видимому, базальные слои девона. Стратиграфически выше наблюдаются песчаники с прослоями кремнистых сланцев и зеленокаменных пород.

В Шевли-Галламском районе девонские отложения были изучены Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым (1955 г.). Ими были описаны, сравнительно хорошие разрезы девонской системы по рр. Галламу, Джолаку и др. В основании разреза девона выделена толща глинистых и глинисто-хлоритовых сланцев и черных тонкозернистых песчаников эйфельского (?) яруса. Эта толща сложена преимущественно черными тонкозернистыми песчаниками и темными зеленоватыми глинисто-хлоритовыми, хлоритовыми и глинистыми сланцами; кремнистые сланцы и известняки встречаются лишь отдельными линзами небольшой мощности. Зеленокаменные породы наблюдаются преимущественно в верхней части толщи. Хорошие обнажения этой толщи были описаны по р. Нерогинде (правому притоку р. Гербикана).

В среднем и нижнем течении р. Нерогинды по обоим берегам обнажаются мелкозернистые темно-серые песчаники, сменяющиеся среднезернистыми зеленоватыми песчаниками и черными глинистыми сланцами. Ниже по разрезу в обнажениях преобладают черные или зеленоватые глинистые сланцы, падающие на ЮВ 167° под углом 30°. Еще ниже глинистые сланцы сменяются серыми полимиктовыми кремнистыми среднезернистыми песчаниками с прослоями алевролитов, падающими на ЮВ 102° под углом 44°. В самом низу разреза вскрываются серые глинистые сланцы, переслаивающиеся с тонкозернистыми серыми песчаниками; падение их ЮВ 152° под углом 70°.

Сопоставляя разрезы по рр. Джолаку, Галламу и Иру, видно, что породы, слагающие данную толщу, сравнительно однородны по литологическому составу; лишь на западе (р. Джолак) несколько увеличивается мощность кремнистых сланцев. Общая мощность толщи находится в пределах 1400—1700 м. Так как вышележащая толща полимиктовых песчаников и известняков содержит фауну живецкого яруса, описываемую толщу мы условно отнесли к эйфельскому ярусу среднего девона.

Толща полимиктовых песчаников и известняков сложена среднезернистыми темно-серыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками и белыми, часто мраморизованными известняками и розовато-серыми доломитами. В верхней части толщи встречаются прослой метаморфизованных основных эффузивов и их туфов (зеленокаменные породы). По петрографическому составу они принадлежат к измененным рассланцованным вариолитовым афанитам, спилитам и туфам порфиритового состава. Кремнистые сланцы светлой окраски с раковистым изломом, иногда просвечивающие по краям, встречаются в этой толще довольно часто; они образуют линзовидные тела мощностью до

20 м. Карбонатные породы характерны для восточной части района. В бассейнах рр. Урми и Гербикана они сменяются полимиктовыми песчаниками.

В нижних горизонтах толщи в среднем течении р. Малого Мелькана были обнаружены грубозернистые песчаники и мелкогалечниковые конгломераты, в цементе которых встречаются остатки кораллов табулат и брахиопод плохой сохранности. Фауна кораллов, просмотренная Б. С. Соколовым, относится к *Thamnopora* sp., *Alveolites* sp., и *Favosites* sp.— формам, очень похожим, на обнаруженные на о-ве Феклистов и определенные там как живетские.

Далее, в Шевли-Галламском районе, разрез наращивается толщей кремнистых яшмовидных сланцев. В составе этой толщи преобладают разноцветные кремнистые яшмовидные сланцы (кирпично-красные, «сургучные», фиолетовые, желтоватые, зеленоватые и др.), часто окрашенные по трещинкам окислами марганца. В рельефе кремнистые сланцы выступают в виде гривок или останцов. Кремнистые сланцы в описываемой толще образуют пачки (2—3) мощностью от 15 до 40 м, заключенные в песчаниках или алевролитах. В обнажениях правого берега р. Ира и по р. Лавкану удалось проследить неоднократно перемежаемость яшмовидных пород с зеленокаменными породами типа спилитов и диабазов.

Разрез девона венчается толщей светлоокрашенных кремнистых сланцев и кварцевых песчаников. В этой толще наряду со светло-серыми и зеленоватыми кремнистыми сланцами встречаются мощные пачки кварцевых и известковистых песчаников и черных алевролитов. В глыбах плотных зеленовато-серых известняков размером 30—40 см, найденных на тропе, идущей вдоль правого берега р. Сородо (в 2,7 км от заброшенного прииска Дальнего), автором были обнаружены остатки брахиопод *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.), *C. cf. whitney* (Hall) *Lamellispirifer* aff. *posterus* Hall, *Atrypa* sp., *Dalmanella* sp. и *Productella* sp.

Определявшая эту фауну Е. А. Модзалевская указывает, что содержащие ее слои относятся к франскому ярусу верхнего девона. Кроме брахиопод в этих же известняках встречаются обломки кораллов ругоза, напоминающие по своему строению формы из силура и девона Китая, описанные Брабау.

Стратиграфическую колонку нерасчлененного среднего палеозоя, близкую к нашей девонской, приводят Ю. О. Фефелов, В. А. Крылов и В. Е. Дибров (табл. 5).

К верхнемельканской свите, выделенной Ю. О. Фефеловым в 1949 г., относится обнаруженное им гематитовое оруденение. В. А. Крылов к верхней толще девона, представленной светло-серыми и голубовато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями сланцев и эффузивов, приурочивает пласты магнетитовой руды.

На участке магнетитового оруденения он устанавливает следующий разрез (снизу вверх):

1. Светло-серые кремнистые сланцы . . . . .	60 м
2. Массивные зеленовато-серые полимиктовые песчаники . . . . .	150 .
3. Светло-серые и черные кремнистые сланцы с прослоями магнетитовой руды . . . . .	200 .
4. Светло-серые кварцевые порфиры . . . . .	30 .
5. Голубовато-серые мелкозернистые, полимиктовые песчаники и известковистые песчаники . . . . .	100 .
6. Светло-серые кремнистые сланцы с прослоем магнетитовой руды . . . . .	50 .
7. Голубовато-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники . . . . .	120 .
8. Основные эффузивы — порфириты и мандельштейны . . . . .	20 .
9. Светло-серые кремнистые сланцы . . . . .	40 .
Общая мощность разреза . . . . .	770 .

Сопоставление разрезов девонских отложений хребта Джагды

Отделы	Шевли-Селемджинский район (по В. В. Онижиковскому и А. А. Кириллову, 1945 г.)	Шевли-Галламский район (по Л. И. Красному и Ю. Ф. Чемякову, 1950 г.)	Бассейны рр. Большого и Ма- лого Мелькана (по Ю. О. Фелелову, 1949 г.)	Урминский район (по В. А. Крылову, 1951 г.)	Бассейн р. Ира (по В. Е. Диброву, 1951 г.)		
Верхний	Сланцево-песчаная тол- ща; 1200 м	Джагдинская свита	Толща светлоокрашен- ных кремнистых сланцев, известковистых и квар- цевых песчаников; 300 м	Сургучно-красные кремнистые сланцы, яш- мовидные породы, песча- ники и глинистые слан- цы; прослой красных железняков (верхне- мельканская свита); 2500 м	Толща светло-серых и голубовато-серых мелко- зернистых полимикто- вых песчаников с про- слоями сланцев и эффу- зивов; D <sup>Г</sup>	Оннетокская свита	Толща черных гли- нистых сланцев и песча- ников с пачками светло- окрашенных кремнистых сланцев
	Толща кремнистых сланцев; 800 м		Толща кремнистых яш- мовидных сланцев; 600 м		Толща серых песчани- ков, серых и красных яшмовидных сланцев; 800 м, D <sup>В</sup>		Толща черных гли- нистых сланцев и песча- ников с пачками яшмо- видных кремнистых слан- цев
Средний	Песчано-сланцевая тол- ща; 600 м	Джагдинская свита	Толща полимиктовых песчаников и известня- ков (живетский ярус); 2500 м	Чередующиеся сло- и мраморизованных извест- няков, песчаников и кварцитов (среднемель- канская свита); 2800 м	Толща полимиктовых песчаников с прослоями известняков и глинистых сланцев; 1000 м, D <sup>В</sup>	Оннетокская свита	Толща полимиктовых песчаников и зеленока- менных пород с просло- ями глинистых сланцев и с пачками кремнистых сланцев
	Толща массивных пес- чаников; 800 м		Толща глинистых и глинисто-хлоритовых сланцев и черных тонко- зернистых песчаников (эйфельский ярус); 1400— 1600 м	Песчаники, мрамори- зованные известняки, кремнистые и глинистые сланцы (нижнемелькан- ская свита); 3000 м	Толща глинистых и глинисто-хлоритовых сланцев и черных тонко- зернистых песчаников; 1200 м, D <sup>А</sup>		Толща полимиктовых песчаников, переслаива- ющихся с филлитовид- ными глинистыми сланца- ми

Весь комплекс девонских отложений Урмийского района В. А. Крылов выделяет под названием онетокской свиты общей мощностью свыше 3000 м.

Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым (1955 г.) рудопроявления магнетита по р. Урми условно связываются с нижним кембрием. Этот вопрос требует дальнейшего выяснения.

### Тыльско-Тугурский район

В Тыльском районе В. А. Ярмолюк выделяет следующие пять свит (снизу вверх): зеленокаменную, красноцветную, карбонатную, песчано-сланцевую и свиту песчаников и кремнистых сланцев.

Нами в 1949 г. были изучены девонские (?) отложения на западном побережье Тугурского залива. К югу от бухты Мамга в береговых обрывах бухт Корель и Уйкон выходят отложения корельской свиты и свиты мыса Радужный. Детальное описание разрезов в этих бухтах показало, что корельская свита может быть разделена на три подсвиты:

Нижняя, характеризующаяся чередованием тонкозернистых и мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев . . . . .	свыше 800 м
Средняя, представленная глинистыми сланцами с прослоями песчаников . . . . .	300 .
Верхняя, состоящая из черных алевролитов, переходящих в тонкозернистые песчаники . . . . .	200 .

Корельская свита, залегающая под свитой мыса Радужный, сопоставлялась со свитой песчаников живетского яруса о-ва Большой Шантар.

Свита мыса Радужный слагает полуострова, расположенные к югу от бухты Корель. Она представлена в основном разноцветными яшмами и зеленокаменными породами, подробно изученными на Шантарских островах. На побережье Тугурского залива, так же как и на о-ве Большой Шантар, к этой свите приурочены рудопроявления марганца.

Для характеристики описываемой свиты приведем ее разрез, расположенный к югу от бухты Мамга. Здесь в скалах, обнажающихся во время отлива, выходят (снизу вверх):

1. Темно-серые, слегка зеленоватые диабазы . . . . .	свыше 20 м
2. Темно-серые и черные кремнистые сланцы (лидиты), залегающие линзами размером 3×1,5 м . . . . .	2,5 .
3. Рассланцованные зеленовато-фиолетовые (пестрые) измененные спилитовые туфы, содержащие обломки кирпично-красных яшм . . . . .	3,5 .
4. „Сургучные“ яшмы с включениями известняков и зеленокаменных пород (брекчий) . . . . .	1,7 .
5. Зеленокаменные (диабазовые) породы петельчато-очкового сложения; внутренняя часть „петель“ состоит из миндалекаменных зеленовато-бурых вариолитов . . . . .	1,2 .
6. Переслаивающиеся (по извилистым, неровным плоскостям) пестроокрашенные (зеленые, черные, фиолетовые и кирпично-красные) и кремнистые и зеленокаменные (эффузивные) породы . . . . .	1,6 .
7. Темно-красные яшмы, образующие пласты мощностью 10 и 12 см	свыше 80 .

Мощность свиты мыса Радужный превышает 350 м. В яшмовидных породах в редких случаях сохраняются толстостенные радиолярии *Staurosphaera* sp. с толстыми гранеными иглами. Кроме радиолярий нескольких шлифах Р. А. Липман обнаружила различные *Sphaerozoit* sp.— кремнистые формы, систематическое положение которых точно неизвестно.

### Шантарские острова

Изучение береговых разрезов Шантарских о-вов (Л. И. Красный, 1953) дало ключ к пониманию стратиграфии девонских отложений обширного района Западного Прихотья. Описание разреза мы начнем

с наиболее древней (из девонских свит) свиты мыса Горбатый, выходящей по берегам Северного пролива. На о-ве Большой Шантар она описана в районе мысов Горбатый и Боковикова и в бухте Топазная. На о-ве Феклистов эта свита выступает к югу от мыса Белый. Трудность изучения свиты обуславливается тем, что на востоке о-ва Большой Шантар она обрезана сбросом и не везде ясно ее соотношение с вышележащими породами.

В разрезе по северному берегу бухты Топазная появляются оолитовые известняки и пестрые туфы диабазового и порфиритового состава. Из колонок, приведенных на рис. 9, видно, что в нижней части разреза преобладают белые и серые доломитизированные известняки (массивные и реже брекчисвидные), сменяемые вверх по разрезу мощными валунными и крупногалечниковыми конгломератами. В средней части разреза появляются линзы кварцитов и кремнистых сланцев. Выше разрез наращивается пачками конгломерата с постепенно уменьшающейся по размерам галькой, переходящими в песчаники якшинской свиты (живетский ярус).

Фауны в свите мыса Горбатый найти не удалось. Лишь в одном шлифе обнаружены плохой сохранности фораминиферы, принадлежащие, по определению М. И. Сосниной, к палеозойскому роду *Tetrataxis*.

Глыбовые и валунные конгломераты (рис. 10) свиты мыса Горбатый, как это можно было наблюдать в ряде обнажений, лежат нередко на размытой поверхности известняков или перекрываются известняками. Соединение в одном разрезе известняков и конгломератов утверждает нас во мнении, что мы имеем здесь дело с морскими (а не ледниковыми или континентальными) образованиями, относящимися к ископаемой фации «скал и камней» и тесно с ней связанной фации «конгломератов и брекчий».

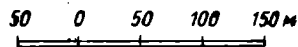
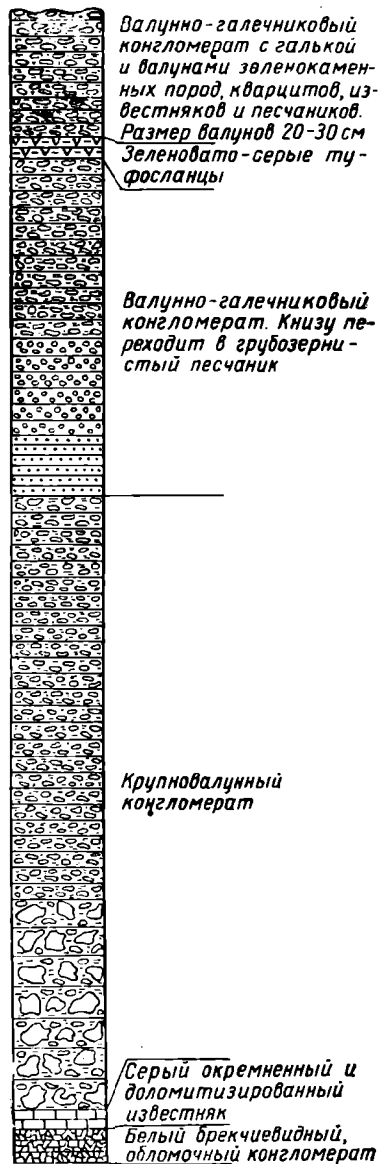


Рис. 10. Валунный конгломерат из свиты мыса Горбатый (восточный берег о-ва Большой Шантар).  
Фото Г. С. Ганешина

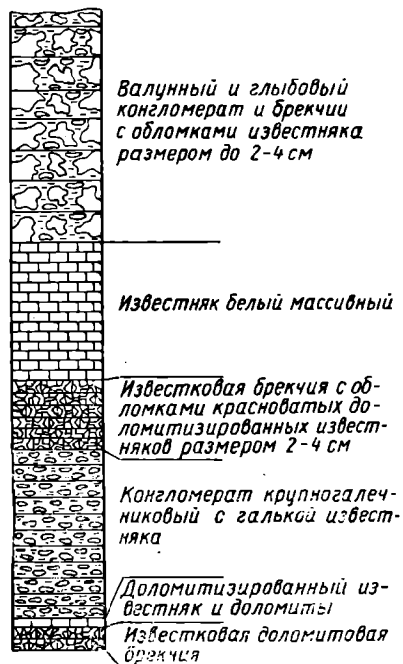
Разнородная галька, валуны и глыбы различной, иногда очень большой величины (до 4—6 м), неравномерная окатанность обломков, большое количество глинистого цемента, резко преобладающего над галькой, — все это является существенным доказательством принадлежности этих образований к указанной выше фации. Следует также отметить быструю изменчивость (по простиранию и падению) валунного и галечникового материала по степени его окатанности и отсортированности.

Происхождение конгломератов свиты мыса Горбатый легко объяснить, сравнивая его с формированием в районе современного скалистого морского побережья фации скал и камней. Вблизи резко выступаю-

К северу от  
"Широкой Лайды"



К югу от мыса  
Горбатый



В бухте  
Топазная

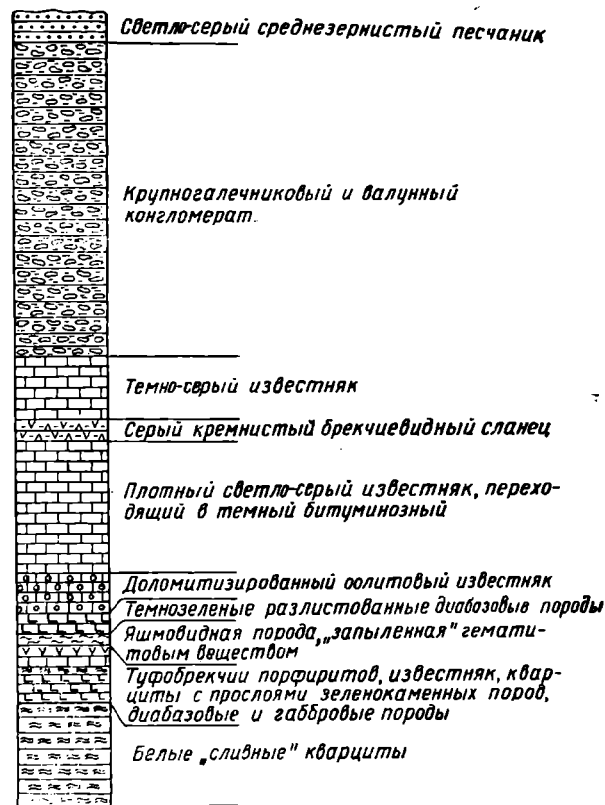


Рис. 9 Стратиграфические разрезы свиты мыса Горбатый (по берегам о-ва Большой Шантар)

лих мысов почти всегда образуются скопления слабо окатанных валунов размером от 15 до 60 см, заносимых во время приливов песчаным материалом. На самих мысах часты обвалы, и крупные угловатые глыбы, падающие в сравнительно глубокие участки моря, покрываются затем илами. Часто промежутки между валунами заполняются хорошо окатанной галькой, обычно забрасываемой штормами, и угловатыми обломками, падающими сверху. Наконец, можно нередко наблюдать (по словам местных жителей) как после дождя и весной, вслед за таянием снега, по осыпям с грохотом катятся вниз к морю угловатые обломки горных пород. Они попадают в прибрежный хорошо окатанный галечник и песок, смешиваются с ними и заносятся песком и илом. Перечисленные примеры показывают происхождение смешанного угловатого и окатанного материала и образование валунных отложений в различной обстановке.

Несомненно, что современные процессы отличаются от более древних, однако в данном случае они достаточно показательны для понимания далекого прошлого.

Непосредственно выше свиты мыса Горбатый следует мощная толща сложного состава, в которой наряду с песчаниками и конгломератами довольно широко представлены кремнистые, карбонатные, вулканогенные и туфовые породы. Возраст ее удалось выяснить благодаря находкам в трех пунктах (на о-вах Большой Шантар и Феклистов) фаунистически охарактеризованных слоев, относящихся к верхней части среднего девона — живетскому ярусу. Эта толща, хорошо обнажающаяся в полосе от верхнего течения р. Якшины до гор Боринджа, названа якшинской свитой. Она выходит преимущественно в ядрах антиклинальных складок на обоих главных островах Шантарской группы.

Для характеристики якшинской свиты мы приведем несколько разрезов, при сопоставлении которых можно выяснить характер изменения ее по простирацию.

В южном крыле антиклинальной складки вблизи мыса Розовый о-ва Большой Шантар установлен следующий разрез (снизу вверх):

1. Переслаивающиеся через 12—15 см тонкозернистые зеленоватосерые и светло-серые кварцитовидные песчаники . . . . .	320 м
2. Светло-серые и белые массивные известняки . . . . .	70 "
3. Белые „сливные“ кварциты . . . . .	180 "
4. Тонкозернистые песчаники с линзами среднезернистых граувакковых песчаников . . . . .	175 "
5. Серые среднезернистые полимиктовые песчаники с прослоями черных алевролитов . . . . .	240 "
Общая мощность разреза . . . . .	985 "

В верховьях левых притоков р. Якшины (гора Подкова) нами описан следующий разрез (снизу вверх):

1. Оливково-зеленые глинистые сланцы . . . . .	9 м
2. Зеленоватосерые глинисто-известковистые и кремнисто-глинистые сланцы с брахиоподами, кораллами, члениками и корнями криноидей . . . . .	7 "
3. Гравиевые граувакковые песчаники . . . . .	30 "
4. Черные глинистые сланцы с линзами серых кремнистых сланцев . . . . .	10 "
5. Алевролиты с линзами светло-серых кремнистых сланцев . . . . .	26 "
6. Черные алевролиты с прослоями сланцеватого конгломерата . . . . .	14 "
Общая мощность разреза . . . . .	96 "

В северной части гор Боринджа серые крупнозернистые песчаники также содержат обломки брахиопод и членики криноидей, аналогичные встреченным в слое 2 разреза горы Подкова. Фауна этого слоя представлена обильными остатками брахиопод и кораллов табулят. Здесь же встречаются многочисленные отпечатки спиральных корней и члеников криноидей. Из брахиопод были встречены: *Stropheodonta* sp.,

*Douvillina* cf. *arcuata* Hall, *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schll., *Atrypa spinosa* Hall, *A.* cf. *desquamata* Sow., *A.* ex gr. *independensis* Webster, *Spirifer* sp. и *Cyrtina* sp.

Комплекс этой фауны (по М. А. Ржонсницкой) указывает на верхнюю часть среднего девона (живетский ярус).

На о-ве Феклистов в породах того же возраста отмечены мощные пачки конгломератов. Так, например, к югу от мыса Красный установлен такой разрез (снизу вверх):

1. Конгломерат с хорошо окатанной плоской галькой размером от 3 до 5 см и иногда до 20—30 см. Состав гальки: известняки, кремнистые породы и песчаники; цемент черный, сланцеватый . . . . .	свыше 60 м
2. Черный глинистый сланец . . . . .	0,6 „
3. Мелкогалечниковый конгломерат с галькой зеленоватых кремнистых пород размером 0,5—1,0 см . . . . .	42 „
4. Серые, буроватые и коричнево-серые известняки . . . . .	6 „
5. Серые и белые „жилковатые“ известняки . . . . .	свыше 20 „

В серых и буроватых мелкозернистых известняках (слой 4) присутствуют многочисленные, часто хорошей сохранности, остатки табулят, относящиеся, по определению Б. С. Соколова, к следующим видам: *Thamnopora* ex gr. *croniger* (Ogb.), *T.* ex gr. *dubia* E. et H., *Alveolites* cf. *goldfussi* Bill. (рис. 11), *A. crassus* Jes., *Alveolites* sp. nov. и *Favosites* cf. *placenta* Rom. Отсюда же М. А. Ржонсницкая определила *Tylothyris* (?) aff. *mesocostalis* Copt. и *Atrypa* sp.

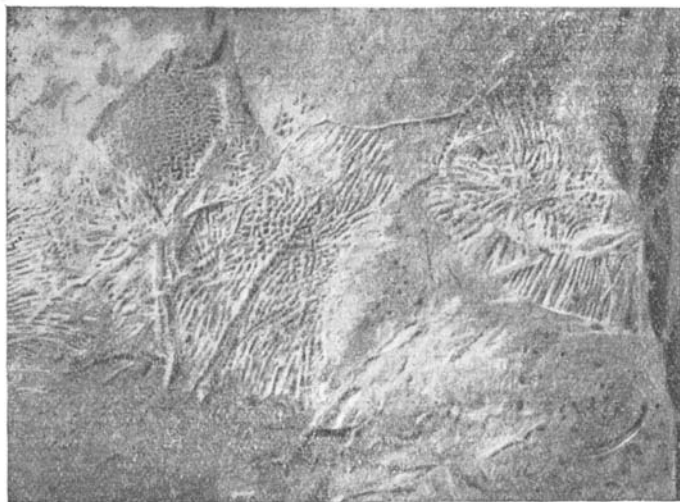


Рис. 11. Кораллы *Alveolites* cf. *goldfussi* Billings в известняке с о-ва Феклистов

Как Б. С. Соколов, так и М. А. Ржонсницкая приходят к выводу, что эта фауна, так же как и фауна о-ва Большой Шантар, указывает на принадлежность содержащих ее слоев к верхней части среднего девона.

Для псаммитовых пород яшинской свиты наиболее характерны темно-серые или зеленовато-серые крупнозернистые и грубозернистые граувакковые песчаники с размером зерен от 0,3 до 3—4 мм. Зерна состоят из плохо окатанных обломков кремнистых пород, алевролитов, зеленокаменных пород, эффузивов с гиалопелцитовой структурой основной массы, известняков и кислых изверженных пород (гранитного облика). В верхних частях разреза появляются полимиктовые песчаники. Иногда наблюдается пересланвание песчаников и известняков.



Отложения якинской свиты, как это отчетливо видно по разрезам к югу от мыса Розовый и к востоку от мыса Северный, перекрываются толщей разнообразно окрашенных кремнистых сланцев и яшм с прослоями кварцитов, известняков, песчаников и зеленокаменных пород (измененные спилиты, диабазы и габбро-диабазы). Эта толща, обнажающаяся вблизи мыса Радужный, получила название свиты мыса Радужный. Это название тем более удачно, что пестрая расцветка сланцев действительно напоминает радугу. Мыс Красный на о-ве Феклистов, мыс Розовый в северо-западной части о-ва Большой Шантар и ряд других мысов также сложены красными, «сургучными», розовыми, зелеными, желтыми яшмами и кремнистыми сланцами. Почти повсюду, где выходят кремнистые сланцы и яшмы свиты мыса Радужный, отмечено присутствие окислов марганца, окрашивающих скалы в синевато-черный цвет. Местами встречено и заметное скопление марганцовых минералов (рис. 12).

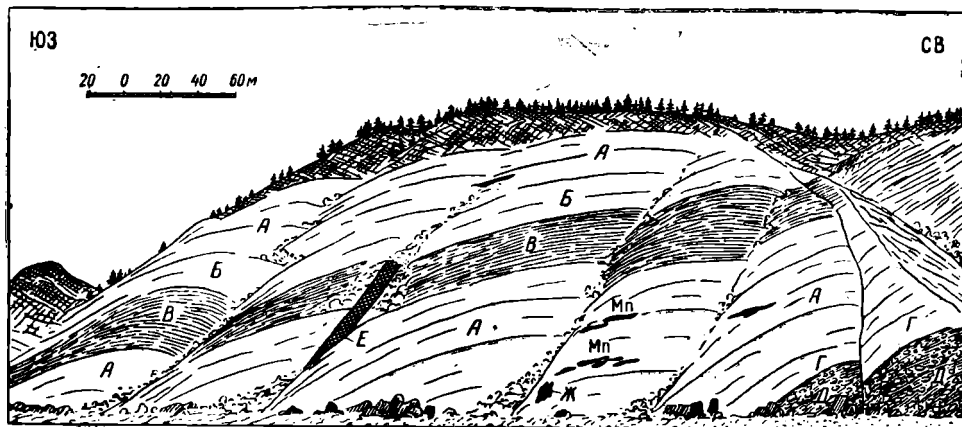


Рис. 12. Выходы свиты мыса Радужный по западному берегу бухты Якишина

А—красные кремнистые яшмовидные сланцы; Б—желтые полосчатые кремнистые сланцы; В—черные глинистые сланцы; Г—белые кремнистые сланцы; Д—конгломераты; Е—дайки порфирита; Ж—рудная брекчия с марганцовыми минералами; Мп—мелкие линзы псиломелана

Свита мыса Радужный протягивается узкими полосами северо-восточного простирания и, несмотря на заметные колебания в мощности, может служить маркирующей при геологической съемке. Для ее характеристики приведем разрез, записанный на о-ве Большой Шантар к северу от мыса Шестикекурный (сверху вниз):

1. Фиолетовые и зеленые кремнистые сланцы . . . . .	48 м
2. Белые и светло-серые кремнистые сланцы . . . . .	110 "
3. Светло-серые и обохренные плотные кварциты . . . . .	90 "
4. Темно-серые тонкозернистые песчаники с линзами крупнозернистого песчаника . . . . .	7 "
5. Белые кремнистые сланцы . . . . .	96 "
6. Фиолетовые кремнистые сланцы . . . . .	65 "
7. Пестрые зеленовато-фиолетовые туфы и туфобрекчии спилитовых порфиритов . . . . .	28 "
8. Серый известняк . . . . .	1,3 "
9. Зеленовато-фиолетовые спилитовые порфириты . . . . .	19 "
10. Светло-серые и белые известняки с линзами черных битуминозных известняков . . . . .	60 "
11. Кремнистая брекчия с редкими обломками известняков и спилитовых порфиритов . . . . .	140 "
12. Буровато-красные кремнистые сланцы с прослоями зеленых туфосланцев . . . . .	230 "
Общая мощность разреза . . . . .	894 "

Яшмы содержат в большем или меньшем количестве неопределимые остатки сферических радиолярий. В зеленоватых яшмах (радиоляри-

ях) с юго-западного побережья о-ва Феклистов обнаружено массовое скопление толстостенных *Carposphaera* sp. (определение Р. А. Липман).

Мы уже указывали на постоянную приуроченность к описываемой толще зеленоватых лав и туфов спилитово-диабазового состава, образование которых связано с подводными вулканическими извержениями. Между устьем р. Большого Амукана и мысом Северный нами наблюдались «подушечные» лавы (рис. 13). Размеры «подушек» от 0,3 до

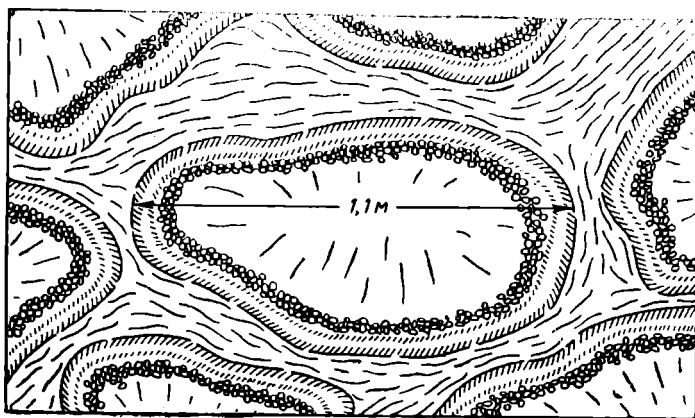


Рис. 13. „Подушечные“ лавы (вид в плане; северный берег о-ва Большой Шантар)

1,2 м. В береговых обнажениях, размываемых морским прибоем, видно, что они имеют фиолетово-серую или фиолетово-коричневую корку толщиной 10—12 см. Ближе к центральной части «подушки» наблюдается слой мощностью 15—18 см, переполненный более светлыми округлыми образованиями типа вариолей диаметром от 7 до 11 мм. Внутренняя часть «подушки» сложена плотными породами диабазового состава; промежутки между ними заполнены мятыми миндалекаменными диабазами с интерсертальной структурой.

В ядрах синклинальных и на крыльях антиклинальных складок на о-вах Феклистов и Большой Шантар выходит мощная свита кремнистых и песчаных пород, широко распространенная в бассейне рр. Ленковой, Средней и Перевальной (правые притоки р. Оленьей). По последней реке она и названа перевальнинской свитой. В ее нижней части на о-ве Феклистов преобладают конгломераты и песчаники, а на западе о-ва Большой Шантар — песчаники и глинистые сланцы. Выше, составляя главную часть свиты, развиты светлоокрашенные кремнистые сланцы и кварциты с редкими линзами известняков и прослоями песчаников. Перевальнинская свита отличается от нижележащих свит девона почти полным отсутствием вулканогенных пород.

С запада на восток, от о-ва Феклистов до восточного побережья о-ва Большой Шантар, намечаются фациальные изменения в перевальнинской свите. Грубообломочный материал постепенно переходит в тонкокластический и далее полностью выклинивается, сменяясь почти чистыми кремнистыми осадками.

На о-ве Феклистов намечается следующий разрез (снизу вверх):

1. Темно-серые алевриты и глинистые сланцы . . . . .	220—250 м
2. Светло-серые кремнистые сланцы с пачками желтого слюдистого мелкозернистого песчаника . . . . .	300 „
3. Светлые, розоватые и желтоватые кремнистые сланцы . . . . .	350 „
4. Белые и светло-серые криптоварциты . . . . .	600 „
Видимая мощность разреза . . . . .	около 1485 „

Разрез девонских (или, быть может, более молодых, нижнекаменноугольных) отложений венчает анаурская свита, выходящая в виде полосы северо-восточного направления от мыса Олай до мыса Северо-Восточный (о-в Большой Шантар). Большое поле пород этой свиты находится в среднем течении р. Анаура и в верховьях правых притоков р. Перевальной. Литологически она довольно однообразна и состоит из черных глинистых сланцев с прослоями песчаников. По характеру залегания анаурская свита не отличается от более древних девонских. Общая мощность свиты достигает 2200—2300 м.

### Прибрежный хребет

В пределах Прибрежного хребта девонские отложения известны в трех изолированных продольными тектоническими разрывами участках — в бассейне р. Немерикана, в бассейнах рек Айкангры и Килая и в Аянском районе. Они представлены здесь морскими и отчасти вулканогенными образованиями.

Условно девонские отложения в бассейне левого притока р. Уды— р. Немерикана (описанные Н. А. Раковым в 1949 г.) занимают узкую полосу почти широтного простирания длиной около 20 км. Они выделены под названием муриноконской свиты, состоящей из трех подсвит (снизу вверх): а) конгломератовой, б) кварцевой, в) известняковой.

В долинах рр. Айкангры и Килая девонские отложения, изученные Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым в 1952 г., выходят в виде полосы шириной 4—5 км, вытянутой с юго-запада на северо-восток между хребтами Прибрежный и Джугджур. Комплекс девонских отложений здесь разделяется на три толщи: нижнюю — эффузивную, среднюю — сланцево-песчаниковую и верхнюю — конгломератовую.

Породы эффузивной толщи представлены порфиритами и их туфами, спилитами, палеобазальтами и их туфобрекчиями. Н. К. Трифонов в 1937 г. все эффузивы Прибрежного хребта считал мезозойскими, и только Г. Н. Чертовских в 1951 г. впервые выделил небольшой участок рассланцованных палеозойских эффузивов, расположенный к западу от среднего течения р. Кырана.

Стратиграфически выше эффузивов залегают отложения песчаниково-сланцевой толщи, слагающие крылья синклинальной складки. Глибовые осыпи пород песчаниково-сланцевой толщи почти непрерывно тянутся по левому берегу р. Айкангры. Здесь, в 1,5 км от устья р. На- лека встречено обнажение плотных «звонких» серых полимиктовых песчаников, падающих на ЮВ 137° под углом 21°. В этом обнажении Ю. Ф. Чемяков собрал многочисленную, но однообразную фауну (брахиоподы, гастроподы, пелециподы и цефалоподы). *Cyrtospirifer Sulcifer* Н. et С., *Platyrochella* cf. *mesostriatalis* Hall, *Spirifer* aff. *annage* Swall., *Spirifer* sp., *Bellerophon* aff. *striatus* Ter. et Orb., *Bellerophon* sp., *Orthoceras indianensis* Hall, *Avicula* sp. nov. и *Schizodus* sp. (последние две формы определены Д. В. Наливкиным, остальные — Е. А. Модзалевской). По мнению Модзалевской, полимиктовые песчаники, содержащие эту фауну, относятся к фаменскому ярусу верхнего девона. Она также отмечает, что общий тип фауны наиболее близок к фауне, известной из отложений центральной части Северной Америки. Представители *Cyrtospirifer sulcifer* Н. et С., занимающие по числу экземпляров видное место в коллекции, наиболее близки к североамериканским представителям этого вида и заметно отличаются от экземпляров *Cyrtospirifer sulcifer*, известных из сульфидеро-вых слоев фаменского яруса Казахстана.

Сопоставление девонских отложений различных районов  
Западного Приохотья

Отделы	Шантарские о-ва (по Л. И. Красному и Г. С. Ганешину, 1948 г.)	Бассейн р. Айкангры — Прибрежный хребет (по Л. И. Красному и Ю. Ф. Чемякову, 1951 г.)	Аянский район (по К. В. Антонову, 1937 г. и Г. Г. Кайгородцеву, 1946 г.)
Верхний	Анаурская свита Черные глинистые сланцы с прослоями песчаников	Конгломератовая толща Конгломераты с прослоями песчаников	Известковистые песчаники и глинисто-кремнистые сланцы.
	Перевальнинская свита Песчаники, глинистые и кремнистые сланцы Свита мыса Радужный Разноцветные кремнистые сланцы и зеленокаменные породы	Сланцево-песчаниковая толща Полимиктовые песчаники; фауна фаменского яруса Эффузивная толща Порфириды, спилиты и их туфы	Темно-серые массивные известняки с фауной верхнего девона
Средний	Якшинская свита Граувакковые песчаники с прослоями кремнистых сланцев и известняков; фауна живетского яруса	Шантарская серия	Известковистые сланцы с прослоями кварцитов
	Свита мыса Горбатый Конгломераты и известняки с прослоями кварцитов		Тенчинская свита Конгломераты, известковистые песчаники и известняки

Выходы девона в Аянском районе изучались К. И. Богдановичем (1905), А. А. Леонтовичем и Н. А. Раковым в 1937—1938 гг., К. В. Антоновым в 1937 г. и Г. Г. Кайгородцевым в 1946 г.

Г. Г. Кайгородцев выше ячинской свиты с фауной верхнего силура выделил тенчинскую свиту (силур — девон или пизы девона) мощностью около 600 м, состоящую из крупногалечникового и валунного конгломерата, известковистых песчаников и известняков. Приведем разрез этих отложений (по Г. Г. Кайгородцеву, с сокращениями) вблизи устья р. Тенчи (снизу вверх):

1. Крупноглыбовые известковистые конгломераты . . . . . 30 м
2. Светло-серые измененные (ороговикованные) известково-глинистые сланцы: падение СЗ 350° под углом 55° . . . . . 150 "
3. Светлые мраморизованные известняки . . . . . 180 "
4. Зеленовато-серые известковистые песчаники с прослоями конгломерата; падение СЗ 350° под углом 65° . . . . . 35 "
5. Серые песчаники с прослоями алевролитов . . . . . 50 "
6. Переслаивающиеся конгломераты и песчаные известняки . . . . . 70 "
7. Серые известковистые песчаники с фауной: *Striatopora?* sp. (cf. *Striatopora vernicularia* M. C. O. y.), *Cyathophyllum* sp., *Favosites* sp. и *Pachypora* sp.

8. Известняки и известковистые алевролиты с остатками кораллов; падение СЗ 335° под углом 65° . . . . .	90 м
Общая мощность разреза . . . . .	свыше 600

Наиболее полный разрез девона был прослежен К. В. Антоновым и Г. Г. Кайгородцевым по восточному берегу Аянской бухты и по ручью Аянке. Сводя данные обоих авторов, можно составить следующий разрез (снизу вверх):

1. Гравиевые песчаники с растительными остатками; падение ЮВ 140° под углом 45° . . . . .	?
2. Тонкоплитчатые зеленовато-серые глинисто-известковые сланцы . . . . .	60 м
3. Тонкоплитчатые известковые сланцы с прослоями массивных серых кварцитов . . . . .	300
4. Буровато-серые и лиловые известковистые сланцы . . . . .	150
5. Светло-серые кристаллические известняки . . . . .	45
6. Черные углистые известняки; падение ЮВ 130° под углом 40° . . . . .	18
7. Кварциты и тонкослоистые песчаники с пропластками углистых сланцев . . . . .	40
Восточнее участка, закрытого наносами (к югу от Рыбозавода), продолжают выходы девона примерно с тем же юго-восточным падением:	
8. Буровато-лиловые и песчано-глинистые сланцы с пропластками голубовато-зеленых кремнистых сланцев . . . . .	100
9. Пепельно-серые известково-глинистые сланцы; падение ЮВ 115° под углом 35° . . . . .	150
10. Темно-серые массивные известняки с незначительной примесью алевролитового материала с фауной <i>Spirifer verneuili</i> Mur ch., <i>S. cf. archiati</i> Mur ch., <i>Spirifer</i> sp. (cf. <i>Spirifer weberi</i> Nal.), <i>Athyris angelica</i> Hall., <i>Pugnax acuminata</i> Mart., <i>Productus cf. praelongus</i> Sow., <i>Schizophoria striatula</i> Schloth., <i>Actinopteria</i> sp., <i>Euomphalus</i> sp., <i>Aviculopecten</i> sp., <i>Megalodon</i> sp., <i>Myalina</i> sp. (определения Н. Е. Чернышевой и А. Ф. Ефимовой) . . . . .	200
11. Тонкоплитчатые мелкозернистые песчаники с пропластками кварцитов; падение ЮВ 145°, под углом 60—80° . . . . .	80
12. Светло-серые брекчиевидные известняки . . . . .	130
13. Зеленовато-серые известковистые песчаники . . . . .	300
14. Глинисто-кремнистые сланцы и алевролиты . . . . .	50
Мощность отдельных пачек в этом разрезе дана приближенно; общая мощность составляет . . . . .	1650

Еще К. Динер в 1900 г., по сборам К. И. Богдановича, установил верхнедевонский возраст известняков из Аянской бухты и сравнил его по фауне с возрастом группы чемунг Северной Америки. В дальнейшем наличие здесь верхнего девона подтвердили Н. Л. Бубличенко (Леонтович, 1937), Н. Е. Чернышева (по сборам К. В. Антонова в 1937 г.) и А. И. Ефимова (по сборам Г. Г. Кайгородцева в 1946 г.). Менее полный разрез верхнедевонских отложений упомянутыми авторами был прослежен к юго-западу от Аяна, в долине р. Уя. Здесь, по К. В. Антонову, выше темных известковистых сланцев верхнего силура залегают (снизу вверх):

1. Тонкоплитчатые, местами листоватые, глинисто-известковистые сланцы . . . . .	60 м
2. Пестрые (серые, зеленые и малиновые) песчанисто-глинисто-известковистые сланцы с прослоями кварцитов . . . . .	350—400
3. Сланцеватые известняки, известковистые сланцы и алевролиты . . . . .	200

В этом разрезе еще К. И. Богдановичем была найдена верхнедевонская фауна.

Новые материалы, полученные после известной сводки В. А. Обручева (1936, стр. 444 и 453), опровергают его предположение, что восточное девонское море Сибири, простиравшееся от Восточного Забайкалья через северную часть Амурского бассейна, носило эпиконтинентальный характер. От Северо-Восточной Монголии до Западного Приохотья протягивался крупный геосинклинальный прогиб сложного строения.

Выходы фаунистически охарактеризованного девона известны в Северо-Восточной Монголии, Восточном Забайкалье, в районе Верхнего Амура и Зейско-Депском районе (табл. 7).

Сопоставление девонских отложений Монголо-Охотской геосинклинальной области

От- делы	Ярусы	Северо-Восточная Монго- лия (по А. Х. Иванову и др., 1930 г.)	Восточное Забайкалье (по В. И. Лучицкому и др., 1950 г.)	Район Верхнего Амура (по Е. А. Модзалевской, 1953 г.)	Зейско-Депский р-н (по Е. А. Модзалев- ской и др., 1950 г.)	Хребет Джагды (по Л. И. Красному и Ю. Ф. Чемякову, 1951 г.)	Шантарские о-ва (по Л. И. Красному, 1948 г.)
Верхний	Фаменский	Зеленокаменные эффузивы с линзами известняков. Извест- няки с прослоями яш- мовидных кремнистых пород и сланцев	Песчаники и извест- няки. Измененные диабазы, спилиты и их туфы. Кремнистые яшмовидные породы. Фауна верхнего дево- на, в верхней части разреза—нижнего карбона	Тепловская свита Рассланцованные але- вролиты и мелкозернистые песчаники. В верхней части сви- ты—фауна нижнего кар- бона; 400 м			Анаурская свита Черные глинистые сланцы с прослоями пес- чаников; 2300 м
	Франский						Глинистые и кремни- стые сланцы, песчаники; фауна франского яруса; 1200 м Кремнистые яшмовид- ные сланцы; 700 м
Средний	Живетский	Тонкоплитчатые ок- варцованные сланцы	Глинистые сланцы и известняки, фауна среднего и нижнего девона	Ольдойская свита Песчанистые известня- ки, алевролиты; фауна живетского яруса; 500 м	Алевролиты и пес- чаники; фауна жи- ветского яруса	Полимиктовые песча- ники и известняки; фауна живетского яруса; 600 м	Якшинская свита Граувакковые песча- ники с прослоями крем- нистых сланцев и извест- няков; фауна живетского яруса; 1000 м
	Эйфельский			Имачинская свита Известняки, алевроли- ты; фауна эйфельского яруса			Алевролиты; фау- на эйфельского яруса
Нижний				Большеневверская свита Серицитизированные алевролиты с прослоями известняков; фауна ниж- него девона; 1300 м			

В Восточном Забайкалье распространены те же сланцево-спилитовые серии с подчиненными прослоями известняков, характерные для центральных, наиболее прогнутых, частей геосинклинальных зон, и серии грубообломочных и карбонатных пород (Юго-Восточная Приаргунская зона Восточного Забайкалья), обычно приуроченные к крайним зонам гессинклиналей (В. Н. Козеренко, 1953 г.).

Далее на восток, на продолжении Восточно-Забайкальской структуры, в верхнем течении р. Амура проходит полоса среднепалеозойских отложений, протягивающихся от нижнего течения р. Шилки до Алданского тракта, подробно изученных за последние годы Е. А. Модзалевской.

Продолжение на восток полосы девона (р. Амазар — Алданский тракт) мы находим в нижнем течении р. Уркуна. Здесь, выше мощной толщи немых белых известняков (нижнепалеозойских ?), находится (по М. С. Нагибиной, 1953 г.) интенсивно дислоцированная толща серых песчаников, алевролитов с фауной живетского яруса, состоящей преимущественно из североамериканских (гамилтонских) форм.

Еще далее к востоку, в районе правых притоков р. Депа, по рр. Гаге, Моховой и Хайлачу, известны выходы девонских отложений, находящиеся на простирации вышеописанных выходов девона по р. Уркуну. Из последних работ Е. А. Модзалевской и Э. Н. Янова выяснилось, что девонские отложения в этом районе образуют антиклинальную складку, ядро которой сложено породами низов эйфельского яруса, а северное крыло — породами живетского и франского ярусов.

Выходы девонских отложений из Депского района прослеживаются дальше на восток в синклинальной структуре р. Нини (правый приток р. Депа) и по рр. Желтуле и Мамыну. Здесь, по материалам В. А. Федорцева, А. Г. Шпилько и др., обнаружены выходы среднего девона (эйфельский и живетский ярусы).

Насколько широко была развита среднедевонская трансгрессия можно судить также по находкам фаунистически охарактеризованного среднего девона в бассейне Нимана и в Кур-Урмийском районе. По р. Ниману А. А. Кирилловым и М. Г. Золотовым был обнаружен выход верхнеживетских отложений, залегающих непосредственно на допалеозойских гнейсах. Здесь, в песчанистых сланцах и кварцитовидных породах, была обнаружена фауна брахиопод и мшанок. Первые из них, по определению Б. П. Марковского, отнесены к видам: *Spirifer cf. mucronatus* Со n r., *S. cf. angustus* Hall и *S. cf. undifer* Ro e m. (все формы характерны для гамилтонских слоев). Мшанки, по заключению В. П. Нехорсшева, принадлежат к родам *Fenestella* и *Semicoscinium*.

Проделанный обзор стратиграфии девонских отложений Западного Приохотья и некоторых других районов позволяет сделать выводы:

1. Характерный тип формаций (граувакковая, яшмовая, зеленосланцевая и карбонатная) и значительная мощность (4000—6000 м) девонских отложений Западного Приохотья не оставляют сомнений в их геосинклинальной природе. Установление связей девона Западного Приохотья с соответствующими отложениями Северо-Восточной Монголии, Восточного Забайкалья, Верхнего Амура и Зейско-Селемджинского района позволяет объединить эти районы в одну крупную геосинклинальную область — Монголо-Охотскую (табл. 7).

2. В Западном Приохотье, по данным геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 и местами 1 : 200 000, устанавливаются такие особенности разреза девонских отложений:

- а) в полосе развития девона от р. Шевли до р. Галлама разрез довольно хорошо выдерживается и характеризуется преобладанием в нижней части (в среднем девоне) песчаников (граувакковых и реже полимиктовых) с прослоями или мощными пачками глинистых сланцев.

Измененные основные эффузивы (зеленокаменные породы) образуют здесь пластовые залежи небольшой (десятки, реже, первые сотни метров) мощности. В бассейне р. Малого Мелькана разрез живетского яруса начинается с грубозернистых песчаников и мелкогалечниковых конгломератов.

В верхнедевонское время происходит заметное изменение физико-географической обстановки, что сказывается в смене литологического состава пород. Обломочные терригенные осадки постепенно переходят (по вертикали) в кремнистые. Яшмовидные кремнистые сланцы, прослоенные зеленокаменными породами, песчаниками и сланцами, прослеживаются в пределах верхнего девона на значительное расстояние. Отмечается также изменение разреза девона по простиранию главных структурных элементов с юго-запада на северо-восток. В этом направлении постепенно увеличивается количество и мощность карбонатных прослоев и зеленокаменных пород;

б) существенно отличаются по фациям (по сравнению с другими участками Западного Приохотья) отложения, находящиеся в основании девонского разреза в районе побережья Охотского моря. На Шантарских о-вах и в Аянском районе выделяются грубообломочные осадки (валунно-галечниковые отложения свиты мыса Горбатый и тенчинской свиты), свидетельствующие о поднятиях (точнее, о близости береговой линии) во время отложения этих толщ;

в) в бассейне р. Айкангры (Восточно-Джугджурская зона) девон имеет меньшую мощность, чем в области главного среднепалеозойского прогиба Монголо-Охотской геосинклинальной области, и меньшее площадное распространение. Иные здесь и фации. Мелководные осадки верхнего девона, лежащие с угловым несогласием непосредственно на архейское кристаллическое ложе, представлены здесь песчаниками с фауной фаменского яруса и конгломератами. К северо-востоку, в Аянском районе, они сменяются более глубоководными осадками (известняками и известково-глинистыми сланцами);

г) в девоне (верхнем?) намечаются благоприятные условия для образования железорудных месторождений вулканогенно-осадочного генезиса (Ирское, возможно, Курум-Урмийское месторождения) и марганцевых месторождений, приуроченных к горизонтал красных яшмовидных кремнистых сланцев свиты мыса Радужный (рудопроявления на о-ве Большой Шантар и западном побережье Тугурского залива).

3. Нижнедевонские отложения обнаружены в немногих районах (Восточное Забайкалье, Верхний Амур). Они встречаются в зонах длительного прогибания и залегают согласно на верхнем силуре. Нижнедевонские и верхнесилурийские отложения представлены сходными, относительно глубоководными фациями. В большинстве разрезов Монголо-Охотской геосинклинальной области девон начинается с верхов эйфельского или живетского яруса. Поднятия и размыв, предшествующие среднедевонской трансгрессии, были достаточно велики, так как средний девон местами (северная часть Туранской глыбы) залегают на протерозойских гнейсах.

В зоне сочленения хребтов Джугджур и Прибрежный (Айкангра-Аянская зона) непосредственно на архее (частично, может быть, на протерозое) залегают верхний девон (на р. Айкангре — отложения фаменского яруса).

4. В направлении с запада на восток в девонской фауне постепенно теряются элементы биогеографических провинций юго-западной части Сибири (Алтайской, Северо-Казахстанской, Монголо-Тувинской); фауна приобретает типичный тихоокеанский облик. Так, например, живетская фауна о-вов Большой Шантар и Феклистов, бассейна р. Нимана и Делского района сравнивается Б. П. Марковским, М. А. Ржонсницкой и Е. А. Модзалевской с фауной из слоев гампльтон Северной Америки.



#### 4. Каменноугольная и пермская системы

В Западном Приохотье достоверные морские отложения каменноугольной и пермской систем неизвестны. Некоторые геологи (Л. И. Красный, В. А. Ярмолюк), учитывая наличие нижнекаменноугольных отложений на Верхнем Амуре и в Охотско-Колымском крае (бассейн р. Омудевки, хребет Тасхаяхта и др.), согласно перекрывающих верхнедевонские отложения, условно выделяли в Западном Приохотье толщу нижнего карбона (или просто карбона), залегающую стратиграфически выше верхнего девона.

Так, в южной части Торомо-Тугурского района была выделена (Л. И. Красный и Г. С. Ганешин, 1951 г.) кунинская свита, представленная тонкозернистыми песчаниками с редкими прослоями кремнистых сланцев, налегающая на отложения верхнего девона (?).

Подобные же соотношения существуют между девонем и анаурской свитой (глинистые сланцы и песчаники) на о-ве Большой Шантар. В. А. Ярмолюк в 1949 г. в качестве возможного аналога анаурской свиты описал толщу мелкозернистых серых и темно-серых песчаников с прослоями полосчатых алевролитов, залегающих стратиграфически выше пород, отнесенных к среднему палеозою.

Более определенные находки континентальных верхнекаменноугольных или нижнепермских отложений были сделаны Н. А. Раковым и А. А. Леонтовичем в 1938 г. и Г. Г. Кайгородцевым в 1946 г. Первые в осыпях горы Лантарь (Аянский район) в толще, подстилаемой верхнедевонскими отложениями и перекрываемой юрскими туфо-эффузивными покровами, нашли в черных глинистых сланцах остатки *Angaropteridium cardiopteroides* (Schalh) Zal. и *Samaropsis* sp. (определения Б. М. Штемпеля).

Г. Г. Кайгородцев отмечает на северном склоне горы Лонгдор делювиальные свалы углистых, глинисто-углистых и глинистых сланцев с остатками флоры: *Neuropteris gigantea* Stern., *Cardiopteris?* sp., *Psymphyllum* sp. и др., встречающейся в балахонской свите Кузбасса (средний карбон — нижняя пермь).

Морских пермских отложений, широко распространенных в Охотско-Колымском районе, пока в Западном Приохотье не встречено. Трудно ответить на вопрос, объясняется ли их отсутствие все еще недостаточной изученностью района, или пермские осадки здесь были смыты. Однако, учитывая наличие морских фаций перми в Восточном Забайкалье и намекающееся сходство фауны этих отложений с пермской фауной Охотско-Колымского края (В. Ф. Масленников), при полном отсутствии сходства с фауной перми Южно-Уссурийского края, следует остановиться на возможности размыва морских отложений перми в области «охотской» ветви Монголо-Охотской геосинклинали.

К карбону (?) отнесены А. З. Лазаревым в 1951 г. немые толщи Зее-Буреинского района. Они представлены конгломератами, песчаниками, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, налегающими на различные горизонты девона. В бассейнах рр. Джелтулака и Нини на фаунистическом горизонте девона.

В бассейнах рр. Джелтулака и Нини на фаунистически охарактеризованном девоне несогласно залегают конгломераты и аркозовые песчаники с прослоями глинистых сланцев. В истоках р. Сагояна появляются в этих породах пропластки каменного угля.

#### 5. Верхнепалеозойские (?) порфириды и их туфы

К верхнему палеозою условно относятся рассланцованные порфириды и их туфобрекчии, выходящие на западном побережье Тугурского залива к югу от бухты Тепа (Чопа). Туфы порфиритового состава были обнаружены и в верхней части кунинской свиты (карбон?).

Верхнепалеозойские (?) порфириды и их туфы смяты в довольно крутые складки с углами падения 50—70°. Послеюрские гранодиориты Альского хребта прорывают и метаморфизуют эти порфириды. От более молодых (меловых) порфиритов, эффузивы бухты Тепа отличаются расланцованностью и сильной дислоцированностью.

## 6. Палеозой средний и верхний нерасчлененный

Д. С. Несвитом в 1948 г. и Ю. Ф. Чемяковым и автором в 1950 г. в нижнем течении р. Шевли, а также по рр. Лану, Большому и Малому Суникану и Большому и Малому Тахейкану были выделены нерасчлененные средне- и верхнепалеозойские отложения. На юге эти отложения граничат с юрой по тектоническому контакту. На север, по направлению к Удской равнине, они погружаются под четвертичные отложения. Д. С. Несвит эти отложения (он их считал условно каменноугольными или пермскими) разделил на две толщи: песчано-сланцевую и массивных известняков и известковистых песчаников общей мощностью до 250 м.

По данным Ю. Ф. Чемякова и автора, эти отложения, не отличающиеся от вышеописанных девонских, представлены доломитизированными и оолитовыми известняками и сильно измененными кварцитовидными песчаниками, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами и конгломератами.

Д. С. Несвитом из органических остатков в известняках были встречены водоросли, принадлежащие (по определению В. Д. Принада) к роду *Eriphiton* (?), и перекристаллизованные обломки фораминифер, имеющие, по мнению Т. И. Жуковой, палеозойский облик.

## V. МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

### 1. Триасовая система

В пределах Западного Приохотья отложения триаса известны в многих местах.

В бассейне р. Шевли они впервые были обнаружены В. И. Серпуховым в 1930—1931 гг.

В районе побережья Тугурского залива, где сто лет назад А. Ф. Миддендорф нашел в черных глинистых сланцах фауну *Monotis ochotica* (Keus.), описанную впервые Кайзерлингом под названием *Avicula ochotica*, разрезы верхнего триаса в 1949 г. изучал автор.

Триас повсюду в Западном Приохотье представлен только верхним отделом.

В. В. Онихимовский и А. А. Кириллов установили в бассейне р. Шевли (ключ Солонцовый) несогласное залегание верхнего триаса на девонских отложениях джагдинской свиты. Разрез здесь начинается с базального конгломерата, состоящего из гальки подстилающих девонских пород (размером 3—4 см). Выше залегают зеленые тонкополосчатые глинистые сланцы и песчано-глинистые сланцы с прослоями конгломератов. Общая мощность верхнего триаса по ключу Солонцовому достигает 800—1000 м.

Аналогичные отложения отмечены также по ключам Эмкаину и Левой Джагдони. Собранная Онихимовским и Кирилловым фауна представлена следующими формами: *Monotis scutiformis* var. *typica* Kipr., *M. aff. sublevis* Tell., *M. ochotica* cf. var. *densistriata* Tell., *M. subcircularis* Gabb., *M. ochotica* var. *aequicostata* Kipr., *Halobia* ex gr. *zitteli* Lindstr.

Определявшая фауну Л. Д. Кипарисова пришла к выводу о верхнекарнийском и норийском возрасте отложений, заключающих перечисленные выше формы.

В аналогичных осадках Д. С. Несвит в отдельных обнажениях по р. Лану и его притоку — ключу Модияну обнаружил в песчаниках фауну: *Monotis* cf. *ochotica* (Кеус.), *M.* cf. *zabaikalica* Кипарг., *M. jacutica* Телл., *Pecten* aff. *subhiemalis* Кипарг. и *Spiriferina* sp. *indet.*, относящуюся к норийскому (или же к верхам норийского) яруса.

В верхнем течении рр. Урми и Гербикана, согласно данным Л. И. Красного и Ю. Ф. Чемякова (1955 г.), синклинальная складка, вытянутая в широтном направлении, сложена верхнетриасовыми(?) отложениями. Здесь намечается разделение верхнего триаса на две толщи: нижнюю непостоянной мощности (по-видимому выклинивающуюся в направлении с западо-юго-запада на восток-северо-восток), представленную конгломератами и «узорчатыми» среднезернистыми песчаниками, и верхнюю, состоящую из песчаников и глинистых сланцев. Конгломераты состоят из гальки преимущественно кремнистых сланцев разной окраски размером 1—2 см. Галька эта, несомненно, происходит из нижележащих девонских отложений.

В зеленовато-серых песчаниках с тонкими (до 5—10 см) прослоями конгломератов встречены отпечаток наружной поверхности и слепок внутренней полости какого-то цилиндрической формы остатка, имеющего продольные борозды на внешней стороне, возможно, ростра триасового белемнита (по заключению Г. Я. Крымгольца). Другим, более важным доказательством верхнетриасового возраста песчано-сланцевой толщи р. Урми является находка П. С. Бернштейном в 1937 г. в гальке *Monotis ochotica* (Кеус.).

Небольшие по площади выходы верхнетриасовых отложений известны дальше к северо-востоку в среднем течении р. Теватина и в истоках р. Торомкана. Здесь (по В. А. Ярмолюку) триасовые отложения выходят на поверхность из-под перекрывающей их толщи верхней юры.

На левом берегу р. Теватина обнажение известково-сланцево-глинистых сланцев и алевролитов имеет в длину до 300 м и в высоту около 70 м. Сланцы падают на СВ 45° под углом 30°. Среди сланцев присутствуют конкреции караваеобразной формы черных мергелистых сидеритов размером от нескольких сантиметров до 1 м с фауной хорошей сохранности: *Monotis ochotica* (Кеус.) и *Monotis jakutica* Телл. В алевролитах собрана фауна: *Monotis scutiformis* var. *typica* Кипарг. (преобладает), *Halobia* ex gr. *zitteli* Линдстр., *Undularia* (*Protorcula*?) sp. *indet.* Заключающие эту фауну слои (по Л. Д. Кипарисовой) относятся к низам норийского яруса.

Общая мощность верхнетриасовых отложений определяется В. А. Ярмолюком в 350—400 м.

Фаунистически охарактеризованные отложения верхнего триаса были нами отмечены на мысе Чокоринга, на полуострове в северо-восточной части бухты Мамга, к северу и к югу от устья р. Себаша и в верховье р. Уйканкита на северо-западном склоне Альского хребта. Все эти выходы находятся в пределах сравнительно узкой полосы шириной в 4—5 км, вытянутой с юго-запада на северо-восток от побережья Тугурского залива до р. Уйканкита.

На северной стороне скалистого полуострова, оканчивающегося мысом Чокоринга, нами составлен следующий разрез (сверху вниз):

- |  |           |
|--|-----------|
| 1. Плитчатые, местами „узорчатые“ песчаники с узловатыми включениями алевролитов неправильной формы . . . . .  | 250—280 м |
| 2. Темно-серые плотные, массивные, среднезернистые песчаники . . . . .   | 8 .       |
| 3. Чередующиеся среднезернистые и тонкоплитчатые тонкозернистые песчаники. Мощность прослоев тонкозернистых песчаников 6—12 см среднезернистых — 20—40 см. . . . . | 4—5 .     |
| 4. Черные и темно-серые алевролиты с линзовидными прослоями серых среднезернистых песчаников с обломками крупных <i>Monotis ochotica</i> (Кеус.) . . . . .         | 13 .      |

5. Чередующиеся алевролиты и туфогенные песчаники. Мощность прослоев алевролитов 0,6—1,0 м, песчаников 0,15—0,20 м. В алевролитах — редкие линзы известковистых песчаников (размером 4 x 8 см) с битой ракушей . . . . . 8 .
6. Четковидный прослой известковистых тонкозернистых песчаников, с обломками *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *eurhachis* Tell. *M. jakutica* Tell. и обломкам аммонита типа *Arcestes* (определения Л. Д. Кипарисовой) . . . . . 5 .
7. Серые плотные среднезернистые песчаники с марказитовыми включениями . . . . . 8 .

С южной стороны мыса Чокоринга черные глинистые сланцы с фауной *Monotis ochotica* (Key s.) и *M. ochotica* cf. var. *pachypleura* Tell. выходят в береговом обрыве.

На полуострове, охватывающем с северо-востока бухту Мамга, изпод крупнозернистых песчаников верхнего лейаса выходит довольно мощная толща глинистых сланцев, местами переполненная мелкими и крупными формами *Monotis ochotica* (Key s.) и *M. ochotica* var. *densistriata* Tell.

К северу от устья р. Себаша ниже прослоев конгломерата верхнего лейаса (базальные слои) нами описаны глинистые сланцы, перемежающиеся с прослоями туфо-песчаников. В пачках сланцев встречена обильная фауна *Monotis ochotica* (Key s.), *M. ochotica* var. *densistriata* Tell., *M. ochotica* var. *aequicostata* Kipar., *M. jakutica* Tell. и *Pentacrinus* sp.

Эти же глинистые сланцы и туфогенные песчаники с той же фауной были обнаружены в направлении их простираения в верховьях р. Уйкан-кит. Л. Д. Кипарисова указывает, что вся фауна, собранная в районе Тугурского залива, относится к одним и тем же горизонтам норийского яруса. Общая мощность разреза верхнего триаса в этом районе достигает 1100—1200 м (рис. 14).

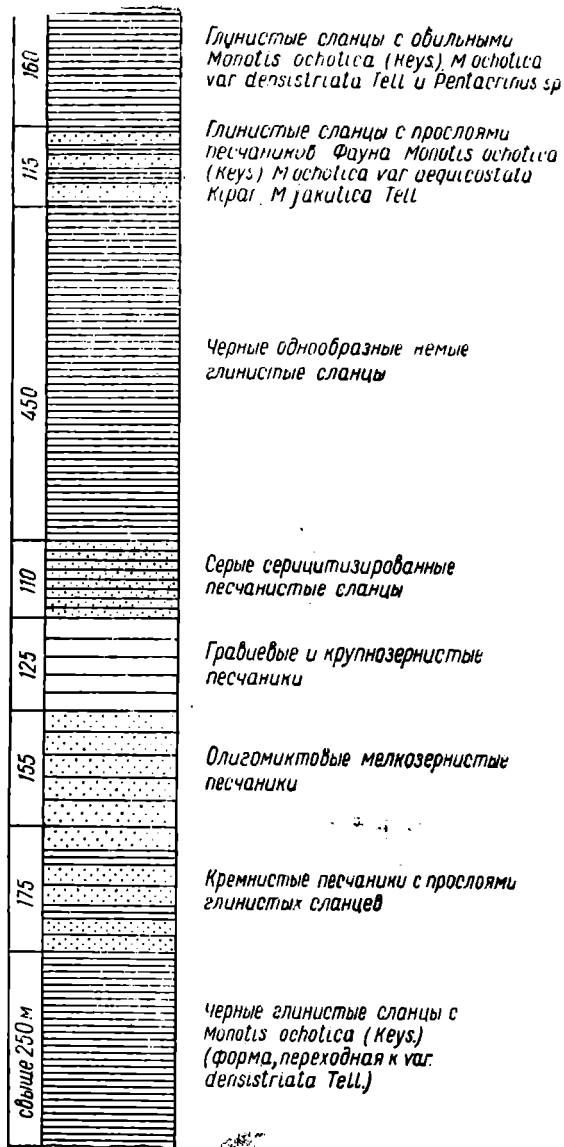
В Западном Приохотье сохранились только отложения норийского и лишь отчасти карнийского ярусов верхнего триаса. Никаких данных о наличии здесь более древних (нижне- и среднетриасовых) толщ нет. Этим разрез нашего района отличается от разрезов триасовой системы ряда районов Северо-Востока СССР, где нижний и средний триас представлены достаточно широко. С другой стороны, в Забайкалье и в районе Верхнего Амура (табл. 8) верхнетриасовые отложения, так же как и в Западном Приохотье, залегают несогласно на размывтой поверхности различных палеозойских толщ. С каждым годом находят новые доказательства широкого распространения верхнетриасовой бореальной трансгрессии.

Проделанный обзор разрезов триаса позволяет сделать следующие краткие выводы:

1. В Западном Приохотье, так же как и в разрезах Восточного Забайкалья, Верхнего Амура и Охотского склона, верхнетриасовые отложения (обычно верхи карнийского яруса или иногда норийский ярус) с угловым несогласием и трансгрессивно залегают на размывтой поверхности различных палеозойских толщ.

2. Верхнетриасовая бореальная трансгрессия проникла из районов Северо-Востока и Востока СССР в Удский край, Селемджинский район, район Верхнего Амура и Восточное Забайкалье. Отложения верхнего триаса всей этой огромной территории весьма близки по типу. Это темноцветные породы — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники (нередко туфогенные) и конгломераты. Характерны маломощные прослои ракушняка.

3. Мощность верхнетриасовых отложений в области Монголо-Охотской геосинклинали редко достигает 2000—2500 м. Обычно она колеблется в пределах 1000—1200 м.



В. И. Красный  
 "Геология и полезные ископаемые Западного Приамурья"

Рис. 14. Стратиграфический разрез верхне-триасовых (норийских) отложений к югу от бухты Мамга.

Сопоставление разрезов верхнетриасовых отложений северо-восточной ветви Монголо-Охотской геосинклинальной области

Ярус	Восточное Забайкалье (по Л. Д. Кипарисовой, 1953 г.)	Район Верхнего Амура (по Е. А. Модзалевской, 1953 г.)	Шевли-Селемджинское междуречье (по В. В. Онижимовскому и А. А. Кириллову, 1945 г.)	Западное побережье Тугурского залива (по Л. И. Красному, 1949 г.)	Бассейн р. Юдомы (по В. И. Серпухову, 1940 г.)	Бассейн р. Ульбеи (по Г. Г. Кайгородцеву, 1945 г.)
Норийский	Песчаниково-сланцевая толща с фауной норийского яруса	Мелкозернистые песчаники и алевролиты с фауной норийского яруса	Тонкоплосчатые глинистые сланцы и песчано-глинистые сланцы. Прослой конгломератов. Фауна норийского и верхов карнийского ярусов	Глинистые сланцы с прослоями туфогенных песчаников. Фауна норийского яруса	Глинистые сланцы с прослоями песчаников. Фауна норийского яруса	Алевролиты с прослоями песчаников и конгломератов. Фауна норийского яруса
Карнийский	Толща песчаников с подчиненными прослоями сланцев. Фауна норийского и верхов карнийского ярусов  Базальные конгломераты		Базальные конгломераты		Глинистые и песчано-глинистые сланцы. Фауна верхов карнийского яруса	Песчаники с прослоями песчанистых сланцев. Фауна карнийского яруса  Конгломераты и туфо-конгломераты

4. В Западном Приохотье грубозернистые песчаники и конгломераты Шевли-Селемджинского междуречья и в бассейне р. Лана в направлении на восток сменяются толщей глинистых сланцев Тугурского залива. В этом же направлении увеличивается и мощность отложений верхнего триаса.

## 2. Юрская система

В Западном Приохотье юрские отложения впервые были обнаружены Н. Г. Меглицким в 1854 г. Однако в течение многих десятилетий они никем не изучались, и только в конце 40-х годов нашего столетия (Д. С. Невит, В. А. Ярмолюк, Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков) был собран обильный материал, дающий четкое представление о стратиграфии юры. Составление детальных разрезов юры по хорошо обнаженным участкам побережья Охотского моря принадлежит автору (1951 г.). Ряд разрезов в области Торомской синклинали был составлен В. А. Ярмолюком (1949 г.), Ю. Ф. Чемяковым и автором (1955 г.) и И. К. Никифоровой (1951—1952 гг.). Кроме морских отложений, в Западном Приохотье известны также континентальные и вулканогенные толщи юрского возраста.

Юрская фауна Западного Приохотья изучалась И. С. Воронец, Н. А. Беляевским, Г. Т. Пчелинцевой и Г. Я. Крымгольцем.

Описание морской юры мы произведем отдельно для следующих четырех районов: Шевли-Гербиканского (северный склон хребта Джагды), Торомо-Тонумского (западная часть Торомской синклинали), Тугуро-Биранджинского (восточная часть Торомской синклинали) и Ульбанского, тесно связанного с синклинальной структурой Нижнего Приамурья.

### Шевли-Гербиканский район

Юрские отложения Шевли-Гербиканского района слагают южный борт Удского краевого прогиба. Слои юрских отложений падают на север под углами 25—40°.

Первые указания на присутствие юрских отложений в районе прииска Баладек были сделаны в 1931 г. В. И. Серпуховым. В 1936 г. П. С. Бернштейн собрал в этом же районе коллекцию юрских пеллеципод и аммонитов, определенную И. С. Воронец, и разделил юрские отложения на две толщи:

1. Нижнюю, песчаниковую видимой мощностью 100 м с фауной *Perna cf. rugosa* Goldf., *Pleuromya alduini* Ag., *P. decurtata* Phil., *Morrisceras morrissi* Orpel. и др.

2. Верхнюю, состоящую из глинистых сланцев мощностью около 500 м с фауной: *Modiola solenoides* Morrisset Lyc., *Pernasp.*, *Entolium aff. demissum* Phil., *Pleuromya decurtata* Phil. и *P. gibbosa* Sow. По мнению Воронец, обе эти толщи могут быть отнесены к верхнему бату.

Кроме перечисленных сборов, на левом берегу р. Урми в светлых песчаниках с линзами ракушняка были найдены: *Pseudomonotis subechnata* Lah., *Dentalium* sp., *Pseudomelania cf. sublinnetta* Orb., *Oxytoma münsteri* Goldf. и др. (оксфорд).

Стратиграфически выше П. С. Бернштейн в том же Баладекском разрезе в песчаниках собрал фауну: *Aucella bronni* Lah., *A. cf. gabbi* Pav., *A. erringtoni* Gabb., *Oxytoma inaequivalve* var. *borealis* Vog. и др. (кимеридж).

Общая мощность юрского разреза 1800 м.

В. В. Онихимовским и А. А. Кирилловым в 1945 г. верхнеюрские отложения по рр. Шевли и Эльге были разбиты на две толщи (снизу

вверх): 1) конгломераты мощностью 520 м и 2) пятнистые песчаники мощностью 900 м.

Эти авторы отмечают в составе верхнеюрских отложений значительное количество вулканогенного материала.

В 1948 г. в районах, ранее изучавшихся П. С. Бернштейном, В. В. Онихимовским и А. А. Кирилловым, а также в бассейне рр. Большого и Малого Суникана, юрские отложения изучал Д. С. Несвит, собравший здесь фауну, определенную Н. А. Беляевским. По его материалам можно составить следующий сводный разрез (снизу вверх):

1. Мелкогалечниковый конгломерат, трансгрессивно залегающий на породах палеозоя и верхнего триаса. Состав гальки: кремнистые сланцы и метаморфизованные песчаники . . . . .	30—40 м
2. Грубозернистые, конгломератовидные песчаники. В состав их входят обломки кварцитов, кремнистых и глинистых сланцев, кварца и эффузивных пород (порфиритов) . . . . .	350—400 "
3. Грубозернистые аркозовые песчаники, состоящие из обломков интрузивных пород из группы гранитондов, порфиритов, плагиоклаза, калиевого полевого шпата . . . . .	60—80 "
4. "Пятнистые" слюдяные песчаники с пачками глинистых сланцев . . . . .	800—900 "
5. Глинистые и песчано-глинистые сланцы с прослоями конгломератов (в основании толщи) и песчаников (в средней части) с фауной пелеципод: <i>Pecten (Chlamys) cf. personatus</i> Quenst., <i>Inoceramus kolyomensis</i> Belaevski, <i>I. ambiguus</i> Eichw., <i>I. cf. lucifer</i> Eichw., <i>Mytiloides</i> sp. 1, <i>Mytiloides</i> sp. 2 (верхний лейас) . . . . .	300—330 "
6. Темно-серые полимиктовые песчаники с растительными остатками и фауной: <i>Inoceramus aff. farinosulus</i> Vor., <i>Pleurotomaria cf. subtilis</i> Munst., <i>Quenstedtia (Pullastra) oblita</i> Quenst., <i>Pleuromya</i> sp. (ааленский ярус) . . . . .	250—300 "
7. Темно-серые глинистые сланцы с прослоями песчаников (в верхней части толщи). Редкие неопределимые обломки белемнитов . . . . .	800 "
8. Плотные серые и темно-серые песчаники и песчаные сланцы . . . . .	100 "
9. Серые неравнозернистые полимиктовые песчаники, чередующиеся (в верхней части толщи) с алевролитовыми песчаниками. Пачки последних по мощности не превышают 50 м. Толща содержит богатую фауну пелеципод и цефалопод: <i>Bureiatmya orientalis</i> Vor., <i>B. cardisoidoformis</i> Vor., <i>Aucella pallasi</i> Keys., <i>A. mosquensis</i> Buch., <i>A. lindstroemi</i> D. Sok., <i>Pleuromya elongata</i> (Munstr.) и др. (келловей—верхневолжский ярус) . . . . .	1500—1600 "
Общая мощность юрских отложений, по Д. С. Несвиту	4200—4550 "

Разрезы юрских отложений описаны Ю. Ф. Чемяковым (в совместной с автором работе, 1955) по рр. Урми и Гербибану. Сборы фауны были определены Г. Т. Пчелинцевой (фауна пластинчатожаберных) и Г. Я. Крымгольцем (фауна головоногих).

В обоих разрезах, идущих почти вкрест простирания слоев, колонка юрских отложений наращается при движении по течению рек (с юга на север). Здесь вскрывается мощный комплекс верхнеюрских отложений, представленный почти исключительно песчаниками, различающимися по цвету, крупности зерен и характеру отдельности. Лишь в некоторых горизонтах песчаников встречаются пачки крупногалечниковых конгломератов. В составе конгломератов большинство галек принадлежит кварцево-слюдистым сланцам, кварцитам и гранитоидам. Изредка встречаются породы анортозитового типа (из баладекского комплекса). Для обоих разрезов характерно моноклиальное залегание (падение СЗ 320—340° под углом 20—40°).

По левому берегу р. Урми вскрывается следующая толща юрских отложений (от келловей до нижеволжского яруса) (снизу вверх)<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> В этом и последующих разрезах юрских отложений Западного Приохотья фауна приводится согласно последним данным Г. Т. Пчелинцевой. *Прим. ред.*



1. Среднезернистые серые песчаники с тонкими прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников. В нижней части толщи обнаружен аммонит <i>Phylloceras (Partschiceras) cf. viator</i> Or b. вместе с <i>Tancredia</i> sp. В средней части толщи найдены <i>Modiola (?) bolodekensis</i> Vor., <i>Bureiamya</i> sp. indet., <i>Tancredia</i> ex gr. <i>donaciformis</i> Лус., . . . . .	850 м
2. Среднезернистые светло-серые песчаники с прослоями темно-серых среднезернистых песчаников с шаровой отдельностью. В нижней части толщи обнаружен неопределимый отпечаток аммонита и пелециподы: <i>Protocardium</i> sp. indet., <i>Entolium</i> sp. nov. <i>Bureiamya</i> aff. <i>cardissoidiformis</i> Vor., <i>B.</i> ex gr. <i>suborientalis</i> Vor., <i>Modiola (?) cf. bolodekensis</i> Vor. . . . .	750 "
3. Конгломерат с цементом из грубозернистого полимиктового песчаника	50 "
4. Чередующиеся слои крупнозернистых (мощностью 30—40 см) и мелкозернистых (10—15 см) песчаников . . . . .	540 "
5. Среднезернистые серые песчаники с редкими маломощными (до 15 см) прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников со скорлуповатой отдельностью, с растительными остатками . . . . .	530 "
6. Грубозернистые песчаники с мелкой галькой кварца и темных глинистых сланцев, с растительными остатками . . . . .	340 "
7. Конгломераты с цементом, состоящим из полимиктового песчаника . . . . .	120 "
8. Тонкозернистый песчаник желтоватого цвета . . . . .	480 "
9. Конгломерат с песчаным цементом . . . . .	180 "
10. Средне- и крупнозернистые серые полимиктовые песчаники, иногда с мелкой галькой темных алевролитов . . . . .	240 "
11. Среднезернистые зеленовато-серые песчаники с прослоями тонкозернистых песчаников со скорлуповатой отдельностью. В нижней части толщи найдены <i>Pseudomonotis semiradiata</i> (Fischer), <i>Astarte</i> sp. indet. <i>Protocardium cf. concinnum</i> (Buch.), <i>Anauella pallasii</i> (Keys.), <i>A. mosquensis</i> (Buch.) . . . . .	980 "
12. Чередующиеся среднезернистые кварцево-полевошпатовые и мелкозернистые тонкополосчатые песчаники серого цвета, содержащие неопределимые растительные остатки . . . . .	680 "
13. Среднезернистые серые песчаники с редкими прослоями тонкозернистых зеленоватых песчаников, содержащих в средней части толщи обильную фауну: <i>Aucella</i> ex gr. <i>mosquensis</i> , <i>Nucula</i> sp., <i>Tancredia</i> sp. и обломки ростров белемнитов из рода <i>Pachyteuthis</i> и <i>Cylindroteuthis</i> sp. В верхней части в среднезернистых серых песчаниках собрана фауна <i>Cylindroteuthis</i> sp. indet., <i>Pachyteuthis</i> sp. indet., <i>Anauella pallasii</i> (Keys.), <i>Tancredia</i> sp. indet. . . . .	780 "
14. Среднезернистые серые и мелкозернистые зеленоватые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся друг с другом. Фауна <i>Anauella cf. mosquensis</i> (Buch.), <i>Dentalium</i> sp. indet. Падение на СЗ 322°, под углом 35° . . . . .	750 "
15. Серые среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с тонкозернистыми зеленоватыми песчаниками с мелкой скорлуповатой отдельностью. Фауна: <i>Modiola urmiensis</i> Psel., <i>Astarte</i> aff. <i>modiolaevis</i> Бу в., <i>Pseudomonotis</i> indet., <i>Oxytoma</i> aff. <i>expansa</i> (Phill O. ex gr. <i>inaequivalve</i> Sow., <i>Anauella mosquensis</i> (Buch.) и др. . . . .	400 "
16. Мелкозернистые слоистые песчаники, переслаивающиеся с тонкозернистыми песчаниками со скорлуповатой отдельностью. Прослой известковистых среднезернистых серых песчаников с <i>Pecten</i> sp. и обломками ростров белемнитов. Ракушняк из остатков раковин <i>Astarte</i> sp. indet. Азимут падения СЗ 312°, угол 20° . . . . .	950 "
Общая мощность юрских отложений . . . . .	8620 м

В 1953 г. разрез верхнеюрских отложений по р. Урми был описан И. К. Никифоровой. По ее данным, мощность их составляет 7750 м. И. К. Никифорова отмечает по всему разрезу примесь вулканогенного материала — обломков порфиринов, фельзитов и вулканического стекла.

### Торомо-Тонумский район

В западной части Торомской синклинали разрезы верхней юры были изучены автором в 1950 г.

В бассейне р. Тонума в верхней части разреза преобладают грубо-обломочные отложения с обильными растительными остатками. Этим они отличаются от приведенных выше разрезов по Шавли-Гербижанскому району, где вся колонка представлена морскими отложениями.

Литологически породы верхнего отдела юрской системы представлены конгломератами и песчаниками различной крупности зерна. Базальные горизонты залегают несогласно на более древних палеозойских

(главным образом девонских) толщах. Среди фауны здесь преобладают пластинчатожаберные. В нижней части колонки на первом месте находятся представители рода буреймия, а в верхней — широко представлены различные ауцеллиды. Местами ауцеллиды и совместно с ними жившие астартиды образуют массовые скопления — ракушняки. Из головоногих моллюсков по всему разрезу распространены белемниты и изредка встречаются аммониты. В среднем течении р. Эльги среди черных глинистых сланцев встречается большое количество остатков аммонитов из рода *Ochetoceras* Haug.

Для характеристики юрских отложений западной части Торомо-Тонумского района (рис. 15) приведем разрез, проходящий по р. Иру в северо-северо-западном—юго-юго-восточном направлении и заканчивающийся на водоразделе между р. Ирам и небольшими ключами, впадающими в р. Тонум. По р. Иру отложения приурочены к его левому берегу и представляют собой выходящие у уреза воды скалы высотой до 1,5—2 м или косонаклоненные плиты, уходящие под воду. Скалистые обнажения чередуются с задернованными склонами сопок, иногда покрытыми мелко-глыбовой осыпью.

Сводя материалы, полученные по отдельным выходам, нами составлена следующая колонка (снизу вверх):

1. Среднезернистые желтовато-серые песчаники, падающие на ЮВ 120—125° под углом 7—9°, залегающие на крутопадающих кремнистых песчаниках верхнего девона. В песчаниках обнаружена фауна пелеципод <i>Tancredia</i> ex gr. <i>donaciformis</i> и остатки белемнитов <i>Cylindroteuthis</i> ex gr. <i>obelisca</i> . . . . .	30 м
2. Среднезернистые песчаники с остатками <i>Bureiamya</i> aff. <i>aleutica</i> (Eichw.), <i>B.</i> aff. <i>zyriankaensis</i> Vog., <i>Bureiamya</i> sp. indet. . . . .	80 .
3. Черные известковые песчаники с остатками <i>Bureiamya</i> sp. nov. <i>Bureiamya</i> cf. <i>zyriankaensis</i> Vog., <i>Goniomya</i> sp. nov. и обломками белемнитов . . . . .	15 .
4. Черные среднезернистые и мелкозернистые песчаники с неопределимыми растительными остатками и фауной <i>Bureiamya irensis</i> Psel., <i>B.</i> aff. <i>aedilis</i> (Eichw.), <i>Bureiamya</i> sp. indet., <i>Modiola</i> sp. indet. . . . .	255 .
5. Конгломераты, состоящие из хорошо окатанных галек кремнистых сланцев и песчаников размером от 3 до 5 см . . . . .	75 .
6. Черные мелкозернистые известковые песчаники с неопределимыми остатками пелеципод . . . . .	60 .
7. Темно-серые и желтовато-серые мелкозернистые песчаники . . . . .	340 .
8. Черные среднезернистые и мелкозернистые песчаники с линзами ракушняка, состоящих из <i>Aucella</i> ex gr. <i>mosquensis</i> . Редкие остатки <i>Camptonectes</i> sp. nov., <i>Anaucella</i> ex gr. <i>pallasi</i> , <i>Terebratula</i> sp. и обломки белемнитов . . . . .	325 .
9. Черные тонкозернистые песчаники с остатками пелеципод и белемнитов . . . . .	120 .
10. Черные тонкозернистые песчаники с прослоями мощностью 0,15—0,20 м серых среднезернистых песчаников с остатками ауцелл . . . . .	470 .
11. Серые плотные среднезернистые песчаники . . . . .	75 .
12. Темно-серые и черные тонкослоистые песчаники с линзами конгломератов, состоящих из округлой гальки черных глинистых сланцев . . . . .	450 .
13. Среднезернистые и крупнозернистые серые песчаники с редкой галькой размером до 3—5 см черных тонкозернистых песчаников и белых кварцитовидных пород . . . . .	420 .
14. Черные тонколитчатые глинистые сланцы с плитками толщиной 6—7 мм . . . . .	35 .
15. Светло-серые аркозовые крупнозернистые песчаники с мощными пачками конгломератов, состоящих из плоской и шаровидной гальки размером от 2 до 7 см. По составу галька принадлежит серым песчаникам, черным глинистым сланцам, белым кварцитам и редко светло-серым известнякам . . . . .	35 .
16. Черные песчано-глинистые сланцы, раскалывающиеся на плитки толщиной 1—1,5 см . . . . .	140 .
17. Серые мелкозернистые песчаники с прослоями мощностью до 22—25 см черных глинистых сланцев с остатками флоры: <i>Hausmania</i> sp., <i>Equisetites</i> sp., <i>Pseudoctenis</i> sp. . . . .	150 .
18. Серые среднезернистые и крупнозернистые песчаники . . . . .	220 .
Общая мощность разреза . . . . .	3540 .

Далее на северо-восток, в верхнем течении р. Торомы верхнеюрские отложения были изучены В. А. Ярмолюком, И. А. Шувальским и И. И. Волчком в 1949 г.

р. Урми

р. Герби́кан

р. Зьльга

реки Ир, Тонум

р. Торо́м

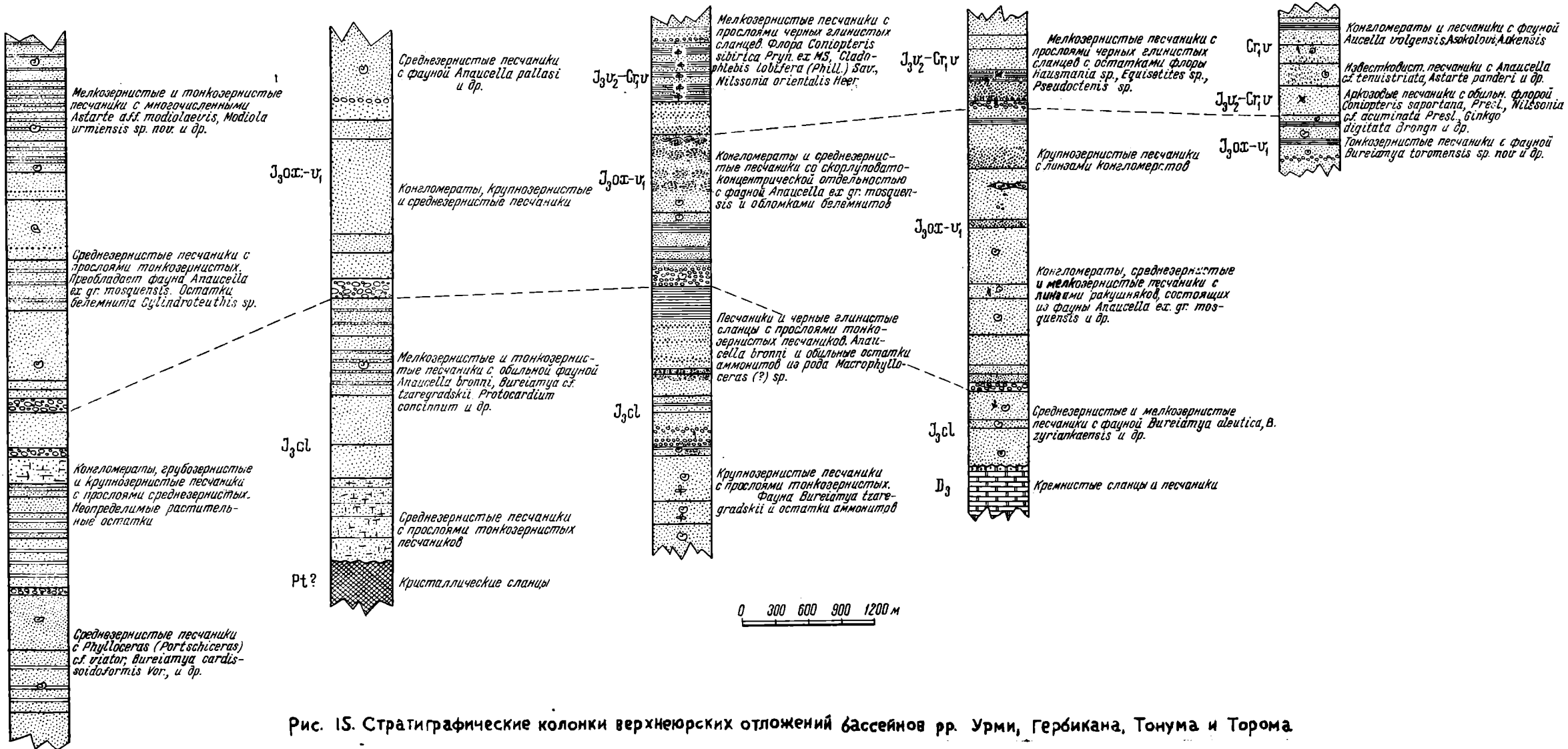


Рис. 15. Стратиграфические колонки верхнеюрских отложений бассейнов рр. Урми, Герби́кана, Тонума и Торома

В. А. Ярмолюк верхнеюрские (и отчасти нижнемеловые) отложения расчленяет на четыре толщи (снизу вверх):

- |  |           |
|--|-----------|
| 1. Толща полимиктовых песчаников с прослоями песчано-глинистых сланцев. По р. Сохатиной в основании толщи наблюдается мелкогалечниковый конгломерат. Фауна: <i>Burciamya toromensis</i> sp. nov., <i>Camptonectes</i> aff. <i>viridunensis</i> Бу в., <i>Entolium</i> sp. и др. (определения Г. Т. Челеницовой) . . . . .  | 400 м     |
| 2. Толща аркозовых и кварцевых песчаников с флорой: <i>Eboracia lobifolia</i> (Phill.) Thomas, <i>Coniopteris saportana</i> Presl, <i>Pterophyllum lyellianum</i> Dunker, <i>P. cf. aequale</i> (Brongn.) Nath., <i>Nitsonia</i> cf. <i>acuminata</i> Presl, <i>Podozamites lanceolatus</i> L. et H., <i>Ginkgo</i> cf. <i>digitata</i> Brongn., <i>G. sibirica</i> Heer., <i>Phoenicopsis angustifolia</i> Heer., <i>Phytophyllum Nordenskiöldii</i> (Heer) Nath. и др. . . . . | 200—250 „ |
| 3. Толща известковистых песчаников, охарактеризованная богатой фауной: <i>Anaucella tenuistriata</i> (Lah.), <i>A. pallasi</i> (Keys.), <i>Camptonectes</i> cf. <i>cinctus</i> Sow., <i>Astarte</i> aff. <i>panderi</i> Roll., <i>Limea borealis</i> sp. nov. и др. . . . .  | 150—200 „ |
| 4. Толща песчаников и конгломератов с фауной ауцеля валанжина (будет рассмотрена ниже) . . . . .   |           |

Стратиграфическая колонка, предложенная В. А. Ярмолюком, была в 1951 г. подтверждена И. К. Никифоровой. Ею особенно подчеркивается мелководность отложений, доказывающаяся слабой окатанностью и плохой отсортированностью обломков в песчаниках и косой слоистостью. В конгломератах отмечается обилие туфогенного материала.

### Тугуро-Биранджинский район

К востоку от р. Торомы, в бассейне р. Ала с притоками Сонелом и Уйканкитом и вдоль морского побережья широко распространены верхнеюрские отложения, изученные автором в 1949 г. При общем северо-восточном простирании складчатой структуры, море, на широтном отрезке от устья р. Биранджи до мыса Большой Дуганджа и на меридиональном — от мыса Большой Дуганджа до устья р. Себаша, вскрыло различные части разреза юрских отложений (рис. 16).

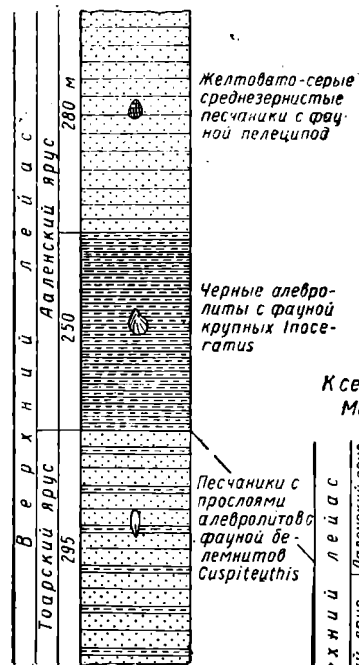
**Нижняя юра.** Над верхнетриасовыми отложениями, отделяясь от них прослоем (одним или несколькими) конгломератов, вдоль побережья Тугурского залива от мыса Боринджа (Никта) до бухты Мамга выходят отложения верхнего лейаса, содержащие местами обильные, но большей частью плохо сохранившиеся остатки фауны.

Разрез отложений лейаса, выходы которых расположены между устьями рр. Мамги и Себаша, следующий (сверху вниз):

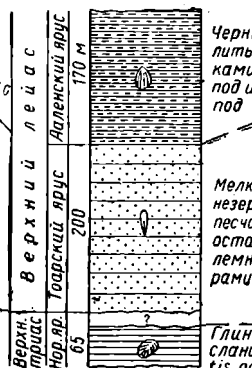
- |   |              |
|---|--------------|
| 1. Черные алевролиты с тонкими (2—3 см) прослоями фиолетово-серых тонкозернистых песчаников . . . . .   | 7,5 м        |
| 2. Зеленоватые туфы порфиритов со скорлуповатой отдельностью . . . . .  | 2,3 „        |
| 3. Черные и пепельно-серые алевролиты с тонкими прослоями песчаников. Фауна: <i>Pseudolioceras</i> sp., <i>Inoceramus</i> sp. indet., <i>I. cf. ambiguus</i> Eichw., <i>Anaucella minima</i> Psel., <i>A. subbronni</i> Psel., <i>Rhynchonella</i> sp. . . . .  | 18 „         |
| 4. Переслаивающиеся (через 2—3 мм) алевролиты и серые тонкозернистые песчаники . . . . .  | 124 „        |
| 5. Пепельно-серые „узорчатые“ тонкозернистые песчаники с мелкими аммонитами <i>Pseudolioceras</i> sp., <i>Anaucella</i> ex gr. <i>bronni</i> (Lah.), <i>Anaucella minima</i> Psel., <i>Anaucella subbronni</i> Psel., <i>Anaucella</i> sp. indet., <i>Anaucella</i> (?) sp. indet., <i>Inoceramus anilis</i> , Psel., <i>Rhynchonella</i> sp. . . . . | 55 „<br>60 „ |
| 6. Серые тонкозернистые песчаники . . . . .   | 0,35 „       |
| 7. Силл порфирита . . . . .   |              |
| 8. Алевролиты с линзовидными включениями мелкогалечного конгломерата . . . . .  | 2 „          |
| 9. Серые среднезернистые туфопесчаники . . . . .  | 22 „         |
| 10. Черные среднезернистые песчаники с редкой галькой (размером до 3 см) кремнистых пород и прослоем (6 см) мелкогалечного конгломерата . . . . .   | 173 „        |
| Общая мощность нижней юры . . . . .   | 464 „        |

На мысе Боринджа (Никта) морем вскрыты высокие живописные обрывы.

## В районе мыса Никте



## К северу от мыса Миддендорфа



## В южной части бухты Мамга



## В районе мыса Чокоричга

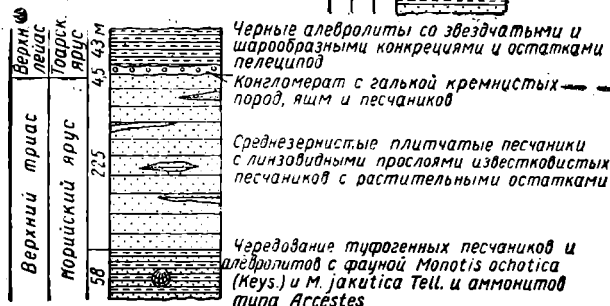


Рис. 16. Стратиграфические колонки верхнетриасовых и верхнеяасовых отложений западного побережья Тугурского залива

Здесь прослеживаются три толщи (сверху вниз):

1. Желтовато-серые среднезернистые песчаники с фауной крупных пелеципод . . . . . 280 м
2. Черные алевролиты с остатками иноцерамов (размером до 5—7 см) . . . . . 250 „
3. Голубовато-серые тонкозернистые песчаники с прослоями алевролитов и фауной белеминтов *Cuspiteuthis* sp., *Camptonectes* sp. 2 . . . . . свыше 300 „

Мощность лейаса по различным разрезам в Торомо-Биранджинском районе колеблется в пределах 300—500 м.

**Средняя юра.** Еще в 1898 г. К. И. Богданович собрал в устье Биранджи в песчаниках «...окаменелости, указывающие, по определению проф. К. Динера, на среднеюрский возраст этой толщи». Из коллекции Богдановича Динер определил: *Oxytoma munsteri* Bronn., *Pseudomonotis* cf. *echinata* Smith., *P.* aff. *substriata* Münster., *Camptonectes* cf. *obscurus* (Sow.), *Terebratula* aff. *intermedia* Zittel. *T.* aff. *ventricosa* Hartm.

Фауна, собранная нами из обнажения в устье р. Биранджи, была в 1949 г. просмотрена Г. Т. Пчелинцевой. В предварительный список фауны, составленный ею, входили формы, нахождение которых не противоречило батскому возрасту соответствующих отложений. После тщательного изучения коллекции, Г. Т. Пчелинцева в 1953 г. пришла к выводу об отсутствии фауны средней юры среди наших сборов.

Обнажения в устье р. Биранджи, где в свое время собирали фауну Н. Г. Меглицкий и К. И. Богданович, начинаются в 600 м выше от места ее впадения в море. Здесь, вдоль правого берега, у подножия пологой сопки, поросшей ельником, выходят (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые среднезернистые плотные песчаники (палеозойские?) . . . . . ?
2. Конгломерат с хорошо окатанной галькой светлых гранитов, кварцитов и роговиков размером 2—5 см. В цементе—обломки многочисленных крупных пелеципод из семейства Pectenidae . . . . . ?
3. Среднезернистые светло-серые аркозовые песчаники с брахиоподами *Coenothyris* (?) *verae* Vog. Реже встречаются остатки *Limea* sp., *Camptonectes* sp., *Pecten* sp. indet., *Plagiostoma* sp. indet., *Tancredia* sp. indet. и *Pseudomonotis* sp. indet. . . . . 0,7 м
4. Полосатые песчаники с прослоями алевролитов . . . . . 6 „
5. Желтовато-серые толстоплитчатые песчаники с тонкими (до 3 см) прослоями алевролитов . . . . . свыше 50 „

Брахиоподы *Coenothyris* (?) *verae* Vog. (определение И. И. Тучкова) характерны для отложений батского и келловейского ярусов Верхнеколымского района.

У самого устья р. Биранджи, в месте поворота берега на восток, среди конгломератов наблюдался sill темно-бурых базальтов, близких к тешенитам мощностью 0,7 м, прослеживающийся по простиранию на 130 м.

В песчаниках и алевролитах, слагающих многочисленные мысы к востоку от устья р. Биранджи, была найдена фауна пелеципод ааленского и келловейского возраста.

Общая мощность юрских отложений (главным образом, по-видимому, батского яруса) не превышает 250—300 м.

**Верхняя юра.** Верхнеюрские отложения занимают значительную площадь вдоль северных предгорий Альского хребта, между рр. Уйканкитом и Сонелом и р. Сонелом и берегом моря. Пологое, местами почти гори-

зонтальное (рис. 17) залегание верхнеюрских отложений и хорошие разрезы их в береговых обрывах к западу от устья р. Уйкона и на полуострове, оканчивающемся мысом Малый Дуганджа, позволили познакомиться с ними детально. Верхняя юра ложится трансгрессивно на все более древние породы.

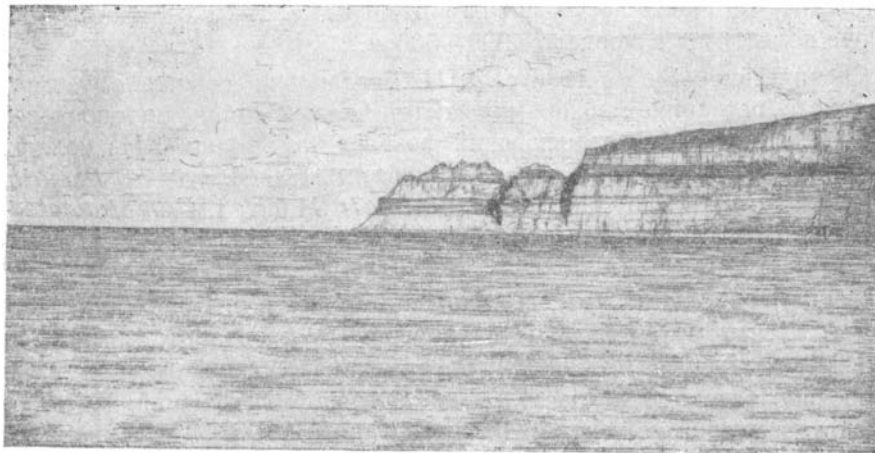


Рис. 17. Мыс Малый Дуганджа. Рис. О. А. Андреева

На рис. 18 изображена стратиграфическая колонка оксфорд-кимериджских отложений в юго-западной части п-ова Малый Дуганджа. Здесь, в нижней части разреза, выходит пачка черных алевролитов с остатками ауцеллид. Выше следуют среднезернистые песчаники с обломками белемнитов *Cylindroteuthis* cf. *puzosi* (O r b.). Еще выше развиты песчаники с прослоями алевролитов, содержащих остатки *Anaucella* cf. *bronni* (L a h.).

В береговых обнажениях к востоку от устья р. Уйкочена, находящихся стратиграфически выше среднеюрских (батских) отложений, разрез, так же как и на п-ове Малый Дуганджа, начинается с черных алевролитов с прослоями известковистых конгломератов. В них найдены обломки крупных (свыше 13 см) белемнитов *Cylindroteuthis* cf. *magnifica*, а также пластинчатожаберные *Anaucella* ex gr. *bronni* (L a h.), *Limea* sp. и *Plicatula* sp.

Выше по разрезу в алевролитах обнаружены остатки головоногих (белемнитов и аммонитов), пластинчатожаберных и брюхоногих. Отсюда удалось определить: *Cylindroteuthis* cf. *porrecta* (P h l), *Anaucella* cf. *bronni* (L a h.), *A. tenuistriata* (L a h.), *Anaucella* sp. indet., *Camptonectes* cf. *lens* S o w. и *Limea* sp., а также обломок кимериджского аммонита из рода *Aulacostephanus*.

Фауну морских пластинчатожаберных, собранную в многочисленных обнажениях, мы дадим общим списком, так как Г. Т. Пчелинцева указывает, что эта фауна лишь подтверждает принадлежность данных отложений к юре. Вот этот список: *Camptonectes* ex gr. *lens* S o w., *Astariella* aff. *panderi* R o u i l l, *Limea* sp. indet., *Pseudomonotis* sp. indet. и *Oxytoma* ex gr. *inaequivalve* S o v.

Общая мощность верхнеюрских отложений Торомо-Биранджинского района находится в пределах 270—300 м.

## Ульбанский район

На Тугурском п-ове и в районе, расположенном к югу от Ульбанского залива (хребет Омальский и отчасти хребет Магу), на значительной площади распространены однообразные (в пределах крупных частей колонки) песчано-глинистые отложения, не охарактеризованные фауной или флорой. Разрез этой довольно мощной (до 350 м) толщи терригенных образований близок к изученному автором разрезу юрских отложений Нижнего Приамурья.

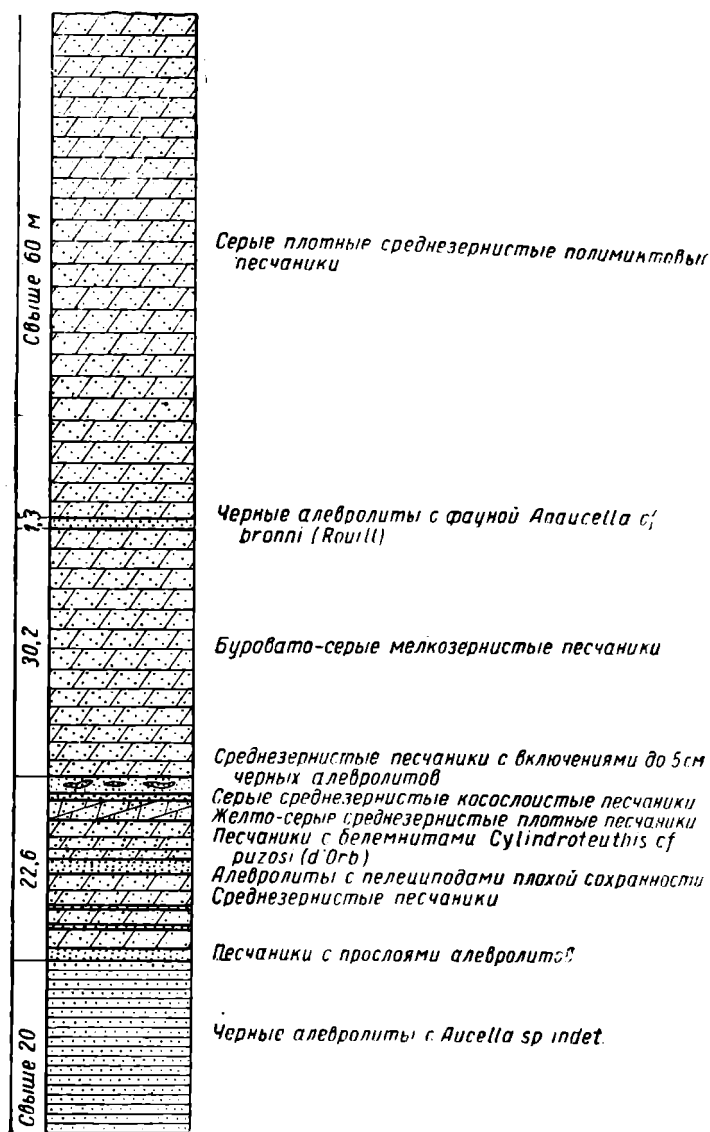


Рис. 18. Стратиграфический разрез оксфорд-кимериджских отложений в юго-западной части п-ова Малый Дуганджа

На Тугурском полуострове описываемые отложения, объединенные под названием ульбанской свиты, выходят в береговых обрывах к юго-востоку от мыса Носорог, к северу от мыса Ингакан и на западном побережье Ульбанского залива. Ульбанская свита разделена нами на три подсвиты:



1. Нижняя — песчаники с прослоями конгломератов и глинистых сланцев. Иногда (к западу от мыса Укуруну) песчаники содержат пакки глинистых сланцев мощностью до 120 м . . . . .	450 м
2. Средняя — чередующиеся серые среднезернистые песчаники и черные тонкозернистые песчаники с неопределимыми растительными остатками . . . . .	320—550 .
3. Верхняя — среднезернистые и мелкозернистые песчаники с прослоями или вытянутыми линзами черных глинистых сланцев . . . . .	450 .
Общая мощность ульбанской свиты . . . . .	1220—1450 .

Стратиграфические колонки ульбанской свиты по береговым разрезам представлены на рис. 19.

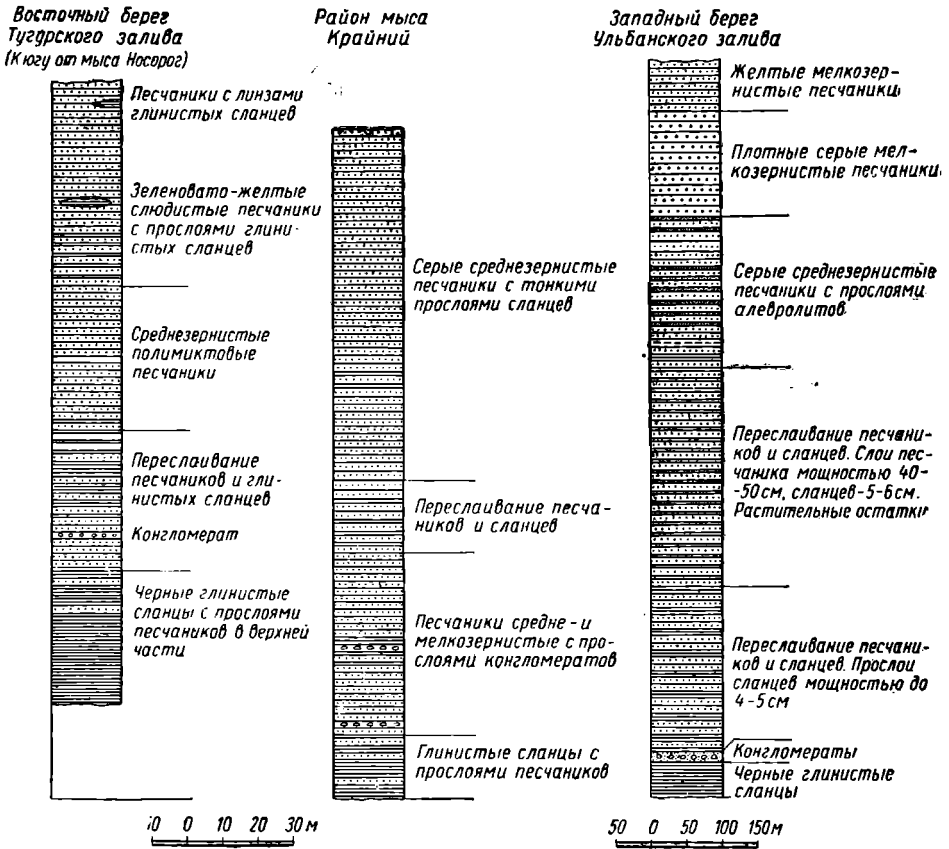


Рис. 19. Стратиграфические колонки ульбанской свиты (по береговым разрезам)

Конгломераты нижней подсвиты состоят из удлиненной гальки, ориентированной в одном направлении, размером от 2 до 5—7 см, принадлежащей к алевролитам, кварцитам и карбонатным породам. Среди песчаников преобладают полимиктовые с размером зерен 0,2—0,4 мм. Зерна состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, алевролита и эффузивных пород с плохо различимыми микролитами плагиоклаза. Подчиненное положение среди песчаников занимают кварцево-полевошпатовые песчаники с серицитово-пелитовым цементом.

В табл. 9 дано сопоставление разрезов юрских отложений Торомо-Тугурского, Ульбанского районов и района Тугурского п-ова.

Из этой таблицы можно сделать несколько выводов:

1. Разрезы юрских отложений Тугурского п-ова и Ульбанского района близки между собой по литологическому составу, фациям и мощно-

## Сопоставление юрских отложений Западного Приохотья

Отделы	Торомо-Тугурский район (по Л. И. Красному и Г. С. Гапешину, 1948 г.)	Тугурский полуостров (по Л. И. Красному, 1948 г.)	Ульбанский район (по Д. А. Кирикову, 1952 г.)
Средний и верхний	Песчаники и алевролиты (келловей—нижеволжский ярусы); 270 м Песчаники и алевролиты; в нижней части—прослой конгломератов (батский ? ярус); 300 м	Ульбанская свита Среднезернистые полимиктовые песчаники с пачками алевролитов, в нижней части—прослой конгломератов; 1400 м	Нюрюмкапская свита Песчаники полимиктовые с включением обломочков алевролитов; внизу гравелиты, линзы конгломератов и осадочные брекчии; 1500 м

## Р а з м ы в

Нижний	Мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями алевролитов, в нижней части—прослой конгломератов (тоарский и ааленский ярусы); 570 м	—	Усолгинская свита Алевролиты с редкими прослоями песчаников; 1000 м Итканская свита Среднезернистые песчаники с редкими прослоями глинистых и кремнистых сланцев; 1000 м
--------	--	---	---

стям. Кроме того, во всех этих разрезах весьма редко встречается фауна.

2. Разрез Торомо-Тугурского района характеризуется иными особенностями. Мощность юрских отложений здесь в 3—4 раза меньше, чем в Ульбанском и смежных с ним районах. Все части колонки содержат обильную фауну (пластинчатожаберных и иногда головоногих).

3. Между нижней и средней (?) юрой во всех районах Западного Приохотья и Нижнего Приамурья наблюдается размыв и угловое несогласие. Возможно, что часть средней юры выпадает из разреза. Не исключено также, что верхние горизонты средней юры были размывы отчетливо проявившейся верхнеюрской трансгрессией.

## Общий обзор фауны и возраст толщ

Наиболее древними представителями юрской фауны являются иноцерамы и митилоиды из обнажений по р. Малому Суникану и иноцерамы, аммониты, белемниты и анауцеллы из разрезов западного побережья Тугурского залива к северу от бухты Мамга. Иноцерамы принадлежат к видам, характерным для аалена Северо-Восточной Сибири и Приморского края. Это — *Inoceramus ambiguus* Eichw., *I. cf. lucifer* Eichw., *I. kolymensis* Belaevski, *Inoceramus subambiguus* Psel., *Inoceramus subdepressus* sp. nov. (определения Н. А. Беляевского и Г. Т. Пчелинцевой). Митилоиды также имеют важное руководящее значение, так как не выходят за пределы верхнего лейаса Сибири. Многочисленные мелкие аммониты *Pseudolioceras* sp., известные из тоарского и нижней части ааленского ярусов Западной Европы, Кавказа, Забайкалья, Дальнего Востока (Бурейнский бассейн) и Северо-Востока СССР, по Г. Я. Крымгольцу, ближе приходятся к тоарским, а не к ааленским представителям этого рода. Нижнеааленский возраст песчано-сланцевых отложений западного побережья Тугурского залива подтвержден Е. Г. Сидельниковой, нашедшей аммонит *Lioceras* aff. *concautum* Busk и P (определение Н. А. Беляевского).

Белемнит *Cuspit euthis* Abel, найденный в районе мыса Никта, имеет небольшое вертикальное распространение от верхов среднего лейаса до аалена включительно. Таким образом, мы имеем достаточно надежное определение верхнего лейаса в пределах тоарского и ааленского ярусов. Несмотря на то что по последним схемам тоаром заканчивается нижняя юра, а ааленом начинается средняя, представляется более обоснованным придерживаться прежних схем, так как условия залегания тоарских и ааленских слоев у нас совершенно одинаковы, и они отделены несогласиями от более древних верхнетриасовых и более молодых батских (?) отложений.

Г. Т. Пчелинцева также считает, что по фауне пластинчатожаберных из нашей коллекции не представляется возможным разграничить ааленский и тоарский ярусы и что более удобно оставить ааленский ярус в пределах нижней юры. Точно такое же заключение сделал и И. И. Тучков (1948 г.): «...с нашей точки зрения на Северо-Востоке ааленским ярусом нужно было бы кончать нижнюю юру, а не начинать среднюю».

Особо следует остановиться на новом роде *Anaucella* выделенном впервые Г. Т. Пчелинцевой в 1953 г. на собранном автором материале. Как известно, до настоящего времени представители рода *Aucella* считались руководящими окаменелостями для отложений верхней юры и нижнего мела. Однако в нашей коллекции был обнаружен отпечаток одной из створок раковины *Aucella* совместно с отпечатками тоарских или ааленских аммонитов из рода *Pseudolioceras*. Заинтересовавшись этим материалом Г. Т. Пчелинцева выяснила следующее.

Н. С. Воронец в 1937 г. описала из верхнетриасовых отложений Южно-Уссурийского края форму *Lima ussuriensis*. Позднее И. И. Тучков обнаружил в нижнем лейасе Охотско-Колымского края сходную форму, отнесенную им (по наличию у правой створки биссусного ушка) к *Pseudomonotis limaetormis* sp. nov. Далее Л. Д. Кипарисовой было установлено, что и у *Lima ussurinsis* Vog. правые створки имеют биссусные ушки, так что и эта форма является представителем рода *Pseudomonotis*.

Г. Т. Пчелинцева, изучая собранных нами ауцелл, нашла их сходными с вышеупомянутыми видами *Pseudomonotis*. В результате наметился важный вывод, что все эти формы принадлежат к новому роду, близкому *Aucella*. Сохраняя еще некоторые общие признаки с родом *Pseudomonotis*, широко распространенным в триасе, устанавливаемый новый род *Anaucella* связывает в один филогенетический ряд род *Pseudomonotis* с родом *Aucella*. Г. Т. Пчелинцева описала два новых ааленских вида, относящихся к роду *Anaucella*: *Anaucella minima* и *Anaucella subbrogni*.

О фауне верхней юры Западного Приохотья в настоящее время можно говорить только в общих чертах. Как мы могли видеть выше, значительная часть верхнеюрской фауны приходится на долю ауцеллид, изучение которых полностью не закончено.

Списки фауны пластинчатожаберных по правобережью р. Уды (сборы Д. С. Несвита, определения Н. А. Беляевского) и по р. Урми (сборы П. С. Бернштейна, определения Н. С. Воронец) содержат характерных представителей верхней юры Западного Приохотья, таких как *Bureia-tua* и *Aucella*.

Для полноты обзора приведем списки фауны из упомянутых выше коллекций, собранных, по-видимому, из одних и тех же разрезов по р. Урми и ключу Баладеку (распределение фауны по возрасту приведено в соответствии с данными авторов).

Кимеридж—верхневолжский ярус

*Aucella pallasii* Keys.  
*Aucella fischeri* Orb.  
*Aucella trigonalis* Lah.  
*Aucella gracialis* Pavl.  
*Aucella lindstroemi* Sok.  
*Aucella paradoxa* Sok.  
*Aucella* cf. *bronni* (Rouill).  
*Perna banchardi* Opp.  
*Gresslya concentrica* Ag.  
*Panopaea* sp. (cf. *juresii* Brong).  
*Pleuromya elongata* (Munst.) Ag.  
*Pleuromya ferruginea* Ag.  
*Lima doris* Lor.  
*Lucina* sp. (aff. *nusa* Lor.)  
*Bureliamya orientalis* Vor.  
*Bureliamya cardissoidoformis* Vor.

Оксфорд — кимеридж

*Plagiostoma* aff. *insterstinetum* Phill.  
*Modiola* sp.  
*Pseudomonotis lorioli* Roll.

*Aucella bronni* Lah.  
*Aucella gabbi* Pavl.  
*Aucella erringtoni* Galb. Meek  
*Oxytoma inaequivale* var. *borealis* Bor.

*Pseudomonotis subechinata* Lah.  
*Pseudomonotis* sp. nov.  
*Entolium* cf. *demissum* Phill.

*Oxytoma münsteri* Goldf.  
*Cardium* sp. indet.  
*Natica* sp. indet.  
*Pseudomelanina* cf. *sublanceata* Orb.

*Pleuromya decurtata* Phill.  
*Pleuromya gibbosa* Sow.  
*Perna* sp. indet.  
*Modiola solenoides* Morr.  
*Entolium* aff. *demissum* Phill.  
*Pleuromya alduini* Ag.  
*Pleuromya ferruginea* Buv.  
*Pleuromya* cf. *uniformis* Lyc.  
*Perna* cf. *rugosa* Goldf.  
*Lima* sp. nov.  
*Morrisiceras morrisi* Opp.

Кимеридж

Оксфорд  
Келловей

Бат-келловей

Н. С. Воронец, положившая начало определению фауны пластинчатожаберных Дальнего Востока, могла сравнивать ее только с хорошо изученной фауной Западной Европы (например, с фауной *Great Oolite* Англии), тогда как другие лица, занимавшиеся изучением палеонтологических остатков из юрских отложений этого края (В. И. Бодылевский, Г. Я. Крымгольц, Н. А. Беляевский, И. И. Тучков, Т. Г. Пчелинцева), имели возможность сопоставлять их с описанными ранее коллекциями и вносить в свои определения нужные поправки. Поэтому сравнивая фауну Западного Приохотья и других районов Дальнего Востока (р. Буря, Охотско-Колымский край и др.) со списком фауны Н. С. Воронец, собранной в районе пос. Баладек, Г. Т. Пчелинцева отмечает, что этот список состоит из форм, имеющих распространение в отложениях батского и келловейского ярусов Западной Европы и по составу отличается от фауны, определенной из нашей, В. А. Ярмолюка и Д. С. Несвита коллекций.

Фауна верхней юры из описанных нами разрезов по рр. Урми, Герби-кану, Иру и Тонуму была обработана Г. Т. Пчелинцевой (пластинчатожаберные) и Г. Я. Крымгольцем (головоногие). Г. Т. Пчелинцева указывает, что наиболее низкое стратиграфическое положение занимают здесь отложения келловей — оксфорда, содержащие комплекс фауны, основными представителями которой являются буреймии, своеобразные модиолы и анауцеллы с хорошо выраженной радиальной и концентрической скульптурой. Стратиграфически выше (оксфорд — нижневолжский ярусы) отложения характеризуются фауной, состоящей в основном из астарта и ауцелл.

Последние относятся преимущественно к виду *Aucella* ex gr. *mosquensis* Vish., имеющему распространение в верхней юре и главным образом в оксфордском и нижневолжском ярусах. Определение фауны головоногих в целом подтверждает выводы, полученные на основании изучения пластинчатожаберных. Однако присутствие в толще аммонитов, при-

надлежащих к малоохарактеризованным и бедным видами родам, к тому же, новым видам или родам, затрудняет их использование для определения возраста пород. В разрезе по левому берегу р. Урми мы могли видеть, что наиболее низкое стратиграфическое положение занимают слои песчаника сопечатками аммонитов *Phylloceras (Partschiceras) cf. viator* Ogb., сопоставляемых Г. Я. Крымгольцем с видом, известным из батских и келловейских отложений. Из этого же обнажения описана форма *Bureiamya cardissoidiformis* Vog., встречающаяся в келловей-оксфордских отложениях. В черных глинистых сланцах (обнажения по р. Эльге), имеющих многочисленные отпечатки форм *Anaucella* ex gr. *bronni* Rouill (Lah.), известных из оксфордского и кимериджского ярусов, обнаружены два плохо сохранившихся ребристых аммонита из рода *Partschiceras* Fusini или *Macrophylloceras* Spath. и значительное число обломков и отпечатков аммонитов одного и того же вида. Имеющиеся признаки указывают, по мнению Г. Я. Крымгольца, на принадлежность этих аммонитов к роду *Ochetoceras* Haug. из семейства *Orpelliidae*. Род этот распространен в оксфорде и кимеридже (главным образом в верхнем оксфорде и нижнем кимеридже). Данные формы наиболее сходны с *Ochetoceras* из группы *Canaliculatum* Buch. верхнего оксфорда.

Наиболее высокое стратиграфическое положение занимает обнажение р. Нальдынджи, где были обнаружены два довольно хорошо сохранившихся аммонита, принадлежащих семейству *Phylloceratidae*. Это — новые виды, относящиеся к одному из двух трудноразличимых и бедных видами родов — *Macrophylloceras* Spath. или *Phyllopachyceras* Spath. Первый известен из верхов верхней юры и неокома, а второй — из нижнего мела. Г. Я. Крымголец предлагает именовать эти формы как *Macrophylloceras* (?) sp. nov. indet. В работе Р. В. Имлея (R. W. Imlay, 1953, табл. 25, фиг. 16) изображен келловейский аммонит *Phylloceras (Macrophylloceras)*, описанный как голотип из формации чинитна п-ова Аляски, весьма сходный с аммонитом, найденным нами в обнажении р. Нальдынджи. Из того же обнажения были определены пластинчатожаберные: *Anaucella* ex gr. *mosquensis* (Buch.) и *Bureiamya* aff. *scaphaeformis* Vog.

### Сопоставления

Приведенные выше довольно подробные материалы по юрской фауне Западного Приохотья позволяют сделать некоторые сопоставления ее с фауной других районов Дальнего Востока. Выясняется, что фауна Западного Приохотья наиболее близка соответствующей фауне Охотско-Колымского края. В коллекциях форм из бассейна верхнего течения р. Колымы, определенных Н. С. Воронец, содержится фауна пластинчатожаберных, имеющая не только родственные, но и тождественные формы с верхнеюрской фауной Западного Приохотья.

Наиболее полные разрезы нижней, средней и отчасти верхней юры были получены за последние годы в северной части Охотского моря И. И. Тучковым. В разрезах, составленных этим исследователем по рр. Армани и Вилиге, не только фауна близка к нашей, но и литологические особенности, такие как наличие звездчатых и шарообразных конкреций, туфов и силлов в обоих районах, совпадают.

В области, расположенной между мезозойскими геосинклинальными прогибами Западного Приохотья и Верхоянско-Колымского края, юрские отложения (главным образом, лейасовые, включая ааленские) известны на так называемом Охотском склоне (Северное Приохотье).

И. И. Тучковым указывается, что в бассейне рр. Охоты, Гусинки, Кухтуя и Ульбеи имеются выходы слоистых песчаников и алевролитов с лейасовой фауной.

Ближайшим к Западному Приохотью районом, где юрские отложения также фаунистически удовлетворительно охарактеризованы, является Верхнебуреинский. В Буреинском бассейне отложения нижней, возможно, средней и отчасти верхней юры достигают большой мощности (около 5000 м).

Тоарские и ааленские отложения Западного Приохотья легко сопоставляются с соответствующими отложениями ниже- и верхнеумальтинских свит. Аммонитовая (исевдолиоцерасовая) и ипоцерасовая фауна обоих районов достаточно близка и указывает на общность лейасового бассейна в пределах этих районов. Верхнеюрская фауна пластинчатожаберных р. Буреи, по определению Н. С. Воронец, относится к оксфорд-кимериджу. Не имея тождественных форм среди фауны верхней юры Западного Приохотья, эта фауна (по заключению Г. Т. Пчелинцевой) несомненно ей родственна по своему составу. Так, в разрезах верхней юры Западного Приохотья обильно представлены (до девяти видов) буреимии — формы из рода, впервые выделенного Н. С. Воронец из семейства *Pholadomyidae* на основании изучения буреинских материалов.

Сравнение юры Западного Приохотья с юрой Южно-Уссурийского края осложняется из-за почти полного отсутствия монографических описаний юрской фауны Южного Приморья и Сихотэ-Алиня. Отложения лейаса Южно-Уссурийского края известны в районе с. Петровки, в бассейне рр. Супутинки, Излюбренной и Малой Сандагоу, в верхнем течении рр. Тетюхе и Имана (Н. А. Беляевский и др., 1955). Здесь в песчано-сланцевых породах была собрана фауна: *Ammonites germaali* O g b., *Acanthopleuroceras* (?) sp. indet., *Diademopsis* cf. *bucalis* A g. и др. Мощность лейаса колеблется от 800 до 2500 м.

Н. А. Беляевский и В. Д. Принада (1949) указывают, что впервые в конце 20-х годов текущего столетия В. И. Бодылевский доказал наличие здесь ааленских отложений с *Inoceramus retrorsus* K e u s. Вскоре на о-ве Аскольд было установлено присутствие среднеюрских (батских) отложений с фауной *Parkinsonia parkinsoni* и на побережье Уссурийского залива — верхнеюрских.

В более северных районах хребта Сихотэ-Алинь наличие ааленских и отчасти бат-байосских отложений доказано в немногих местах. Так, в Вяземском районе была обнаружена форма *Inoceramus formosulus* V o g. и пектены нижеааленского облика.

Верхнеюрские пластинчатожаберные Южно-Уссурийского края представлены ауцеллидами, сходными с ауцеллидами верхней юры Западного Приохотья. По определению Н. С. Воронец, они относятся к оксфорду, кимериджу, нижеволжскому и верхневолжскому ярусам верхней юры. Так, Н. С. Воронец в коллекции И. А. Ноздрева (из бухты Абрек) обнаружила следующие формы: *Trigonia lingonensis* D u m., *Aucella bronui* (R o u i l) L a h., *A. rugosa* P a v l., *A. pallasi* K e u s. и др.

В отдельных разобщенных обнажениях побережья Уссурийского залива Н. А. Беляевский и В. Д. Принада нашли в галантской свите келловейских (?) аммонитов и ааленских или батских (?) пелеципод. Им же в «ауцелловой свите» были собраны: *Aucella* aff. *andersoni* P a v l. и *Aucella* cf. *lahusen* P a v l., характеризующие наиболее высокие горизонты юры. Позднее (1958 г.) К. М. Худолеем были определены из этого же района титонские из рода *Viryatosphinctes*. В Нижнебикинском районе (по материалам К. М. Худолея), так же как и в Западном Приохотье, верхнеюрские отложения тесно связаны с нижнемеловыми.

Связь морских отложений Восточного Забайкалья и Верхнего Амура с отложениями более восточных районов (Буреинским и Западным Приохотьем) не вполне ясна. Еще по старым данным А. И. Хлопонина (В. А. Обручев, т. I, 1938), между р. Амуром и Сибирской железнодорожной магистралью (южнее ст. Невер) в кварцево-глинистых сланцах

была обнаружена фауна: *Pseudomonotis* cf. *echinata* S o w., *Gresslya* cf. *peregrina* P h i l l., *Vennulites* cf. *trigonolaris*, *Lucina striatula* (?) *L. crassa* M o r. et L y c., *Cyrena* aff. *Iunula* Y o k., *Nucula* sp., *Myacites* sp. и др.

В Восточном Забайкалье морская юра изучена более тщательно. Разрез, составленный в конце 20-х годов текущего столетия И. Е. Худяевым (1931 г.) был несколько уточнен другими исследователями.

В 1955 г. Т. О. Забокрицким и Т. М. Окуновой были сделаны новые сборы фауны морской юры Восточного Забайкалья. В частности, ими установлены нижнелейасовые отложения по р. Талангую с *Arietites* aff. *denantatum* В и k m a n.

Данные о морских юрских отложениях Восточного Забайкалья и Верхнего Амура указывают на общность бассейна в этих районах. Несмотря на весьма слабую изученность юры Верхнего Амура, устанавливается сходство фауны, собранной А. И. Хлапониним, с фауной, приведенной в списках И. Е. Худяева. Из форм, общих для этих районов, назовем *Monotis echinata* S o w., *Gresslya peregrina* P h i l l., *Lucina* sp., *Myacites* sp.

Значительно труднее сопоставить юрские отложения Забайкальско-Амурского района с разрезами юры более восточных районов Бурей и Западного Приохотья. Находки фауны в этих районах весьма немногочисленны и четких разрезов с привязанной к ним фауной почти нет.

Г. Я. Крымголец (1938) на основании личного ознакомления с фауной Востока СССР указывает на возможность сообщения между морскими бассейнами Забайкалья и района Бурей. К связи бассейна Забайкалья с Вилюйским бассейном он относится отрицательно. Несомненно, что разрешение вопроса о связи различных юрских морских бассейнов при нынешнем уровне знаний по стратиграфии и фауне Востока СССР затруднено. Наиболее вероятно, что ряд таких бассейнов, то соединяемых между собой, то вновь разобщаемых возникающими поднятиями, проходил от Восточного Забайкалья через бассейн верхнего течения р. Амура к Бурее и Западному Приохотью. Некоторые аммониты (например, из рода *Pseudolioceras*) и пластинчатожаберные (из рода *Modiola*) встречаются в двух или во всех трех названных районах.

Вероятность сообщения северного морского бассейна через Вилюй с Восточным Забайкальем весьма невелика, хотя полностью исключать возможную временную связь этих районов не следует. Интересно в этом отношении отметить, что такие тоарские формы, как *Dactylioceras athleticum* S i m p s o n и *Dactylioceras annulatum* S o w e r b y отмечены Г. Я. Крымгольцем как в районе р. Талангую (Восточное Забайкалье), так и в районе р. Тунги (левый приток Вилюя).

В результате изучения стратиграфии юры Западного Приохотья и краткого обзора юрских отложений некоторых других районов Дальнего Востока можно сделать следующие выводы.

1. Юрские отложения в Западном Приохотье согласно залегают на верхнем триасе (норийский ярус). Между двумя системами имеются только следы размыва (маломощные прослои конгломерата на западном побережье Тугурского залива). Такие же соотношения между верхним триасом и юрой устанавливаются в Северном Приохотье.

2. В Западном Приохотье трансгрессия юрского моря начинается с тоара. Тоарско-ааленские отложения в Западном и Северном Приохотье представляют единый комплекс осадков. Разделение отделов (нижнего и среднего) юрской системы по границе, проводимой между тоарским и ааленским ярусами (или нижним и верхним ааленом), по материалам Западного и Северного Приохотья представляется неправильным. Непрерывный разрез лейаса (и его верхней части — ааленского яруса) наблюдается в Бурейском бассейне и, возможно, в Южном Приморье.

3. Ясных следов среднеюрской трансгрессии в Западном Приохотье не обнаружено. Возможно к верхней части средней юры (бату, или баткелловею) относятся отложения, описанные в устье р. Биранджи и к востоку от нее — на побережье Охотского моря.

4. Верхнеюрские отложения, охарактеризованные многочисленной фауной (от келловея до нижневолжского яруса и в некоторых участках — до валанжина), несогласно залегают на различных горизонтах более древних пород. Это несогласие, по-видимому, имеет региональное значение, так как подобные следы размыва наблюдаются и в Нижнем Приамурье.

5. Обилие конгломератов и крупнозернистых песчаников со следами ползания червей и растительных остатков не оставляет сомнений в мелководном характере заливов верхнеюрского моря. Г. Т. Пчелинцева указывает, что обильная фауна пелеципод из собранной нами коллекции принадлежит донным формам мелководного бассейна с нормальной соленостью, но с затрудненным сообщением с открытым океаном. В восточной части Шевли-Галламского района среди отложений келловея и келловей—оксфорда довольно часто встречаются пачки глинистых сланцев и алевролитов с остатками аммонитов. По-видимому, заливы этой части района характеризовались сравнительно большей глубиной. Эти прогибы заполнялись терригенным материалом, сносимым с юга, где размыву подвергались породы протерозоя, кембрия и девона. Вулканическая деятельность в районе правобережья р. Уды и к востоку от него проявилась незначительно.

6. Мощность юрских отложений в северо-восточной части Торомской синклинали невелика и достигает 1400 м, увеличиваясь к юго-западу до 4000—6000 м. Такие же большие мощности отложений юры известны в Ульбанском районе и Нижнем Приамурье.

7. Устанавливаются отчетливые пространственные связи юрских отложений Западного Приохотья с юрскими отложениями Охотско-Колымского края и Буреинского бассейна. Менее ясно проявляется эта связь с отложениями юры Восточного Забайкалья и Верхнего Амура, а также Южного Приморья. Юрские отложения, развитые в Ульбанском районе Западного Приохотья, имеют прямое продолжение в Нижнем Приамурье.

Сопоставление разрезов морских мезозойских отложений по отдельным районам широкого распространения юрской системы дано в табл. 10.

### **3. Юрская и меловая системы нерасчлененные (вулканогенно-осадочная толща верхнего отдела юрской системы и нижнего отдела меловой системы)**

Удская впадина с севера и юга окаймлена выходами вулканогенных пород преимущественно основного состава (порфириты, диабазы, базальты, долериты), а также туфов и кластических образований (конгломераты, песчаники). Последние встречаются среди покровов эффузивов в виде прослоев небольшой мощности (к западу и северу от пос. Удского) или образуют мощные пачки (нижнее течение р. Неми, оз. Бокон). В пределах юго-восточного склона Прибрежного хребта, вдоль северного побережья Удской губы эта толща также имеет широкое развитие. На западе, выше пос. Удского она была впервые изучена В. И. Серпуховым в 1930 г. Несколько позднее эти образования были описаны П. С. Бернштейном (1936 г.), Н. К. Трифионовым и К. В. Антоновым (1937 г.), Ю. О. Фефеловым, В. А. Ярмолюком и Ю. Ф. Чемяковым и Л. И. Красным (1950, 1951 гг.).

По В. И. Серпухову, толща песчаников, конгломератов и сланцев с прослойками угля распространена в верхнем и среднем течении р. Уды.



Сопоставление разрезов морских мезозойских отложений по отдельным районам Дальнего Востока

Системы	Отделы	Сопоставление разрезов морских мезозойских отложений по отдельным районам Дальнего Востока			
		Бурейнский район (Г. Я. Крымгольц, Н. П. Херасков и др., 1939 г.)	Болодецкий район (П. С. Бернштейн, 1936 г., Д. С. Несвит, 1948 г.)	Торомо-Тугурский район (Л. И. Красный, 1949 г.)	Северо-Охотский район (р. Вилига) (И. И. Тучков, 1948 г.)
Юрская	Верхний	Эльгинская свита	Полимиктовые песчаники с <i>Pseudomonotis subechinata</i> , <i>Aucella bronni</i> , <i>A. fischeri</i> и др.; 1500—1600 м	Полимиктовые песчаники с <i>Aucella tenuistriata</i> ; свыше 80 м Песчаники и алевролиты с <i>Aucella bronni</i> и <i>Cylindroteuthis</i> cf. <i>porrecta</i> ; 190 м	Черные глинистые сланцы с <i>Aucella bronni</i> и др.; 600—800 м
	Средний	Глинистые песчаники и алевролиты с <i>Sphaeroceras</i> , <i>Modiola burei</i> и др.; 1800 м Эпиканская свита. Песчаники с прослоями алевролитов; 1100 м	Песчаники с <i>Morrisceras morrisi</i> , <i>Modiola solenoides</i> и др.; 500—600 м Темные глинистые сланцы; 800 м	Песчаники с конкрециями <i>Modiola bolodekensis</i> , <i>Mytiloides</i> ; 300 м	Полимиктовые песчаники с <i>Perna echinata</i> и др.; Слоистые алевролиты с <i>Tancredia</i> cf. <i>ibia</i> . Мелкозернистые песчаники и сланцы с <i>Eumorphotis lenaensis</i> ; <i>Inoceramus porrectus</i> ; 500 м
	Нижний	Верхнеумальтинская свита Песчаники и алевролиты с <i>Inoceramus ambiguus</i> , <i>Leioceras</i> cf. <i>brasili</i> и др.; 550 м Нижнеумальтинская свита Конгломераты и песчаники с <i>Amaltheus margaritatus</i> , <i>Pseudolloceras lythense</i> и др.; 600 м	Песчаники с <i>Inoceramus</i> aff. <i>formosulus</i> и др.; 250—300 м Песчаники с <i>Inoceramus kolyemensis</i> и <i>I. ambiguus</i> ; 300—330 м Свита „пятнистых“ песчаников; 800—900 м Конгломераты и аркозовые песчаники; 400—450 м	Песчаники и алевролиты с <i>Cuspidoteuthis</i> sp. и <i>Inoceramus ambiguus</i> ; 550 м Песчаники и глинистые сланцы с <i>Pseudolloceras</i> sp. и <i>Mytiloides</i> cf. <i>quenstedti</i> ; 320 м	Песчаные сланцы с <i>Inoceramus ambiguus</i> и др.; 700 м Глинистые сланцы с прослоями туфов с <i>Pseudolloceras lectum</i> , <i>Mytiloides quenstedti</i> и др.; 550 м Туфы палеотипных андезитов; 220—350 м Сланцы с прослоями песчаников с <i>Amaltheus margaritatus</i> <i>Harporceras</i> ( <i>Leioceras</i> ) <i>elegans</i> и др.; 500 м Глинистые сланцы и туфы с <i>Schlothemia neumayri</i> , <i>Pseudomonotis originalis</i> и др.; 850—900 м
Триасовая	Верхний	Конгломераты и песчаники с <i>Monotis ochotica</i> ; 1100—1200 м	Черные глинистые сланцы с <i>Monotis ochotica</i> и <i>M. jacutica</i> ; 1400—1600 м	Глинистые сланцы с <i>Athyris</i> cf. <i>manzavini</i> ; 750 м Туфо-сланцевая толща с <i>Monotis ochotica</i> ; 800 м	

В направлении с запада на восток конгломераты постепенно сменяются песчаниками и сланцами. Встреченные в этих породах отпечатки растений *Podozamites lanceolatus*, *Pseudostenis* sp. относятся (по В. Д. Принада) к юре.

В 1936 г. П. С. Бернштейн описал мощную (2000—2500 м) толщу вулканогенно-осадочных пород нижнеюрского (?) возраста. По его данным, в среднем течении р. Уды разрез начинается крупнозернистыми аркозовыми песчаниками. Последние сменяются туффитами с большим количеством растительных остатков. На туффитах лежит покров порфиритов мощностью в 300 м. Выше появляются порфиритовые туфы, на которых залегают пачка туффитов с растительными остатками. Они, в свою очередь, перекрываются агломератовыми порфиритовыми туфами и туфобрекчиями, сменяющимися покровом порфиритов мощностью 400—500 м. На порфиритах лежат туффиты, переходящие выше в туфо-песчаники, которые подстилают кварцевые песчаники батского яруса.

По-видимому, эти кварцевые песчаники П. С. Бернштейн отнес к морской юре. К сожалению, им нигде не приводится список фауны из Чогарских обнажений, а фактический материал, на основании которого он достаточно определенно высказывается о добатском возрасте эффузивов, также остался неизвестным. Как мы увидим ниже, добатский возраст порфиритов весьма сомнителен. Однако сам факт находки морской юры по левобережью р. Уды имеет весьма важное значение.

В береговых обнажениях р. Уды, к западу и востоку от устья Большого Суникана, Д. С. Несвит описал аркозовые песчаники и мелкогалечниковые конгломераты (общей мощностью 250—300 м), залегающие на размытой поверхности верхнепалеозойских (?) гранитов. В песчаниках часто наблюдались растительные остатки.

По данным автора (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955 г.), по левому берегу р. Уды в 7 км выше пос. Удского в обнажениях высотой 18—25 м и шириной около 80 м из-под оливиновых базальтов выходит толща (сверху вниз):

- |  |        |
|--|--------|
| 1. Сильно измененные туфы андезитового состава . . . . .   | 6,5 м  |
| 2. Зеленовато-серые и желтоватые глинистые песчаники с пропластками белых туфогенных песчаников, содержащие неопределимые остатки . . . . .  | 1,2 .  |
| 3. Светлые розоватые туфогенные среднезернистые песчаники . . . . .  | 11 .   |
| 4. Зеленовато-желтые мелкозернистые песчаники с тонкими алевролитовыми прослоями . . . . .   | 0,45 . |
| 5. Среднезернистые (до крупнозернистых) серовато-зеленые туффиты андезито-дацитового состава, падение ЮВ 162° под углом 12° . . . . .  | 0,1 .  |
| 6. Туффиты с линзами (размером 1,0×0,5 м) зеленовато-серых алевролитов . . . . .   | 0,7 .  |
| 7. Зеленоватые алевролиты со скорлуповатой отдельностью . . . . .  | 0,65 . |
| 8. Светло-желтые и зеленовато-желтые глинистые и песчано-глинистые сланцы с бледными (совершенно неуглефицированными) растительными остатками; падение ЮВ 130° под углом 27° . . . . . | ?      |

Здесь М. И. Брик и А. Н. Криштофович определили следующие растения: *Equisetites* sp., *Cladophlebis whitbiensis* Brongn., *Cladophlebis Takezakii* Oishi, *Czekanowskia rigida* Heeg, и *Sphenobaiera* sp.

На левом берегу р. Уды, в 1,7—2 км ниже пос. Удского, из-под галечников мощностью не менее 17 м выходят зеленоватые тонкозернистые слюдястые песчаники с сажистыми прослоями мощностью 2—5 см. Здесь же (у подножия обрыва) встречаются и обломки каменных углей. В песчаниках были найдены остатки растения. *Phoenicopsis angustifolia* Heeg.

Еще ниже по р. Уде (в 9 км от пос. Удского) в районе «Столбов» (эвенкийское название «Столболак») на правом берегу выходят конгло-

мераты (рис. 20), состоящие из крупной овальной (но не плоской) гальки мясо-красных гранитов, диоритов, габбро, серпентинитов, кристаллических сланцев и кварцитов. Выше залегают светло-серые крупнозернистые косослоистые аркозовые песчаники с растительными остатками *Nilssonia orientalis* Неег и *Pityophyllum* sp. (или *Czekanowskia* sp.). По пра-

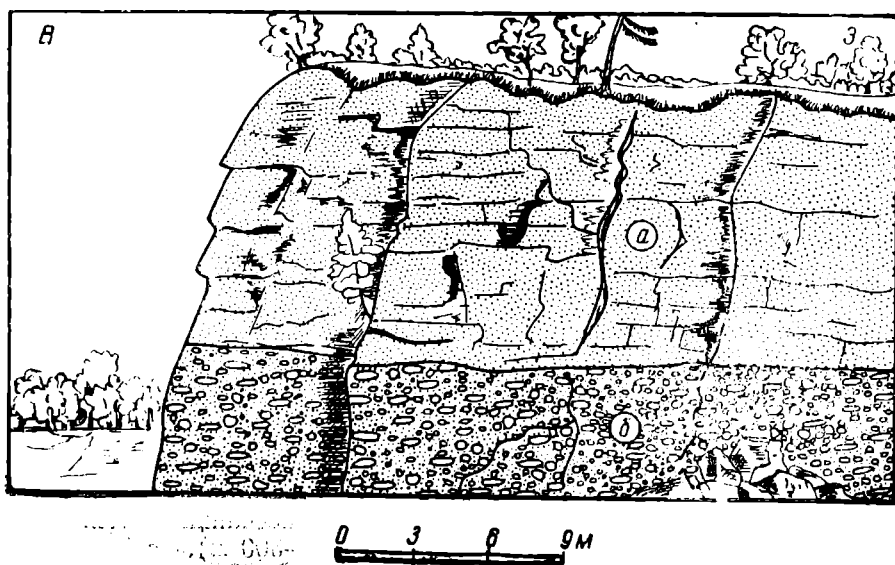


Рис. 20. Район „Столбов“. Выход верхнеюрских—нижнемеловых отложений по правому берегу р. Уды.

а—аркозовые песчаники с *Nilssonia orientalis* Неег; б—конгломераты

вому берегу р. Неми (в 25 км от устья) в разрезе «Кадагачан»<sup>1</sup> выше конгломератов с прослоями серовато-желтых среднезернистых и крупнозернистых песчаников с растительными остатками, падающих на ЮЗ 185—200° под углом 6—15°, залегают (снизу вверх):

- |  |            |
|--|------------|
| 1. Среднезернистые желтовато-серые грубоплитчатые песчаники . . . . .  | 16 м       |
| 2. Зеленовато-серые тонкозернистые песчаники с остатками обуглившихся растений и отпечатками <i>Annulariopsis</i> ( <i>Cyclopitys</i> ) sp. . . . .              | 0,6 .      |
| 3. Крупнозернистые слюдистые зеленовато-серые песчаники . . . . .  | 3,5 .      |
| 4. Среднезернистые серые песчаники с линзами (0,8×0,2 м) зеленоватых алевролитов . . . . .   | 1,0 .      |
| В 350 м от описанных слоев обнажаются в речных обрывах верхние слои разреза.   |            |
| 5. Тонкозернистые зеленовато-серые, слабослюдистые песчаники . . . . .   | свыше 40 . |
| 6. Крупнозернистые аркозовые песчаники с линзами алевролитов и многочисленными остатками <i>Onychtopsis nemtensis</i> sp. nov. и <i>Cladophlebis</i> sp. . . . . | ?          |

По поводу встреченных в обнажениях рр. Уды и Неми растительных остатков М. И. Брик и А. Н. Криштофович сделали следующее заключение: «Бедность флористических данных затрудняет определение геологического возраста слоев с растительными остатками. Вся флора в целом имеет облик молодых юрских флор, не старше средней юры, но может характеризовать и вельд. Рассматриваемая флора обнаруживает наибольшее сходство с амурской и буреинской флорами и, кроме того, в ней имеются формы, связывающие ее с флорой Тетори-Риосеки Японии (*Cladophlebis Takezakii*).

Таким образом, возраст рассматриваемых комплексов ископаемых растений относится и к вельду (низы мела.—Л. К.). Что же касается выше

<sup>1</sup> „Кадагачан“ — речной невысокий обрыв (по-эвенкийски).

описанного обнажения по р. Немп (слой 6), то наличие папоротника *Onychiopsis*, отсутствующего во флорах из других обнажений, и мелко-листной формы *Cladophlebis* может служить указанием скорее на нижне-меловой возраст для слоев, содержащих остатки этих растений».

Приведенное заключение таких знатоков флоры, какими являлись А. Н. Криштофович и М. И. Брик, заставило нас отнести вулканогенно-осадочную толщу бассейна р. Уды к нерасчлененным верхнему отделу юры и нижнему отделу мела<sup>1</sup>.

Продолжение столболакских отложений мы находим и восточнее, вдоль правого берега р. Уды в устьях ее притоков — Нелькана, Алгыкана и Тайкана. В. А. Ярмолюк указывает, что в скалистых берегах р. Уды ниже и выше устья р. Тайкана порфириды и их туфы (последние — с растительными остатками) падают на ЮВ 150—165° под углом 40—50°. Этот исследователь, основываясь на приведенных выше материалах П. С. Бернштейна, относит порфиритовую толщу к нижней и средней юре.

На левобережье р. Уды и в северо-западной части Удской губы рассматриваемая толща изучалась в 1949 г. Н. А. Раковым. На полевой карте он обозначил эту толщу индексом J<sub>3</sub>—Сг<sub>1</sub>. Подробное описание толщи было сделано в 1951 г. автором, который назвал ее джолонской свитой. Последняя была разделена на три подсвиты:

1. Нижняя, представленная конгломератами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами и углисто-глинистыми сланцами с остатками флоры, а также туфами и туфобрекчиями порфиритового состава.

2. Средняя, с преобладанием туфобрекчий и туфов порфиритового и реже кварцево-порфиритового состава.

3. Верхняя, представленная преимущественно лавами порфиритового состава. Общая мощность свиты составляет 2000—2500 м.

Отличительной особенностью нижней подсвиты можно считать ритмичное чередование тонкослоистых алевролитов и углисто-глинистых сланцев с грубозернистыми пирокластическими образованиями. Примером может служить разрез к западу от устья р. Олькондо (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые туфобрекчии с обломками порфиритов и кварцевых порфиритов неправильной или округлой формы размером от 3 до 15 см. Падение СЗ 358° под углом 14° . . . . .	свыше 3 м
2. Слоистые „гравиевые“ туфобрекчии с обломками, размером 2—6 мм . . . . .	1,6 „
3. Плотные кремово-серые литокластические туфы с углистыми и сажистыми прослоями. Мощность прослоев туфов 6—8 см, углистых прослоев 2—4 см . . . . .	2,2 „
4. Зеленоватые слоистые „гравиевые“ туфобрекчии . . . . .	2,5 „
5. Зеленовато-серые туфобрекчии, аналогичные описанным (слой 1) . . . . .	6,3 „
6. Зеленовато-желтые алевролиты с растительными остатками . . . . .	1,1 „
7. „Гравиевые“ туфобрекчии с рассеянными углистыми включениями . . . . .	8,2 „
8. Ритмично чередующиеся (через 25—35 м) прослои туфопесчаников и углистых сланцев . . . . .	25 „
9. Зеленовато-серые литокластические туфы . . . . .	18 „
10. Чередующиеся тонкие углистые прослои и прослои алевролитов . . . . .	3,5 „
11. „Гравиевые“ туфобрекчии с редкими и тонкими (до 3 см) прослоями углистых сланцев . . . . .	6,5 „
12. Зеленовато-серые литокластические туфы . . . . .	16 „
13. Перемежающиеся углистые прослои и прослои алевролитов; видная мощность . . . . .	3,6 „
Общая мощность разреза . . . . .	97 „

В других разрезах перемежаются порфириновые туфы, туфы кварцево-порфиритового и смешанного состава. Алевролиты и углистые

<sup>1</sup> Богатая флора (*Equisetites burejensis*, *Coniopteris nympharum*, *Cephalotaxopsis cf. brevifolia* и др.), собранная автором в 1955 г., доказала нижнемеловой (никанский) возраст континентальных толщ бассейна р. Уды.

сланцы в этих разрезах отсутствуют. Отметим, что в пределах пласта грубообломочные туфобрекчии сосредоточиваются главным образом в его подошве, тогда как тонкообломочный материал слагает верхнюю часть пласта.

Указанная перемежаемость обломочного пирокластического материала, алевролитов и углистых сланцев свидетельствует как о неоднократно вспыхивавшей вулканической деятельности, так и о частом заболачивании территории в промежутках между извержениями в процессе осадконакопления. Сильная вулканическая деятельность, проявившаяся в районе Прибрежного хребта, в поздней юре—раннем мелу сменялась периодами, когда могли произрастать новые леса, впоследствии вновь засыпаемые песком и пеплом. Об этом свидетельствуют погребенные под вулканогенными образованиями стволы, частично сохранившие остатки корневой системы, в ряде последовательно напластованных слоев. Нет сомнения, что значительная часть литокластических туфов (и, тем более, алевролитов) образовалась в водной среде—в озерной или, что менее вероятно, прибрежно-морской обстановке. Нередко наблюдаемые косая слоистость и окатанность кластического материала в туфопесчаниках доказывают это. Часть лавовых порфиритовых потоков изливалась на размытую неровную поверхность, что хорошо наблюдается в береговых обрывах к северо-востоку от устья р. Сивака.

Нижняя подсвита джолонской свиты в нижнем течении рр. Большого и Малого Укчайя представлена конгломератами с прослоями аркозовых песчаников и алевролитов (так называемая «укчайская фация»). В алевролитах были найдены остатки растений, принадлежащих к видам, характерным также для растений, собранных в других районах распространения пород джолонской свиты. Приведем списки этих растений:

Рр. Олькондо и Кыран	Рр. Малый и Большой Укчайя
<i>Cladophlebis Takezakii</i> Oishi <i>Cladophlebis cf. fangtzuensis</i> Sze <i>Cladophlebis whitbiensis</i> var. <i>punctata</i> Brick <i>Phoenicopsys speciosa</i> Heer <i>Czekanowskia setacea</i> Heer <i>Czekanowskia rigida</i> Heer <i>Podozamites lanceolatus</i> (Lind. et Hutt.) Heer. <i>Podozamites cf. angustifolius</i> (Eichw.) Heer. <i>Equisetites ferganensis</i> Sew. <i>Carpolithes</i> sp.	<i>Cladophlebis cf. Takezakii</i> Oishi <i>Cladophlebis argutula</i> (Heer) Font <i>Phoenicopsys angustifolia</i> Heer  <i>Czekanowskia latifolia</i> Tur.-Ket. <i>Czekanowskia rigida</i> Heer <i>Pityophyllum Nordenskiöldii</i> (Heer.) Nath.  <i>Ginkgoites sibiricus</i> (Heer) Sew.  <i>Sphenobaiera</i> sp.

А. И. Турутанова-Кетова, определявшая эту флору (коллекции Г. Н. Чертовских и автора), указывает, что флора, собранная из разных мест, однородна по систематическому составу, типично юрская (учитывая наличие папоротника *Cladophlebis Takezakii* Oishi.—верхнеюрская). Верхние подсвиты джолонской свиты, не содержащие растительных остатков, по возрасту скорее относятся к нижнему мелу.

Эффузивно-осадочная толща, близкая по литологическому составу и возрасту к джолонской свите, описана вблизи устья р. Лантаря К. В. Антоновым в 1937 г., собравшим в аргиллитах остатки *Cladophlebis* sp. ex gr. *Cladophlebis denticulata* (Bongn) Thom., *Cladophlebis* sp. ex gr. *Cladophlebis kamenkensis*, *Pityophyllum Nordenskiöldii* и *Podozamites* sp. (определения В. Д. Принада). Дальше на северо-восток эффузивы прослеживаются до л-ова Лисянского. В этой полосе они описывались рядом исследователей (Т. П. Вронко, Г. Н. Чертовских и др.).

В позднеюрское — раннемеловое время к западу от современного Прибрежного хребта существовали возвышенности, сложенные в южных частях палеозойскими (главным образом, девонскими) отложениями и в северных — докембрийскими гнейсами и гранито-гнейсами. В составе обломков туфобрекчий в бассейнах рр. Кырана, Олькондо, Малого Джолона наряду с лавовыми образованиями присутствуют девонские кремнистые породы и песчаники, а в бассейне рр. Малого и Большого Укчавая в обилии встречается в конгломератах галька гранито-гнейсов и гнейсов.

В этот период Охотского моря в его нынешних границах не существовало, и северо-восточный район Западного Приохотья представлял часть обширной вулканической страны с вытянутой в северо-восточном направлении цепью вулканических конусов, между которыми во впадинах и озерных котловинах отлагались различные туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты.

Таким образом, палеогеографическая обстановка в Западном Приохотье и соседних с ним районах была довольно изменчивой. К югу и юго-востоку от него, в сопредельных районах Нижнего Приамурья простирался обширный морской бассейн весьма бедный фауной и флорой. В мелководных заливах бассейна (Торомо-Тугурском и др.), просуществовавших до конца валанжинского века, имелись условия, благоприятные для развития фауны. Еще дальше на север, в прибрежной части древнего континента действовали многочисленные вулканы.

В верхнеюрское и отчасти нижнемеловое время происходили поднятия, выведшие из-под уровня моря ряд районов бассейна р. Уды. При благоприятном умеренно-теплом и влажном климате эти районы стали покрываться хвойно-гинкговой тайгой. Из характерных представителей последней в Западном Приохотье можно назвать *Pityophyllum*, *Podozamites* (хвойные), *Phoenicopsis*, *Czekanowskia*, *Gingko*, *Sphenobaiera* и др. (гинкговые). Нижний ярус (подлесок) тайки составляли папоротники (*Cladophlebis*, *Coenopteris* и др.), цикадофиты (*Nilssonia*, *Pterophyllum* и др.) и хвощи (*Equisetites*). Все это позволяет отнести Западное Приохотье к Сибирской ботанико-географической области, данные по которой недавно обобщил В. А. Вахромеев (1955 г.).

На относительно теплый климат в верхнеюрское — нижнемеловое время указывают частые находки типичного представителя флоры Тетори-Риосеки Японии — *Cladophlebis Takezakii* Oishi и обильных папоротников *Onychiopsis*.

Эти формы указывают на проникновение элементов флоры Индо-Европейской ботанико-географической провинции на север.

#### 4. Меловая система

Меловые отложения Западного Приохотья в основном представлены вулканогенными образованиями, что существенно затрудняет возрастную характеристику пород. Только в самых верхах Торомского разреза в толще песчаников и конгломератов В. А. Ярмолюк обнаружил фауну ауцеллид, указывающую, по мнению В. Н. Яковлева, на нижневаланжинский возраст вмещающих ее слоев. Отсюда определены: *Aucella volgensis* L a h., *A. sokolovi* B o d y l., *A. wollosowitschi* S o k o l., *A. knoxyilliensis* A n d e r s o n, *A. okensis* P a v l., *A. uncitoides* L a h., *A. solida* L a h., *A. vobusta* P a v l. По В. Н. Яковлеву, эта фауна указывает на ее принадлежность к зонам *Tollia stenophola* и *Polyptychites keyserlingi* нижнего валанжина.

За исключением упомянутых выше нижневаланжинских отложений, залегающих согласно на отложениях верхней юры, в Западном Приохотье нигде более не встречено морских отложений достоверно мелового возраста. Однако не исключена возможность нахождения последних и в других районах.

Так, Н. П. Саврасов (1949 г.) установил, что в верхнем течении р. Немилена в ядре синклинальной складки залегают нижнемеловые (?) отложения мощностью около 1000 м, представленные полимиктовыми и граувакковыми песчаниками с прослоями углистых сланцев. В этой толще найдена фауна весьма плохой сохранности (остатки от рostrума белемнита) и ее отпечатки (пластинчатожаберные, напоминающие *Nucula*). Ближайшим районом, где меловой возраст отложений установлен более твердо, является побережье Сахалинского залива (вблизи устья р. Большой Вилки). Валанжинские отложения представлены здесь, согласно В. К. Елисеевой (1939 г.), толщей среднезернистых песчаников с прослоями конгломератов, содержащих фауну *Aucella* cf. *crassa* P a v l. и *A.* cf. *inflata* P a v l. (определения В. И. Бодылевского).

Вышеележащие (послеваланжинские) меловые отложения по обилию эффузивного и туфогенного материала могут быть названы вулканогенными. К мелу (вероятно нижнему) относится и часть толщи средних и основных эффузивов джолонской свиты Прибрежного хребта, улигбиранской свиты Тугурского п-ова и эффузивного комплекса хребта Магу в Ульбанском районе. Несмотря на то, что территории развития этих эффузивных толщ (главным образом порфиритового и кварцево-порфиритового состава) расположены на значительном расстоянии друг от друга, слагающие их комплексы имеют несомненное сходство.

Однако, возможно, что в Нижнем Приамурье и прилегающем к нему с запада хребте Магу и Тугурском п-ове рассматриваемая вулканическая деятельность началась несколько позже и охватила эпоху от нижнего мела до середины верхнего мела. Как известно (Л. И. Красный, 1947), в Удыльском районе Нижнего Приамурья в верхней части порфиритового покрова была найдена альб-сеноманская фауна. Более позднее проявление вулканической деятельности в Нижнем Приамурье представляется довольно закономерным, поскольку общее перемещение тектонических движений происходило в направлении с запада на восток.

На Тугурском п-ове (Л. И. Красный, 1949) в районе юго-западного побережья залива Академии и западного побережья Ульбанского залива значительную площадь занимают андезитовые порфириты, порфириты и их туфы улигбиранской свиты. Наблюдения в береговых разрезах позволили выделить следующие три подсвиты:

1. Нижняя, имеющая в своем составе светло-зеленые туфосланцы и туфы с углистыми прослоями и отпечатками древесины . . . . . свыше 100 м
2. Средняя, наиболее мощная и широко распространенная, состоящая из туфобрекчий, туфо-и лавоконгломератов . . . . . 190—230
3. Верхняя, представленная, в основном, андезитовыми порфиритами и порфиритами с прослоями туфобрекчий и плотных пестрых (зеленых и красных) туфов . . . . . свыше 200

По исследованиям Д. А. Кирикова (1952 г.), в Ульбанском районе на размытой поверхности амгунской серии (юра—нижний мел) с резким угловым несогласием залегает мощный комплекс эффузивных образований хребта Магу. В нижней части комплекса залегает толща порфиритов и дацитовых порфиров и их туфов, дислоцированных в пологие складки. На неровной (вероятно, размытой) поверхности этой толщии залегает толща более молодых эффузивных пород, представленных андезитозыми, диабазовыми и дацитовыми порфиритами и их туфами. Самой верхней частью разреза (верхний мел?) являются кварцевые порфиры, перемежающиеся с порфиритами.

Верхнемеловую толщу кварцевых порфиров, их туфов и туфобрекчий, залегающих на верхнеюрских и нижнемеловых (валанжинских) отложениях Торомо-Тонумского района, описали В. А. Ярмолук (в 1949 г.) и Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков (в 1950 г.). Этими эффузивами сложена наиболее высокая часть Торомо-Тонумского и Тонумо-Селитканского водоразделов (хребет Ям-Алинь). Продолжение полосы эффузив-

ных пород (прерванной выходами амнуской свиты в верховьях р. Селиткана) мы находим в верховьях рр. Кумусуна и Немилена. Общая мощность покрова кварцевого порфира определяется в 1500 м.

Следует упомянуть о вулканогенной толще, выходящей на северном побережье Удской губы (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955). Толща эта представлена различными туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами андезитового состава, прослоенными лавами андезитового состава. Она залегает стратиграфически выше джолонской свиты и метаморфизована и дислоцирована слабее последней. Детальный разрез ее составил А. В. Ульянов в 1936 г.

Ниже мы приводим сводный разрез вулканогенной толщи (по Ульянову, с небольшими добавлениями):

1. Нижняя подсвита. Зеленовато-серые, коричневатые и буроватые туфы, часто шарового (и скорлуповатого) строения. Туфобрекчии содержат окатанные гальки кварцевых порфиритов размером до 150 мм в диаметре и растительные остатки в виде отдельных древесных стволов толщиной до 0,5 и длиной 2—3 м. В верхней части залегает пачка зеленовато-серых опализированных туфосланцев с прослоями витрокластических и пузыристых туфов мощностью до 50 м . . . . .	260 м
2. Средняя подсвита. Буроватые и зеленовато-серые туфоконгломераты и туфобрекчии с обломками (различной степени окатанности) андезитов. Отдельно встречаются покровы авгитовых андезитов, выклинивающиеся к юго-западу (мощность их от 0 до 200 м) . . . . .	500 .
3. Верхняя подсвита. Туфоконгломераты, чередующиеся с пачками цеолитизированных витрокластических туфов. Видная мощность . . .	свыше 300 .
Общая мощность свиты . . . . .	1060 .

Подобного же типа разрезы, содержащие в некоторых слоях остатки верхнемеловой флоры, известны в бассейнах рр. Ульи, Охоты и др.

Итак, в результате рассмотрения стратиграфии меловых отложений Западного Прихотья и смежных с ним районов, можно сделать следующие выводы:

1. На основании изучения разреза центральной части Торомской синклинали в Западном Прихотье устанавливаются морские меловые (валланжинские) отложения, согласно залегающие на верхнеюрских. Этим подчеркивается сходство разрезов Западного Прихотья и Нижнего Приамурья, где наблюдается такое же соотношение юры и мела.

Мощность меловых отложений в Торомской синклинали составляет 400 м, что в значительной степени (в 2—3 раза) меньше, чем в Нижнем Приамурье.

2. Тип разреза меловых отложений в зоне хребта Джугджур (и Прибрежного хребта) существенно меняется: морские отложения — песчаники и конгломераты — замещаются вулканогенными породами, в основном, порфиритами и их туфами (джолонская свита).

3. Верхний мел характеризуется широким распространением (главным образом в пределах хребта Ям-Алинь) эффузивов, среди которых преобладают кварцевые порфиры. В этом отношении обнаруживается сходство процессов вулканизма для широкой территории Дальнего Востока (Усть-Амурский район Нижнего Приамурья, Приморская зона Сихотэ-Алиня, Хингано-Бурейский район).

## VI. КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

### 1. Третичная система

Третичная система в пределах Западного Прихотья развита весьма слабо. Впервые отложения этой системы были обнаружены Ю. Ф. Чемяковым и автором (Л. И. Красный, 1949) на западном побережье Тугурского полуострова к югу от перешейка Сегнеко, вблизи устья р. Биранджи.



Эти отложения, названные биранджинской свитой, разделены на две подсвиты:

1. Нижняя, представленная песчаниками и галечником с остатками флоры 160 м
2. Верхняя, состоящая из рыхлых галечников и валуников с прослоями песчанистой глины с растительными остатками и тонкими (2—4 см) линзами бурых углей . . . . . 320 .

Нижняя подсвита, выходящая в ядре антиклинальной складки, характеризуется следующим разрезом (снизу вверх):

1. Крупнозернистый и среднезернистый плотный желтый песок . . . . .	2,5 м
2. Плотный галечник с галькой размером 2—5 см . . . . .	2,0 "
3. Голубоватые песчанистые глины . . . . .	0,5 "
4. Плотный среднезернистый песок . . . . .	0,3 "
5. Песчанистая глина с остатками флоры: <i>Sequoia Langsdorfii</i> (Brongn.), Heeg и <i>Taxodium dubium</i> Heeg . . . . .	1,5 "
6. Галечник с прослоями плотного песка . . . . .	5,5 "
7. Галечник . . . . .	6 "
Осыпь на протяжении 30 м выше:	
8. Галечник с прослоями песка . . . . .	5,3 "
9. Плотный среднезернистый песок . . . . .	0,8 "
10. Галечник . . . . .	18,0 "
Общая мощность разреза	42,4 "

Следует отметить, что пески в нижней части этого разреза по своей плотности приближаются к песчаникам.

В верхней подсвите резко преобладают галечники, окрашенные с поверхности в желтый или охристый цвет. По составу среди галек и валунов (иногда размером до 30 см) различаются: граниты (преобладают), диориты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, лампрофиры, метаморфизованные песчаники и глинистые сланцы. Галька и валуны имеют округлую форму; плоской гальки, характерной для морских отложений, нет. Охристая и желтая окраска третичных пород, а также сильная выветрелость (легко раскалываются под ударами геологического молотка) отличает их от четвертичных галечников.

Приведем пример разреза верхней подсвиты (снизу вверх):

1. Валуны и галька размером от 6 до 20 см, сцементированные серой песчанистой глиной . . . . .	4,0 м
2. Серовато-бурый глинистый песок с обугленными древесными остатками и отпечатками листьев . . . . .	0,2 "
3. Галька и валуны . . . . .	4,0 "
4. Желтый крупнозернистый песок с редкой галькой размером 2—3 см . . . . .	0,6 "
5. Галечник ярко-желтого цвета с плохо окатанной угловатой галькой	0,9 "
6. Среднезернистый желтый песок . . . . .	1,5 "
Галечник . . . . .	8,0 "
Общая мощность разреза	19,2 "

Из собранных в 5-м слое нижней подсвиты и 2-м слое верхней растительных остатков М. И. Борсук удалось определить два вида хвойных растений *Sequoia Langsdorfii* (A. Br.) Heeg и *Taxodium dubium* Heeg и отметить присутствие двух неопределимых остатков — листьев двудольных растений. Один из этих остатков может рассматриваться (со знаком вопроса) как лист растения из рода *Zelkova*. Присутствие упомянутых хвойных растений, широко распространенных уже в низах третичной системы и не встречающихся выше верхнего миоцена, несомненно указывает на третичный возраст содержащих их отложений. Но так как виды эти имели наиболее пышный расцвет в палеогене, то, как указывает М. И. Борсук, можно предположить, что соответствующие отложения скорее всего относятся к палеогену.

В 1954 г. в том же районе М. И. Авдеев собрал флору среди слоев, относимых к биранджинской свите: *Taxodium dubium* Heer (плод), *Typha latissima* A. Br., *Phragmites* sp. (cf. *Phragmites alaskana* Heer), *Arundo* cf. *reperta* Lesq., *Calycites* sp. (ex. gr. *Calycites polysepala* Newb.), *Populus* cf. *arctica* Heer, *Phyllites* sp. cf. *Populus polymorpha* Newb., *Juglans nigra* Heer, *Carya antiquorum* Newb. и *Corylus Macquarrii* (Forbes) Heer. Р. З. Генкина, определившая эту флору, относит ее к верхнему олигоцену. По мнению М. И. Борсук, возраст отложений биранджинской свиты верхнепалеоценовый — нижнеэоценовый.

От разреза третичных отложений Нижнего Приамурья, представленного тоже континентальными отложениями (главным образом олигоценового возраста), разрез Тугурского полуострова отличается большей мощностью и преобладанием в нем грубокластических осадков. В Нижнем Приамурье мощность рыхлых третичных отложений не превышает 80—120 м, тогда как на Тугурском полуострове она достигает 480 м.

Условно к третичной системе нами (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955) отнесены породы в обнажениях правого берега р. Урми в 10 км выше ее устья. Здесь описан следующий разрез (сверху вниз):

- |   |           |
|---|-----------|
| 1. Светло-серые, слегка зеленоватые слабо сцементированные среднезернистые песчаники . . . . .                      | свыше 5 м |
| 2. Песок серого, местами желтого цвета с тонкими (до 5-10 см) прослойками, содержащими углистые включения . . . . . | 1,3 .     |
| 3. Серый среднезернистый песчаник . . . . .   | 0,3 .     |
| 4. Чередующиеся слои рыхлого песчаника и песка . . . . .  | 1,1 .     |

В северной части обнажения слои падают на ЮВ 107° под углом 11°, в южной — на ЮЗ 182° под углом 11°. В песчаниках встречаются неопределимые отпечатки растений.

Присутствие молодых, третичных (?), эффузивов было отмечено В. А. Ярмолюком в 1949 г. на хребте Ям-Алинь и Л. И. Красным и Г. С. Ганешиным в 1949 г. — в районе плато Гургули. В пределах хребта Ям-Алинь толща андезито-дацитов, по Ярмолюку, залегает в ядре синклинали на верхнемеловых кварцевых порфирах. Мощность толщи этих пород здесь составляет около 1000 м. В районе Гургули и междуречья Правого Маймагуна и Большого Амайкана эффузивные породы слагают вулканическое плато, имеющее абсолютные отметки 600—700 м. Здесь среди эффузивов преобладают андезиты, имеющие серую окраску различной интенсивности. По своему составу андезиты через промежуточные разности, содержащие кварц, переходят в дациты. Более редко наблюдаются выходы липаритов, слагающих небольшие интрузивные тела — дайки и штоки. Наряду с эффузивами присутствуют и пирокластические образования. В. А. Ярмолюк отмечает наличие в эффузивной толще андезито-дацитов лепловых туфов, состоящих из скопления хлоритизированного вулканического стекла и мелких остроугольных зерен мутного плагиоклаза и реже кварца. В некоторых туфах найдены обугленные растительные остатки плохой сохранности. Автором описаны на плато Гургули выходы андезитов, пироксеновых андезитов, роговообманковых андезитов и дацитов.

Возраст андезито-дацитовых покровов твердо не установлен. Ярмолюк считает его условно верхнемеловым. Мы сопоставляем эти эффузивы с третичными андезитами Нижнего Приамурья.

Приведенные сведения о третичных отложениях Западного Приохотья показывают:

1. Третичное время в еще большей степени, чем меловое, характеризуется на территории Западного Приохотья регионально выраженными поднятиями. Только в отдельных, слабо прогнутых участках, приуроченных к местам блоковых опусканий, накапливались континентальные отложения палеогена (вероятно, олигоцена).

2. Впадина Тугурского залива, на окраине которой были обнаружены третичные отложения биранджинской свиты мощностью около 500 м, продолжается на юг в Тугуро-Немиленскую впадину. Возможно, что в последней под покровом четвертичных отложений имеются и третичные.

3. Литологически третичные отложения представлены галечниками, рыхлыми песчаниками и песками с растительными остатками и обнаруживают сходство с соответствующими отложениями Нижнего Приамурья. По возрасту (олигоцен) третичные отложения Западного Приохотья также близки к отложениям Нижнего Приамурья.

4. Андезитовые и андезито-дацитовые породы плато Гургули и Ям-Алиня также имеют свои аналоги среди третичных (послеолигоценовых) андезитов Нижнего Приамурья и Северного Приохотья.

## 2. Четвертичная система

Четвертичные отложения в пределах Западного Приохотья распространены довольно широко. Ими выполнены крупные впадины — Удская, Торомская, Конинская и Тугуро-Немиленская, а также низменные заболоченные равнины к югу от Ульбанского залива, на Тугурском п-ове и на о-ве Большой Шантар. Плащ четвертичных отложений различной мощности покрывает вершины и склоны гор. Автор, занимаясь главным образом дочетвертичными геологическими образованиями, не ставит себе задачу дать в настоящей работе полное описание четвертичных отложений. Это для большинства районов Западного Приохотья уже сделано Ю. Ф. Чемяковым и Г. С. Ганешиним.

Решение проблемы возраста четвертичных отложений Западного Приохотья сопряжено с большими трудностями.

В разрезах четвертичных отложений до сих пор не найдены остатки фауны. Не выявлено также точных взаимоотношений между ледниковыми отложениями и террасами. Г. С. Ганешин, основываясь на данных В. А. Ярмолюка, полученных в 1949 г. в районе Тыльского хребта и в верховьях р. Муникана (ссылка на устное сообщение), считает достаточно достоверными сведения о переходе морены последнего оледенения в валунно-галечниковые отложения 25-метровой террасы, сформировавшейся в значительной степени за счет флювиогляциальных галечников и продуктов размыва морены.

Отсюда Г. С. Ганешин приходит к выводу, что отложения высоких (25—40 м) террас на материке и Шантарских о-вах имеют ледниковый возраст.

### *Районы впадин и прибрежных низменностей*

**Удская впадина.** Наиболее древние отложения в пределах Удской впадины встречаются по ее окраинам (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955). Здесь наблюдаются останцы древней озерно-аллювиальной поверхности, расположенной на абсолютной высоте 80—100 м, сложенной до глубины 1,5—2,0 м глинами и суглинками и местами (в нижнем междуречье рр. Гербикана и Галлама) галечниками. Более глубокие горизонты этих отложений неизвестны.

Комплекс террас высотой от 10 до 30 м описан на правом берегу Уды ниже устьев рр. Гербикана, Галлама и Ули. Поверхность этих террас слегка наклонена в сторону реки и у тыльной окраины имеет высоту до 30 м.

Приведем разрез отложений 10-метровой террасы, расположенной на правом берегу р. Уды ниже устья Гербикана (сверху вниз):

1. Торф слабо разложившийся, светло-коричневый . . . . .	0,15 м
2. Мелкий среднезернистый песок с хорошо выраженной косою слоистостью . . . . .	2,95 .

3. Галечник, с галькой размером 4—5 см; состав галек: песчаники, кремнистые сланцы, кварц, гранитоиды . . . . .	3,90 м
4. Плотный (ожелезненный и омарганцованный) галечник черного цвета . . . . .	2,90 .
5. Галечник (как и в слое 3) . . . . .	0,5 .

Ниже, до уреза воды — осыпь.

Вверх по течению в песчаном горизонте (2) появляются тонкие прослой гальки, которые, постепенно увеличиваясь в мощности, полностью замещают пески.

В разрезе другой 4—6-метровой террасы прослеживаются два горизонта: верхний с тонкокластическим материалом (пески, суглинки, глины) и нижний, представленный преимущественно галечниками.

Пойменная терраса в пределах Удской впадины сложена крупной галькой и изредка песком.

Сравнительный анализ пылицы образцов, собранных Ю. Ф. Чемяковым из 6- и 12-метровых террас, сделанный научными сотрудниками Микропалеоботанической лаборатории ВСЕГЕИ М. А. Седовой и В. В. Зауер, дал весьма важные результаты.

Выяснилось, что пыльца из более молодой 6-метровой террасы почти не отличается от современной. В 12-метровой террасе (левый берег р. Селями-Инги) наряду с пыльцой, обычной для описываемого района (ели, кедрового стланика, березы, ольхи), были обнаружены пыльца граба (*Carpinus*) и споры одного из японо-китайских видов папоротника (*Cyclophorus*). Последние два растения в настоящее время в бассейне р. Уды не встречаются; граб известен в области распространения уссурийской флоры, а папоротник циклофорус — в Японии и Китае. Следует отметить, что в пыльцевом спектре отсутствует пыльца таких широко распространенных в настоящее время в Удском крае пород деревьев, как пихта и лиственница.

Возможно, как указывает Ю. Ф. Чемяков, отложения 12-метровой террасы в бассейне р. Уды должны быть отнесены к межледниковому периоду. Существенное потепление, охватившее в межледниковый период Западное Приохотье, распространялось и далеко на север. В этом отношении большой интерес представляет находка в районе Рекиникской бухты на западном побережье Камчатки (А. П. Васьковский) в террасе высотой около 60 м в прослое синевато-серых глин остатков теплолюбивой ископаемой флоры. Эта флора ныне имеет ограниченный ареал, охватывающий южную (о-в Хонсю) и центральную (о-в Хондо) Японию. Отложения, включающие слои с теплолюбивой флорой, залегают на моренных отложениях и перекрыты (в долинах рек, прорезающих Парапольский дол) моренами последнего оледенения. Отложения, вмещающие остатки *Picea hondoensis* Мау г., А. П. Васьковский относит к межледниковой эпохе.

**Торомская впадина.** В западной части долины р. Торома располагается очень широкая 35—40-метровая терраса, сложенная (с поверхности) песчано-галечниковыми и валунно-галечниковыми (древнеаллювиальными, по Г. С. Ганешину) отложениями. Не менее хорошо выражена в Торомской впадине 8—12-метровая терраса, состоящая также из валунно-галечниковых отложений. Более низкая терраса высотой 2,5 м, развитая на правом берегу р. Торомы (у одноименного поселка), сложена песками и галечниками. Нижний слой галечников сильно уплотнен и окрашен в черный и бурый цвета железистыми и марганцевыми оксидами.

**Конинская впадина.** Выполнена озерно-аллювиальными глинами, суглинками и песчано-галечниковыми отложениями. В юго-западной части впадины преобладают валунно-галечниковые отложения, в центральной — глины и суглинки. По Г. С. Ганешину, территория Конинской впадины,

находящейся на абсолютной высоте 230—250 м, была покрыта в ново-четвертичное время большим озером, имевшим площадь около 80 км<sup>2</sup>. В дальнейшем на месте этого озера образовалась топкая марь.

К Конинской впадине с юго-запада примыкает Чичаки-Муниканская равнина, выполненная древнеаллювиальными отложениями. В среднем течении р. Муникан развита 25-метровая терраса, состоящая из крупновалуных и валунно-галечниковых отложений с бурыми суглинками и песками в верхних горизонтах. Мощность слоя бурых суглинков меняется от 0,5 до 1,0 м; местами слой выклинивается.

**Тугурд-Немиленская впадина.** В геологическом строении дна впадины четвертичные отложения играют существенную роль. Древнеаллювиальные отложения здесь, вероятно, погребены под более молодыми отложениями и не вскрыты современным эрозийным врезом.

С. В. Воскресенский в 1940 г. отметил, что наиболее древние отложения слагают здесь остатки террасы высотой 15—20 м и представлены (в верхних частях) бурыми и темно-бурыми суглинками, супесями и песками.

Более молодые четвертичные отложения впадины делятся на два горизонта: нижний — песчаный и верхний, представленный суглинками, глинами и илами с прослоями песков.

Иногда пески и суглинки заключают в себе слои погребенных торфяников мощностью до 35 см. Диатомовые водоросли, обнаруженные в террасах р. Амгуни, принадлежат к пресноводным формам. Из них Е. И. Киселевой были определены: *Melosira granulata* Ralts, *Navicula Kotschovi* G г. и др. Пыльцевые спектры из этих же террас состоят преимущественно из пыльцы ели, березы, ольхи, сосны и пихты с небольшой примесью широколиственных пород.

Пойменные отложения в пределах впадин занимают небольшую площадь. Они приурочены к долинам рек, имеющим ширину от нескольких десятков метров до 1—2 км (редко). Обычно пойма сложена серыми и светло-желтыми песками, суглинками и глинами.

Четвертичные отложения, широко развитые в пределах прибрежной низменности, расположенной к югу и юго-западу от Ульбанского залива, изучены весьма слабо.

По исследованиям Д. А. Кирикова (1952 г.), аллювиальные отложения, слагающие террасы высотой 5—6 и 2—2,5 м, представлены буровато-серыми, иногда желтовато-серыми суглинками с большим количеством валунов и гальки различных пород (преобладают эффузивные).

Морские современные отложения, по автору и Д. А. Кирикову, образуют прибрежные террасы высотой 1—2,5 м, сложенные илами с небольшой примесью гравиевого и галечникового материала. Относительно недавно приподнятые и осушенные эти террасы, с реликтовыми солеными озерами, наблюдались нами к западу от косы Бетти (юго-западное побережье Тугурского полуострова) и на северном берегу залива Константина.

**Шантарские острова.** Более детально были исследованы Г. С. Ганеиным (1956) четвертичные отложения о-ва Большой Шантар. Наиболее древние аллювиальные отложения были описаны здесь на нескольких участках морского побережья, где они залегают на цоколе 25—30-метровых террас, сложенных коренными породами. Так например, в верхней части такой террасы, расположенной севернее мыса Филиппа, обнажаются (сверху вниз):

1. Растительный слой . . . . .	0,25 м
2. Бурый суглинок с включением валунов и гальки . . . . .	1,45 .
3. Сильно выветрелые глинистые сланцы, рассыпающиеся на мелкие угловатые обломки . . . . .	2,50 .
4. Плотные глинистые сланцы . . . . .	около 20 .

Аллювиальные отложения, которыми сложена 6—8-метровая терраса, распространены на острове довольно широко. В верхней части этой террасы повсюду развиты бурые суглинки мощностью 30—40 см, а в нижней — преобладают неравномерноокатанные и часто плохо отсортированные галечники. Пойменные отложения наиболее развиты в низовьях р. Оленьей и по рр. Перевальной, Средней и Якшина. В основании разреза пойменной террасы обычно лежат темно-бурые или черные плотные галечники с налетом окислов железа или марганца. Мощность их свыше 1 м. Галечники перекрыты слоистыми суглинками с тонкими прослоями глин и линзами гравия.

На Центральной равнине о-ва Большой Шантар и в районе оз. Большое распространены озерные отложения. Наиболее древние отложения развиты по окраинам равнины. Они представлены бурыми и желтыми суглинками с редкой галькой.

По берегам оз. Большое более молодые озерные отложения слагают 8—12-метровую террасу. Здесь преобладают галечники с неравномерноокатанной галькой и прослоями гравия и песка.

Морские отложения на Шантарских о-вах пользуются ограниченным распространением. Они сложены терраса высотой 4—6 м. В основании разреза этих отложений лежат хорошо окатанные галечники с плоской галькой, перекрытые песчано-галечниковыми отложениями, переходящими постепенно (кверху) в крупнозернистые пески. Отложения литорали в бухтах и заливах представлены галечниками и песчано-глинистыми осадками, переходящими местами в вязкие синие глины с запахом сероводорода. В тех местах, где литораль пересекается руслами рек и ручьев, слой песчаных глин и илов отсутствует, и прямо на поверхность выходят песчано-галечниковые отложения.

### *Горные районы*

Кратко отметим особенности четвертичных отложений горных районов Западного Приохотья:

1. Аллювий характеризуется здесь валунно-галечниковым или галечниковым составом. Очень редко встречаются пески.

2. Элювиальные отложения залегают на плоских поверхностях вулканических плато (например, хребта Гургули) и выровненных вершинах гор — реликтах древних поверхностей выравнивания. Формирование части элювиальных отложений может относиться и к ранним этапам четвертичного времени (например, на хребте Джугджур). Элювий представлен обычно каменными россыпями и в более глубоких горизонтах — глинистыми продуктами выветривания (глинами, суглинками).

3. Элювиально-делювиальные и делювиальные глыбовые, щебенисто-глыбовые и щебенисто-суглинистые отложения образуют сплошной покров на склонах гор. В гольцовой зоне хребтов Прибрежный, Джугджур, Ям-Алинь каменные осыпи не прикрыты растительностью и находятся в движении, передвигаясь вниз по склону. Под крупными обломками залегают более мелкие. В нижних частях склонов, в горно-таежной полосе делювиальные отложения представлены мелкощебенчатыми, суглинистыми и глинистыми образованиями.

4. В высокогорных областях Джугджура и Майского хребта, а также на хребтах Ям-Алинь, Бюко (западные отроги) и Тыльский (южные отроги) на небольшой площади распространены ледниковые отложения последнего оледенения. В Майском хребте и на водоразделе рр. Май-Половинной и Кун-Мань ледниковые отложения представлены моренами, сложенными разнородным неотсортированным материалом (от огромных окатанных валунов и крупных угловатых глыб до щебня). Тонкокластический песчано-глинистый материал, выполняющий дно ледниковых долин, также возможно имеет ледниковое происхождение.

В северной части хребта Ям-Алинь ледниковые отложения, описанные В. А. Ярмолюком в 1949 г., представлены конечными и боковыми моренами, состоящими из полуокатанных и угловатых глыб, валунов и щебенчатого материала. Мощность их превышает 100 м (р. Правый Тором). Подобные же ледниковые отложения известны в верховьях рр. Тонума и Тогурека (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955 г.).

Суммируем наши знания о четвертичных отложениях Западного Приохотья:

1. Выделяются следующие генетические типы четвертичных отложений: морские, аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерные, элювиальные, элювиально-делювиальные, делювиальные и ледниковые. Несмотря на значительную протяженность береговой линии, морские отложения развиты весьма слабо, и террасы, сложенные ими, приурочены к устьям рек.

Валунно-галечниковые отложения, пески и суглинки, которыми сложены прибрежно-морские террасы, представляют древнедельтовые и типично речные фации. Доказательством этому служат их литологические особенности (слабая отсортированность обломочного материала, округлая форма валунов и гальки) и быстрая изменчивость состава и мощности этих отложений по простиранию.

Аллювиальные, озерно-аллювиальные и отчасти озерные отложения имеют преимущественное развитие во впадинах, занимающих значительные площади на материке и Шантарских островах.

2. Наличие вулканических отложений четвертичного времени, столь широко развитых в соседнем Нижнем Приамурье (излияния базальтов, андезито-базальтов и липаритов), в Западном Приохотье не доказано. Возможно к ним относится верхняя часть эффузивных покровов вулканического плато Гургугли.

3. По литологическому составу четвертичные отложения преимущественно представлены рыхлыми осадочными образованиями. Слабо сцементированные галечники и пески, супеси, глины, илы, торфяники — типичный комплекс отложений четвертичного времени. Глинистые продукты выветривания эффузивов (вблизи мыса Антыкан) служат сырьем для изготовления местной промышленностью кирпича. Жители прибрежных поселков для «побелки» и оштукатуривания стен пользуются и илами, осушаемыми во время отливов.

4. Изучение стратиграфии четвертичных отложений имеет практическое значение в связи с поисками в Западном Приохотье россыпных месторождений золота, олова и вольфрама. Так, в пойменных и надпойменных террасах о-ва Большой Шантар было обнаружено золото, в древних аллювиальных отложениях р. Селиткана — олово и вольфрам (главным образом в виде шеелита).

5. Для части речных террас устанавливается плейстоценовый возраст. Так, отложения 12-метровой террасы р. Селями-Инги относятся к межледниковой эпохе, а отложения 25-метровой террасы р. Муникана — к эпохе последнего оледенения.

## Глава вторая

### ИНТРУЗИИ

Интрузивная деятельность в процессе формирования сложной геологической структуры Западного Приохотья имела весьма важное значение. Устанавливаются (в исторической последовательности) главные интрузивные комплексы:

1. **Алдомский** (архейский), проявившийся в краевой зоне Алданского щита и представленный различными гнейсами и мигматитами.

2. **Джугджурский** (протерозойский), расположенный в области между Алданским щитом и зоной его протерозойского складчатого окаймления. Этот комплекс, весьма специфичный по своим петрографическим особенностям, сложен габбро-норитами и анортозитами (лабрадоритами).

3. **Древнестановой** (верхнепротерозойский), имеющий незначительное распространение в зоне протерозойского складчатого обрамления юго-восточной окраины Алданского щита. В состав его входят плагиограниты и гнесовидные граниты.

4. **Гербикинский** (нижнепалеозойский?), приуроченный к зоне разлома между Баладекским кристаллическим выступом протерозоя и полосой палеозоя хребта Джагды. В комплекс входят ультраосновные породы (серпентиниты и пироксениты).

5. **Шантарский** (верхнепалеозойский), располагающийся в краевой зоне Джагдинского антиклинория. В нем преобладают ультраосновные и основные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро).

6. **Дюкчангринский** (верхнепалеозойский?), проявившийся в центральной части Джагдинского антиклинория и представленный граносиенитами, микроклиновыми гранитами и гранодиоритами.

7. **Удский** (нижнемеловой), располагающийся в пограничной области между Удским прогибом и зоной Джугджура. Для него характерны граниты, гранодиориты и кварцевые диориты.

8. **Дуганджинский** (меловой), приуроченный к зоне погружения Торомского синклинория. В нем также развиты граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Однако, как мы увидим ниже, он отличается от удского комплекса металлогеническими особенностями.

9. **Ям-Алинский** (нижнетретичный), образующий цепочки интрузий в центральной части Торомского синклинория. Для него типичны различные гранитоиды (граниты, гранодиориты и др.).

Характеристика перечисленных интрузивных комплексов сведена в табл. 11.



## Интрузивные комплексы

Наименование комплекса	Форма и размер магматических тел	Петрографический состав (выделены преобладающие типы магматических пород)
Ям-алинский	Цепочка интрузий, вытянутых вдоль оси складчатой зоны или ориентированных косо по отношению к ней; 50—200 км <sup>2</sup>	Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, габбро
Дуганджинский	Слегка вытянутые, косорасположенные к складчатой зоне массивы; 45—50, редко до 500 км <sup>2</sup>	Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты
Удский	Неправильной формы, вытянутые в северо-восточном и северо-западном направлениях трещинные интрузии	Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, габбро
Дюкчангринский	Изометричные или слегка вытянутые вдоль складчатости; иногда грибообразные (в разрезе)	Граносиениты, граниты (микроклиновые), гранодиориты, диориты, габбро
Шантарский	Вытянутые вдоль разломов узкие тела; 3—9 км <sup>2</sup>	Дуниты, перидотиты, пироксениты, горнблендиты, габбро, диориты, монзониты
Гербикианский	Вытянутые вдоль разломов интрузии; 45—90 км <sup>2</sup>	Серпентиниты, пироксениты
Древнестановой	Пластовые интрузии и небольшие массивы; 1—20 км <sup>2</sup>	Гнейсовидные граниты, плагиограниты и их катаклазиты
Джугджурский	„Пояс“, вытянутый на десятки и первые сотни километров; 8000 км <sup>2</sup>	Габбро, габбро-нориты, анортозиты, лабрадориты
Алдомский	Линейно вытянутые интрузии, сложные тела инъекционных гнейсов и мигматитов	Различные гнейсы и мигматиты, гранито-гнейсы и гнейсо-граниты

## Западного Приохотья

Сопутствующие магматические проявления (дайки и малые интрузии)	Районы распространения комплекса	Примерный возраст	Связанные с комплексом полезные ископаемые
Порфириты, диоритовые порфириты, кварцевые порфиры	Хребет Ям-Алинь, Селиткано-Кумусунский район	Послемеловой (нижнетретичный)	Олово, вольфрам, молибден
Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые монциты, габбро-диориты	Мыс Большой Дуганджа, Альский хребет, восточная часть о-ва Большой Шантар	Послеверхнеюрский (меловой)	Золото
Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, спессартиты	Левобережье р. Уды, Прибрежный хребет	Послеверхнеюрский (нижнемеловой)	Свинец, цинк, молибден
Пегматиты, микродиориты, спессартиты	Хребет Джагды, мыс Дюкчангра, южный склон хребта Джугджур	Верхнепалеозойский (?)	Золото, вольфрам (шеелит), сурьма
Жильные габбро, габбро-пегматиты, монцит-порфиры, спессартиты	О-ва Большой Шантар и Феклистов	Верхнепалеозойский	Хром
Дайки конгидиабазов	Бассейны рр. Гербикана, Джолака, Малого Мелькана	Нижнепалеозойский (?)	Асбест
Пегматиты	Бассейн р. Май-Половинной	Верхнепротерозойский	Мусковит
Дайки диабазов и габбро	Хребет Джугджур, бассейн р. Май-Половинной	Протерозойский	Титаномагнетит, никеленосный пирротин
Жильные аляскитовые граниты, метагаббро, пегматиты	Хребты Алдомский и Джугджур	Архейский	Железо (?), графит

## 1. АЛДОМСКИЙ КОМПЛЕКС

Приводившееся выше описание архейской группы мы дополним здесь обзором интрузивных проявлений и краткой петрографической характеристикой пород архея.

В ряде береговых обнажений р. Май-Половинной В. Н. Мошкин в 1952 г. наблюдал лейкократовые амфиболовые и амфиболо-гранатовые, биотито-гранатовые гнейсы, пронизанные согласными жилами розовых аляскитовых гранитов, состоящих из кислого олигоклаза, кварца и небольшого количества калишпат-пертита. Эти граниты возможно являются аналогами интрузивных «мясо-красных» аляскитовых гранитов Алданского щита, описанных З. Г. Ушаковой и Ю. К. Дзевановским в 1948 г. В виде мелких линз, представляющих измененные дайки, там же наблюдались выходы метагаббро—темных среднезернистых пород с гипидиоморфнозернистой структурой. В состав их входит плагиоклаз (андезин-лабрадор) и буроватый моноклинный пироксен (авгит?).

Различные гнейсы и гранито-гнейсы, выходящие в районе Алдомского хребта (по Н. А. Ракову, А. А. Леонтовичу и Г. Г. Кайгородцеву, в пределах наиболее древней архейской структуры), по р. Лавле и верхнему течению р. Май-Половинной, интенсивно дислоцированы, образуя нередко крутые (с падением крыльев до 80°) складки.

Г. Г. Кайгородцев в 1946 г. описал по левому берегу р. Танчи гнейсы, образующие крутую антиклинальную складку. Кроме биотитово-рогово-обманковых гнейсов здесь появляются крупнозернистые красноватые микроклиновые граниты.

Для олигоклазовых гранито-гнейсов крупного Лавлинского массива (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955) весьма характерен катаклиз, приведший к образованию бластогранитовых, порфиροкластических, а иногда и милонитовых структур. Состав гранито-гнейсов этого массива однообразен. Главную роль играет частично серицитизированный и сосюритизированный олигоклаз (иногда альбит-олигоклаз или олигоклаз-андезин) и кварц. В виде мелких зубчатых зернышек здесь присутствует калиевый полевой шпат. Цветной компонент (не свыше 10—12%) представлен хлоритизированным бурым биотитом. Реже встречается роговая обманка и мусковит.

Архейский комплекс р. Май-Половинной характеризуется преобладанием в нижней своей части пироксеново-плагиоклазовых кристаллических сланцев и пироксеновых гнейсов (аналоги чарнокитовой серии). В состав их входят гиперстен и диопсид. В верхней части архейского комплекса распространены гранатовые, биотито-гранатовые и графито-гранатовые гнейсы, представляющие собой крупнозернистые и среднезернистые буровато-серые породы гнейсовидной текстуры и гранобластовой, гетеробластовой и пойкилобластовой структуры. В состав этих пород всегда входит плагиоклаз (олигоклаз или олигоклаз-андезин), калиевый полевой шпат (микроклин или микроклин-пертит), кварц и цветные минералы, представленные гранатом или гранатом и биотитом. Иногда наблюдается повышенное (до 20%) содержание графита.

Занимающие большую территорию на севере Западного Приохотья гнейсированные граниты архейского возраста возникли в условиях значительных глубин. Они принадлежат к измененным пара- и ортопородам, затронутым в той или иной степени процессами гранитизации. В гранито-гнейсах Лавлинского и других массивов неоднократно отмечался процесс фельдшпатизации—замещение калиевым полевым шпатом им кварца и некоторых других минералов.

## II. ДЖУГДЖУРСКИЙ КОМПЛЕКС

Структурная зона Становика — Джугджура и в особенности рассматриваемая здесь ее восточная часть характеризуется наличием огромного пояса основных пород габбро-норитового и анортозитового (точнее, лабрадоритового) состава. Пояс протягивается на 400 км (при средней ширине в 20 км) от р. Май-Половинной через верховье р. Джаны к водоразделу рр. Ватанги и Лантаря. Общая площадь этой полосы анортозитов составляет 8000 км<sup>2</sup>.

В результате работ, проведенных за последние годы, наметилась вторая, более южная полоса интрузий этого же типа, прослеживаемая с перерывами от р. Эдягу-Чойдах (правого притока р. Май-Половинной) к рр. Лавле (левому притоку Кырана) и Немую.

Комплекс габбро-норитов и анортозитов хребта Джугджур был описан Н. А. Раковым и А. А. Леонтовичем, геологами Южно-Охотской экспедиции (Г. Н. Чертовских, Г. Г. Ключанским, И. А. Шувальским, И. И. Волчек) и Л. И. Красным, Ю. Ф. Чемяковым и В. Н. Мошкиным в 1951—1953 гг.

Краткие сведения о Джугджурских анортозитах в связи с сделанным обзором подобных формаций мира были опубликованы А. П. Лебедевым (1953).

Преобладающие в джугджурском комплексе породы часто не вполне точно объединяются под названием анортозитов. Фактически в массивах хребта Джугджур различаются две разновидности «анортозитов»:

а) мономинеральные плагиоклазовые (как правило, лабрадоровые) породы белого, светло-серого, бледно-розового или фиолетово-розового цвета с отчетливо выраженной двойниковой штриховкой по плоскостям спайности кристаллов; нередко они иризируют голубоватыми и фиолетовыми тонами;

б) пироксеновые анортозиты, в которых наряду с плагиоклазами наблюдается до 8—12% пироксена (диаллага).

Обе разновидности связаны между собой постепенными переходами. Кристаллы плагиоклаза, слагающего анортозиты, имеют размеры в среднем 2—3 см, иногда достигая 18 см.

Породы габбро-норитового типа образуют в анортозитах шлировые обособления мощностью до 15—20 см. Шлиры вытягиваются параллельно друг другу на значительное расстояние или быстро выклиниваются. По форме преобладают ленточные шлиры, состоящие из норита и габбро-норита, и вытянутые эллипсоидальные (рис. 21). Переход от мономинеральных анортозитов к шлировым обособлениям — постепенный.

По петрографическому составу шлиры подразделяются:

а) норитовые, состоящие из габбровых пород с ромбическим пироксеном;

б) габбро-норитовые, в которых наряду с ромбическим пироксеном присутствует моноклинный пироксен;

в) габбро-диоритовые (иногда уралитовые) с небольшим количеством первичной роговой обманки и уралитизированным пироксеном.

В северо-восточной наиболее хорошо изученной части Главного (Северного) массива анортозиты в области эндоконтакта с гранито-гнейсами преобразованы в своеобразные гибридные породы, состоящие из более кислого (чем в нормальных анортозитах) плагиоклаза, хлорита и крупных ксеноморфных зерен кварца. Там, где массив граничит с амфиболитами и кристаллическими сланцами (архейскими), расположена узкая зона мигматитов, состоящих из тонких полос хлоритово-амфиболового и плагиоклазового состава.

Эти наблюдения Н. А. Ракова и А. А. Леонтовича (1937 г.) не противостоят более поздним обобщениям А. П. Лебедева (1953), который ука-

зал, что в Джугджурском массиве имеется «...относительно широкое развитие признаков ассимиляционных процессов — признаков постепенной переработки анортозитовой магмой материала вмещающих древних сланцев и гнейсов протерозоя. Наиболее отчетливо эти явления, — писал он, — выступают по юго-восточному контакту интрузии, где прослеживается целая зона пород так называемого «инъекционного комплекса», чрезвычайно неоднородных по составу и структуре меланократовых такситовых образований, представляющих собой результат различных стадий процесса переработки плагиоклазовым расплавом амфиболитов...»

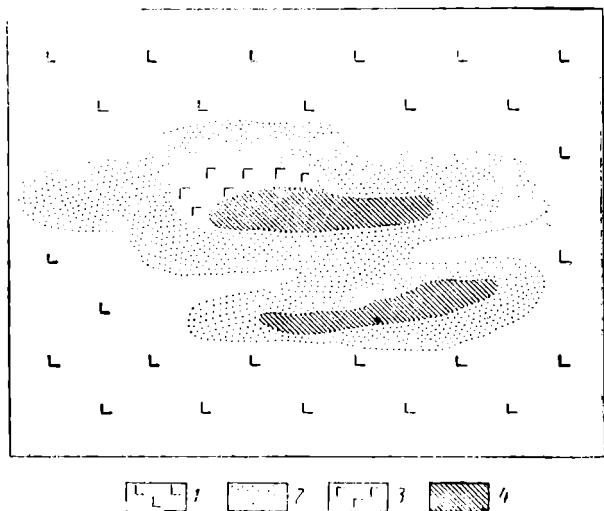


Рис. 21. Эллипсоидальные шлиры в анортозитах  
(По Н. А. Ракову и А. А. Леонтовичу)  
1—анортозиты, 2—нориты и габбро-нориты, 3—габбро-пегматиты, 4—пироксениты

Среди рассматриваемых основных интрузий на большом протяжении (километры и первые десятки километров) наблюдаются полосы рассланцованных (иногда гнейсовидных) габброидных пород и анортозитов, приуроченные к зоне смятия, вытянутой в северо-восточном направлении.

Кун-Маньенский массив, являющийся, возможно, юго-западным продолжением Главного (Северного) массива, сложен рассланцованными, сильно измененными габбро, габбро-норитами и реже анортозитами.

Для пород этого массива характерно широкое развитие катакlastических структур. Катаклиз и милонитизация пород сопровождается, как правило, интенсивным окварцеванием и усилением процессов сосюритизации плагиоклазов и амфиболитизации (актинолитизации) пироксенов. Иногда отчетливо заметен калиевый метасоматоз габбро, происходивший под влиянием инъекции (в виде многочисленных жил) плагиогранитов («древнестановых»). Другой еще мало изученной особенностью Кун-Маньенского массива является наличие в нем многочисленных останцов вмещающих пород, имеющих вид крупных (сотни метров) блоков, состоящих из кристаллических сланцев, мраморов и гнейсов архея<sup>1</sup>.

Сектакский массив, находящийся на линии простираения Верхнемуйского массива, относится к южной полосе анортозитов. Он сложен массивными анортозитами и габбро. Последние наблюдаются в виде шлиров.

<sup>1</sup> По новым данным, габбро и габбро-амфиболиты Кун-Маньенского массива являются более древними, чем анортозиты джугджурского комплекса.

И, наконец, самый южный выступ анортозитов был закартирован в районе рр. Урми и Галлама (правобережье в среднем течении р. Уды). Анортозиты и габбро этого участка представляют собой белые или розоватые однородные (плагноклазовые) или полосчатые и пятнистые (с цветными минералами) породы, не отличимые от соответствующих пород Джугджура.

Во всех массивах анортозитов Западного Приохотья изредка наблюдаются дайки измененных диабазов и жильного габбро мощностью от 0,2 — до 1,5 м.

К породам джугджурского комплекса относится ряд проявлений титаномагнетитов и никеленосных пирротитов.

Протерозойский возраст интрузий основных пород в районе Джугджура устанавливается с помощью ряда наблюдений, часть из которых требует дополнительной проверки:

1. В нескольких случаях в бассейне р. Май-Половинной наблюдался активный контакт этих интрузий с толщей слюдистых сланцев и мраморов протерозойского возраста.

2. Фаунистически охарактеризованные породы нижнего кембрия в бассейне р. Урми заметно менее дислоцированы и метаморфизованы, чем находящиеся поблизости габбро и анортозиты баладекского комплекса, сопоставляемые с соответствующими породами Джугджура.

3. Аналогичные породы габбро-анортозитового комплекса, распространенные на южной окраине Сибирской платформы (бассейн р. Олекмы), в сходных структурах имеют твердо устанавливаемый докембрийский возраст, а именно: граниты, прорывающие анортозиты, трансгрессивно перекрыты фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими отложениями (Л. И. Салоп, 1954).

4. Крупные интрузии габбро-анортозитов, приуроченные к окраинам древних щитов (Волинский на Украине, Берген-Иотун и Экерзунд в Норвегии, Олекминский в Восточной Сибири, Морин на п-ове Лабрадор и др.), находятся среди докембрийских пород.

Следует указать, что не все исследователи Западного Приохотья придерживаются мнения о протерозойском возрасте габбро-норитов и анортозитов. Так, Н. А. Раков и А. А. Леонтович в 1937 г. первоначально связывали время внедрения основных интрузий с одной из каледонских или первой фазой герцинского орогенеза. В дальнейшем, они, учитывая данные В. А. Ярмолюка о протерозойском возрасте осадочной толщи Учуро-Майского района, присоединились к тому мнению, что габбро-нориты и анортозиты имеют более древний (докембрийский) возраст.

### III. ДРЕВНЕСТАНОВОЙ КОМПЛЕКС

В бассейне р. Май-Половинной, районе, наиболее близко примыкающем к зоне «древнестановой орогении», развиты небольшие тела серых гнейсовидных гранитов и плагтигранитов, являющихся, по-видимому, аналогами протерозойских («древнестановых») интрузий. В области их распространения в Западном Приохотье (и Становом хребте) породы алдомского кристаллического комплекса архея подверглись интенсивным изменениям. Эти «переработанные» древнестановыми гранитами породы («гнейсоиды») представляют собой (по Д. С. Коржинскому, 1935, 1936, 1939) сланцеватые диафториты, возникшие в результате рассланцевания и развальцевания архейских гнейсов и кристаллических сланцев при перекристаллизации их под воздействием термальных растворов.

**Древнестановые граниты** (серые гнейсовидные граниты, плагтиграниты и их катаклазиты). Образуют в районе левобережья р. Май-Половинной, в ее среднем течении небольшие массивы. Чаще они встречаются в виде пластовых тел, согласно залегающих среди гнейсов и кристаллических сланцев архея, мощностью от 3—5 до 50—100 м.

Граниты эти представлены серыми или слегка розоватыми биотитовыми или двуслюдяными разновидностями, среди которых преобладают серые гнейсовые мелко- или среднезернистые плагиограниты. В состав плагиогранитов входят плагиоклаз (олигоклаз, не обнаруживающий полисинтетического двойникового сложения), кварц и небольшое количество калиевого полевого шпата и биотита. В розоватых гнейсовидных гранитах калиевый полевой шпат (микроклин) преобладает над плагиоклазом или находится с ним в равном количестве. В зонах разломов в гранитах наблюдаются катаклазиты и милониты.

П. С. Бернштейн (1937 г.) в бассейне р. Чогар обнаружил небольшие, вытянутые в северо-восточном направлении интрузии, прорывающие архейский комплекс, состоящий из гнейсов, амфиболитов и лептитов. Эти интрузии, описанные Бернштейном под названием протерозойских ортогнейсов (биотитовых гранито-гнейсов и аляскитовых ортогнейсов), по условиям залегания (согласные интрузии), петрографическому составу и структуре (панксеноморфная и гранобластовая) весьма напоминают гнейсовидные граниты древнестанового комплекса.

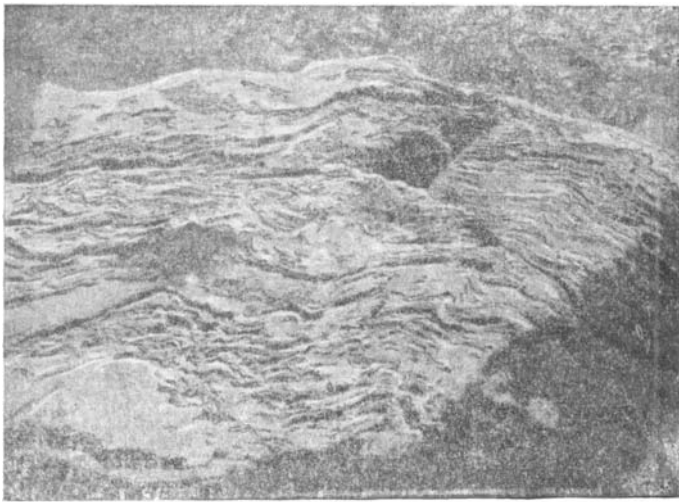


Рис. 22. Мигматит (левый берег р. Май-Половинной)  
Фото В. Н. Мошкина

Из жильных пород, образование которых связано с описываемыми интрузиями, все авторы упоминают пегматиты. Пегматиты встречаются в виде отдельных тел или пегматитовых мигматитов, имеющих распространение на больших площадях. Пегматитовые жилы в бассейне р. Май-Половинной имеют мощность от нескольких сантиметров до 1—7 м. Обычно они располагаются согласно слоистости гнейсов и сланцев, но иногда секут последние. В жилах часто встречаются раздувы и пережимы. Среди слюдяно-кварцево-полевошпатовых пегматитов наблюдаются жилы, содержащие крупные (от 5 до 15 см в поперечнике) пластины мусковита.

**Инъекционные гнейсы и мигматиты.** Согласно В. Н. Мошкину, биотитово-гранатовые, биотитовые и амфиболовые гнейсы, пронизанные многочисленными жилами аплитового и плагиогранитового состава, образуют полосу шириной 10—15 км, расположенную в нижнем течении р. Эдугу-Чойдаха и по р. Мае-Половинной между ключами Борогоном и Мукчу. Тонкие и тончайшие (мощностью до 1 мм) жилки аплитов настолько часто пронизывают гнейсы, что образуются смешанные породы — мигматиты (рис. 22). Изредка послойные инъекционные жилы плагиогранитов

располагаются в биотитово-гранатовых гнейсах на расстоянии десятков метров друг от друга. Тела плагиогранитов в этих случаях могут достигать мощности 50—100 м.

Подобный комплекс мигматизированных гнейсов и развальцованных диафторитов наблюдал П. С. Бернштейн в бассейне р. Наму (правый верхний приток р. Чогара).

#### IV. ГЕРБИКАНСКИЙ КОМПЛЕКС

Ультраосновные породы гербиканского комплекса, насколько об этом можно судить на основании съемки масштаба 1 : 1 000 000 и отдельных маршрутов, приурочены к полосе древних (протерозойских или верхнепротерозойских — нижнепалеозойских) пород, выходящих в ядра антиклинальных структур. Некоторые массивы (Гербиканский, Мельканский) тяготеют к зоне разлома, расположенной между Баладекским выступом докембрия и антиклинорием хребта Джагды.

Гербиканский массив серпентинитов, занимающий площадь около 40—45 км<sup>2</sup>, впервые описан автором и Ю. Ф. Чемяковым в 1950 г. Более ранние сведения о нем приводились В. И. Серпуховым (1932 г.), С. И. Бенеславским (1949 г.) и В. В. Фроловым (1944 г.).

По р. Гербикану и его притокам Ихматакану и Бугалли наблюдаются многочисленные выходы серпентинитов и прорывающих их жильных пород типа конгадиабазов. Одно из обнажений серпентинитов (высотой 25—30 м и длиной 80 м) описано нами по правому берегу Гербикана в 250 м выше устья р. Бугалли. В обнажении (вниз по течению реки) выходят следующие породы.

Темные зеленовато-коричневые, с острым раковистым изломом серпентиниты, рассеченные прожилками асбеста мощностью 4—5 мм, падающие на СВ 65° под углом 82°. В 18 м от них наблюдается зона нарушения с перемьятами красновато-бурыми и зеленоватыми серпентинитами с многочисленными зеркалами скольжения. Наиболее ясно выраженные трещины нарушения, заполненные кальцитом, падают на ЮВ 105° под углом 76°. Дальше серпентиниты пронизаны серией тонких (1,5—2 мм) асбестовых прожилков, ориентированных в двух направлениях: ЮВ 110° (угол падения 33°) и СВ 70° (угол 66°). При изучении под микроскопом выяснилось, что наиболее типичные для Гербиканского массива серпентиниты сложены петельчатым серпентином, развитым по оливину. Местами заметны реликты моноклинного пироксена, замещенного пластинчатым серпентином и хлоритом.

Выходы темных, почти черных серпентинизированных пироксенов в устье р. Джолака возможно являются юго-восточным продолжением Гербиканского массива. Эти пироксениты имеют панксеноморфную структуру и состоят из моноклинного пироксена ( $cNg = 34^\circ$ ) в виде более или менее изометричных зерен размеров до 2,5 мм и серпентина. Менее измененные массивные пироксениты представляют темно-зеленые породы с поверхностью нередко покрытой ржавой железистой пленкой. Они характеризуются паналлотриоморфной структурой и состоят из моноклинных (энстатит-авгит;  $cNg = 26^\circ$ ) и ромбических (гиперстен;  $cNg = 7^\circ$ ) пироксенов. Вероятно, пироксениты как более свежие породы, чем серпентиниты, являются и более молодыми по отношению к ним.

Отдельные небольшие выходы серпентинитов размером 9×30 м были обнаружены Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым в 1947 г. на Тугурском п-ове в береговом обрыве мыса Темный. Серпентиниты имеют темно-зеленый цвет, жирный блеск и отчетливую сфероидальную и эллиптическую отдельность. Эти «эллипсоиды» окружены скорлуповатой серпентинизированной массой.

Вмещающие серпентиниты породы представлены сильно измененными диабазами онгочанской свиты. На участках выходов серпентинитов про-



ходит зона тектонического нарушения. В серпентинитах наблюдаются зеркала скольжения и следы интенсивного смятия.

Из жильных пород, связанных с гербиканским комплексом, следует отметить измененные конгадиабазы, секущие серпентиниты в виде даек, как это хорошо видно в обнажениях р. Бугалли.

## V. ШАНТАРСКИЙ КОМПЛЕКС

Автором на Шантарских о-вах в 1948 г. был описан комплекс ультраосновных, основных и отчасти более кислых пород (диориты), прорывающих девонские отложения шантарской серии. На материке близкие по составу породы (габбро-амфиболиты) были встречены Г. Г. Кайгородцевым. Они слагают (по р. Нячи) небольшие массивы и пластообразные тела, прорывающие известняки верхнего силура.

Часть интрузий шантарского комплекса, обнаруженных на о-вах Большой Шантар и Феклистов, сохранилась лишь в виде отдельных выходов на берегу моря (Западно-Шантарский и Феклистовский массивы). Они представляют остатки более крупных интрузивов, частью размытых, а частью погруженных по линиям разломов.

Так, на юго-западном побережье о-ва Большой Шантар к северу от группы кекуров «Три брата» на протяжении 150—200 м вскрыт морем сложный горнблендитово-диоритовый массив, срезанный сбросом северо-северо-восточного направления. Другой массив (Амукайский), сложен

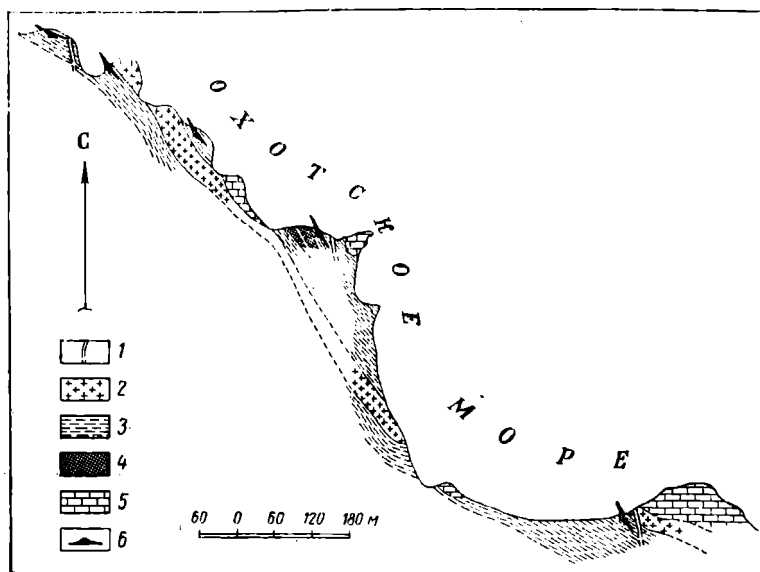


Рис. 23. Схематическая геологическая карта северо-восточной части Амукайского массива (северное побережье о-ва Большой Шантар)

1—дайки (микродиориты, спессартиты, диоритовые порфиры), 2—плаггиограниты, 3—кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты, 4—карбонатно-форстеритовые породы и серпентинизированные дуниты, 5—мраморы, 6—элементы залегания первичной полосчатости

ный кварцевыми диоритами и габбро-диоритами, в значительной части размыт морем (рис. 23), так же как и наиболее интересный по своему строению Феклистовский массив. В структурном отношении эти массивы приурочены к краевой зоне крупной антиклинальной структуры.

Интрузии о-ва Большой Шантар, возможно, связаны с разрывными дислокациями северо-западного — юго-восточного направления, секу-

щими складчатую структуру вкрест простирания. В плане они имеют овальную или вытянутую форму. Первичная полосчатость, весьма характерная (рис. 24) для пород приконтактных частей интрузий, имеет направление, совпадающее с простиранием массива.

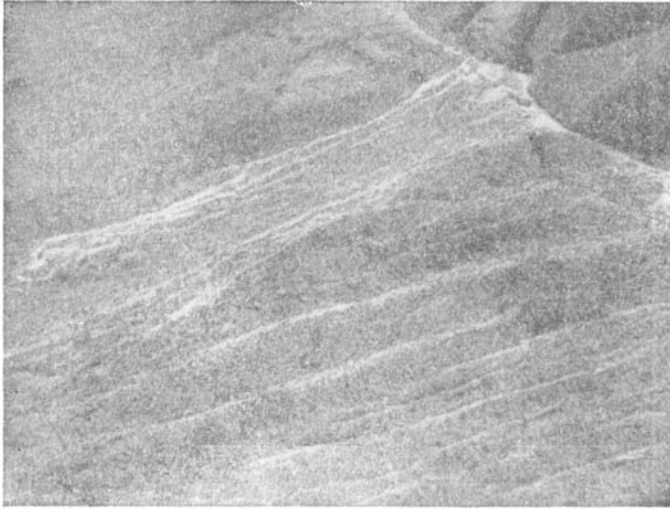


Рис. 24. Первичная полосчатость пород, расположенных в эндоконтактной зоне Западно-Шантарского массива

В зоне эндоконтакта этих массивов развиты кварцевые диориты и диориты, постепенно переходящие к центральным частям массивов в габбро-диориты и габбро (Анаурский и Амукайский массивы). В Западно-Шантарском массиве контакт между кварцевыми диоритами и горнблендитами, слагающими центральную часть массива, резкий. В 1,5 м от контакта с горнблендитами в кварцевых диоритах наблюдаются ксенолиты горнблендитов размером от 4 до 8 см, имеющие большей частью угловатую форму (рис. 25). В средней части Амукайского массива обнаружен небольшой участок сильно измененных ультраосновных пород.

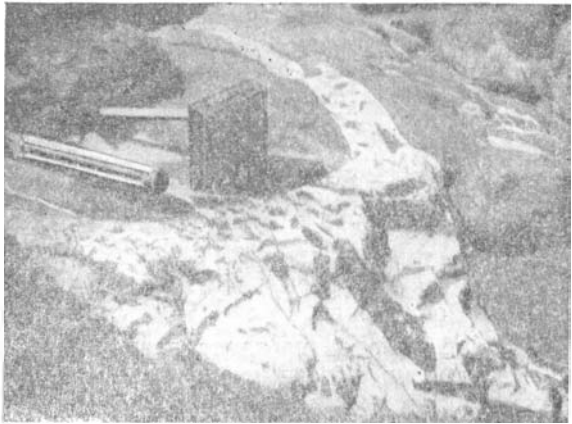


Рис. 25. Кварцевые диориты с ксенолитами горнблендитов (Западно-Шантарский массив)  
Фото Г. С. Ганешина

Дайковый комплекс, связанный с породами шантарского комплекса на о-ве Большой Шантар, довольно однообразен. Представлен он плагиогранитами, диоритовыми порфиритами (рис. 26) и редко спессартитами

и микродиоритами. В Анаурском массиве в осыпи, состоящей из обломков габбро, обнаружены глыбы пегматита.

В интрузиях о-ва Большой Шантар существенное значение имеют темно-серые кварцевые диориты и диориты, содержащие из цветных минералов роговую обманку и моноклинный пироксен (диопсид). С ними тесно связаны габбро-диориты и габбро с типичной габбровой или габ-



Рис. 26. Пластовая дайка диоритового порфирита (а) в алевролитах (б). Восточный берег о-ва Большой Шантар. Рис. О. А. Андреева по фото Г. С. Ганешина

бро-офитовой структурой. Длиннопризматические или изометрические зерно плагиоклаза (ряда андезин—лабрадор или лабрадор) обычно хорошо образованы и идиоморфны по отношению к цветным минералам. В некоторых разновидностях габбро наблюдаются пегматитообразные прорастания, состоящие из роговой обманки и плагиоклаза.

В Северо-Шантарском массиве встречаются породы, переходные от габбро-диоритов (с шлирами, состоящими из меланократового габбро-норита) к габбро-диабазам и диабазам.

Феклистовский габбро-перидотитовый массив расположен в юго-западной части о-ва Феклистов. Он вскрыт морем с трех сторон и занимает площадь в 9 км<sup>2</sup>. Этот, один из интереснейших в петрологическом отношении участков Западного Приохотья, заслуживает подробного описания.

В районе выходов ультраосновных пород можно наблюдать, как колоссальные черные и темно-зеленые стены, отпрепарированные прибоем и осенними штормами, опускаются в море. Между ними остаются небольшие оливково-зеленые участки пляжа, состоящие из оливниново-хромитового песка. Краткий срок работы автора (осенью 1948 г.) в пределах массива позволил только в общих чертах выяснить его строение.

Вмещающие породы падают в сторону массива под углом 50—55°. В западной его части они представляют светло-серые и фиолетово-серые среднезернистые песчаники, на контакте превращенные в кварцевые и биотитовые роговики.

На юго-востоке и на севере в соприкосновении с породами массива находятся ороговикованные конгломераты.

В распределении различных пород массива намечается последовательность, позволяющая предполагать зональное его строение (рис. 27). От контактов в сторону центральной части намечается постепенный переход кварцевых диоритов, диоритов и монцитонитов к породам группы габбро и далее к пироксенитам, оливковым пироксенитам, пироксеновым оливинитам и, наконец, к дунитам. Эта принципиальная схема не всегда выдерживается, и местами основные породы находятся среди средних. Однако факт зонального распределения пород остается несомненным и мы имеем основное рассматривать их как единый магматический комплекс, образовавшийся преимущественно в результате кристаллизационной дифференциации магмы основного состава.

Формирование пород шантарского комплекса произошло в последовонскую эпоху. Верхняя граница во времени образования интрузий остается неясной. К тому же среди мезозойских отложений материка (на островах мезозой не обнаружен) нигде подобного комплекса ультраосновных пород не найдено.

Предположительно можно указать, что верхнепалеозойская интрузивная деятельность происходила в две фазы. В одну из них, возможно более раннюю (крупные дайки плагиогранитов секут габбро), были образованы сложные интрузии, в основном ультраосновного и основного состава (шантарский комплекс). Последующая интрузивная фаза обусловила внедрение в среднепалеозойские отложения более кислых (граниты, граносиениты, гранодиориты, отчасти плагиограниты и кварцевые диориты) дифференциатов (дюкчангринский комплекс).

## VI. ДЮКЧАНГРИНСКИЙ КОМПЛЕКС

В Джагдинском антиклинории и отдельных его ответвлениях (например, Тыльско-Феклистовская антиклиналь) имеются интрузии граносиенитов, гранитов, гранодиоритов, диоритов и габбро, прорывающих девонские отложения и размытых в юрское время (среднюю юру?). Одна из таких интрузий была сравнительно подробно изучена автором в 1949 г. на мысе Дюкчангра.

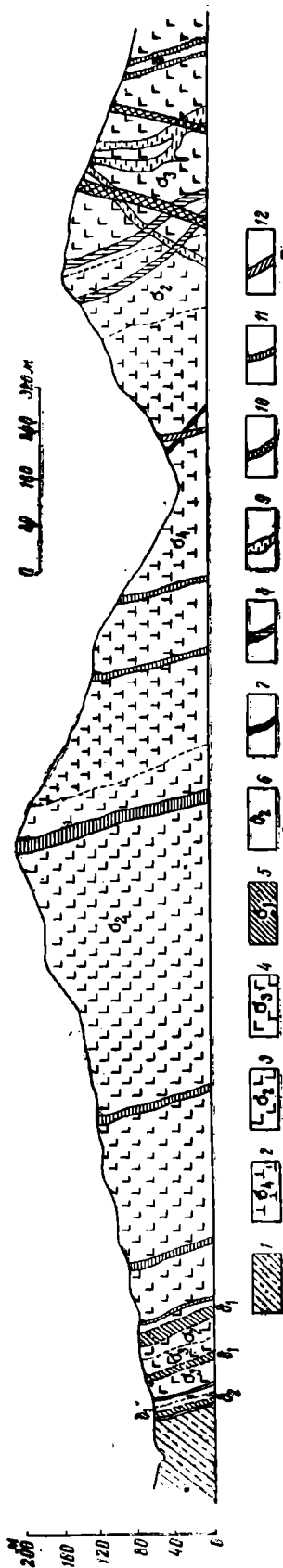


Рис. 27. Схема геологического строения юго-западного контакта Феклистовского массива (береговой разрез)

1—полосчатые кварцево-биотитовые роговики; 2—дуниты и пироксеновые оливиниты; 3—перidotиты и оливковые пироксениты (верлиты, лерсолиты); 4—пироксеновые и роговообманковые габбро; 5—монцитониты; 6—диориты; 7—оливковые пироксениты жильные; 8—габбро жильные; 9—габбро-легматиты; 10—диориты жильные; 11—лампрофиты (слессы); 12—дуниты жильные.

Другая полоса крупных интрузий, по-видимому, последовонского (верхнепалеозойского?) возраста может быть выделена в зоне хребтов Джугджур и Прибрежный. При этом следует иметь в виду, что вопрос расчленения интрузий по возрасту в последнем районе не может считаться решенным. Выяснение этапов магматизма в зоне хребта Джугджур потребует специальных исследований.

**Верхнепалеозойские интрузии хребта Джагды.** Здесь к последовонским, верхнепалеозойским интрузиям мы отнесли (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемеров, 1955 г.) массивы, выходящие в верховье р. Джолака, на водоразделе между рр. Урми и Кенураком и в бассейне р. Малого Мелькана. В наиболее крупных массивах (например, Джолакском, площадью около 120 км<sup>2</sup>) наблюдаются серые или фиолетово-серые среднезернистые (до крупнозернистых) измененные граносиениты, состоящие из призматических кристаллов плагиоклаза, каолинизированного калиевого полевого шпата и небольшого количества кварца, иногда содержащего микрографические вроски калиевого полевого шпата. Цветные минералы представлены часто обильными мелкими ксеноморфными кристаллами уралитового амфибола, возможно, образующего псевдоморфозы по пироксену, и пластинками биотита, нацело замещенными хлоритом.

Подчиненное положение среди верхнепалеозойских интрузий хребта Джагды занимают гранодиориты, микроклиновые граниты, мусковитовые граниты и кварцево-ортоклазовые габбро. Граниты, благодаря параллельной ориентировке листочков слюды (биотита или мусковита), имеют гнейсовидный облик.

Возможно, что к дюкчангринскому комплексу относятся небольшие массивы катаклазированных кварцевых диоритов и кварцевых сиенитов, расположенные в среднем течении р. Гербикана и в низовьях рр. Большого и Малого Мелькана. Площадь каждого из этих массивов равна 18—20 км<sup>2</sup>. Породы, слагающие массивы, более катаклазированы и изменены, чем упомянутые выше интрузии хребта Джагды. На этом основании возраст их ранее принимался нами (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемеров, 1955) как нижнепалеозойский (?).

**Дюкчангринский массив.** В береговых обрывах Охотского моря от устья Малого Дюкчангра до пос. Биранджи, слагая мысы Дюкчангра и Медвежье Одеяло, обнажены микроклиновые граниты, имеющие розовато-серую окраску. Это среднезернистые породы, с заметно выделяющимися (по величине) кристаллами микроклина. В состав гранитов входит каолинизированный калиевый полевой шпат (микроклин-пертит с плохо выраженной кристаллической решеткой), альбитизированный или серицитизированный плагиоклаз (олигоклаз № 10—18), кварц в виде крупных (до 3 мм) зерен. Из аксессуарных минералов очень характерен буровато-красный ортит.

К. И. Богданович (1905) обратил внимание на то, что «...в наиболее выдающейся части мыса Дюкчангра появляются массивные толщи и жилы роговообманкового гранита, пепельно-серого и белого цвета. Граниты обнаруживают наклонность к образованию шаровой отдельности, причем состав их приближается в этом случае к кварцевому диориту, но непрерывная геологическая связь этой породы со всей массой гранитов может быть прослежена по обнажениям...»

Упомянутая К. И. Богдановичем шаровая отдельность представляет явление довольно интересное. «Шары», выступающие в береговых обрывах, имеют средние размеры 0,5—0,6 м и лишь изредка достигают 1,5—2 м. Они заключены в темную мелкозернистую породу, отвечающую по составу габбро-диориту. Петрографический состав самих «шаров» более основной, габбровый. Вероятно, эти «шары» являются своеобразными округлыми сгустками основного состава, отпрепарированные морским прибоем из более легко разрушающихся пород.

В западной части массива наблюдались сгустки иного типа. Они здесь более мелкие ( $3 \times 4$  см) и по составу относятся к кварцевым монцонитам.

Соотношение габбро-диоритов с микроклиновыми гранитами не вполне ясно. Однако наблюдавшаяся нами жила этих гранитов, залегающая в габбро-диоритах, свидетельствует о более древнем возрасте последних. Кроме того, обилие в основных породах, расположенных вблизи жилы гранита, мелких чешуек биотита указывает на их возможное контактное изменение. Имеются и более молодые (вероятно, послепюрьские) интрузии, прорывающие Дюкчангринский массив. Так, на мысе Дюкчангра микроклиновые граниты прорваны свежими серыми кварцевыми диоритами. В гранитах наблюдаются скопления («кучки») темно-зеленой роговой обманки и «сыпь» мелкочешуйчатого более позднего биотита.

Граниты Дюкчангринского массива образуют пологие контакты с вмещающими породами и глубоко проникают в них в виде длинных языков. Отдельные участки экзоконтакта настолько «загрязнены» интрузивным материалом, что бывает трудно установить, с изверженной или осадочной породой мы имеем дело. Макроскопически и в шлифах заметны неправильной формы «втёки» гранита в роговиках, не имеющие четких контуров.

Форма гранитной интрузии, насколько это удалось установить по береговому разрезу, грибообразная. Жильный комплекс, связанный с Дюкчангринским массивом, нехарактерен для более молодых мезозойских гранитов. Здесь встречаются жилы пегматитов мощностью до 1,1 м и кварцевые пегматоидные жилы мощностью 0,06—0,18 м. Из других жильных пород укажем керсантиты и спессартиты. Обилие мелких чешуек биотита, «дождиком» засыпавшего все остальные минералы, наводит на мысль, что некоторые дайки подверглись контактовому воздействию более молодых гранитов.

В хребте Джагды удается определить только нижнюю возрастную границу рассматриваемой группы гранитоидов. Для Дюкчангринского массива имеется возможность установить и их верхнюю границу. В среднеюрском конгломерате в устье р. Биранджи в нескольких стах метрах от восточной окраины массива встречается обильная галька гранитов, мелкозернистых диоритов и роговиков, по внешнему виду (и микроскопически) очень похожих на породы Дюкчангринского массива и его контактового ореола.

В целом полоса палеозойских отложений хребта Джагды характеризуется весьма слабым развитием кислых интрузий. Последние располагаются параллельно складчатой структуре. Калиевые граниты и близкие к ним породы Дюкчангринского комплекса (граносиениты, микроклиновые граниты) отличаются по составу от более молодых мезозойских плагиоклазовых гранитов. Отличаются они также и текстурными признаками. Среди верхнепалеозойских гранитов нередко наблюдаются катакластические и гнейсовидные текстуры. Для некоторых интрузий установлено повышенное содержание ортита.

**Интрузии хребтов Джугджур и Прибрежный.** Верхнепалеозойские (?) или, как их называют (П. С. Бернштейн, Н. А. Раков и А. А. Леонтович), герцинские интрузии в области южного склона хребта Джугджур занимают значительную площадь.

Предполагаемое проявление нескольких эпох магматизма в зоне хребта Джугджур, наряду со сходными по составу интрузиями, и отсутствие местами стратиграфических критериев для определения их возраста, затрудняют четкое выделение комплекса верхнепалеозойских интрузий. Однако имеющиеся материалы о «стратиграфическом» положении

интрузий и их петрографических особенностях позволяют сравнивать их с дюкчангринским комплексом.

П. С. Бернштейн закартировал в 1937 г. верхнепалеозойские граниты в бассейне рр. Чогара и Эдягу-Чойдаха. Довольно крупные (до 600 км<sup>2</sup>) массивы гранитов вытянуты здесь согласно со складчатостью в широтном или восточно-северо-восточном направлении. Граниты представлены серыми (или реже розовыми) среднезернистыми биотитовыми или роговообманково-биотитовыми разновидностями со следами незначительного катклаза (облачное погасание кварца). Они состоят из кварца, ортоклаза, ортоклаз-пертита, плагиоклаза (олигоклаза) и биотита (или биотита и роговой обманки). Существенным отличием их от более молодых послепермских гранитов является отсутствие зональных плагиоклазов, очень характерных для мезозойских интрузий. Эти граниты, по П. С. Бернштейну, прорывают древний (архейский и протерозойский) кристаллический комплекс пород и *трансгрессивно перекрыты* (на левом берегу р. Чогара и на левом берегу р. Эльги) *юрской вулканогенно-туфогенной толщей*. Последнее обстоятельство чрезвычайно важно, так как подобные же соотношения последованских гранитов и юрских отложений установлены нами на северо-восточном фланге рассматриваемой зоны.

В бассейне р. Джаны, по материалам Г. Н. Чертовских и Г. Г. Ключанского, выявлены верхнепалеозойские диориты, прорывающие анортозиты. Диориты метаморфизованы более молодыми послепермскими гранитами.

В Кыран-Джолонском районе, по работам автора и Ю. Ф. Чемякова, верхнепалеозойские массивы гранодиоритов, гранитов и граносиенитов вытянуты в широтном направлении. Они занимают водораздельное пространство между рр. Лавлой и Кыраном, Килаем и Немуем, Большим Джолоном и Укчаваем. Эти интрузии представлены серыми, розоватыми или фиолетово-серыми среднезернистыми (до крупнозернистых) породами. В них отмечается более высокое содержание плагиоклазов (до 40%). Некоторые разновидности, где калиевый полевой шпат становится преобладающим минералом, при небольшом (не выше 10%) содержании кварца, могут быть названы граносиенитами.

Нижняя возрастная граница этих гранитоидов устанавливается по наличию активного контакта с верхнедевонскими отложениями, верхняя — по факту залегания на них (в междуречье Большого Джолона и Укчаева) верхнеюрских конгломератов, в гальке которых эти граниты встречаются.

Еще дальше на северо-восток, в бассейнах рр. Лантаря и Алдомы описаны верхнепалеозойские (Г. Г. Кайгородцев) или верхнегерцинские (Н. А. Раков и А. А. Леонтович) интрузии гранитоидов.

К комплексу верхнепалеозойских интрузий упомянутые авторы относят граниты, гранодиориты и кварцевые диориты с более или менее заметной (резче — в краевых зонах) гнейсовидностью. Площадь этих интрузий на восточном склоне хребта Джугджур достигает 400 км<sup>2</sup>. Зоны катклаза развиты в них не повсеместно и тяготеют, по-видимому, к разломам. Г. Г. Кайгородцев указывает, что гранодиориты и кварцевые диориты являются фациальными разновидностями гранитов. Им наблюдался постепенный переход от гранитов через плагиограниты к кварцевым диоритам. Н. А. Раков и А. А. Леонтович выделяют плагиоклазовые граниты (адамеллиты) в группу самостоятельных интрузий, более древнюю, чем верхнепалеозойские гранитоиды.

Все рассматриваемые интрузии имеют эруптивный контакт с протерозойскими анортозитами и среднепалеозойскими отложениями и перекрываются юрскими конгломератами, содержащими гальку гранитов.

Однако точные наблюдения, устанавливающие верхнепалеозойский (последевонский и доюрский) возраст интрузий, относятся к отдельным

участкам (Аянский район, по Г. Г. Кайгородцеву), расположенным в северной части Западного Приохотья. В подавляющем большинстве соотношения массивов с вмещающими породами остаются неясными.

Как мы увидим ниже, в той же зоне Джугджур и отчасти Прибрежного хребта широким распространением пользуются кислые интрузии послееюрского (нижнемелового) возраста, не всегда легко отличимые от верхнепалеозойских.

## VII. УДСКИЙ КОМПЛЕКС

В пограничной области, расположенной между Удским прогибом и зоной хребта Джугджур, сравнительно широко распространены интрузии гранитоидов, изученные В. Н. Мошкиным (1952 г.), Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым (1951 г.), Н. А. Раковым и А. А. Леонтовичем (1937 г.). Интрузии прорывают и метаморфизуют покровы верхнеюрских—нижнемеловых эффузивов.

Массивы гранитоидов удского комплекса, достигающие значительных размеров (до 200 км<sup>2</sup>), являются, по-видимому, интрузиями трещинного типа. Форма их неправильная. Массивы имеют контуры, вытянутые в северо-западном и в северо-восточном направлении, что, возможно, связано с регионально развитыми (и, возможно, длительно существующими) крупными тектоническими разрывами тех же простираний.

Нормальных гранитов среди интрузивных пород удского комплекса немного. Здесь преобладают более основные разновидности гранитной магмы, приближающиеся по составу к гранодиоритам и кварцевым диоритам. Характерной чертой этих интрузий можно считать резкое преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, даже в наиболее кислых разновидностях.

У интрузий этого комплекса отмечаются сложные контакты с вмещающими породами. При этом наблюдается проникновение на значительное расстояние в зону экзоконтакта инъекционных жил гранитоидов. Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым в 1951 г. в краевых частях многих интрузий были описаны в различной степени переработанные ксенолиты порфиринов и их туфов, входящих в состав джолонской свиты. В одних случаях эти ксенолиты имели размеры до 1—2 м и сохранили структуру пород кровли; в других — наблюдались лишь эллипсоидные скопления темноцветных минералов (главным образом, роговой обманки) размером 5×10 см.

Широкое развитие явлений гибридизма подтвердилось и при петрографическом изучении коллекций. Так, например, во многих шлифах отмечается кучное расположение цветных минералов (роговой обманки и биотита), заметно повышенное содержание кварца в кварцевых диоритах по сравнению с обычным его содержанием в породах этого типа, наличие в одном и том же шлифе участков различной структуры (например, призматическая и микропйкелитовая).

Развитие процессов гибридизма в эндоконтактах отмечено автором в северной части массива, вскрытого эрозией в верховье р. Олькондо. Здесь среди гибридных кварцевых диоритов и гранодиоритов выходят крупнозернистые (пегматоидные) пятнистые породы, состоящие на 70—80% из черной роговой обманки и белых полевых шпатов, выполняющих промежутки между зернами роговой обманки. Роговая обманка образует крупные, слегка вытянутые по призме, или реже—изометричные зерна, не имеющие ясных кристаллографических ограничений. Чередование в массиве р. Олькондо различных по составу и облику лейкократовых и меланократовых пород, характеризующихся изменчивой основностью плагиоклаза, по-видимому, объясняется явлениями гибридизма, т. е. ассимиляцией гранитоидами вмещающих пород — порфиринов и их туфов. Весьма вероятно, что вмещающие породы еще до начала кристал-



лизации интрузии были местами сильно раздроблены, и в такие нарушенные участки внедрилась магма и сопровождающие ее летучие компоненты.

Таким образом, широкое развитие процессов гибридизма косвенно подтверждает высказанное предположение о трещинном характере интрузии удского комплекса. Разломы, вдоль которых внедрились интрузии, по-видимому, подновлялись и после их застывания, так как довольно часто в приконтактовых зонах наблюдались явления катаклаза и милонитизации (районы рр. Налагая, Нимни и др.).

Наиболее широко распространены среди пород удского комплекса гранодиориты и кварцевые диориты — породы, приближающиеся по типу к тоналитам. Для них характерно преобладание кислого или среднего плагиоклаза (№ 27—45) над калиевым полевым шпатом (последний иногда отсутствует). Кварца в породе содержится 10—15%. Количество цветных минералов (роговой обманки или реже пироксенов) изменчиво.

В группе гранитов различаются роговообманково-биотитовые порфириновые и лейкократовые граниты. По минералогическому составу обе разновидности близки. В них присутствует калиевый полевой шпат, часто с пертитовыми вростками плагиоклаза (сравнительно свежий олигоклаз). Роговая обманка и биотит (в лейкократовых разновидностях почти полностью отсутствуют) образуют кучные скопления.

В группу габбро объединяются собственно габбро, состоящие из слабозонального лабрадора или андезин-лабрадора (40—50%) и роговой обманки (50—70%), и габбро-диабазы — мелкозернистые породы с актинолитом, развивающимся по роговой обманке. В некоторых разновидностях габбро содержание роговой обманки приближается к 100%, и породы могут быть названы горнблендитами.

Малые интрузии и дайки гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиров, лампрофиров и, реже, гранит-порфиров наиболее полно описаны в прибрежном хребте Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым в 1951 г. К ним иногда приурочены зоны интенсивной пиритизации и серицитизации. Здесь же встречены породы типа вторичных кварцитов, образовавшиеся в контактовой зоне небольшого штока кварцевых диоритов, внедрившихся в гуфо-порфиритовую толщу. Нижняя возрастная граница удского комплекса определяется по активному контакту с верхнеюрскими — нижнемеловыми отложениями, охарактеризованными флорой. Верхняя возрастная граница неясна. Имеются наблюдения (водораздел рр. Налёка и Малого Джолона), указывающие на то, что кварцевые диориты перекрываются меловыми (?) покровами плагиоклазовых порфиров. Доверхнемеловой возраст принят и для гранитоидов Охотского склона, находящихся к северо-востоку от Аяна. В этом районе галька гранитоидов была встречена в палеотипных вулканогенных образованиях верхнего мела.

### VIII. ДУГАНДЖИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Послеюрские гранитоиды дуганджинского комплекса распространены в области Торомского синклиория в восточной части о-ва Большой Шантар, а также в крупной синклинальной структуре Ульбанского района, тесно связанной в структурном отношении с районом Нижнего Приамурья.

Для магматических образований этого комплекса характерна специфическая минерализация (золото, арсенопирит). В области Торомского синклиория интрузии и связанные с ними жильные образования описаны автором и Г. С. Ганешиным (1951 г.), на Тугурском п-ове — автором (1947 г.).

Гранитоиды северо-восточной части Торомского синклиория выходят в верховьях р. Ала и его притоков, к югу от мыса Большой Дуганджа, в

истоках р. Сонела, на водоразделе Сонела и Уйканкита и других местах. Размеры наиболее крупного Альского массива достигают  $500 \text{ км}^2$ , остальных — не превышают  $35\text{—}50 \text{ км}^2$ .

Характерной чертой гранитоидов дуганджинского комплекса следует считать их неоднородный состав. Преобладающей разновидностью гранитов являются серые биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, которые на отдельных участках постепенно переходят в гранодиориты. В последних в свою очередь наблюдаются участки более основных пород, относящихся к кварцевым диоритам, а иногда и к диоритам. В верховьях р. Ала и его левого притока Агачана встречен небольшой выход монцонитов, расположенных среди биотито-роговообманковых гранитов. По сходству минералогического состава и структур, а также по наличию постепенных переходов от одной гранитоидной разновидности к другой, можно предположить, что большая часть этих пород образовалась в одну магматическую фазу.

В краевых частях интрузии граниты часто имеют порфирировидный облик. Такие порфирировидные разновидности широко представлены на юго-востоке Альского массива, где они прорывают верхнепалеозойские порфиры и порфириты. Линия контакта гранитов с вмещающими породами в плане неровная, извилистая, в разрезе — почти вертикальная. В гранитах, расположенных у контактов интрузии, наблюдаются неправильной формы расплывчатые «пятна», состоящие из полевых шпатов (плагиоклазов и калишпата), небольшого количества кварца и обильных выделений роговой обманки и биотита. Размер «пятен» доходит до нескольких метров. Постепенно обедняясь цветными минералами, эти породы на ряде участков переходят в нормальные граниты.

В зоне эндоконтакта наблюдаются также участки (полосы шириной до  $40 \text{ см}$ ) с ксенолитами вмещающих пород. Среди гранитов отмечены и частые шлировые выделения, обогащенные диоритом и роговой обманкой. Они обладают резкими контактами, имеют размер  $20 \times 10 \text{ см}$ . В контактовых ореолах среди осадочных пород, представленных алевритами, появляются силлиманитовые и кордиеритовые роговики; в песчаниках — биотито-полевошпатовые роговики и другие контактово-измененные породы.

В хорошо обнаженных прибрежных частях Торомо-Тугурского района выявлены малые интрузии гранитового, диоритового, монцонитового и габбро-диоритового состава, связанные с породами дуганджинского комплекса. Эти породы выходят на площади в десятки и сотни квадратных метров. В обнажении к югу от бухты Мамга в береговом обрыве встречена интрузия, имеющая воронкообразную форму.

Жильная фация гранитоидов представлена сравнительно редкими линзовидными телами пегматитов, аплитовыми жилами и многочисленными жилами лампрофиров. Среди последних, сравнительно детально изученных автором, в районе мыса Большой Дуганджа встречаются как пластовые тела (силлы), так и секущие (дайки). Взаимные пересечения даек показывают, что пластовые жилы являются более ранними по времени образования, чем секущие.

Используя трещиноватость вмещающих пород, жилы образуют ответвления (апофизы), прослеживаемые иногда на десятки метров. Сравнительно редко встречаются дайки уступообразной или X-образной формы.

Дайки с вмещающими породами обычно имеют резкие контакты. Контакты силлов — прямолинейные; секущих даек — нередко неровные, извилистые.

На о-ве Большой Шантар от Северо-Восточного мыса (точнее, от о-ва Прокофьева, находящегося на продолжении этого мыса) до р. Малого Анаура в виде прерывистой цепочки прослеживаются интрузии гранитоид-



Рис. 28. Контакт нижнемеловых (?) гранитов с породами девонского возраста (мыс Северо-Восточный о-ва Большой Шантар)  
 А—роговики; Б—биотитовые граниты; В—жилы фельзитов

дов, имеющие размеры от 12 до 30 км<sup>2</sup>. Большинство интрузий имеет изометричную форму (в плане) и лишь некоторые из них слегка вытянуты в северо-восточном направлении.

По составу намечается следующее распределение массивов. Массив о-ва Прокофьева и северная оконечность массива Северо-Восточного мыса сложены биотитовыми гранитами; два более южных массива—гранодиоритами и, наконец, в Малоанаурском массиве преобладающей породой являются кварцевые диориты.

Контакты гранитов с вмещающими песчаниками и сланцами, прослеженные в обнажениях о-ва Прокофьева и Северо-Восточного мыса на о-ве Большой Шантар (рис. 28), крутые, часто почти вертикальные. Вблизи контакта (мыс. Северо-Восточный) граниты обогащены биотитом (до 60% состава). В четырех метрах от контакта в гранитах наблюдаются темные округлые сгустки, диаметром до 1,0—1,5 м. Здесь же встречены крупные ксенолиты, состоящие из ороговикопаных песчаников. В зоне экзоконтакта широкое развитие имеют жилы фельзита. В южной части этого массива в гранодиоритах наблюдались гнейсовидные текстуры. С гранитоидами дуганджинского комплекса на о-ве Большой Шантар связаны дайки гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, альбитофиров и фельзитов.

В изученной нами южной части Тугурского п-ова серые гранодиориты и кварцевые диориты слагают мыс Укурунру и участок побережья Ульбанского залива к северу от косы Бетти. Гранитоидами сложена также центральная, наиболее возвышенная часть южной половины полуострова.

Серые гранодиориты и кварцевые диориты прорваны, как это хорошо видно в обнажениях, находящихся юго-западнее мыса Укурунру, штоками розовых гранитов. Последние в виде длинных (до 5 м) языков внедряются в серые кварцевые диориты.

Петрографическая характеристика гранитоидов рассматриваемого комплекса дана в ряде работ автора (1949 и др.).

Как мы уже отмечали, на Тугурском п-ове послеюрские граниты древнее третичных отложений, охарактеризованных палеогеновой флорой.

Учитывая весьма близкое сходство по внешнему виду, минералогическим особенностям и стратиграфическому положению, гранитоиды дуганджинского комплекса мы сопоставляем с чаятынскими и устанавливаем для них меловой возраст.

Интрузии гранитоидов ям-алинского комплекса тяготеют к ядру Горомской синклинали.

Большинство массивов располагается среди верхнемеловых кварцевых порфиров, дацитов и профиритов. В районе Селитканского нагорья, расположенного в центральной части хребта Ям-Алинь, от р. Селемджи до верховьев р. Амнуса прослеживаются массивы гранитоидов, вытянутые в виде «цепочек» в северо-восточном направлении, а также многочисленные дайки и зоны ороговикованных и гидротермально-измененных пород, указывающие на еще не вскрытые эрозией интрузии. Внедрение этих гранитоидов связано с развитием в относительно жестком фундаменте расколов и зон дробления. Послемеловые движения создали здесь вытянутые в северо-восточном направлении ослабленные зоны — структуры, благоприятные как для проникновения магматических расплавов, так и для циркуляции гидротермальных растворов.

Большинство массивов неоднородны по составу. Наряду с гранитами, преобладающими в крупных интрузиях, в них присутствуют гранодиориты и кварцевые диориты.

В северной части хребта Ям-Алинь указанные массивы изучались В. А. Ярмолюком (1949 г.), в центральной части хребта — Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым (1950 г.) и Л. И. Красным (1952 г.). Южнее (в пределах хребтов Ям-Алинь, Эзоп и Дуссэ-Алинь) Н. А. Раковым (1942, 1946 гг.), Н. П. Саврасовым (1942, 1946 гг.) и другими геологами были описаны близкие по составу и возрасту гранитоиды.

Размеры интрузий колеблются в широких пределах — от 1 до 200 км<sup>2</sup>, хотя площадь большинства из них не превышает 20—30 км<sup>2</sup>.

В. А. Ярмолюк обратил внимание на разнообразие петрографического состава пород, находящихся в пределах одного и того же массива, и попытался установить зависимость состава гранитоидов от характера вмещающих пород. Так, он указал, что граниты преобладают на участках, где интрузия прорывает покровы из кварцевых порфиров, гранодиориты присутствуют на контактах с андезито-дацитами, а кварцевые диориты — в районе выходов песчано-сланцевой толщи.

Жилые породы, связанные с ям-алинскими интрузиями, распространены довольно широко. Они встречаются главным образом в виде даек различного состава. Дайки выделяются в рельефе, слагая острые вершинки и гребни. Мощность даек обычно составляет 4—7 м, редко достигает 20—30 м. По простиранию некоторые из них протягиваются на 2—4 км. Отмечены дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров, фельзитов, порфиритов и лампрофиров (редко).

По петрографическому составу среди пород ям-алинских интрузий выделяются граниты, гранодиориты и кварцевые диориты, характеристика которых дается ниже.

Рассматриваемые интрузии образуют активный контакт с породами верхней юры и нижнего мела (валанжина), охарактеризованными фауной, и с верхнемеловыми кварцевыми порфирами.

В. А. Ярмолюк и автор описали изменения (ороговикование) кислых эффузивов под воздействием гранитной магмы. Последнее выражено в появлении мелких чешуек зеленовато-бурого биотита, раскристаллизации основной массы порфиров и превращении их в породы, напоминающие вторичные кварциты. Верхняя возрастная граница интрузий ям-алинского комплекса неясна, однако можно предполагать, что она вряд ли поднимается выше палеогена.

В результате рассмотрения интрузии Западного Приохотья и отчасти сопредельных районов, можно сделать следующие выводы:

1. Юго-восточное (и южное) складчатое окаймление Алданского щита выделяется как область, насыщенная магматическими образованиями различного возраста и состава. За период времени от архея до кайнозоя эта территория служила ареной широкого развития процессов магматизма, проявляемых в интрузивной и эффузивной формах.

Гранито-гнейсы, граниты и амфиболиты архея, габбро-анортозиты и граниты протерозоя, гранитоиды верхнего палеозоя и нижнего мела, а также многочисленные эффузивные образования протерозоя, среднего палеозоя, юры, мела и кайнозоя развиты почти на всей территории, занимаемой ныне хребтами Джугджур и Прибрежный.

Земная кора, взломанная здесь еще в архее, в дальнейшем не раз подвергалась расколам. Но ненадежно «спаянные» (обычно магматическим материалом) блоки активно реагировали на последующие тектонические движения. Даже относительно слабые складчатые движения мелового времени, которые в обычных геотектонических условиях лишь содействовали бы развитию дайковой серии или внедрению цепочек малых интрузий, в хребтах Джугджур и Прибрежный привели к образованию значительных по площади интрузий гранитоидов.

2. Полоса развития отложений верхнего протерозоя — нижнего палеозоя и среднего палеозоя «охотской ветви» Монголо-Охотской геосинклинали в отличие от зоны Становика — Джугджура на громадном протяжении почти полностью лишена интрузий. Такой тип «безинтрузивных» (для определенного, достаточно крупного этапа, завершившегося складчатостью) геосинклинальных областей характерен и для других районов Севера и Востока СССР (южная зона п-ова Таймыр, полоса среднего палеозоя Восточного Забайкалья и др.).

Делались различные попытки объяснить отсутствие интрузий в такого типа структурах. Так, принималась во внимание возможность присутствия интрузий на глубине. Однако в тех районах, где под породами среднего палеозоя вскрыты породы верхнего протерозоя — нижнего палеозоя (например, в Селиткано-Кумусунском районе), интрузий или каких-либо их признаков (контактных полей и др.) нет. Указывалось также (Беляевский, 1953 г.) на специфичность геосинклиналей Дальнего Востока, тяготеющих к тихоокеанской зоне, и отсутствие в антиклинориях этих областей кислых интрузий расценивалось как особый признак этих геосинклиналей. Некоторыми (Н. А. Беляевский, В. М. Синицин и др.) рекомендовалось учитывать данные геофизических наблюдений о толщине земной коры. В. М. Синицин (1953) напомнил, что геосинклинали, характеризующиеся развитием мощных зеленокаменных серий (так называемые зеленокаменные прогибы Уральской и Монголо-Охотской геосинклиналей), приходятся на области с относительно небольшой мощностью земной коры. В. М. Синицин (1953 г.) напомнил, что геосинклинали, карбонатолитические тела гранитоидов. Что касается областей с широким развитием гранитов, то они обладают, согласно геофизическим данным, повышенными мощностями земной коры — 60—80 км (большинство районов Восточного Забайкалья).

В настоящее время выясняется, что геологические структуры, в значительной степени лишенные кислых интрузий (среднепалеозойское поле «охотской» ветви Монголо-Охотской геосинклинали), имеют по соседству зону, насыщенную магматическими проявлениями (хребты Становой и Джугджур). Намечается сопряженность процессов магматизма в сопредельных структурных зонах, хотя причинная связь этого явления еще не раскрыта. В то же время процессы магматизма, которые в соответствии с установленными историко-геологическими закономерностями должны были иметь место в Западном Приохотье в последованном (верхнепалеозойский) тектоно-магматический этап, проявились позднее в соседних синклинальных зонах в виде внедрения гранитоидов удского

комплекса. Таким образом, постепенно нарастающая энергия процессов магматизма «разрядилась» в следующем этапе. Подобные же закономерности наблюдаются и в Восточном Забайкалье.

Высказанная и еще далеко не определившаяся точка зрения на сопряженность магматических процессов, проявившихся в соседних структурных зонах, возможно поможет объяснить причину отсутствия интрузий в палеозойской геосинклинальной Колымо-Индибирской области и причину насыщенности кислыми интрузиями юрских отложений соседнего района. Следует также указать, что и в Восточно-Азиатской геосинклинали, в Центральном антиклинории Сихотэ-Алиня, сложенном породами верхнего палеозоя (судя по новым картам, составленным Н. А. Беляевским и др.), крупные интрузии отсутствуют. Главный тектоно-магматический этап, во время которого внедрилась основная масса гранитоидов, относится здесь к меловому периоду, причем наиболее крупные гранитные массивы приурочены к так называемым структурным швам — разломам, находящимся на границе различных тектонических зон. Таким образом, «классическое» представление о приуроченности крупных гранитных интрузий к антиклинориям должно быть существенно изменено.

3. Мезозойской тектоно-магматической деятельностью завершился геосинклинальный этап развития «охотской» ветви Монголо-Охотской геосинклинали. Вслед за складчатостью, смявшей всю толщу геосинклинальных осадков вплоть до слоев валанжинского яруса, произошло внедрение гранитоидов дуганджинского комплекса. Этот комплекс по своим петрографическим (преобладание калиевых биотито-амфиболовых гранитов и гранодиоритов) и металлогеническим особенностям (связь с ним золота и мышьяка) близок к гранитоидам Нижнего Приамурья.

Массивы мыса Дуганджа, Тугурского п-ова, хребтов Кивун, Мевачан и Чаытын не только имеют сходные петрографические черты, но и имеют примерно одинаковое стратиграфическое положение.

Монголо-Охотская и Восточно-Азиатская (к последней относится район Нижнего Приамурья), а также Монголо-Охотская и Верхояно-Колымская геосинклинали имеют сходные черты в проявлении нижнемелового магматизма. В Верхояно-Колымской геосинклинали Е. И. Устиевым описываются крупные посленижеволжские интрузии гранитов и гранодиоритов, имеющие важное значение для золотоносности Магаданской области.

В эпоху завершения тектонической активности в обширной области Западного Приохотья и смежных с ним районов, вслед за формированием комплекса верхнемеловых эффузивов, произошло внедрение ям-алинских гранитоидных интрузий, с которыми связано оловянное, вольфрамное и молибденовое оруденение. Вытянутые вдоль расколов (или зон дробления) ряды интрузий ям-алинского комплекса располагаются как в поле верхнемеловых эффузивов, так и в более древних породах. Они также имеют аналоги среди пород интрузивных комплексов, развитых в южной части Дальнего Востока и Северо-Востока СССР.

4. В Западном Приохотье преобладают породы, являющиеся производными базальтовой и гипербазитовой магмы на ранних этапах становления подвижных зон (габбро-нориты и анортозиты джугджурского и серпентиниты и пироксениты гербиканского комплексов), гранитной магмы — на средних и более поздних этапах (граносиениты и граниты дюкчангринского комплекса, гранитоиды дуганджинского, удского и ям-алинского комплексов) и андезитовой — на конечных этапах становления подвижных зон (андезиты и дациты хребта Гургули).

В завершающие этапы становления Монголо-Охотского складчатого пояса (в третичную, и отчасти нижнечетвертичную эпоху) имели место излияния базальтов, андезито-базальтов и андезитов, иногда с повышенной щелочностью (например, нефелиновые базальты в районе р. Гити).

## Глава третья

### ТЕКТОНИКА

#### 1. ОПИСАНИЕ ТЕКТОНИКИ ОТДЕЛЬНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН ЗАПАДНОГО ПРИХОТЬЯ

Первые сведения о тектонике Западного Приохотья и Нижнего Приамурья принадлежат К. И. Богдановичу (1905). На «схеме тектонических линий» (рис. 29) он показал оси главных антиклинальных и синклинальных складок и «линии массовых излияний горных пород».

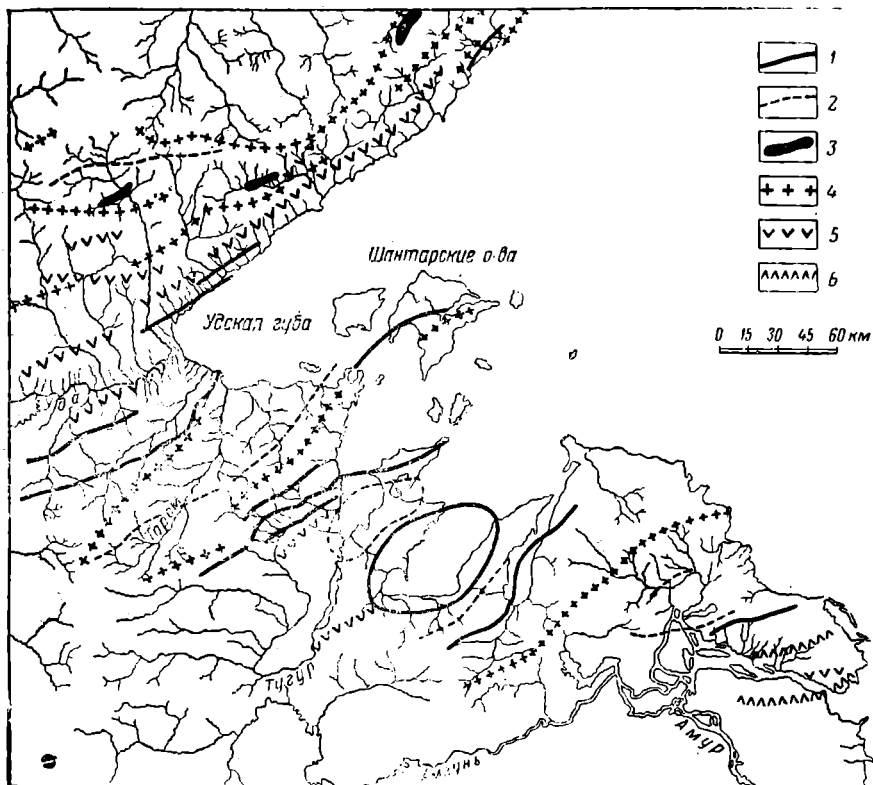


Рис. 29. Тектоническая схема района побережья Охотского моря (по К. И. Богдановичу)

1—антиклинальные линии; 2—синклинальные линии; 3—6 линии массовых излияний: габбро-вой магмы (3), гранитной магмы (4), диоритовой магмы (5), андезитовой магмы (6)

Несмотря на ошибочные представления о крупных брахитектонических структурах района озер Чля и Орель, Ульбанского и Тугурского заливов, Богданович довольно точно наметил линии антиклиналей в районе Шантарских островов и Тьльского хребта. Несомненным достижением Богдановича мы считаем нанесение им на тектоническую схему магматических комплексов.

Ниже, в соответствии с принятой нами схемой структурного деления Западного Приохотья (глава первая), мы опишем особенности выделенных зон, останавливаясь главным образом на морфологии структур и рассматривая вопросы соотношения различных структурных зон и истории их развития.

## 1. Районы докембрийской складчатости

### *Архейская складчатая зона юго-восточной части Алданского щита*

Юго-восточная, глубоко эродированная часть Алданского щита сложена породами кристаллического комплекса архея. Если верно заключение Ю. К. Дзевановского (1952 г.), что Алданская плита в целом является северо-восточным крылом сложного и значительного по своим размерам мегантиклинала, развившегося на месте обширной архейской геосинклинали, то в верхнем течении р. Май-Половинной мы имеем крайний южный выступ этого складчатого сооружения. Выходы в ядрах антиклинальных складок аналогов пород тимптонской серии, залегающих среди пород более молодой желтулинской серии, указывают на погружение в юго-восточном направлении Суннагинского антиклинория. Мелкие антиклинальные складки погружаются на юго-восток, в сторону нижнего течения рр. Кун-Манье и Суры. Северо-восточные крылья этих складок нередко разорваны надвигами.

Немногочисленные замеры ориентировки полосчатости в архейских породах (простираие СЗ 310—330°, углы падения 40—90°), не могут, конечно, характеризовать сложность структур архея. Мигматизированные олигоклазовые гранито-гнейсы и кристаллические сланцы, выходящие восточнее в ядре Лавлинской антиклинали, судя по преобладающему одинаковому падению слоев на северо-запад, дислоцированы в изоклинальные складки с падением осевых поверхностей под углом около 50°. Местные изгибы шарниров относительно невелики. Повсюду в архейских складках наблюдается усложнение складок пloyчатостью (разрез по р. Лавле). Внедрение гранито-гнейсов сопровождалось интенсивными тектоническими движениями, что доказывается широким развитием в них протокластеза и, по отдельным зонам, катаклаза и милонитизации.

Следы взламывания краевой части Алданской плиты на стыке ее с зоной Становика отмечаются на громадном протяжении.

### *Протерозойская складчатая зона хребта Джугджур*

Складчатая зона хребта Джугджур в пределах описываемого района изучена еще далеко не достаточно. Как мы могли видеть, возраст слагающих ее пород твердо не установлен, хотя большинством принимается как протерозойский. Вероятно, в эпоху протерозойской складчатости архейские образования Алданского щита представляли уже достаточно устойчивый массив, и протерозойская складчатая зона отбала уже стабилизовавшуюся глыбу. В пограничной зоне, расположенной между архейскими и протерозойскими структурами, шло усиленное развитие разрывных дислокаций и внедрение (в завершающий этап протерозойских движений) гигантских масс основной магмы (анортзитов и габбро-анортзитов). Эта пограничная зона в бассейне р. Май-Половинной, так же как и в других районах развития так называемой «древнестановой



орогении», характеризовалась основательной переработкой архейских пород с образованием сложного комплекса инъекционных гнейсов и мигматитов.

П. С. Бернштейн указывает, что по наблюдениям, произведенным в бассейне р. Чогара, в протерозое намечаются две фазы складчатости. Более ранняя фаза сопровождалась внедрением синтетектонических гранитоидов, превратившихся впоследствии в гранито-гнейсы и аляскитовые гнейсы. Во вторую фазу была сложена в крутые складки толща слюди-сто-амфиболовых кристаллических сланцев. По В. Н. Мошкину, в бассейне р. Май-Половинной протерозойские образования слагают Майскую антиклиналь, в ядре которой выходит комплекс инъекционных гнейсов и мигматитов, а на крыльях — породы толщи слюдистых сланцев и мраморов. Ось антиклинальной складки имеет почти широтное простирание и лишь в среднем течении р. Нимни несколько отклоняется к северо-востоку. Эта структура осложнена мелкими складками невыдержанного простирания, с углами падения от 50 до 90°. Мошкин описывает характерную для протерозойских образований тигматитовую складчатость (рис. 30) и гофрировку кристаллических сланцев и мраморов. Кристал-

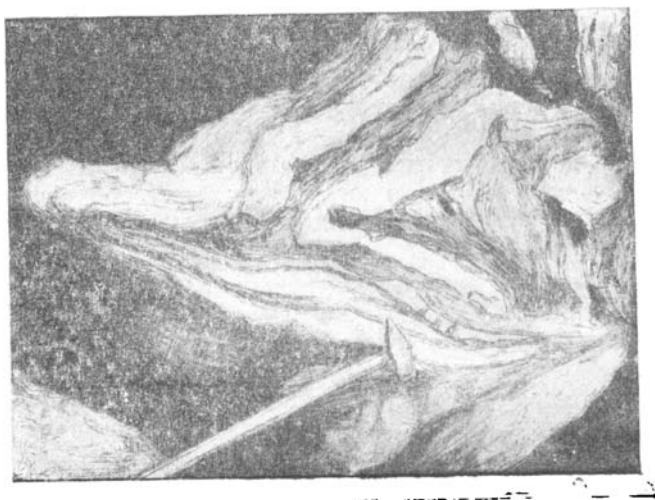


Рис. 30. Тигматитовая складчатость аплитов, пронизывающих амфиболо-слюдистые сланцы.  
Рис. О. А. Андреева по фото автора

лические сланцы протерозоя в бассейнах рр. Гиги-Майской и Гиги-Удской так же сложно дислоцированы, как и на севере. Углы падения здесь нередко достигают 90°.

Небольшой фактический материал, которым мы располагаем в настоящее время, не дает возможности выяснить, насколько был велик чехол послепротерозойских отложений в зоне Джугджура. Кроме довольно интенсивно дислоцированной толщи измененных основных эффузивов условно ниже- или среднепалеозойского возраста и складчатых девонских отложений, сохранившихся в узких грабеноподобных впадинах, других палеозойских отложений в этой зоне не известно. Поэтому трудно согласиться с выделением П. Н. Кропоткиным громадной древнепалеозойской (каледонской) складчатой зоны Станового хребта и хребта Джугджур, доходящей до меридиана 134°. Более близкой к истине нам кажется трактовка геологического строения этой зоны на тектонической карте Н. С. Шатского, как «области байкальской и рифейской складчатости, быть может, лишь в слабой степени затронутой каледонскими дви-

жениями». Герцинские движения в зоне Джугджур могут быть более твердо обоснованы, так как фаунистически охарактеризованные отложения девона во впадинах смяты в складки более крутые, чем вышележащие мезозойские отложения.

Структура северо-восточной части хребта Джугджур и хребта Прибрежный, которую, может быть, можно выделить в самостоятельную (Восточно-Джугджурскую) зону, довольно сложна. В ней различаем подзоны Кыран-Лантарскую, Айкангра-Аянскую и Антыкан-Немуйскую, в которых преобладают породы различного возраста. Возможно, что здесь имеют место краевые расколы (крутые надвиги), раздробившие восточную окраину Алданского щита и выведшие на поверхность крупные чешуи, сложенные породами архея (?) и девона.

Кыран-Лантарская подзона вытянута в северо-восточном направлении на 250—300 км. Морфологически она приурочена к водораздельной части хребта Джугджур и сложена кристаллическими докембрийскими (архейскими и частично протерозойскими) образованиями. Докембрийские образования в этой подзоне (различные гнейсы, гранито-гнейсы и кристаллические сланцы) интенсивно дислоцированы. А. А. Леонтович и Н. А. Раков отмечают здесь многочисленные брекчии трения, зеркала скольжения и другие признаки тектонических движений. Важно отметить, что ряд разрывов в этой подзоне не имеет продолжения в окружающие девонские и верхнемезозойские образования и является по возрасту, как указывают упомянутые авторы, докембрийским.

Многочисленные тектонические разрывы (простираения согласного со складчатостью) с мощными зонами милонитизации были установлены в разрезах по р. Лавле и правым притокам р. Айкангры. На севере и отчасти на юге подзоны (между рр. Кыраном и Немuem) докембрий частично граничит с громадными протерозойскими габбро-анортозитовыми массивами. В последних установлены на протяжении многих десятков километров зоны интенсивного смятия и рассланцевания.

Айкангра-Аянская подзона протягивается в виде полосы шириной 5—15 км от р. Айкангры, до пос. Аяна. Она сложена, в основном, среднепалеозойскими отложениями (верхний силур и девон). В промежуток между рр. Немuem и Лантарем породы этой полосы скрываются под верхнемезозойскими эффузивами.

На участке р. Кыран—р. Немуй девонские отложения занимают узкую впадину, ограниченную с северо-запада и юго-востока разрывами. Девонская толща смята в простую синклиналиную складку, в ядре которой выходят конгломераты, а на крыльях—алевролиты фаменского яруса и основные эффузивы зеленокаменной серии. В немногочисленных коренных обнажениях, зарегистрированных в этой подзоне, породы имеют сравнительно пологое падение (ЮВ 130—145° под углом 20—24° на южном крыле и СЗ 290° под углом 30—35°—на северном). Все породы девона резко рассланцованы и разбиты на тонкие пластинки и плитки.

Девон в Айкангринской и находящейся на ее продолжении Муринонконской структурах залегает значительно спокойнее, чем в районе бухты Аян. Возможно, здесь имела значение известная жесткость расположенного недалеко от поверхности кристаллического докембрийского фундамента. Девонские образования от более древних и молодых отложений отделяются в районе р. Айкангры разрывами надвигового типа. На границе девона и мезозоя, проходящей по р. Иркиндану, наблюдалось падение плоскости надвига на СЗ 340—350° под углом 40—50°.

Иная, более сложная складчатость характеризует верхний силур и девон в районе Аяна. К. И. Богданович впервые установил здесь довольно крутые (с падением крыльев до 50°) антиклинальные складки.

О сильной дислоцированности среднего палеозоя в низовьях рр. Лантаря, Алдомы и вблизи Аяна упоминают и другие исследователи.

К. В. Антонов указывает, что на участке побережья Охотского моря между устьями рр. Нячи и Уя отложения силура и девона образуют ряд крутых антиклинальных и синклиналиных складок северо-восточного простирания, причем отмечается, что силурийские известняки дислоцированы интенсивнее девонских. Несогласие между верхним силуром и девоном подтверждается Г. Г. Кайгородцевым, который в дополнение к наблюдениям К. В. Антонова установил, что верхнедевонские отложения имеют в основании слой базального конгломерата с галькой и валунами подстилающих верхнесилурийских известняков.

## 2. Удская зона

Удская зона расположена между Монголо-Охотским складчатым поясом и зоной Становика. Она представляет довольно крупный краевой прогиб широтного направления, соединяющийся на западе с Верхне-Зейским прогибом. В пределах Западного Приохотья он заполнен главным образом юрскими и меловыми морскими, континентальными и вулканогенными образованиями. Вероятно присутствие в нем и третичных (озерных и речных) отложений. Местами вдоль южной окраины прогиба на поверхность выведены отложения докембрия и среднего палеозоя.

Юрские отложения, наиболее хорошо изученные в бассейнах рр. Лана, Большого и Малого Суникана и Шевли, наклонены в сторону осевой части прогиба. По исследованиям Д. С. Несвита в 1948 г., юра здесь сложена в складки линейного типа с довольно крутыми (до 50°) углами падения крыльев. Сравнительно небольшие (20—30°) углы падения наблюдались в местах погружения шарниров складок. Между устьями рр. Шевли и Тульничана породы фундамента (докембрийские граниты) кое-где выходят у подножия речных обрывов р. Уды. Они перекрыты аркозовыми песчаниками и конгломератами с юрской флорой, падающими на ЮЗ 200° под углом 10°. Восточнее, вблизи устья р. Чогара, на левобережье р. Уды, согласно указаниям П. С. Бернштейна (1937 г.) имеются юрские морские отложения.

Еще дальше на восток, по материалам Л. И. Красного и Ю. Ф. Чемякова (1950 г.), Ю. О. Фефелова (1949 г.) и В. А. Ярмолюка (1949 г.), верхнеюрские—нижнемеловые континентальные отложения (с признаками угленосности) собраны в пологие складки с падением крыльев под углом 12—15°. Эти отложения перекрываются также слабо покоробленными покровами средних эффузивов, наиболее широко развитых на левобережье р. Уды. Более узкая полоса тех же вулканогенных пород распространена и вдоль южной окраины долины р. Уды.

Напомним, что пески и песчаники (третичные?), обнаруженные в низовьях р. Шевли, слабо дислоцированы и падают на ЮВ 172° под углом 7—11°.

Антыкано-Немуйская подзона. Складчатая структура верхнеюрских и нижнемеловых отложений, слагающих Антыкано-Немуйскую подзону, вытянута в общем «джугджурском» северо-восточном направлении. Синклиналиный характер этой структуры выявляется при анализе геологической карты этого района, составленной Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым в 1951 г. В ядре синклинали выходят порфириды и кварцевые порфириды нижнего мела, а на крыльях—углисто-глинистые сланцы, песчаники и конгломераты верхней юры.

В целом мы здесь имеем развитие пологих складок (рис. 31) с углами падения крыльев от 12 до 30°. Одна из второстепенных антиклинальных складок вскрыта в береговых обрывах между рр. Олькондо и Кыраном. Северо-восточное крыло ее падает на СЗ 350° под углом 32°, а юго-западное—на СЗ 285° под углом 17°.

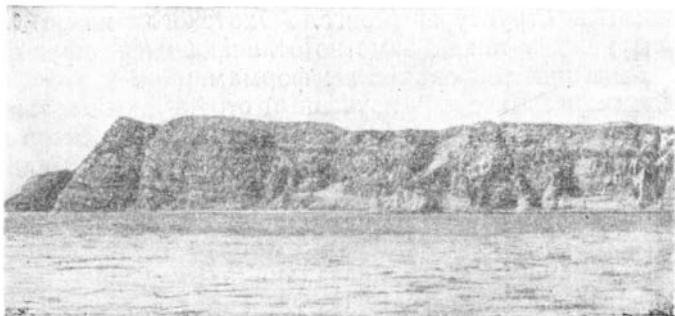


Рис. 31. Пологозалегающие слои верхнеюрских—нижнемеловых отложений джолонской свиты (мыс Эскан)

Более крутое, северо-восточное крыло складки осложнено мелкой складчатостью (рис. 32). К северо-востоку от устья р. Малого Джолона

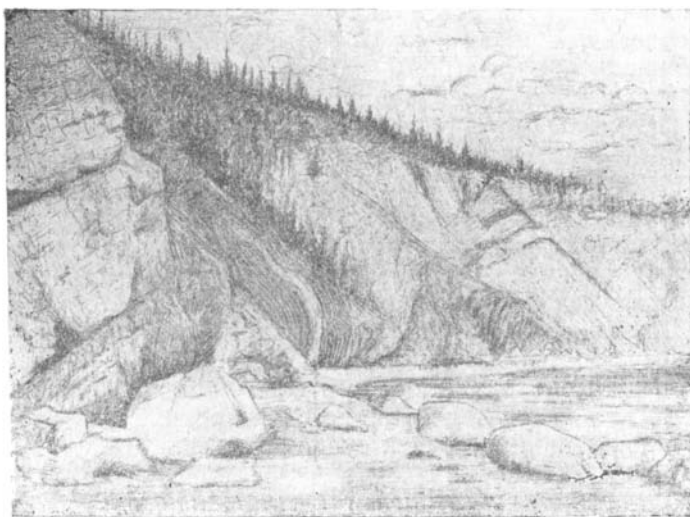


Рис. 32. Местное усложнение крыла антиклинальной складки (к северо-востоку от устья р. Малого Джолона).  
Рис. О. А. Андреева по фото Ю. Ф. Чемекова

лона ядро антиклинальной складки разорвано в седле, и северо-западное крыло надвинуто на юго-восточное. Однако такие усложнения в складках редки и обращают на себя внимание исследователя, как местные (относительно резкие) дислокации, выделяющиеся на фоне простой пологой складчатости, присущей мезозойской структуре в Антыкано-Немуйской подзоне.

### 3. Монголо-Охотский складчатый пояс

Отделяясь от зоны Становика и Джугджура Удским краевым прогибом, в северо-восточном направлении от верхнего течения р. Шевли до Шантарских о-вов протягивается структура Монголо-Охотской геосинклинальной области. Как и во многих других областях длительного и сложного развития геосинклинального режима, в Западном Приохотье складчатые структуры Монголо-Охотского пояса имеют несколько структурных этажей, заметно отличающихся друг от друга по преобладающим в них тектоническим формам.

Нижний, еще весьма слабо изученный структурный этаж представлен сложноскладчатым комплексом протерозойских гнейсов и кристаллических сланцев. Их, по-видимому, несогласно перекрывают сланцы верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, слагающие слабодислоцированные массивы среди пород более сложного складчатого комплекса среднего палеозоя. Такие «структурные плато» были обнаружены автором в 1952 г. в бассейне рр. Селиткана и Кумусуна. Подобную же простую складчатость изобразил Н. П. Саврасов в 1942 г. для Кербинского района.

Однако в более восточных районах Монголо-Охотского складчатого пояса образования Тугурской серии дислоцированы заметно сильнее. По исследованиям В. А. Ярмолюка в 1949 г., филлиты и рассланцованные песчаники в бассейне р. Муникана собраны в крутые, часто опрокинутые складки, осложненные пloyчатостью и гофрировкой. В устье р. Эрена нами наблюдалась перемежаемость (точнее, повторяемость) пачек метаморфических сланцев нижнеламской свиты, падающих на северо-запад в определенной последовательности, наводящей на мысль об изоклинальном характере складчатости. В большинстве случаев залегание отдельных слоев к югу от мыса Ларганда характеризуется крутым падением под углами 70—90°. В хорошо обнаженной береговой полосе к северу от устья р. Маймагды и в восточной части бухты Асман (южнее мыса Лар) нам не раз приходилось видеть многочисленные надвиги с падением плоскости на северо-запад, под углами 43—48°.

Более молодой структурный этаж, составляющий наиболее существенную часть палеозойской структуры Монголо-Охотского складчатого пояса, сложен средним палеозоем (главным образом, девоном). Линейно вытянутые складки прослеживаются в крупной антиклинальной структуре (Джагдинский антиклинорий) вдоль хребта Джагды и далее на восток-северо-восток до мыса Тьльский. Другая ветвь этой же складчатой структуры окаймляет с юга Торомскую синклинальную структуру. Обе ветви сходятся в районе Шантарских о-вов, где простирание осей складок приближается к субширотному.

#### *Районы палеозойской складчатости*

Западная полоса среднепалеозойских (девонских) складок была изучена В. В. Онихимовским и А. А. Кирилловым в 1945 г. в районе Шевли-Селемджинского междуречья. В целом линейно вытянутые складки характеризуются на некоторых участках изогнутыми осями. В низовьях правых притоков р. Шевли (рр. Джагдони и Верхняя Эльга) антиклинальные складки более широкие, погружаются на северо-восток к р. Нижней Эльге и на юго-запад.

Сравнительно подробную характеристику получили среднепалеозойские структуры, расположенные в среднем и верхнем течении рр. Лагана, Галлама, Джолака и Гербикана (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955). Здесь наблюдается чередование сравнительно узких и длинных антиклинальных и синклинальных складок, местами сильно сжатых,

сдавленных и разорванных нарушениями надвигового типа. По берегам рр. Джолака, Галлама, Ира и Шевли хорошо видны детали складчатой структуры, где в скалистых речных обрывах повсюду наблюдались крутопадающие пласты. Оси складок, сохраняя северо-восточное простирание, образуют местные изгибы.

Среднее направление падения пластов колеблется в пределах СЗ 300—340° и ЮВ 120—160°, однако (например, по р. Галламу) даже в соседних обнажениях замеры часто заметно отличаются друг от друга. По р. Иру наблюдалось запрокидывание складок, направленное как на северо-запад (наиболее часто), так и на северо-восток. Создается впечатление, что здесь наряду с асимметричными складками встречаются и веерообразные. Особенно сложная мелкая складчатость характерна для кремнистых сланцев. Напряженность тектонических усилий проявляется постоянно в интенсивном кливаже и часто в тонком рассланцевании и перетертости пород.

Южный пояс складок, протягивающийся от верхнего течения р. Торома к западному побережью Тугурского залива, имеет восточно-северо-восточное простирание. Он изучен хуже, чем северный. В. А. Ярмолюк отмечает, что и здесь среднепалеозойские отложения смяты в крутые складки, разорванные надвигами и мелкими сбросами. В этой полосе к югу от устья р. Кореля (Кунгая) в корельской свите наблюдались крутопадающие пласты и мощные пачки почти вертикально стоящих смятых в сложные мелкая складчатость характерна здесь и для свиты мыса Радужный. К югу от бухты Мамга в корельской свите зарегистрированы чешуйчатые надвиги (рис. 33). Неоднократно отмечалась милонитизация, особенно отчетливо проявленная в зеленокаменных породах (диабазы и спилиты), залегающих среди яшм свиты мыса Радужный.

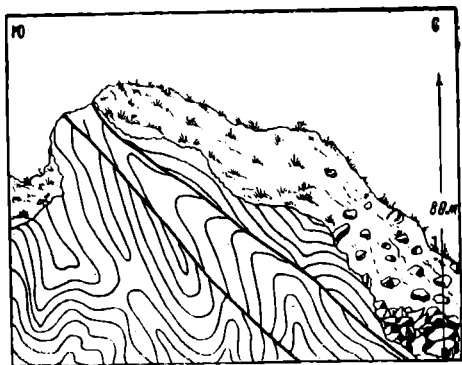


Рис. 33. Надвиги в кремнистых сланцах девона (западное побережье Тугурского залива)

Более подробно тектоника среднепалеозойских толщ изучена на Шантарских о-вах. Здесь девонские отложения, объединенные в несколько свит, слагают ряд линейно вытянутых в восточно-северо-восточном направлении складок, разорванных надвигами и сбросами. Главнейшие из этих антиклинальных и синклинальных складок получили собственные наименования. Наиболее отчетливо прослеживается Центральная антиклиналь, представляющая собой нормальную складку. Падение южного крыла складки ЮВ 160—170° под углом 40—50° и северного крыла—СЗ 335—345° под углом 70—85°. Довольно ясно устанавливается погружение шарнира складки на северо-восток. Южная антиклиналь, разорванная в средней части сбросами, прослеживается от полуострова, оканчивающегося мысом Радужный, к низовьям р. Якшины и дальше к верховью р. Средней. К югу от мыса Северный мы встречаем еще одну складку—Северную антиклиналь—рассеченную посредине крутым разрывом северо-северо-восточного простирания. Крыло этой складки к юго-востоку от мыса Северный имеет чешуйчатое строение. Плоскости надвигов параллельны здесь оси складки и падают на северо-запад под углом около 50°. Между Центральной и Северной антиклиналями намечается

еще одна антиклинальная складка, протягивающаяся от р. Тундровой к мысу Боковикова. Синклинальные складки в западной и северо-западной части о-ва Большой Шантар имеют погружение шарниров к юго-западу. Две из них, наиболее отчетливо выраженные, выделены под названиями Якшинской и Товалакской синклиналей. В складчатой структуре девона Шантарских о-вов имеются нередко и местные усложнения, не влияющие, однако, на общую, сравнительно простую конфигурацию складок. Так, в толще песчаников или толще переслаивания песчаников и алевролитов якшинской свиты в нескольких случаях наблюдались наклонные, лежащие или опрокинутые складки. К северо-востоку от мыса Радужный на восточном побережье о-ва Большой Шантар, на мысе Красный, о-ва Феклистов и в других местах нами наблюдались сложные, часто замысловатые изгибы слоев кремнистых сланцев. В породах шантарской серии широко распространены пологие разрывы (надвиги), отмеченные непосредственно в обнажениях по берегу моря. Трещины разрыва (например, в описанных выше чешуях района мыса Северный) имеют здесь ширину 30—40 см. Они заполнены перетертым рыхлым щебнистым материалом с обломками размером от 3 до 15 мм. Эти трещины хорошо видны издали благодаря яркой охристой окраске приуроченных к ним зон окисления, развившихся за счет лимонитизации пирита. Такого же типа чешуи с трещинами, заполненными пиритизированным тонкощебенчатый материалом, наблюдались на восточном берегу губы Якшина. Там же, к северо-западу от мыса Олай на протяжении 150 м прослеживается полоса плотно цементированных надвиговых брекчий.

### *Районы мезозойской складчатости*

Мезозойские складчатые структуры Западного Приохотья, представляющие синклинальные прогибы в более древнем, среднепалеозойском основании, сохраняют общее северо-восточное простирание, характерное для «охотской ветви» Монголо-Охотской геосинклинали. Особенно отчетливо выделяются две крупные широкие синклинальные складки — Торомская и Шевли-Гербикианская. Первая из них протягивается от верховьев р. Тонума к рр. Торому и Алу. Длина ее достигает 200—220 км, средняя ширина 40—50 км. Вблизи р. Торома намечается поперечный антиклинальный перегиб шарнира складки с выходами на поверхность пород среднего палеозоя, верхнего триаса и нижней юры. Шевли-Гербикианская синклиналь вытянута в восточно-северо-восточном направлении на 120 км. Слои слагающих ее юго-восточное крыло верхнеюрских отложений падают моноклинально на северо-запад.

Эти мезозойские складчатые структуры резко отличаются от описанных выше палеозойских структур. Вместо узких линейных складок, в которые собраны среднепалеозойские отложения, мы наблюдаем здесь широкие коробчатые или корытообразные складки. В центральной части Торомской синклинали залегание пород весьма пологое. В хорошо обнаженной прибрежной части между устьем р. Биранджи и мысом Малый Дуганджа углы падения слоев, слагающих верхнюю юру, редко превышают 3—5°.

В. А. Ярмолюк характеризует изученную им в Нелькано-Торомском междуречье синклиналь как слабовогнутую в поперечном сечении мульдe, днище которой сложено полого-волнистыми, почти горизонтально залегающими породами юры и нижнего мела. Борты этой мульды местами имеют довольно крутое падение (до 45°). В юго-западной части этой структуры (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955) углы падения пород, залегающих в центральной части складки, не превышают 5—8°, а на крыльях — достигают 12—18°. В Шевли-Гербикианской синклинали

слои падают преимущественно на северо-запад под более крутыми углами, равными 25—40°. Северное ее крыло срезано надвигом.

Несколько сложнее строение Торомской синклинали. В северо-восточной части, вскрытой в береговых обрывах Тугурского залива, заметно, что верхнетриасовые отложения дислоцированы в весьма крутые складки. Простираение пород верхнего триаса почти всюду северо-восточное (40—60°); падение преимущественно северо-западное. Углы падения триасовых пород колеблются в пределах 60—90°. Отсутствие рэты и нижнего и среднего лейаса, а также наличие базальных конгломератов в толще верхнего лейаса, свидетельствуют о поднятиях и размыве, происходивших в доверхнелейасовое время. Находящиеся здесь же тоарские и ааленские отложения по условиям залегания весьма близки. Они сложены в симметричные складки с углами падения крыльев 30—40°. Местные изгибы складок характеризуются как более крутыми (до 50—60°), так и более пологими (до 10—12°) углами падения.

К югу от мыса Чокоринга в береговых скалах отмечены надвиговые нарушения с углами падения плоскости надвига (45—50°). Более пологий надвиг описан вблизи мыса Никта, где падение плоскости надвига не превышает 12—14°.

Вышележащие средне- и верхнеюрские отложения, как мы уже указывали, по степени дислоцированности резко отличаются от более древних отложений, включая верхнелейасовые. Отложения средней юры (бата?) залегают сравнительно полого. Углы падения пород на крыльях складок не превышают 8—10°, лишь в зонах нарушений отмечены углы падения до 30°. Верхнеюрские отложения залегают еще более полого, чем среднеюрские. В разрезах мыса Малый Дуганджа видно полого-волнистое залегание пластов оксфорд-кимериджского и кимеридж-нижневолжского ярусов.

Благодаря обилию верхнеюрской фауны в отложениях бассейна р. Ала, несмотря на слабую обнаженность этих пород, удалось установить несогласное залегание оксфорд-кимериджских отложений на более древних толщах. Позднеюрские или, скорее, раннемеловые движения завершились внедрением гранитных интрузий дуганджинского комплекса. Вероятно, что некоторые довольно крупные массивы (например, Альский), вытянутые в направлении простирания «фундамента» (верхнего палеозоя), внедрились в пограничную зону между палеозоем и мезозоем. Проникновение интрузий облегчилось, по-видимому, наличием полос смятия, располагавшихся в этой области.

### *Районы наложенных структур*

В пределах Монголо-Охотского складчатого пояса в позднемеловое или раннетретичное время, когда главные этапы складкообразования были завершены, вдоль ряда структурных швов проявились вулканические процессы, сопровождавшиеся излиянием лав и накоплением пирокластических продуктов кислого и среднего состава. В Западном Приохотье вулканогенные толщи широко распространены в пределах хребтов Ям-Алинь и Гургули.

Верхнемеловые эффузивы Ям-Алиня образуют пологие складки с падением крыльев под углом 12—18°. Лишь отдельные замеры, произведенные по прослоям туфов в верхнем течении р. Тогурека (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955 г.), указывают на более крутое падение крыльев, порядка 34—37°. Здесь намечается северо-восточное простирание осей складок, близкое к простиранию складок в структурах верхней юры. На наиболее высоких гольцовых возвышенностях хребта Ям-Алинь заметно, что верхнемеловые эффузивы перекрыты весьма слабо покоробленными; почти горизонтально залегающими покровами андезитов-дацитов, вероятно, третичного возраста.



Близкие по составу молодые эффузивные покровы хребта Гургули лежат несогласно на всех более древних породах и, по-видимому, не дислоцированы или дислоцированы чрезвычайно слабо. На последующие тектонические движения эти породы реагировали развитием трещиноватости. По крупным трещинам происходило выжимание вязких липаритовых лав.

Третичные отложения, обнаруженные в немногих пунктах, также весьма слабо дислоцированы. Так, на Тугурском полуострове палеоген собран в пологие куполовидные вздутия, крылья которых падают под углом до  $12^\circ$ . Пески и песчаники условно третичного возраста, наблюдавшиеся в нижнем течении р. Шевли, падают на ЮВ  $172^\circ$  под углом  $7-11^\circ$ .

Движения, смявшие в складки верхнемеловые эффузивы Ям-Алиня, обусловили и внедрение гранитоидов, интрузии которых располагаются примерно по оси синклинального прогиба.

Естественно, что морфология тектонических структур Западного Приохотья является отражением сложной и длительной истории геологического развития этого района. Несмотря на то, что мелкий масштаб геологической съемки, проведенной в районе, еще не позволяет расшифровать историю тектонических движений и развития структур, так как это сделано для других районов Советского Союза, мы попытаемся наметить основные этапы истории геологического развития для наиболее изученной части Западного Приохотья, расположенной в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной области.

## **II. К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ, РАСПОЛОЖЕННЫХ В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ**

### **1. Проблема Монголо-Охотской геосинклинали**

Впервые название Монголо-Охотского пояса было предложено в 1926 г. А. Е. Ферсманом. Ферсман утверждал, что этот пояс, протягивающийся почти на две тысячи километров, от Монголии через Забайкалье к северу, в верховья Зеи и Селемджи, и дальше к Охотскому побережью, можно охарактеризовать «... как закономерную зону распространения определенных элементов, приуроченных к гранитным интрузиям, залегающим в древней кристаллической свите». Последняя включает отложения палеозоя (вплоть до верхнего карбона) и рвущие их граниты. Эта блестящая идея, во многом подтвержденная позднее практикой, естественно, в те годы не могла основываться на твердом знании геотектонической обстановки.

В вышедших в 30-годах курсах исторической геологии (А. А. Борисяк, 1935; Д. Н. Наливкин, 1932; Н. М. Страхов, 1937; А. Н. Мазарович, 1938), обобщивших материал, накопленный по геологии СССР и других стран, была намечена (под разными названиями) геосинклинальная зона, расположенная между Сибирской и Китайской платформами. А. А. Борисяк и Д. В. Наливкин называют ее Ангарской или Северо-Азиатской (А. А. Борисяк) геосинклиналью, а Н. М. Страхов — Монголо-Охотской.

А. Н. Мазарович также выделяет геосинклинали «Монголо-Охотскую, занимавшую всю Центральную Азию, Монголию, Забайкалье». Ни один из авторов не решался протянуть эти геосинклинальные структуры до Охотского моря.

Несмотря на то что поздние сведения о Монголо-Охотской геосинклинали продолжали оставаться довольно расплывчатыми, в ряде работ (А. Н. Мазарович, Н. М. Страхов, А. Д. Архангельский) намечается представление о ней как о мезозойской структуре.

Однако А. Д. Архангельский в последней своей сводке (1948 г.), рассматривая силурийские отложения Монголии, состоящие из мощных толщ обломочных и вулканогенных пород с прослоями известняков, писал: «Присутствие аналогичных пород в силуре верхнего течения Амура и бассейна Селемджи не оставляет сомнений в том, что геосинклинальная область продолжалась и в этот район».

Следующий «шаг в сторону востока» сделал Н. П. Херасков (1939). Он указал, что «... Полный разрез среднего палеозоя мы имеем, по-видимому, в пределах Восточного Забайкалья и к востоку от него, в верхнем течении Амура. Далее на восток складчатая зона, видимо, шла через верховья р. Зеи в область Удского края. К сожалению, в геологическом отношении эти области изучены плохо». Такое же заключение о продолжении палеозойской (силурийской) геосинклинальной зоны в бассейн среднего и нижнего течения р. Уды сделал и В. В. Онихимовский в 1945 г., основываясь на анализе разреза рр. Норы, Джгедони и Тыла.

В первой из своих сводных работ, посвященных тектонике юга ДВК (1935г.), С. А. Музылев пишет: «Несмотря на пестроту и различие взглядов на тектонику ДВК, можно выделить два основных направления. Согласно первому, на Дальнем Востоке преобладают структуры герцинского возраста, ...согласно второму, развиты исключительно молодые, альпийские...». Последнее направление наиболее верно.

В работе 1946 г. Музылев, выделив зону палеозойского флиша в западной части Дальнего Востока, лишь частично изменил свои прежние взгляды на резкое преобладание в этой зоне молодых структур. Однако не сопоставив известные с давних пор выходы среднего палеозоя Верхнего Амура и побережья Охотского моря, Музылев пришел к ошибочному заключению, что «... Складки Монголо-Охотской зоны прослеживаются до верховьев рек Селемджи и Зеи, где они обрываются перед фронтом Восточно-Азиатской складчатости, которая отчасти поглощает Монголо-Охотские складки, отчасти обрезает их крупным надвигом. Вспомним, что еще В. А. Обручев указывал на то, что система широтных складок не прослеживается на восток далее верховьев Зеи, и это нужно признать совершенно правильным».

Попытка пересмотреть установившееся мнение о почти полном господстве мезозойских структур в районе, расположенном восточнее верхнего течения р. Зеи, относится к 1947 г., когда автором совместно с Ю. Ф. Чемяковым на Тугурском п-ове были обнаружены метаморфические сланцы и зеленокаменные породы спилитово-диабазовой формации верхнепротерозойского или нижнепалеозойского возраста. Более определенно автор получил возможность высказаться в 1948 г.: «Открытие на Шантарских островах мощных геосинклинальных девонских и более древних (верхнесилурийских?) отложений позволяет совершенно по-новому подходить к вероятной структуре юго-западной части бассейна Охотского моря. Вместо сплошного поля мезозоя (У+Т), как это изображалось на сводных картах последних лет, мы встретили в ядрах антиклинальных складок нижний и средний палеозой, который в западной части листа N-53 соединится с палеозоем Верхнеселемджинского района, а мезозой бассейнов рек Торума и Ала окажется в пределах крупной синклинальной структуры». Год спустя работы В. А. Ярмолюка и наши в Торомо-Тугурском районе полностью подтвердили высказанное предположение и четко установили продолжение палеозойских структур на юго-запад.

Выяснилось, что мощные отложения верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, а также среднего палеозоя, обнаруженные на Тугурском п-ове и Шантарских о-вах, могут быть довольно уверенно отнесены к «охот-

скому» окончанию Монголо-Охотской геосинклинали (рис. 34), скрывающейся дальше на северо-восток под водами Охотского моря (Л. И. Красный и Г. С. Ганешин, 1951 г.).

По-видимому, в силу недостаточности знаний о геосинклинальном развитии крупной структуры, протягивающейся из Северо-Восточной

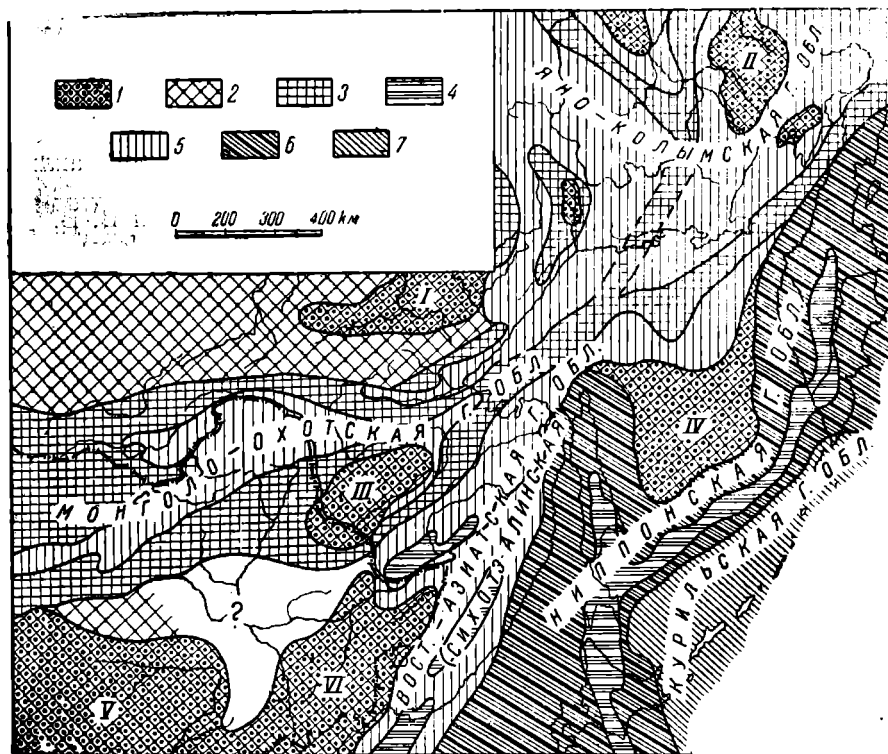


Рис. 34. Схема взаимоотношения Монголо-Охотской геосинклинальной области с другими структурными элементами Восточной Азии

1—элементы древней структуры (щиты, срединные массивы); 2—протерозойские складчатые пояса; 3—среднепалеозойские (и частично более древние) складчатые пояса; 4—верхнепалеозойские складчатые пояса; 5—мезозойские складчатые пояса; 6—кайнозойские складчатые пояса; 7—область четвертичной складчатости. I—Алданский щит; II—Омолонский (Колымский) срединный массив; III—Туранский срединный массив; IV—Центрально-Охотский срединный массив; V—VI—Сино-Корейский щит; северная часть Утайского массива (V), Восточно-Маньчжурский массив (VI)

Монголии на северо-восток, А. Д. Архангельский (1947, 1948 г.) нигде не называл ее геосинклинальной областью, предпочитая говорить о «системе Монголо-Охотской складчатости» или «Монголо-Охотском поясе мезозойской складчатости». Н. М. Страхов (1948), рассматривая отложения юрской системы в узкой заливообразной геосинклинальной полосе, протягивающейся от Удской губы до верхнего течения р. Амура, именовал ее Монголо-Охотской зоной.

Ниже, рассматривая часть Монголо-Охотской геосинклинальной области, расположенную в пределах Западного Приохотья, можно видеть, насколько справедливо выделяется эта крупная структурная единица.

## 2. Основные этапы развития структур

Изложенный выше материал по стратиграфии, магматизму и тектонике Западного Приохотья позволяет сделать некоторые выводы по истории развития слагающих его структур.

На тектонической схеме (рис. 35) видно, что изученная часть Монголо-Охотской подвижной зоны располагается между двумя древними докембрийскими сооружениями — северо-восточным выступом Туранского массива и юго-восточным выступом Алданского щита. Распределение выделенных нами структурно-фациальных зон отражает, в известной мере, влияние указанных жестких сооружений. Эти зоны как бы обтекают ядра древних структур. Намечается (в грубой схеме) постепенное облекание древних массивов все более молодой складча-

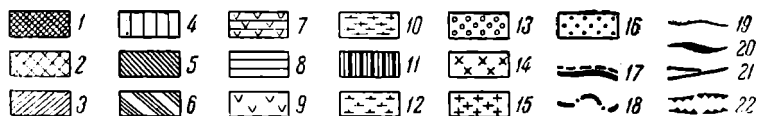
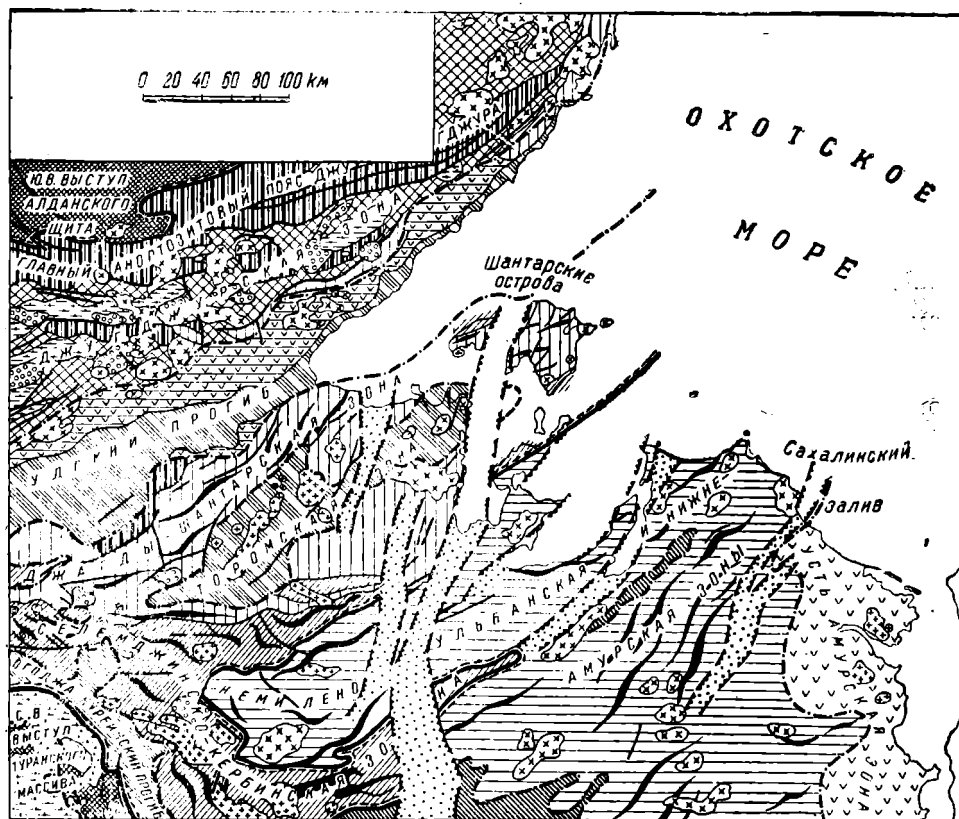


Рис. 35. Тектоническая схема Западного Приохотья. Составил Л. И. Красный, 1955 г.

1—область архейской складчатости; 2—область протерозойской складчатости, затронутая по окраинам позднепалеозойскими и мезозойскими движениями; 3—область нижнепалеозойской складчатости, частично переработанная позднейшими позднепалеозойскими и мезозойскими движениями; 4—область позднепалеозойской (последевонской) складчатости, слабо затронутая мезозойскими движениями; 5—область южнопалеозойской (послепермской) складчатости; 6—8—области мезозойской (преимущественно нижнемеловой) складчатости, характеризующиеся развитием: юрских — нижнемеловых эффузивных образований средней мощности (7), юрских—нижнемеловых осадочных образований большой мощности (8); 9—область позднемезозойской — раннекайнозойской складчатости (меловые и третичные вулканогенные образования; 10—кислые интрузивные образования докембрийской эпохи складчатости; 11—основные и ультраосновные интрузивные образования позднепалеозойской (последевонской) эпохи складчатости; 12—основные и ультраосновные интрузивные образования позднепалеозойской (последевонской) эпохи складчатости; 13—кислые интрузивные образования мезозойской (нижнемеловой) эпохи складчатости; 14—кислые интрузивные образования мезозойской (нижнемеловой) эпохи складчатости; 15—кислые интрузивные образования позднепалеозойской (последевонской) эпохи складчатости; 16—кайнозойские депрессии; 17—границы между главными структурными элементами; 18—границы между второстепенными структурными элементами; 19—границы между тектоническими районами; 20—оси антиклиналей; 21—тектонические разрывы; 22—границы кайнозойских депрессий, выраженных в рельефе

тостью. Так, ближайшими структурами, окаймляющими выступы Алданского щита и Туранского массива, являются протерозойские или протерозойские — нижнепалеозойские. Дальше они сменяются среднепалеозойскими и затем мезозойскими структурами. Тектонические движения, влиявшие в течение длительного времени на формирование структуры района, сильно ее усложнили. На предыдущих страницах мы могли видеть, что основными этапами геологического развития района (в пределах Монголо-Охотской подвижной зоны) являются: верхнепротерозойский—нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский—среднетриасовый, верхнетриасовый—нижнемеловой, верхнемеловой—четвертичный.

### *Верхнепротерозойский—нижнепалеозойский этап*

Область Западного Приохотья в верхнепротерозойскую—нижнепалеозойскую эпоху рисуется как геосинклиальный прогиб, выполненный терригенными осадками. О начальном периоде его формирования судить трудно. Метаморфические сланцы и амфиболиты нижней части кербинской серии мощностью до 1200 м выходят сейчас только в ядрах антиклинальных складок. В середине и к концу кербинской эпохи намечается усиленное прогибание этой области и проникновение в нее (в зоны наибольшей проницаемости для магмы) зеленокаменных пород спилитового и диабазового состава. Такие зоны, отвечающие на геологической карте вытянутым линзам зеленокаменных пород, явились, по-видимому, зонами зарождения глубинных разломов, играющих немалую роль в Западном Приохотье. В качестве примера можно указать на длинные «ленты» зеленокаменных пород ямиканской свиты, выходящих в районе нижнего течения р. Кумусуна в зоне крупного разлома, заложенного на стыке зеленокаменных пород девонского и протерозойского возраста.

Резко выраженная гофрировка в сланцах кербинской серии свидетельствует о складчатых движениях, имевших место до формирования более молодых отложений тугурской серии. Значительное прогибание геосинклиальной области характеризует и следующую эпоху, во время которой отложилась мощная (местами до 3500—4000 м) толща алевролитов и граувакковых песчаников тугурской серии.

Геосинклиальная область в верхнепротерозойское—нижнепалеозойское время имела иную конфигурацию, чем в более позднюю эпоху. Судя по распространению аналогов пород кербинской и тугурской серий далеко на юго-запад в Верхнебуреинский район, эта геосинклиальная область охватывала довольно широкую структурную зону, в которой распространены относительно однородные фации.

Устойчивые области поднятий находились на юго-западе (Туранский массив) и севере (Алданский щит). Окраина Алданского щита располагалась значительно южнее, чем это видно на геологической карте. Она возможно доходила до широты 54°, где сейчас на поверхности на значительном протяжении выходят протерозойские кристаллические сланцы и анортозиты, отмечающие весьма важную структурную границу между протерозоем и археем.

Направление складчатости, завершившей формирование «первичных» структур в Селемджа-Буреинском районе, было северо-западное, параллельное северо-восточному выступу Туранского массива.

В пределах хребта Джагды, на Шантарских островах и в районе р. Лантаря в ядрах антиклинальных складок прослеживается древняя (верхнепротерозойская—нижнепалеозойская) структура северо-восточного простирания. Таким образом, как мы увидим ниже, общий план расположения рассматриваемых и более молодых (среднепалеозойских и

отчасти мезозойских) структур на востоке Западного Приморья сохраняется в течение длительного периода.

### *Среднепалеозойский этап*

Геосинклинальное развитие области, происходившее на протяжении верхнепротерозойского—нижнепалеозойского этапа, завершилось, по-видимому, в нижнем кембрии. Позднее страна испытала на значительном отрезке времени поднятие. Отсутствие среднего и верхнего кембрия и ордовика заставляет предполагать, что новый этап геосинклинального развития начался с силура. Разрезы среднего палеозоя (главным образом девона) свидетельствуют об интенсивном накоплении различных осадочных и отчасти вулканогенных образований в Монголо-Охотской геосинклинальной области. Значительная мощность, достигающая 6500—7000 м, указывает на крупное прогибание геосинклинального трога.

Главный, сравнительно узкий, прогиб шириной 80—130 км располагался в полосе северо-восточного направления, вытянутой от р. Шевли до Шантарских островов. Именно здесь имело место накопление осадков, образующих такие типичные геосинклинальные формации как граувакковая, и пелитоморфных известняков, кремнисто-вулканогенная (яшмы, спилиты) и алевролитово-кремнистая. Геоантиклинальные поднятия, откуда шел снос обломочного материала в геосинклинальный трог, находились на северо-западе и юго-востоке. Вероятными выступами внутри прогиба были Баладекский (протерозойский) кристаллический массив, трансгрессивно перекрытый юрскими отложениями (средний палеозой из разреза выпадает), и участки суши (или острова), окаймляющие с запада район, где ныне расположены Шантарские острова.

Своеобразную, хотя и не вполне выясненную структурную позицию занимают выходы пород девона в северной части Западного Приохотья. Узкая полоса их, расположенная местами между тектоническими разрывами, изолирована сейчас от главного девонского геосинклинального прогиба широкой депрессией р. Уды и покровами мезозойских эффузивов. Возможно, что в этом пограничном районе между платформой и геосинклиналью располагался в верхнем девоне краевой прогиб, в котором происходило накопление красноцветных карбонатных пород (описанных Н. А. Раковым в 1949 г.), грубообломочных отложений и (по окраинам) излияние основных эффузивов.

Существенное расширение геосинклинальной области произошло в среднем девоне. Так, в краевой части Туранской глыбы докембрий трансгрессивно перекрыт довольно интенсивно дислоцированными песчанистыми сланцами и кварцитовидными породами живетского яруса значительной мощности.

### *Верхнепалеозойский—среднетриасовый этап*

Геосинклинальное прогибание, распространившееся на значительную часть Западного Приохотья, в среднем палеозое сменилось длительным поднятием, охватившим значительную часть карбона, пермь, нижний и средний триас. Только через наиболее опущенные участки среднепалеозойского геосинклинального прогиба могла осуществляться временная связь восточных морских бассейнов с Восточным Забайкальем. Сохранившиеся местами на территории Западного Приохотья пермские отложения представлены континентальными (озерными?) образованиями.

К юго-востоку и далеко к северу от Охотской ветви Монголо-Охотской геосинклинальной области, в Восточно-Азиатской и Верхоянской геосинклинальных областях с позднекаменноугольного или пермского

времени начали закладываться крупные прогибы, сохранившиеся и в мезозое.

Резкое расширение геосинклиналей в пермскую и раннетриасовую эпохи привело, возможно, к слиянию в более или менее единую континентальную область Туранского массива, Джагды-Шантарского района и юго-восточной окраины Алданского щита. Впадины внутри этого массива, заполнявшиеся континентальными осадками, быть может, располагались в северо-восточном направлении вдоль окраины среднепалеозойских структур, по линиям Уда — порт Аян и Немилен — Чичаки. Не исключена возможность, что в этих районах будут встречены континентальные, а кое-где и прибрежно-морские пермские отложения.

### *Верхнетриасовый—нижнемеловой этап*

Мезозойская геосинклинальная область, развивавшаяся на месте среднепалеозойской, только в общих чертах (простираение главных структур) сохранила план предшествующей геосинклинали. Ее главные прогибы — Торомский и Удский, вытянутые в северо-восточном или восточно-северо-восточном направлении, имели значительное протяжение. Торомский прогиб продолжался далеко на юго-запад и соединялся с Буреинским прогибом, а Удский объединился с Верхне-Зейским в общий прогиб длиной около 600 км и шириной 40—60 км. Удский и Торомский прогибы отделялись друг от друга узкой цепью возвышенностей. Не исключено, что более широкие геосинклинальные структуры отделяли Торомский и Буреинский прогибы от зоны накопления флишоидных осадков того же (верхнетриасового—нижнемелового) возраста, расположенной в Восточно-Азиатской геосинклинали (бассейн р. Амгуни и Нижнее Приамурье).

Торомский прогиб относится к типу широких, брахигеосинклинальных прогибов, образовавшихся на опущенной центральной части консолидированной среднепалеозойской складчатой структуры. Судя по распределению мощностей, амплитуда прогиба существенно увеличивалась в направлении с северо-востока на юго-запад (для юры с 200—500 м до 4000—6000 м). Это же характерно и для Удского прогиба.

Выше мы упомянули, что Торомский и Удский прогибы отделялись друг от друга геосинклинальным поднятием. В результате анализа фации юрских отложений<sup>1</sup> выясняются самостоятельные источники сноса обломочного материала для каждого из этих прогибов. Особенно четко прослеживается зависимость состава гальки, взятой из конгломератов юры, от петрографического характера пород, слагающих зоны размыва в Удском прогибе. Так, по северному борту прогиба среди юрских отложений явно преобладают аркозовый материал и галька гранитов и гнейсов, а в южном борту довольно часто встречается галька пород баладекского кристаллического комплекса (анортозиты, габбро, кристаллические сланцы). В Удском прогибе накопление обломочного материала происходило в результате размыва геосинклинали хребтов Джагды—Тыльский и Бюко—Альский, сложенных осадочными и вулканогенными образованиями девона.

Наблюдаемое в обоих прогибах увеличение мощности осадков по направлению с северо-востока на юго-запад, вероятно, связано с тем, что в районе Шантарских островов в юре существовал относительно стабилизированный участок, и близкие к нему районы распространения юрских отложений носили субплатформенный характер. Это, кстати,

<sup>1</sup> Новые данные И. К. Никифоровой, полученные ею в 1955 г., подтвердили эту точку зрения. Оказалось, что в тяжелой фракции осадков верхней юры Удского прогиба преобладает гранат, Торомского прогиба — минералы эпидотово-пироксеновой группы.

объясняет небольшую мощность и слабоволнистое, почти горизонтальное (3—5°) залегание юры в Торомо-Тугурском районе и на юго-восточных склонах Прибрежного хребта.

В Удском прогибе наиболее значительная мощность юрских отложений приурочена к его южной части, тогда как на севере этого прогиба мощность юры заметно меньше и складчатость спокойнее. Это доказывает справедливость того положения, что в краевых прогибах, к которым мы склонны относить и Удский прогиб, нередко борта, примыкающие к платформе, характеризуются более простыми тектоническими формами, в то время как во внутренних частях тех же прогибов выражены линейные складчатые структуры.

Активные поднятия, происходившие в раннемеловое время в области хребта Джугджур на севере и хребтов Джагды—Тыльский и Бюко—Альский на юге, резко увеличили вынос грубого обломочного материала из этой области в соседние прогибы. Рыхлые продукты, сносимые с хребта Джугджур, заполнили всю северо-восточную часть Удского прогиба, вплоть до его южной границы (конгломераты участков «Столболак» и р. Неми). В Торомском прогибе, где разрез изучен более полно, отмечается перемежаемость в верхах юры — низах мела морских и континентальных (нередко грубообломочных) отложений, близких по ряду признаков к молассам.

Заполнение мезозойских прогибов в начале мела обломочным материалом с последующими поднятиями и складчатостью завершили геосинклинальный этап в развитии Охотской ветви Монголо-Охотской геосинклинальной области.

#### *Верхнемеловой—четвертичный этап*

Слабодислоцированные верхнемеловые и третичные эффузивы и континентальные отложения палеогена имеют уже иной тектонический план, чем вышеописанные структуры Монголо-Охотской геосинклинали. Незначительные прогибы и выгибы, вытянутые в направлении, близком к меридиональному, отражают, возможно, движения мелового и третичного времени, происходившие в Сахалинской геосинклинали.

Неоген и четвертичные отложения складкообразовательными движениями уже совершенно не затронуты. В это время происходили сводовые поднятия или блоковые перемещения (часто по линиям тектонических разрывов). Такие активизированные районы в областях платформенного режима отмечаются в пределах хребтов Джугджур, Тыльский и Ям-Алинь, где имеются четкие следы четвертичного оледенения.

История развития Монголо-Охотской подвижной зоны на территории Западного Приохотья в целом характеризуется последовательным формированием геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий. Эпизодически проявлявшаяся интрузивная магматическая деятельность (в верхнем палеозое, нижнем мелу, палеогене) была тесно связана как со складкообразовательными движениями, так и с послескладчатыми процессами. В Западном Приохотье основное значение имели трещинные интрузии, приуроченные к зонам поднятия и расстрескивания горных пород.

Таким образом, от этапа к этапу менялся состав осадочных и эффузивных формаций, изменялся тип складчатости, характер метаморфизма и общая морфология основных структур.

В табл. 12 мы попытались дать характеристику главных этапов геосинклинального развития Монголо-Охотской подвижной зоны, протекавших в пределах Западного Приохотья.



**Характеристика главных этапов геосинклинального развития Монголо-**

Этапы развития	Главные осадочные и эффузивные формации	Интрузивные комплексы	Тип складчатости
Верхне-меловой—третичный	Андезитовая; 600 м Порфиритовая; 900 м	Гранитоидный Послескладчатые „цепочки“ трещинных интрузий	Пологоволнистые складки (в основном мульды)
Верхне-триасовый—нижне-меловой	Молассовая (смешанные морские и континентальные отложения, отчасти грубообломочные); 200—800 м Флишоидная. Терригенные (полимиктово-песчаниковые, частично аркозовые) отложения; 500—6000 м	Гранитоидный Средние по размерам поздне-складчатые интрузии и дайки	Широкие коробчатые антиклинали (преобладают) и небольшие антиклинальные куполообразные „вздутия“
Среднепалеозойский (отчасти верхнепалеозойский)	Порфиритовая (названного вулканизма); 400 м Алеврито-кремнистая; 2000—3000 м  Кремнисто-вулканическая (яшмовая и спилитовая), с железомарганцевой субформацией; 1500—2000 м Граувакково-песчаниковая, с субформацией пелитоморфных известняков; 2000—2500 м	Гранитоидный. Габбро-перидотитовый Поздне-складчатые средние и мелкие интрузии	Узкие линейные складки с примерно равным развитием антиклиналей и синклиналей (постоянно и сильно выраженные явления кливажа)
Верхнепротерозойский—нижнепалеозойский	Граувакково-алево-литовая; 2700—4000 м Зеленокаменная (спилитово-диабазово-порфирировая); 800—2000 м Граувакково-сланцевая; 400—800 м	Гипербазитовый (офиолитовый) Доскладчатые (?) интрузии	Сравнительно простые складки с наложенной мелкой складчатостью течения и изгибания (плойчатостью)

## Охотской подвижной зоны (в пределах Западного Приохотья)

Характер метаморфизма	Общая морфология основных структур (в историческом разрезе)	Тип структур
Весьма слабый метаморфизм эффузивов	Незначительные прогибы и выгибы нового структурного плана (отражение движений в Сахалинской геосинклинали)	Наложенные мульды
Обычные диагенетические изменения („окаменение“) осадочных пород	Крупные пологие прогибы (брахигеосинклинали), располагающиеся во „впадинах“, образованных в центральной части складчатой зоны предыдущего этапа. Общий план (простираение) структур сохранился от предшествующего среднепалеозойского этапа	Мегасинклинали, отдаленно напоминающие синеклизы платформ
Сильный дислокационный метаморфизм, охватывающий более или менее равномерно геосинклиналию область	Вытянутые геосинклинали (внутренние) прогибы, располагающиеся среди геоантиклинальных поднятий. Унаследованы, вероятно, только некоторые элементы структуры предшествующего этапа	Мегантиклинали
Региональный (динамотермальный) метаморфизм, относительно однородный по всей геосинклиналию области	Морфология неясна. Возможно, что сравнительно широкая геосинклиналию область имеет иной структурный план, чем Монголо-Охотская геосинклиналию в последующие этапы	Сложный (расщепленный на несколько частей) межгорный (срединный) массив

## *Глава четвертая*

### **РАЗМЕЩЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ЗАПАДНОМ ПРИХОХТЬЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОИСКОВ НА ЕГО ТЕРРИТОРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ**

Особенности геологического строения, изложенные в предыдущих главах, помогут дать общую оценку перспектив в отношении полезных ископаемых Западного Приохотья — обширного района, находящегося на все еще мало изученной восточной окраине нашей страны. Мы попытаемся установить закономерности в распределении полезных ископаемых на этой территории, а также наметить очередность дальнейших геологосъемочных и поисковых работ.

В настоящее время в Западном Приохотье нет ни одного предприятия горнорудной промышленности. К югу от хребта Джагды добывается золото и, в небольшом количестве, олово. Местное значение имеют разработки угля (Огоджинское месторождение) и добыча некоторых строительных материалов: известняка, глины, песка и гравия.

Анализ геологического строения Западного Приохотья и сопредельных с ним районов позволяет выделить районы, благоприятные для поисков золота, олова, вольфрама, молибдена, свинца, цинка и других редких и цветных металлов. Имеются также перспективы для поисков железа и титаномагнетитов, слюды (мусковита) и асбеста.

Напомним слова В. А. Обручева, сказанные им в 1924 г. по поводу отрицательного заключения в отношении перспектив полезных ископаемых исследователя Сибири середины прошлого столетия Н. Г. Меглицкого: «Вопрос о бесплодности в рудном отношении хребтов Джугджур и Прибрежного нельзя считать решенным. Пиритизация осадочных пород, обнаруженная в нескольких местах Меглицким; присутствие молибденового блеска в вершине р. Кыран по его же данным; нахождение гальки магнитного железняка в связи с породами габбро (по Богдановичу); наличие мощных известняков как в составе кембрия северо-западного склона хребта Джугджур, так и в составе полеозоя хребта Прибрежного — все это в связи с обилием и разнообразием разновременных интрузий и эффузий заставляет считать пессимизм прежних исследователей необоснованным».

Вопросы, связанные с поисками полезных ископаемых в Западном Приохотье, были освещены в ряде статей и других работ, находящихся в фондах ВСЕГЕИ (Л. И. Красный, 1950, 1951 и др., Л. И. Красный и Г. С. Ганешин, 1951; Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955), а также в работах В. А. Ярмолюка, Н. А. Ракова и В. А. Левченко, Н. А. Рако-

ва и А. А. Леонтовича, геологов Южно-Охотской экспедиции конторы «Амурзолоторазведки» (Г. Г. Ключанский, И. И. Волчек, И. А. Шувальский, Г. Н. Чертовских и др.).

За 1950—1952 гг. геологами Дальневосточного геологического управления (В. В. Онихимовский, Е. Е. Фролова, Е. Г. Седельникова, М. Г. Золотов и др.) были составлены очерки, охватывающие проблемы металлогении различных районов южной части Дальнего Востока и, в том числе, Удско-Охотского края. Вопросами металлогении Приморского края и юга Хабаровского края занимались М. И. Ицксон и А. А. Якжин.

Прежде чем попытаться наметить закономерности в распределении полезных ископаемых в Западном Приохотье в пределах его основных структурных зон, необходимо дать характеристику находящимся на его территории месторождениям и рудопроявлениям.

## **I. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ И СМЕЖНЫХ С НИМ ТЕРРИТОРИЙ**

### **1. Черные металлы (железо, титан, марганец и хром)**

**Железо, титан.** Рудопроявления железа в пределах Западного Приохотья известны в двух районах: на севере, в области развития крупных интрузий анортозитов и габбро-норитов хребта Джугджур (Сахарбахское, Кыранканское, Мутэнское и Онехтогенское рудопроявления) и в полосе распространения отложений нижнего и среднего палеозоя (Курум-Урмийское и Ирское рудопроявления).

К первой группе рудопроявлений относятся собственно магматические, представляющие собой крупные шпиры магнетитовых и титаномагнетитовых руд в основных (габбро-норитовых) и габбро-анортозитовых интрузиях. К северо-западу от водораздельной линии хребта Джугджур, на «якутской» стороне, по р. Онехтогену зарегистрировано среди глыбовых развалов анортозитов титаномагнетитовое рудопроявление. На Мутэнском и Онехтогенском участках руды представлены черными плотными массивными крупнозернистыми разностями с небольшой примесью хлорита. Анализ характерных штуфов руды показал содержание  $TiO_2$  25—30% и железа — около 40%.

В пределах хребта Джугджур (в районе работ Южно-Охотской экспедиции) П. А. Сушков и Г. Г. Ключанский в 1953 г. отметили широкое распространение среди интрузии габбро-анортозитов титаномагнетитовых рудопроявлений, представленных вкрапленными и сплошными рудами.

Участки распространения вкрапленных руд сосредоточены на северном склоне хребта Джугджур в верхнем течении р. Маймакана (ключи Горелый, Кондохо) и на южном склоне этого хребта по р. Джане (устье р. Утана, ключ Мосkitный, р. Ванчаган). В некоторых случаях кроме титаномагнетита в рудах отмечается вкрапленность сульфидов (пирита и халькопирита). Спектральным анализом в этих рудах установлено повышенное содержание никеля, ванадия, хрома и реже цинка и свинца. Сплошные титаномагнетитовые руды найдены в водораздельной части хребта Джугджур (верховья рр. Гаюма и Гаюм-Макита), на правом берегу р. Джаны (ниже впадения р. Курума) и по р. Утанаку (в районе водораздела с ключом Трудным). Сплошные массивные руды состоят из примерно равных количеств магнетита и ильменита. Содержание железа по данным химанализа штуфных проб составляет: 36,6% (р. Утанак) и 45,5% (р. Джана). За последние годы Северо-Восточным и Дальне-Восточным геологическими управлениями в этом районе разведаны крупные месторождения титаномагнетита.

Мелкие проявления магнетита отмечены в бассейне р. Чогара, по ключам Удыгин-Макиту и Джогарме.

Отдельные валуны титаномагнетитовых габбро были встречены Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым в 1951 г. в верхнем течении р. Лавлы (левый приток р. Кырана) в зоне развития анортозитов. Вблизи прииска Баладек титаномагнетит обнаружен в виде обильной вкрапленности и включений в измененных плагиоклазовых породах анортозитового типа. В притоках р. Урми, размывающих эти породы, были встречены гальки титаномагнетита размером до 10 см. Содержание железа в гальке достигает 55,7% и титана 2,37% (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955 г.).

Уместно отметить, что в Канаде (месторождение Сен-Урбен на северном берегу залива Св. Лаврентия) ильменитовые линзы и дайкообразные тела, находящиеся среди анортозитов, успешно разрабатываются. В этих рудах находится свыше 10% рутила, дающего высококачественные концентраты (Д. Карлов)<sup>1</sup>.

К полосе пород нижнего и среднего палеозоя «охотской» ветви Монголо-Охотской геосинклинальной области приурочены, в пределах Западного Приохотья, месторождения метаморфизованных осадочных железных руд и руд вулканогенно-осадочного происхождения.

В верховье р. Урми (правый приток р. Шевли) встречена группа рудопроявлений магнетитовых и гематитовых руд, объединенных под названием Курум-Урмийского месторождения, описанных В. В. Онихимовским и А. А. Кирилловым в 1945 г.; Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым в 1950 г. и В. А. Крыловым, Н. С. Плещеевым и Н. А. Утенковым в 1952 г. В верховьях рр. Курумшала и Курумшала-Макита среди кембрийских (?) песчано-глинистых и кремнистых пород наблюдались обломки гематито-магнетитовых и магнетитовых руд. Часть руд представлена полосчатыми разностями, состоящими из чередующихся полос кремнезема, гематита и магнетита с небольшой примесью актинолита и эпидота. Химический анализ штучной пробы показал содержание железа 44%. Обломки магнетитовой руды содержат около 66% железа.

Восточнее, в бассейне одного из правых притоков р. Урми, обнаружены гальки и валуны магнетита, достигающие 25 см в поперечнике. По одному из ключей, в делювиальных свалах среди глыб эффузивов спилитового типа, кремнистых сланцев и известковистых песчаников обнаружены многочисленные обломки магнетитовой и магнетито-гематитовой руды (месторождение Селями-Инга, по Л. И. Красному и Ю. Ф. Чемякову). В этом районе развиты известняки нижнего кембрия.

Коренные магнетитовые руды были вскрыты на водоразделе в развилке двух ключей р. Оннетока (по В. А. Крылову — Оннетокское месторождение). Рудные тела здесь залегают среди голубовато-серых полимиктовых песчаников с прослоями светло-серых кремнистых сланцев и основных эффузивов (порфиринов и мандельштейнов). Они представляют собой прослой магнетитовых руд, согласно залегающие во вмещающих породах. Как правило, рудные тела приурочены к горизонталю кремнистых сланцев. Мощность рудных пластов составляет 1,2—4,5 м.

Специальных разведочных работ здесь не проводилось. Содержание железа в рудах колеблется от 43 до 53% (в среднем 48%). Содержание серы и фосфора небольшое (сотые доли процента). Протяженность полосы, в которой сосредоточены железорудные проявления, составляет около 20 км при ширине 2—3 км. Эта полоса, расположенная в районе верхнего течения рр. Урми, Курума, Оннетока и Комсо, должна быть подвергнута геологической съемке масштаба 1 : 50 000.

<sup>1</sup> Реферативный журнал, № 1, 1954.

Ирское рудопоявление железа расположено на водоразделе рр. Мелого Мелькана и Ира на высоте около 800 м. По данным Ю. А. Фефелова (1949 г.), Л. И. Красного и Ю. Ф. Чемекова (1950 и 1955 гг.), В. Е. Диброва (1952 г.), район выходов железных руд сложен девонскими полимиктовыми песчаниками, чередующимися с разноцветными кремнистыми яшмовидными сланцами и светлыми кварцитами. На гребне водораздела среди кремнистых сланцев залегают сильно измененные рассланцованные и реже массивные зеленокаменные породы спилитового типа. В пределах рудного поля обнаружены четыре рудных тела мощностью от 11 до 34 м, вытянутых в северо-восточном направлении согласно с вмещающими породами девонской толщи. Общими для всех рудных тел являются землистое сложение руд и атакситовая структура. Большинство из них сложено гематитом и лишь в одном преобладает магнетит. Содержание железа в руде невысокое и составляет 28—30%. По генезису месторождение относится к эффузивно-осадочному типу.

Нами было указано (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемеков, 1955 г.), что рудопоявления: магнетитовое в верховьях рр. Курума и Урми и гематито-магнетитовое в бассейне р. Ира являются лишь звеньями в цепи железорудных проявлений, известных в пределах распространения палеозойских и более древних отложений Монголо-Охотской геосинклинальной области.

На юго-западном фланге этой полосы открыто и разведано Дальневосточным геологическим управлением крупное Гарьское (Гаринское) магнетитовое месторождение. В первый период изучения месторождения господствовало мнение о контактово-метасоматическом происхождении руд Гарьского месторождения. Однако накопленный вскоре фактический материал (пластовое строение рудных тел, полосчатая текстура руды) позволил признать первичноосадочный (или частично вулканогенно-осадочный) генезис руд.

Перспективы поисков железа в Зее-Селемджинском районе не ограничиваются проявлениями Гарьского узла. М. С. Нагибина (1954 г.) указывает, что в отложениях тукурингской свиты в среднем течении ключа Бородинского (район Сорокаверстной протоки р. Норы) в цементе туфопесчаников и агломератовых туфов наблюдаются новообразования магнетита и гематита. В. В. Онихимовский в 1941 г. в том же районе описал брекцию, состоящую из обломков измененных основных эффузивов и туфов размером до 20 см, сцементированных гематитом. В рудных штуфах содержится:  $Fe_2O_3$ —38,81%,  $SiO_2$ —52,28%,  $P_2O_5$ —0,11%. Существенным является замечание М. С. Нагибиной, что на правом берегу Сорокаверстной протоки (выше пос. Октябрьского) в составе тукурингской свиты встречены рассланцованные аркозовые песчаники, в известково-слюдяно-кварцевом цементе которых содержатся многочисленные идиоморфные кристаллы гематита.

К северо-северо-востоку от Гарьского месторождения в районе верхнего течения р. Мамына В. Г. Дитмаром и В. И. Твердомедом в 1941 г. изучалось Партизанское железорудное месторождение. В районе месторождения развиты породы мамынской толщи (кембрийского возраста, по В. Г. Дитмару), состоящей из метаморфизованных песчаников, сланцев и кристаллических известняков. Вблизи месторождения несогласно на мамынской толще залегают джелтулинская толща (силур?) различных песчаников. Осадочная серия пород прорвана интрузией серых биотитово-роговообманковых и микроклиновых гранитов и гранодиоритов. Приуроченные к мамынской толще небольшие рудные тела состоят из магнетито-гематитовых и магнетитовых разновидностей. Генезис этого месторождения также рассматривался как контактово-метасоматический с наложением гидротермальных процессов

К востоку, в среднем течении р. Селемджи, известно Селемджинское месторождение, приуроченное к толще кварцево-амфиболовых сланцев и гнейсов, прорванных серыми и розовыми амфиболовыми и биотитовыми гранитами. Линзовидные рудные тела магнетита здесь протянуты по простиранию на 100—350 м. Следует иметь в виду, что разведка Партизанского и Селемджинского месторождений не была завершена. В частности, остался совершенно неясным вопрос о поведении рудных тел на глубине.

На северо-восток от этих месторождений палеозойские отложения почти не изучены. Однако геологосъемочные работы мелкого масштаба, проведенные Д. А. Кириковым в 1954 г., позволили установить в полосе, намеченной автором в 1951 г. (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемеров, 1955 г.), железорудные проявления. И, наконец, месторождения магнетита на продолжении все той же структуры, на северном склоне хребта Джагды (Селемджинского), мы встречаем в верховьях рр. Курума и Урма и на водоразделе рр. Мелькана и Ира.

Аэромагнитные исследования, проводившиеся в 1953—1954 гг. Н. В. Ивановым (съемка масштаба 1 : 200 000 прибором АМ-9Л со средней точностью 100  $\gamma$ ), отметили ряд магнитных аномалий, приходящихся на область развития палеозоя «охотской» ветви Монголо-Охотского складчатого пояса. К югу от р. Уды, западнее района нижнего течения р. Шевли обнаружена аномалия северо-восточного простирания интенсивностью от 700 до 2000  $\gamma$ . Она прослежена по 12 маршрутам на расстояние около 25 км. Ширина ее 2,5—3 км. Продолжение этой аномалии, названной Галинской (по р. Галино), отмечено в устье р. Шевли. Южнее, от пос. Баладек до нижнего течения р. Галлама в том же северо-восточном направлении прослеживается на значительном расстоянии другая аномалия, интенсивность которой превышает 3000  $\gamma$ . Эта Галламская аномалия тянется вдоль выходов анортозитов и серпентинитов баладекского и гербиканского комплексов. К западу от железорудных проявлений Курум-Урмийской группы в нижнем течении р. Селиткана, в 17—20 км к северо-востоку от районного центра—пос. Экимчан протягивается Селитканская аномалия длиной около 15 км и шириной 3,5 км. Максимальное значение магнитного поля составляет 2200  $\gamma$ . Небольшие магнитные аномалии (500—600 до 1200  $\gamma$ ) зафиксированы в районе Ирского железорудного месторождения.

Таким образом, в дальневосточном отрезке Монголо-Охотской геосинклинали, несмотря на его слабую изученность, за последние годы обнаружен ряд месторождений и рудопроявлений железных руд (рис. 36), хотя и различного генезиса, но строго приуроченных к палеозою или связанных с позднепалеозойскими интрузиями.

Значение железорудных месторождений, расположенных в полосе палеозоя «охотской» ветви Монголо-Охотской геосинклинальной области, может оказаться, при достаточно внимательном к ним отношении, довольно крупным.

Палеозойский и отчасти более древний (протерозойский—нижнепалеозойский) этапы развития Монголо-Охотской геосинклинальной области имеют сходные черты с соответствующими (по возрасту и типу развития) этапами геосинклиналей других районов СССР (Урала, Казахстана). Не только совпадают главные (палеозойские) этапы их развития, но имеются и сходные формации (геосинклинальные осадки верхнего протерозоя, кембрия, силура, девона с обильными яшмово-кремнистыми, зеленокаменными и карбонатными формациями и пр.) и общие черты в проявлении вулканизма (гипербазиты, отчасти кислые интрузии). Сейчас, как мы видели, начинает вырисовываться значение Монголо-Охотской геосинклинали как крупной железорудной провинции. Обоснованно ставится вопрос о поисках в пределах Монголо-Охот-

ской геосинклинали колчеданных залежей уральского типа (работы ДВГУ в 1954—1955 гг.), бокситов, асбеста и хромита.

Обращает на себя внимание тот факт, что сейчас на Дальнем Востоке большинство железорудных проявлений приурочено к кембрию (нижнему кембрию) и девону. Нижнекембрийские железные руды из-

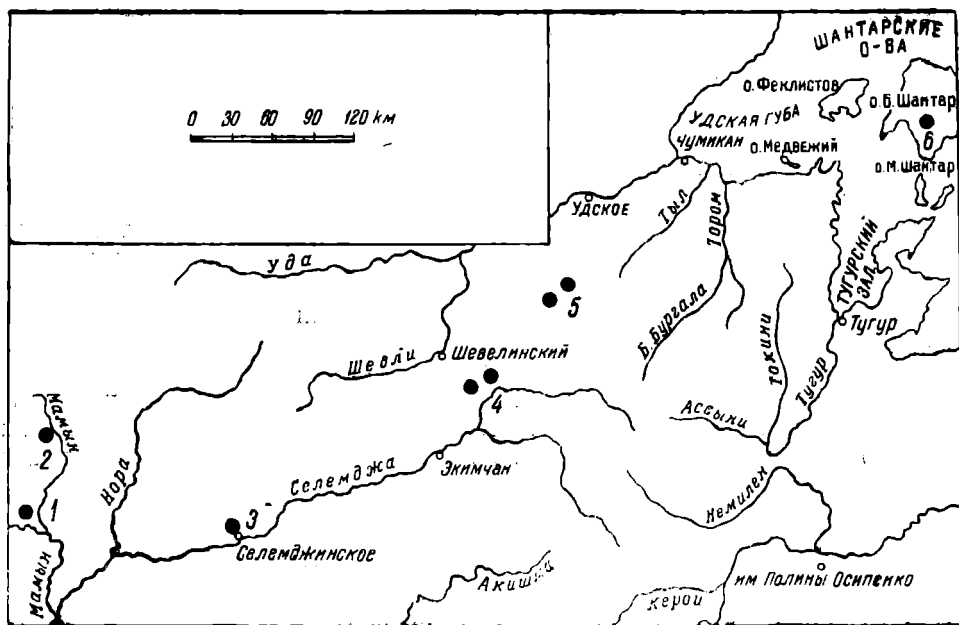


Рис. 36. Железорудные месторождения охотской ветви Монголо-Охотской геосинклинали

1—Гарьское, 2—Партизанское, 3—Селемджинское, 4—Курум-Урмийское, 5—Ирское, 6—Шантарское

вестны на Малом Хингане (Кимканское месторождение), в бассейне р. Усури, в районе р. Гари и р. Урми (месторождения Гарьское и Селями-Инга). В качестве девонских рассматриваются месторождения Ирское и Побединское (р. Спиридоновка в бассейне р. Колымы).

**Марганец.** Небольшие концентрации первичных и, вероятно, переотложенных марганцевых соединений приурочены в пределах Западного Приохотья к девонской толще яшмовидных кремнистых пород и тесно связанных с ними эффузивов. Эта толща на Шантарских островах и на материке выделена под названием «свиты мыса Радужный».

На западном побережье Тугурского залива в 7 км к югу от р. Себаша развиты девонские отложения, представленные разноцветными яшмами и зеленокаменными породами диабазово-спилитовой формации. Среди кирпично-красных яшм в береговом обрыве обнажается рудная залежь, представляющая собой линзу длиной около 25 м и мощностью от 0,3 до 1,1 м; средняя мощность ее 0,8 м. Руда состоит из кремнистой породы, псиломелана, пиролюзита, гематита и гидроокислов железа. Содержание марганца достигает 25%.

В аналогичной геологической обстановке рудопроявления марганца встречены на о-ве Большой Шантар на западном побережье бухты Якшина. Здесь среди кремнистых сланцев обнаружены мелкие линзы марганцевой руды и рудная брекчия, состоящая из остроугольных обломков сланцев, сцементированных марганцевыми минералами, главным образом псиломеланом. Рудная брекчия приурочена к зоне интенсивного смятия и трещиноватости. Анализы штучных проб показали содержание марганца 27—29%.



В юго-западной части побережья Торомской губы, также среди девонских кремнистых сланцев, встречена брекчия, состоящая из обломков кремнистого сланца, сцементированных минералами марганца. Рудная масса и обломки находятся в породе примерно в равных количествах. Химический анализ чистой руды показал содержание марганца 51%.

Подобные мелкие рудопроявления марганца встречены в бассейнах рр. Ира, Эльги и Урми.

**Хром.** В шлиховых пробах хромит присутствует довольно часто. Повышенные концентрации этого минерала (не выходящие за пределы «редких знаков») отмечены по рр. Туткану (левому притоку р. Уды), Лану (левому притоку р. Шевли) и Ульбану.

Более заметное скопление хромита известно на о-ве Феклистов в районе зонального габбро-перидотитового плутона. Центральная часть этого плутона сложена почти чистыми оливиновыми породами типа дунита. В юго-западной части Феклистового массива хромитсодержащие оливиновые пески образуют небольшие участки отмели, заливаемые во время приливов. Широкий (40—60 м) пляж, сложенный оливиново-хромитовыми песками, наблюдается в бухте, окаймляющей северо-восточную часть массива. Длина россыпи здесь вероятно не превышает 1 км. Феклистовский массив очень мало исследован, и организация на нем поисков коренных месторождений хромитов представляется целесообразной.

## 2. Благородные металлы (золото)

В западной части бассейна Охотского моря в 1947—1951 гг. были открыты проявления рудного и россыпного золота, заслуживающие постановки поисково-разведочных работ. Новые золотоносные районы находятся в сравнительно благоприятных транспортных условиях и удобны для освоения их со стороны моря. Между г. Николаевском-на-Амуре и пос. Чумикан летом осуществляется регулярное паромное сообщение.

К сожалению, исторически сложилось, что в течение многих лет работы дальневосточных промышленных трестов освоение золотоносных площадей шло со стороны материка и, по существу, остановилось, дойдя до морских «покатей».

В пределах Западного Прихотья намечаются следующие золотоносные районы: 1) Южно-Джугджурский, 2) Шевли-Галламский, 3) Торомо-Тугурский, 4) Шантарские о-ва, 5) Тугурский п-ов, 6) район залива Николая и Сахалинского залива.

### *Южно-Джугджурский район*

В районе левобережья р. Уды, в бассейнах рр. Чогара, Маи-Половиной, Джаны и Кырана широко развиты докембрийские образования — различные гнейсы, амфиболиты, мигматиты, габбро-апортозиты, прорванные верхнепалеозойскими и меловыми гранитоидами.

В Джанинско-Кыранкано-Маймаканском районе россыпи золота установлены по долинам рр. Маймакана, Кыранкана, Среднего Авлиякана и Мукун-Такана.

Коренные источники золота в области южного склона хребта Джугджур не выявлены. И. А. Шувальский и И. И. Волчек в результате работ в 1950 г. указывали, что в Джанинско-Кыранкан-

ском районе имеет место золотоносность двух типов: молодая (верхнемеловая или третичная), обусловленная гидротермальной деятельностью, проявленной вдоль крупных нарушений, заложенных еще в палеозое и неоднократно подновлявшихся, и древняя, связанная с гидротермальной деятельностью, проявившейся в пределах гнейсовой толщи архея. В дальнейшем геологи Южно-Охотской экспедиции стали склоняться к мысли, что наибольшее значение для рудоносности в исследованном ими районе имеют мезозойские малые интрузии диоритового состава. Однако, достоверного фактического материала в подтверждение этой идеи не было собрано. Наоборот, имеются данные, ставящие под сомнение точку зрения И. А. Шувальского и И. И. Волчека. П. А. Сушков и Г. Г. Ключанский указывают, что вероятно связь золота с маломощными и короткими (10—15 см) кварцевыми жилами, содержащими пирит и реже халькопирит. Штуфное опробование показало содержание золота в этих жилах до 0,4 г/т. Эти авторы пишут, что такие жилы встречаются среди всех комплексов пород, за исключением малых интрузий верхнемелового возраста.

В 1952 г. Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков высказывали мнение, что золотоносность в области Джугджур, так же как и в Становом хребте связана с мелкими кварцевыми жилами, пронизывающими докембрийские гнейсы.

В этом свете интересны наблюдения П. С. Бернштейна (1937 г.) в бассейне р. Чогара за региональным распространением золота по данным шлиховых проб, взятых на площадях развития докембрийских мигматитов, диафторитов и измененных древнегерцинских (по новым данным, протерозойских) интрузий. П. С. Бернштейн подчеркивает, что приуроченность золота к этим породам настолько хорошо устанавливается, что области развития последних могут являться поисковыми площадями.

Увлечение идеями К. И. Богдановича (1905) относительно того, что в огромном районе от Нижнего Приамурья до хребта Джугджур золото связано с послеюрскими микропертитовыми гранитами, вряд ли может быть сейчас оправдано. Детальные работы последних лет (Г. Н. Чертовских в 1949 г., Л. И. Красного и Ю. Ф. Чемякова в 1951 г.) показали, что послеюрские гранитоиды Прибрежного хребта не имеют даже «знаковой» золотоносности. Для окончательного решения этого вопроса потребуются специальные работы.

### *Шевли-Галламский район*

Золотоносность в Шевли-Галламском районе, охватывающем правобережье среднего течения р. Уды, была известна еще с начала XX столетия. В 1909 г. было открыто золото в аллювии ключа Сородо (правый приток р. Малого Мелькана) и возник прииск Дальний. Однако вот уже много лет прииск заброшен по причине отработки золотоносной площади. В 1933 г. вновь пробудился интерес к золоту в бассейне р. Шевли в связи с открытием россыпи по ключу Баладеку (прииск Решающий). Но и эта россыпь в течение десяти лет была отработана.

Золотоносность Баладекского и Сородокского районов по мнению одних авторов (В. В. Фролов, Ю. О. Фелелов) связана с мелкими диоритовыми интрузиями послеюрского (нижнемелового) возраста, а по мнению других (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955 г.), приурочена к баладекскому комплексу кристаллических и метаморфических пород докембрия, прорванных палеозойскими катаклазированными кварцевыми диоритами. Для обоих золотоносных районов характерно очень крупное золото и обилие самородков. Так, в районе прииска Решаю-

щего с 1933 по 1936 г. было найдено 17 самородков, весом от 127 до 1363 г, из них 9 имеет вес больше 0,5 кг.

Перспективы поисков новых золотоносных участков в Шевли-Галламском районе достаточно велики. Даже при редкой сети шлихового опробования (произведенного нами в 1950 г. при съемке масштаба 1:1 000 000 золото в количестве от 1 до 7 знаков было обнаружено в 5 шлиховых пробах, отобранных по р. Неми, в 5 шлиховых пробах — по р. Гербикану (в верхнем течении) и других районах. Золотоносность этих рек, по-видимому, связана с интрузиями последевонских (верхнепалеозойских) гранодиоритов.

В Шевли-Галламском районе можно рекомендовать для поисковых работ и бассейны рек, в пределах которых развиты кристаллические породы баладекского комплекса. При этом надо учитывать неизбежный снос материала россыпей вниз по рекам или даже вынос его за пределы вышеуказанных пород, как это наблюдалось по ключу Баладеку. Объектами поисковых работ могут, по нашему мнению, стать долина р. Инагли, долины левых притоков р. Урми (между устьем р. Инагли и р. Улигданом, включая долину последнего) и ключи, впадающие справа и слева в р. Лагап, в его нижнем течении.

К возможным поисковым объектам в районе развития последевонских гранодиоритов и граносиенитов относятся долины рр. Гербикана (выше устья р. Джолака), Могамбе и Джолака. Благоприятным обстоятельством для возможного обнаружения россыпных месторождений золота является установленная нами древность речной сети, о чем говорит наличие в долинах рек отложений среднего отдела четвертичной системы. Поэтому в бассейнах перечисленных рек следует искать как древние россыпи, так и более молодые, в которых можно предполагать обогащение приплотиковых горизонтов за счет размыва более древних россыпей (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955 г.).

### *Торомо-Тугурский район*

Весьма перспективным для постановки поисковых работ на золото является район, расположенный между р. Торомом и Тугурским заливом. Здесь в крупной синклинальной структуре, сложенной верхним триасом и юрой, обнаружены сравнительно мелкие интрузии гранитов и диоритов, метаморфизирующие вмещающие их мезозойские отложения. Широко распространена в районе дайковая формация, имеющая важное значение для размещения золоторудных месторождений. Существенное влияние на распределение золотоносности оказывает и крупный Альский массив, к северу от которого намечается полоса отложений, содержащих (судя по шлиховому опробованию) золото.

**Дуганджинский золоторудный участок.** На северном побережье полуострова, оканчивающемся на востоке далеко выдающимся в море мысом Большой Дуганджа, автором в 1949 г. был обнаружен золоторудный участок.

Оруденелые дайки, заключающие лестничные кварцево-сульфидные золотоносные жилы, находятся в 1,2 и 0,5 км к западу от оконечности мыса Большой Дуганджа. Высота обрывов на этом участке берега колеблется от 40 до 100 м, ширина галечникового пляжа 40—60 м.

Район месторождения сложен толщей верхнеюрских песчано-глинистых отложений, падающих на запад-юго-запад под углами 9—15° (рис. 37).

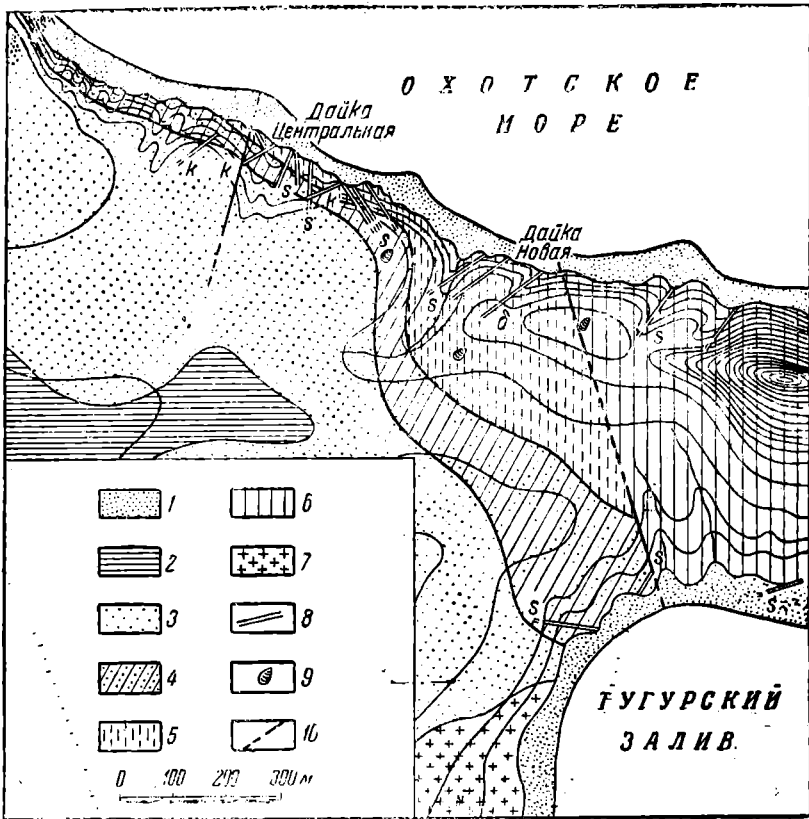


Рис. 37. Схема геологического строения района Дуганджинского золоторудного участка

1—современные отложения морского пляжа; 2—четвертичные болотно-торфянистые отложения; 3—верхнеюрские темно-серые мелкозернистые песчаники, чередующиеся с прослоями глинистых сланцев; 4—верхнеюрские песчаники, чередующиеся с прослоями глинистых сланцев; 5—верхнеюрские глинистые сланцы; 6—нижнеюрские черные, плотные, ороговкованные глинистые сланцы; 7—биотитово-роговообманковые граниты; 8—дайки микродиоритов ( $\delta$ ) и лампрофиров—спессартитов ( $S$ ) и керсантитов ( $k$ ); 9—места находок фауны; 10—линии разрывов. Горизонталы проведены через 30 м (глазомерно)

К юго-западу от мыса Большой Дуганджа отмечены биотитово-роговообманковые граниты, метаморфизирующие вмещающие осадочные породы.

Осадочные породы пересечены серией многочисленных даек лампрофиров. Выделяются три группы жильных пород:

- 1) пластующиеся согласно с вмещающими породами (силлы);
  - 2) секущие осадочные породы в северо-западном направлении;
  - 3) пересекающие осадочные свиты в северо-восточном направлении.
- Пластовые жилы более ранние, чем секущие.

Мощность силлов колеблется от 0,4 до 0,7 м. Часто 2—3 силла залегают параллельно друг другу и прослеживаются на расстояние десятков и сотен метров. Простираение их соответствует простираению вмещающих пород, но угол падения местами более крутой и достигает 25—28°.

Секущие дайки имеют мощность в среднем 1,5—2 м; углы падения их колеблются от 50 до 70°. От даек нередко отходят ответвления мощ-

ностью 0,2—0,3 м. Контакты даек всех типов резкие, в пластовых — прямолинейные, а в секущих — извилистые, неровные. Дайки представлены спессартитами, керсантами и мелкозернистыми диоритами. В единичных случаях встречены дайки диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Некоторые из многочисленных даек, выходящих в береговых обнажениях, по характерным формам заполнения жильным материалом поперечных трещин мы отнесли к лестничному типу. Такие дайки наблюдались в разных местах описываемого полуострова. Часть даек содержит маломощные (2—4 см) лестничные кварцевые жилы с халькопиритом, пиритом, пирротином и из нерудных минералов — хлоритом. Расстояние между жилами по падению 0,2—0,3 м. Другие дайки значительно большей мощности. Лестничные жилы в них не имеют отчетливых очертаний. В этих жилах среди других минералов содержится и золото.

В 1949 г. автором установлена золотоносность двух даек, названных Центральная и Новая.

Дайка Центральная (рис. 38) обнажается в береговом обрыве высотой 30—35 м, в нижней части она выступает на 2—3 м из вме-

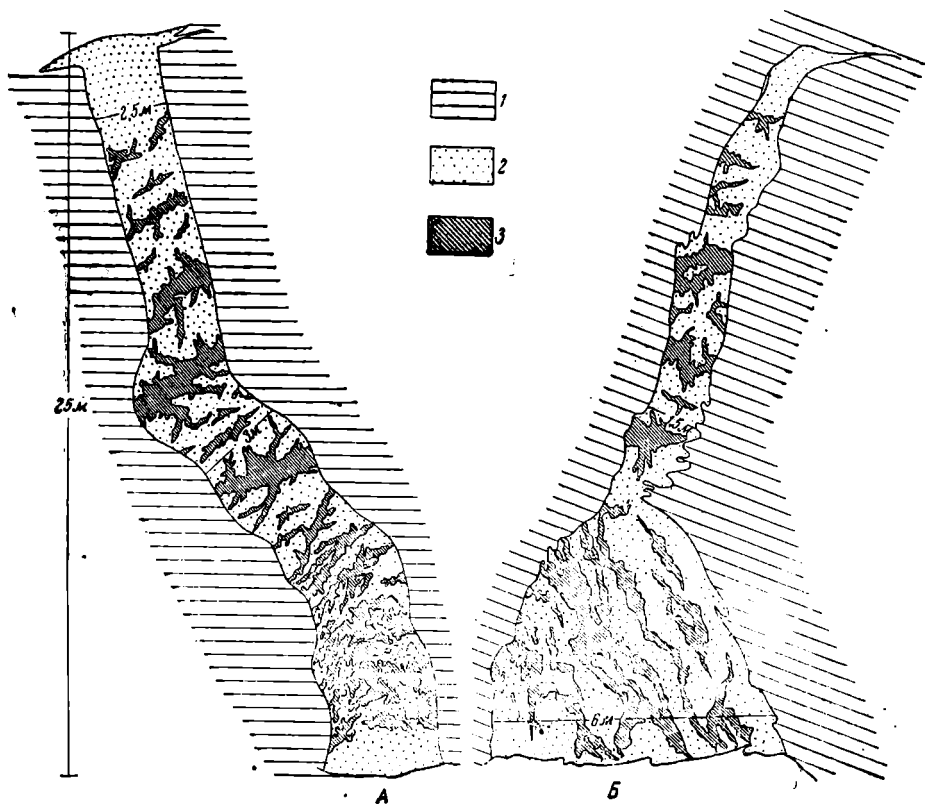


Рис. 38. Схематические зарисовки золоторудной дайки Центральной Дуганджинского золоторудного рудопроявления (по береговым обрывам)

А — вид с севера, Б — вид с запада;  
 1 — глинистые сланцы; 2 — дайка керсанта; 3 — кварц с сульфидами и золотом

щающих ее черных плитчатых глинистых сланцев, падающих на ЮЗ 235° под углом 13°. Контакт дайки с вмещающими породами резкий, стенки ее неровные, слегка извилистые.

Мощность дайки колеблется от 3,5 м (у подножия обрыва) до 2,0—1,5 м (на высоте 24 м). Дайка падает на СЗ, 320—325° под углом 40—45°. На высоте 25 м дайка выклинивается, и над нею (до бров-

ки обрыва) остается около 4 м сланцевой кровли. На высоте 21 и 23 м дайка сечет два силла авгитовых керсантитов мощностью 0,3—0,4 м каждый.

Породы, слагающие дайку, также относятся к керсантитам. Они неравномерно окрашены в светло-коричневые и зеленоватые тона, сильно изменены и содержат большое количество кварца, карбоната и хлорита, а также сульфидов.

Всегда присутствуют ксеноморфные зерна кварца и рудный минерал, замещенный лейкоксеном. Заметна также вкрапленность арсенопирита размером от 1 до 4 мм и более тонкая — пирита (до 0,1—0,2 мм).

Дайка содержит кварцевые рудные жилы и линзы неправильной формы, расположение которых в дайке в целом имеет лестничный характер. К центральной части дайки мощность жил увеличивается до 30—40 см, а к зальбандам уменьшается до 5—10 см. Большинство рудных жил падает на ЮВ 150—160° под углом 70—75° и реже на ЮЗ 190° под углом 60°. В нижней, наиболее окварцованной части дайки наблюдается переплетающаяся сеть мелких рудоносных прожилков.

Рудные жилы сложены молочно-белым или серым стекловатым обохренным крупнокристаллическим кварцем, нередко содержащим друзовые пустоты размером 2—3 см и гнезда сульфидов. Наряду с кварцем из нерудных минералов присутствуют кальцит и хлорит.

Среди сульфидов преобладает арсенопирит. Весьма часто встречаются гнезда арсенопирита размером 2—5 см. В значительном количестве присутствуют: пирит, пирротин и халькопирит. Более редкими минералами, наблюдающимися простым глазом, являются галенит и золото. Остальные минералы — шеелит, ильменит, базовисмутин, молибденит, циркон, гранат, рутил, гематит, ковеллин, сфалерит и вольфрамит были обнаружены в дробленной породе и в полированных шлифах.

В рудных шлифах, состоящих на 70—75% из арсенопирита, наблюдалась тонкая редкая вкрапленность золота, халькопирита, пирротина и галенита. Кроме того, халькопирит в сростаниях со сфалеритом и золотом заполняет трещинки в арсенопирите. В одном шлифе обнаружено сростание золота с минералом, близким по диагностическим признакам к тетраэдриту.

Дайка Новая. В 760 м к востоку от дайки Центральная, в береговом обрыве высотой около 120 м, черные глинистые сланцы сечет дайка мелкозвенистого диорита. В нижней части обрыва дайка прорезывает два параллельно расположенных силла лампрофира. Мощность дайки изменяется от 1,5 до 2 м; падение на СЗ 325—340° под углом 55—60°. По падению дайка прослеживается на 130—140 м.

Под микроскопом видно, что порода, слагающая дайку Новая, состоит из беспорядочно расположенных табличек серицитизированного андезина, кварца и цветного минерала, замещенного бледноокрашенным амфиболом.

Дайка Новая рассечена жилами лестничного типа мощностью от 2—3 см (у зальбандов) до 15—20 см (в центральной части). Кварцевые жилы того же типа, что и в дайке Центральная. Из нерудных минералов присутствуют кальцит и хлорит и из рудных — арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, шеелит, пластинчатый висмутовый минерал, ильменит и золото. Золото встречено в кварце (видимое) и обнаружено в протолочках.

В районе двух описанных даек было встречено еще несколько лампрофировых даек с лестничными кварцевыми жилами. Из них в отношении золотоносности, возможно, интересной окажется дайка, расположенная в 120 м к западу от дайки Новая. В ней кварцевые жилы лестничного типа имеют мощность до 20 см. В жилах развит хлорит.

**Золотоносный участок бухты Мамга.** В северной части бухты Мамга золото было обнаружено в аллювии ряда небольших ключей (рис. 39). Ключи эти размывают контактовую полосу гранодиоритов и диоритов, прорывающих лейасовые и верхнетриасовые отложения. Длина ключей колеблется от 0,6 до 2 км.

При промывке аллювия в устьях ключей почти в каждой пробе было обнаружено от 2 до 8 мелких угловатых знаков золота или сростков золота с кварцем. Знаки золота были встречены и в аллювии первого (от устья) левого притока р. Мамги.

**Золотоносный участок Дюкчангра.** В ключах Малом и Большом Дюкчангра, впадающих в Охотское море по обе стороны мыса Дюкчангра, в шлиховых пробах, взятых из аллювиальных отложений, обнаружены

весовые количества золота. Из копуш глубиной до 1,5 м, пробитых в устье ключа Малого Дюкчангра, намыто около 150 мг золота, причем книзу количество золота заметно увеличивается. Ключ Малый Дюкчангра имеет протяжение около 2 км. Золотоносность этих ключей, по-видимому, связана с верхнепалеозойскими (?) гранитами.

К западу от устья ключа Малого Дюкчангра в скалах морского берега, сложенных среднеэристыми песчаниками, наблюдались жилы светло-серого кварца мощностью 6—7 см. Жилы падают на ЮВ 160° под углом 48°.

**Прочие золотоносные участки.** В области развития осадочных толщ мезозоя и отчасти палеозоя и прорывающих их гранитоидов обнаружены при промывке аллювия знаки золота в следующих речных системах:

1) по рр. Уйканкиту и Куракину (правым притокам р. Ала), к северу от Альского гранитоидного массива, а также по р. Бирандже;

2) по р. Куни, ниже размываемого этой рекой небольшого массива гранитов;

3) в устье р. Эрена, к югу от юго-восточного контакта Альского массива.

Реки Ал, его приток Сонел, Уйканкит, Куракин образуют разветвленную речную сеть с широкими, хорошо разработанными долинами; здесь в течение длительного времени существовали условия, достаточно благоприятные для накопления и сохранения россыпей.

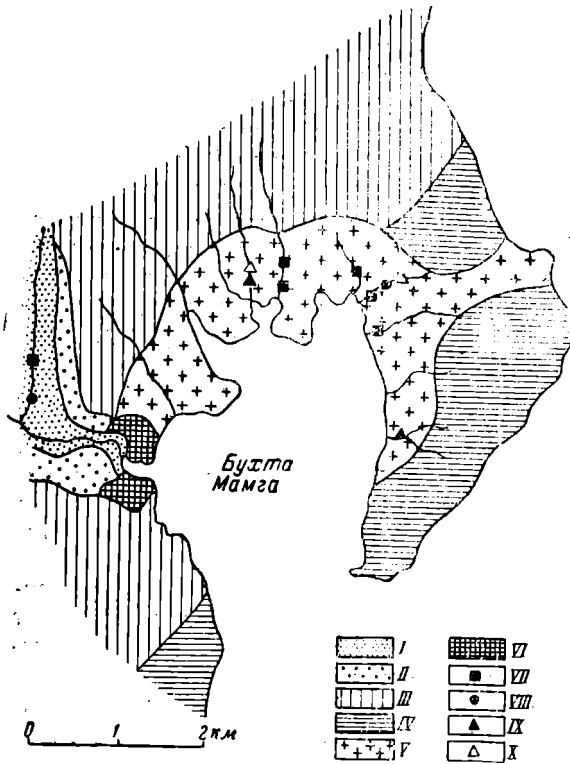


Рис. 39. Схема геологического строения золотоносного участка в районе бухты Мамга  
 I—современные отложения; II—отложения высоких террас (Q<sub>1-3</sub>); III—нижнеюрские отложения (верхний лейас); IV—отложения верхнего триаса; V—диориты и гранодиориты; VI—габбро-диориты; VII—X—характер зерен золота: слабоокатанные (VII), окатанные (VIII), угловатые (IX), сросток кварца с золотом (X)

## Шантарские острова

Золотоносность аллювиальных отложений о-ва Большой Шантар, впервые достоверно установленная нами в 1940 г., была вновь подтверждена при геологической съемке в 1948 г.

В результате работ 1948 г. выявлена золотоносность правых притоков р. Оленьей (Тавалака), рр. Перевальной и Средней с притоком Ленковой. Кроме того, знаки золота на о-ве Большой Шантар встречены в отложениях террасы и на пляже западного побережья оз. Большое, по р. Тундровой и ее правым верхним притокам, в устье р. Большого Анаура и по восточному побережью острова севернее скал «Три брата». На о-ве Феклистов знаки золота обнаружены по западному побережью бухты Лебяжья и в устье ключа, впадающего в эту бухту в ее восточной части.

Золото встречается в виде мелких зерен и пластинок размером от 0,1 до 0,7 мм. Обычно на лотке остается 1—2 знака. Лишь по ключу, впадающему справа в р. Тундровую, и по р. Перевальной при промывке кос улавливается от 3—4 и редко до 8—12 знаков.

Коренных месторождений золота на Шантарских островах встречено не было. Возможными источниками золота являются кварцевые жилы, встречающиеся в верховьях упомянутых выше золотоносных ключей, и многочисленные зоны пиритизации.

Из магматических пород, с которыми, возможно, связаны источники золотоносности, следует указать:

1. Отщепления средних по составу диоритовых и монцонитовых пород габбровых и габбро-перидотитовых массивов.

В этом отношении показательно присутствие знаков золота в отложениях пляжа в районе Феклистовского массива. В аналогичном положении находится район правых притоков р. Тундровой, где вблизи места обнаружения знаков золота выходят габбровые породы и дайки диоритового состава.

2. Нижнемеловые гранодиориты и диориты, встречающиеся в виде мелких массивов и штоков в районе золотоносных правых притоков р. Перевальной. Как известно, в Нижнем Приамурье эти породы являются одним из важнейших источников золотоносности.

## Тугурский полуостров

Рекогносцировочные геологические исследования, производившиеся в 1947 г. автором и Ю. Ф. Чемяковым вдоль береговой линии Тугурского п-ова, позволили установить там золотоносность двух типов:

1. Золото, приуроченное к кварцевой жиле (к северо-востоку от мыса Сланцевый). Средняя мощность жилы 0,2 м. Жила прослежена по простиранию на 30 м и по падению на 14 м; она имеет падение на ЮВ 132° под углом 54—70°. Из рудных минералов в жиле отмечены пирит и халькопирит и из нерудных—хлорит.

2. Золото, обнаруженное в пиритово-арсенопиритовых рудах, встреченных на восточном побережье Тугурского полуострова в зоне экзоконтакта массива розовых биотитовых гранитов. Вмещающими породами здесь служат контактово-метаморфизованные порфириты и их туфы. Рудные проявления представлены колчеданными жилами мощностью 10—12 см и, в раздувах, до 40—50 см. Жилы в обнажениях прослежены по простиранию на 40—50 и по падению на 10—12 м; падают на СВ 10° под углом от 55 до 80°. Сложены они плотным рудным материалом (колчеданом). В последнем иногда заметно чередование полос мощностью 1,5—2 см, обогащенных пиритом и арсенопиритом. Участками пирит образует скопления в виде овалов



или изогнутых неправильных линз. В некоторых жилах среди рудного вещества наблюдаются небольшие жеоды диаметром от 0,5 до 2,0 см, обросшие по стенкам мелкими прозрачными кристалликами кварца. Количество арсенопирита и пирита в жилах почти всюду одинаково. Арсенопирит обычно присутствует в виде плотных или кристаллически-зернистых агрегатов, часто с поверхности замещенных скородитом; пирит образует в различной степени ограненные кристаллы. В полированных шлифах в значительном количестве обнаружен халькопирит.

Помимо указанных золотоносных участков знаки золота на Тугурском полуострове были обнаружены в шлиховых пробах по рр. Гиляко и Талге-1. Длина этих рек около 12—15 км. Они текут среди юрских сланцево-песчаниковых пород ульбанской свиты, прорванных небольшими интрузиями диоритов.

### *Район залива Николая и Сахалинского залива*

Золоторудный участок, обнаруженный нами в 1939 г. в юго-восточной части залива Николая, находится непосредственно на берегу моря между устьями рр. Мевачана и Иктинго, в 10 км к югу от второй. В районе участка развита скульптурная терраса, имеющая высоту 22 м. Она протягивается вдоль берега залива на 1,5 км, имея ширину около 2 км. У подножия террасы расположен полого наклоненный к поверхности залива пляж шириной в 30—40 м, переходящий далее в илистую литораль, обнажающуюся во время отлива. В обрывах террасы выходят сильно разрушенные березитизированные гранит-порфиры с линзами кварца; в средней части обрыва обнажаются более плотные светлые лимонитизированные и серицитизированные аплитовидные граниты.

Золото в виде мелких частиц размером от долей миллиметра до 2 мм обнаружено при промывке делювия, взятого у подножия террасы и из самой террасы. Все золотишки шероховаты, угловаты, без следов окатанности. Современные морские отложения, представленные рыхлым галечником и песком, также золотоносны.

В пределах Западного Приохотья выявлено два главных района, различных по своему геологическому строению, характеру проявления золотоносности и удобству в отношении дальнейшего освоения:

1. Хребет Джугджур и его южные склоны.
2. Районы Торомо-Тугурский, Шантарский и залива Николая.

В первом из этих районов проявления золотоносности приурочены к древнему кристаллическому комплексу.

Во втором районе, изученном только при геологической съемке мелкого масштаба, устанавливаются золоторудные проявления пяти типов:

- 1) березитизированные порфиры;
- 2) лестничные кварцево-сульфидные жилы с хлоритом в дайках керсантитов и микродиоритов;
- 3) кварцевые жилы с хлоритом (тип секущих жил, западный берег Тугурского полуострова);
- 4) пиритово-арсенопиритовые жилы.

Наиболее перспективными из этих золоторудных проявлений являются лестничные жилы Дуганджинского участка.

Первоочередными работами на золото в Западном Приохотье следует считать:

- 1) геологическую съемку масштаба 1 : 50 000 (к северу от Альского массива гранитоидов) с проведением поисковых и разведочных работ в районе Дуганджинского золоторудного участка; на участке бухты

Мамга, в районе ключей Малого и Большого Дюкчангра, р. Ала и его притоков—Уйканкита, Куракина и Сонела;

2) организацию поисково-разведочных работ с разбуриванием долинных россыпей рр. Персвальной, Средней, Тундровой на о-ве Большой Шантар;

3) поисковые и разведочные работы на восточном побережье залива Николая.

### 3. Цветные металлы (свинец, цинк, медь, никель, алюминий)

**Свинец и цинк.** Перспективным районом для поисков свинцово-цинковых месторождений является зона протерозойского и палеозойского окаймления Алданского щита, где в заметном количестве встречаются карбонатные породы, прорванные кислыми интрузиями различного возраста.

Вкрапленность галенита в мраморах отмечена по ключу Амнукану, правому притоку р. Май-Половинной, и по р. Чилирину, левому притоку р. Уды. В шлиховых пробах из левых притоков р. Чилирина (ключи Надежда и Находка) часто встречаются галенит, сфалерит и халькопирит. В аллювии ключа Находки была встречена глыба пиритизированного и эпидотизированного мрамора, содержащая 5—10% галенита и сфалерита.

Перспективность района Майского хребта и, в частности, верховьев рр. Гиги-Майской и Чилирина для поисков свинца и цинка не вызывает сомнений. Однако и здесь, на пути к освоению этих районов встают все те же препятствия: бездорожье, труднодоступность, ненаселенность. Этим снимается первоочередность постановки здесь в ближайшее время дальнейших поисковых и разведочных работ.

С нижнемеловыми гранитоидами в районе Аянского полуострова связано Лангдорское полиметаллическое рудопроявление, описанное Н. А. Раковым и А. А. Леонтовичем в 1941 г. Вмещающими рудные жилы породами здесь являются березитизированные гранодиориты. Мощность рудных жил колеблется в пределах от 0,5 до 2,0 м. В составе рудных минералов, составляющих до 30% жилы, присутствуют пирротин, марказит, галенит, висмутит, халькопирит, халькозин, ковеллин. Химический анализ показывает, что в отдельных жилах содержание свинца достигает 2,06%, цинка — 1,33% и меди—0,74%. В нескольких пробах обнаружено серебро в количестве от 3 до 20 г/т.

В самое последнее время геологами Дальневосточного геологического управления в Кербинском районе среди карбонатных пород верхнего протерозоя были обнаружены новые рудопроявления свинца и цинка.

**Медь.** Рудопроявления меди сосредоточены в полосе среднепалеозойских (девонских) основных эффузивов, расположенных по северной окраине Удского прогиба. Первое из них находится на правом берегу р. Май-Половинной в 6—7 км выше устья р. Гиги. Оруденение приурочено к толще рассланцованных, измененных (эпидотизированных и карбонатизированных) спилитов и порфиритов, залегающих на протерозойских габбро-анортозитах. Рудные минералы — халькопирит и борнит — рассеяны в эффузивах в виде редких зерен или изредка сосредоточены в кварцевых жилах небольшой (около 1 см) мощности.

Ряд других проявлений меди имеется в нижнем течении р. Гиги-Майской. В верховьях ключа Корчевого в глыбовой осыпи, состоящей из древних габброидов, микроклиновых гранитов, девонских (?) эффузивов и мраморов, обнаружены глыбы магнетита с натеками медной зелени. Содержание меди в штучных пробах составляет 0,1—1,0%. Кроме того, в этих же штучах в результате спектрального анализа уста-

новлены примеси цинка, олова, серебра, никеля и кобальта. Присутствие в шлиховых пробах халькопирита отмечено в верхнем течении р. Чилирина и р. Гиги-Удской.

Рудопроявления самородной меди по р. Немерикану, левому притоку р. Уды, приурочены (по Н. А. Ракову) к зонам разломов, рассекающих порфириты. Мощность этих зон колеблется от 3 до 6 м. По простиранию они прослежены на 200 м. Самородная медь, куприт и малахит представляют мелкую вкрапленность в порфиритах. Н. А. Раков и В. А. Левченко дают отрицательную оценку Немериканским рудопроявлениям меди.

По Э. Э. Анерту (1928), жильобразные тела, заключающие самородную медь, имеют зональное строение. В центральных частях этих тел отмечаются тонкие прожилки самородной меди, а в зальбандах — окисленные руды: малахит и азурит.

Жильные рудопроявления с халькопиритом и борнитом были отмечены и по р. Лавле. Здесь, среди девонских туфов порфиритового состава обнаружена кварцевая жила мощностью 10—20 см с вкрапленностью борнита. Другая кварцевая жила мощностью 30—40 см с обильной вкрапленностью халькопирита описана в обнажении, находящемся в 100 м выше по реке.

Рудопроявление меди, относящееся к медно-турмалиновой формации, известно на Тугурском п-ове, к югу от мыса У к у р у н р у. Вмещающими породами здесь являются серые мелкозернистые турмалинизированные диориты, рассеченные жилами серых мелкозернистых кварцево-турмалиновых пород мощностью от 1 до 1,5 м. Последние прослеживаются по простиранию на 40—60 м и по падению на 25—30 м. Жилы падают на СВ 10—15° под углом 67—78°. Сульфидная минерализация, представленная халькопиритом, пиритом и сфалеритом, приурочена к зальбандам жил. Мощность оруденелых участков невелика и колеблется от 4 до 8 см.

Остальные рудопроявления меди очень мелкие; они известны на о-ве Большой Шантар, в Тьльско-Торомском районе и в бассейне р. Май-Половинной. Имеются сведения о находке в верховьях р. Харгу медных рудопроявлений в гидротермально измененных эффузивах.

**Никель.** Никель содержится в пирротине, приуроченном к габбро-анортозитовым интрузиям хребта Джугджур. Н. А. Раковым и А. А. Леонтовичем в 1938 и 1941 гг. выявлено три участка массивных пирротиновых руд, занимающих площадь около 4 км<sup>2</sup>. Мелкие рудопроявления пирротина широко распространены в пределах всей габброанортозитовой интрузии.

Вмещающими рудное тело породами одного из месторождений являются анортозиты, переходящие на отдельных участках в нориты и габбро-нориты. В последних обособляются участки крупнокристаллических габбро-пегматитов и пироксенитов. Главная рудная линза прослежена по простиранию на 70 м, имеет почти вертикальное падение и мощность 2—3 м. Линза сложена сплошным массивным пирротином с примесью халькопирита, ильменита, магнетита, гематита, марказита, борнита и лимонита. Кроме того, анализом установлено присутствие кобальта и следы платины. Существенно важно отметить наличие в нескольких шлиховых пробах, взятых вблизи месторождения, пентландита.

Геологическая позиция двух других участков никеленосных пирротинов близка к вышеописанной.

Рудопроявление пирротина хребта Джугджур являются типичными магматическими. Н. А. Раков и А. А. Леонтович выделяют среди них два типа:

1. Сингенетические (ликвационные), образовавшиеся в магматическую фазу становления массива. Сюда относятся богатые вкрапленные руды и шпилы массивного пирротина в габбро-норитах и пироксенитах, в которых отчетливо видно, что пирротин выделился в начальную стадию кристаллизации пород.

2. Эпигенетические (инъекционные), образовавшиеся в результате внедрения остаточной части сульфидного расплава в более верхние части уже выкристаллизовавшейся магмы. К этому типу могут быть отнесены рудные тела с крутым падением.

На открытых геологами Дальневосточного геологического управления месторождениях необходимо проведение детальной геологической съемки, поисково-разведочных и геофизических работ.

**Алюминий.** Вопрос о поисках руд, пригодных для выплавки из них алюминия, является для Дальнего Востока весьма важным. Сейчас имеются лишь указания о находке бокситов в кембрийских отложениях Южного Приморья. В пределах Западного Приохотья и смежных с ним районов имеются геологические предпосылки как для поисков алунитовых алюмокарцитов в Усть-Амурском вулканическом районе (гора Парзе, р. Ваюн и др.), так и для поисков бокситов в среднедевонских (эйфельских и живетских) отложениях «охотской» ветви Монголо-Охотской геосинклинали. Проблема возможной бокситоносности девонских отложений Шантарских о-вов затрагивалась в работах Л. И. Красного и Ю. Ф. Чемякова в 1950 г. Пока, естественно, речь может идти лишь о том, существовала ли благоприятная физико-географическая обстановка в Западном Приохотье в девонское время для образования бокситов.

Морские девонские отложения этого района, судя по наиболее хорошо изученным разрезам о-вов Большой Шантар и Феклистов, содержат значительные по мощности (десятки и сотни метров) линзы, пачки и толщи известняков и доломитизированных известняков. Здесь имели место перерывы в отложении осадков и отмечалось трансгрессивное налегание на известняки конгломератов, песчаников и седиментационных брекчий. Нередко в разрезах о-вов Большой Шантар и Феклистов наблюдалась смена по простиранию светлых массивных известняков темными битуминозными известняками.

Эти признаки, хорошо изученные и описанные в сводных работах Д. В. Наливкина, Ю. К. Горецкого и др., характерны для бокситовых месторождений уральского типа. Уместно отметить, что в Западном Приохотье фации, благоприятные для поисков бокситов, имеются в таких же отложениях (эйфельский и живетский ярусы), как и на Урале. Следует напомнить, что вопрос о поисках бокситов в палеозойских известняковых массивах Дальнего Востока ставился Д. В. Наливкиным еще в 1949 г.

#### 4. Редкие и малые металлы

**Олово.** Оловоносность Западного Приохотья изучена весьма слабо. Известный интерес представляет зона, вытянутая вдоль выходов верхнемеловых интрузий, распространенных в северной части хребта Ям-Алинь и в южной части Тьльского хребта. Она начинается в верховьях р. Асыни, где касситерит встречается в количестве десятков зерен на шлих. Продолжение этой полосы намечается в Тьльско-Торомском районе. При шлиховом опробовании масштаба 1 : 200 000, произведенном Н. Г. Осиповой в 1954 г., в одной шлиховой пробе, взятой в верховье р. Муманды, было установлено весовое содержание касситерита (3 мг) и в 15 шлиховых пробах — от 1 до 40 зерен. К сожалению, вопрос перспективности района в отношении олова остался невыясненным.

К хребту Ям-Алинь тяготеют еще два участка с выявленной по шлиховым пробам оловоносностью. Один из них находится в верхнем тече-

нии р. Оголно (верховья р. Немилена), где по ряду ключей были зарегистрированы весовые содержания касситерита (до 40 г/м<sup>3</sup> в речных косах). Другой участок обнаружен по ключу Оленьему, правому притоку р. Селиткана. Здесь, в отдельных случайно взятых пробах, насчитывается до 70 зерен касситерита на одну шлиховую пробу.

Районом, перспективным для поисков рудных и россыпных месторождений олова, следует считать юго-восточные отроги хребта Ям-Алинь, а также верховья рр. Мунали, Керби и Хунко. Оруденение отмечено здесь в виде мелкой вкрапленности касситерита в гранитах. В аллювии касситерит установлен в количестве от единичных зерен до 42 г/т. Весовые количества касситерита зарегистрированы и в правых верхних притоках р. Керби.

В шлиховых пробах, взятых в русле, островах, косах и террасах нижнего течения р. Тугура, отмечен касситерит в количестве до 57 зерен на пробу. Светло-бурые зерна его, как правило, слабо окатаны, угловаты и имеют весьма малый размер (0,03—0,05 см). В самое последнее время М. И. Авдеевым касситерит обнаружен и в ряде рек Тугурского п-ова Ореол рассеяния его (десятки зерен на шлиховую пробу) выявлен по р. Правой Анганде и к северу от мыса Острый.

К юго-западу от районов, тяготеющих к побережью Охотского моря, установлена оловоносность в Таламинском рудном узле (бассейн р. Харгу).

Распространение проявлений оловоносности тесно связано с размещением интрузий молодых, послевеерхнемеловых гранитоидов. Последние вытягиваются в «цепочки», в соответствии с расположением зон тектонических напряжений (разломов, интенсивной трещиноватости и пр.). Оловоносные интрузии кислого и умеренно кислого состава внедрились по трещинам в уже стабилизированную складчатую структуру. Вокруг них образовались поля ороговикованных и нередко гидротермально измененных пород. В пределах интересующей нас территории намечаются три вытянутые по определенным направлениям рудные зоны, в которых наряду с оловом широко распространены проявления и других металлов: вольфрама, молибдена, висмута.

Первая из рудных зон — Эзопская — протягивается от верховья р. Правой Буреи в северо-западном направлении через правые верхние притоки р. Нимана (Олга, Олгакан и др.) к хребту Эзоп. На северных и южных склонах этого хребта, в правых притоках р. Акишмы и левых притоках р. Харгу, известны россыпные и коренные проявления олова и вольфрама.

Другая зона развития оловоносности расположена почти под прямым углом к Эзопской. Она вытянута вкрест простирания складчатых структур докембрия в северо-восточном направлении от р. Селемджи к р. Кумсуну и верхнему течению р. Селиткана. Перспективы оловоносности ее юго-западного фланга наименее ясны, хотя имеются серьезные основания для предположения, что проявления олова будут встречены на продолжении этой полосы в верховьях рр. Малого Наэргена, Эльгакана, Оглоно, Джело и в бассейне р. Коврижки (Селемджинской).

В бассейне рр. Кумусуна и Селиткана среди рассланцованных терригенных пород верхнего протерозоя — нижнего палеозоя развиты малые интрузии послевеерхнемеловых гранитоидов, изученные автором. В этом районе на первом этапе исследований выяснилось широкое развитие бедных руд — минерализованных сетчатых зон, сходных с штокверками, и слабо минерализованных зон дробления (рудных брекчий). Благоприятные геологические условия, а также генетические особенности оруденения, относящегося к типу, переходному от кварцево-касситеритового к сульфидно-касситеритовому (с размером кристаллов кассите-

рита 1—4 мм), создали предпосылки для формирования россыпных месторождений (делювиальных и аллювиальных).

Наиболее обычными здесь являются кварцево-мусковитовые рудные прожилки с касситеритом, шеелитом (реже — с вольфрамитом) и сульфидами мышьяка, меди и цинка. Прожилки имеют зональное строение. По залбандам наблюдается резко выраженная мусковитовая оторочка мощностью 1—3 мм. Центральная часть прожилков выполнена кварцем, флюоритом и рудными минералами: касситеритом и шеелитом, иногда вольфрамитом и сульфидами.

Подытоживая обзор рудопроявлений олова в пределах Западного Приохотья и смежных с ним районов, можно отметить следующее:

1. Устанавливается приуроченность оруденения к зонам линейно вытянутых послевеерхнемеловых (нижнетретичных?) малых интрузий кислого или чаще умеренно кислого состава. Эти зоны наиболее перспективны для поисков олова. Рудные поля встречаются и вне пределов выходов интрузий на поверхность. В этом случае они располагаются в зонах ороговикованных и гидротермально измененных пород.

2. Рудные проявления относятся к жильному типу или к достаточно широко известному типу сетчатых зон, близких к штокверкам. В зоне оруденения хребта Эзоп и тяготеющих к нему районах (Правобережный, Софийский) намечается общий «грейзеновый» фон оловоносности с заметным присутствием (наряду с касситеритом) вольфрамита, а иногда и молибденита.

3. Устанавливается переходный тип оруденения от кварцево-касситеритового с топазом, флюоритом и светлой слюдой к сульфидно-касситеритовому с широко представленными сульфидами мышьяка, цинка и меди. Для последнего типа характерны небольшие количества хлорита.

4. Зоны развития нижнемеловых и более древних интрузий, расположенные вдоль левобережья р. Уды, в пределах хребтов Джугджур и Прибрежный мало надежны для поисков оловянных месторождений. К юго-западу и северо-востоку от этого района в пределах хребтов Эзоп и Ям-Алинь и в Охотско-Колымском крае олово, висмут, кобальт, селен и теллур, а отчасти вольфрам, золото и серебро связаны с более молодыми верхнемеловыми или, скорее, нижнетретичными гранитами. Значительная часть месторождений располагается в наложенных молодых поперечных структурах (типа Омсукчанского прогиба и др.). Богатые месторождения олова обычно сульфидно-касситеритовой формации при значительном участии турмалина ассоциируются с гранитами, вытянутыми цепочкой вдоль прогиба, выполненного эффузивными и континентальными отложениями. Если подобные поперечные структуры будут найдены, например, в зоне Прибрежного хребта (а они могут и здесь иметь место), то вопрос об оловоносности этой зоны Приохотья приобретет существенное значение. Аналогичные структуры выявляются сейчас на юге, в хребте Ям-Алинь, на что ранее обращал внимание М. И. Ицкисон (1952).

5. Зона развития мезозойских отложений, расположенных к югу и северу от р. Амгуни и в Нижнем Приамурье, покрыта еще недостаточной сетью шлихового опробования, и ее перспективность в отношении оловоносности твердо не установлена. Обнаружение здесь в ряде разрозненных шлиховых проб касситерита (р. Джапи, Тугурский п-ов, р. Тугур, р. Отун) представляет интерес для дальнейших геологопоисковых работ.

**Вольфрам.** Рудопроявления вольфрамита и отчасти шеелита тесно связаны с оловянным, молибденовым и висмутовым, а также и с золотым (шеелит) оруденением. Оловянно-вольфрамовые и молибденово-вольфрамовые рудопроявления несомненно находятся в пространственной и генетической зависимости от послевеерхнемеловых гранитоидов. Шеелитово-

золотое оруденение тяготеет к более древнему (верхнепалеозойскому?) тектоно-магматическому этапу.

Рудопроявления первого типа пространственно совпадают с отмеченными выше оловоносными районами. Вольфрамит в тонких кварцевых прожилках отмечен по р. Хунко.

Вольфрамит в заметном количестве присутствует почти во всех описанных выше оловорудных рудопроявлениях.

Шеелит является весьма характерным минералом россыпей Селитка-но-Кумусунского района. Содержание его в делювии (по отдельным пробам) составляет десятки и сотни граммов на кубический метр.

Весьма широко шеелит распространен и в зоне развития нижнемеловых гранитоидов. Так, например, в бассейне р. Ала почти все шлиховые пробы содержат шеелит в количестве от 20 до 50 зерен. Равномерное распределение его по всей площади заставляет предполагать наличие рассеянной вкрапленности этого минерала в нижнемеловых гранитоидах. Шлихи с небольшими концентрациями шеелита или рёже — вольфрамита (единичные и редкие зерна) отмечены и в ряде других районов (в бассейнах рр. Май-Половинной, Усолгина, Омала, Керби, Харгу, Караурака, на о-ве Большой Шантар).

**Молибден.** Рудопроявления молибдена, как правило, генетически связаны с кислыми интрузиями послевеерхнемелового возраста. Только одно из них приурочено к верхнепалеозойскому массиву катаклазированных гранитов.

Оруденение обычно находится непосредственно в гранитных массивах и представлено гидротермальными жилами или крупными скоплениями молибденита. Новые данные о молибденовом оруденении по р. Лавле (хребет Джугджур) получены в 1959 г. В. Н. Мошкиным (устное сообщение).

Рудопроявления молибденита находятся вблизи водораздельной части хребта Ям-Алинь между верховьями рр. Торума и Тонума (крупный правый приток р. Галлама). В районе рудопроявлений развиты покровы верхнемеловых кварцевых порфиров, прорванные розовыми порфировидными биотитовыми гранитами. Граниты нередко серицитизированы и пиритизированы. Молибденовые рудопроявления распространены на площади около 20 км<sup>2</sup>. Характер оруденения на наиболее богатых участках — гнездовый, жильный и вкрапленный. В гнездах наблюдаются кристаллы почти чистого молибденита, достигающие веса 700 г. Большинство рудопроявлений относится к малоперспективному высокотемпературному типу. На глубину интенсивность оруденения затухает. Некоторые участки каолинизированных и серицитизированных гранитов с густой вкрапленностью чешуек и листочков молибденита представляют некоторый интерес для дальнейшей разведки.

Как указывалось выше, молибденит является сопутствующим минералом в ряде оловянных и вольфрамовых рудопроявлений хребта Эзоп. Некоторые зоны сульфидного оруденения хребта Эзоп, сопровождающиеся молибденовыми охрами, описанные Н. А. Раковым в 1942 г., могут представлять интерес для дальнейших поисков молибденита. Так, например, в левом истоке р. Харгу в штупных пробах, взятых из таких сульфидных зон, содержится молибдена 4,6%, меди 2,42%, мышьяка 17,2% и олова 0,04%.

В районе горного узла, откуда берут начало реки Керби, Немилен и Селемджа находится Тунгусское висмута-молибденовое месторождение, описанное Д. П. Болотниковым и В. В. Фроловым в 1943 г. Среди лейкократовых аплитовидных порфировидных гранитов Эзоповского массива обнаружено 27 кварцево-сульфидных жил мощностью от 1 до 40 см, приуроченных к контракционным трещинам в гранитах.

Рудные минералы (перечисляются в порядке их убывания): молибденит, халькопирит, самородный висмут, пирит, висмутин и вольфрамит иногда образуют богатые жилы сложного строения, линзы, чечевицы и гнезда. Более выдержанные по падению и простираению кварцево-сульфидные жилы имеют небольшую мощность. Месторождение оценено как непромышленное. На продолжении рудной зоны Тунгусского месторождения на восток Н. А. Раковым в 1942 г. отмечено несколько мелких рудопроявлений с молибденитом.

Небольшие и весьма слабо изученные рудопроявления молибденита имеются в районе Прибрежного хребта, на Аянском п-ове в истоках рр. Керби, Мунали, Хунко и Правой Буреи, а также на северных склонах хребта Эзоп, в верховьях рр. Селемджи, Харги и их притоках. Рудопроявления эти незначительны, состоят из чешуек и листочков молибденита, расположенных на плоскостях сланцеватости в роговиках и в кварцевых жилах, залегающих среди аплитов или в роговиках и в кварцевых жилах, залегающих среди аплитов или в грейзенизированных гранитах. Более крупное по масштабам оруденение известно в истоках р. Харгу, где встречены глыбы грейзенизированных гранитов с густой вкрапленностью сульфидов, в том числе и молибденита.

**Мышьяк.** Рудопроявление мышьяка известно на Тугурском полуострове. Основной мышьяковый минерал—арсенопирит обычно сопутствует другим рудным минералам. Это наблюдается в большинстве рудопроявлений золота, олова, вольфрама, молибдена и сурьмы.

По левому истоку р. Харгу в делювиальных глыбах грейзенизированных гранитов обнаружена густая вкрапленность сульфидов, составляющая нередко 50% всего объема породы (арсенопирит, халькопирит, пирротин и пирит).

**Сурьма.** Рудопроявление сурьмы находится в Тугурском районе на восточном побережье бухты Асман, в 5 км к северу от пос. Тугур. Емещающими породами являются диоритовые порфириды, залегающие в виде штока среди пloyчатых окварцованных филлитовидных сланцев верхнепротерозойского—нижнепалеозойского возраста. Оруденение приурочено к жиле фельзита мощностью 0,15—0,30 м. Встречающиеся в фельзите вкрапления и тонкие прожилки сурьмяного блеска имеют небольшую мощность, не превышающую 1—2 см.

**Ртуть.** Коренные рудопроявления киновари на территории Западного Приохотья неизвестны. В шлиховых пробах зерна киновари наиболее часто встречаются в бассейне р. Урми, верхнем течении р. Селиткана и в Кербинском районе.

## 5. Алюмокварциты и связанная с ними минерализация

В зоне развития меловых и более молодых вулканогенных толщ северного побережья Удской губы и Усть-Амурского вулканического района известный интерес могут представлять участки алюмокварцитов (вторичных кварцитов) с высокоглиноземными минералами (корундом, андалузитом, диаспором, алунитом) и медно-молибденовой минерализацией.

Вопрос о возможности развития в Усть-Амурском вулканическом районе минерализованных алюмокварцитов возник впервые в 1938—1939 гг., когда в аллювиальных отложениях р. Сивука, в 7 км от побережья Сахалинского залива Л. И. Красным в 1938 г. и В. К. Елисеевой в 1939 г. был в значительном количестве обнаружен корунд. Корунд составляет здесь 10—50% немагнитной фракции. Темно-серые, иногда с синеватым оттенком зерна корунда имеют размер от нескольких миллиметров до 0,5 см. Согласно К. Н. Озерову под микроскопом видно, что обломки корунда представлены очень тонкозернистой (размер зерен 0,01—



0,05 мм) мусковито-корундовой породой, состоящей на 70—80% из корунда и на 20—30% из мусковита. Эта мусковитово-корундовая порода, по К. Н. Озерову, скорее всего относится к рудам месторождений в алюмокварцитах типа Семиз-Бугу.

Важно отметить, что в 8 км к северо-западу от р. Сивука в контактовой зоне гранитов с меловыми дацитовыми порфирами были встречены андалузитовые кварциты с содержанием андалузита около 30%.

Позднее Н. И. Наковник и Д. В. Никитин (1944), обработывая материал по известному эпитермальному месторождению золота Белая Гора (в 20 км к югу от р. Сивука), обнаружили среди гидротермально-измененных трахитов три образца, содержащих от 30 до 50% алунита. Кроме алунита, выявлены высокодвупреломляющий минерал, с резко выраженным рельефом (диаспор?), а также ряд образцов с каолинитом, представленным мелкошешучатым агрегатом (диккит).

Еще одним важным, с точки зрения доказательства существования в Усть-Амурском районе алюмокварцитов, является следующий факт. При изучении под микроскопом образцов из района горы Парзе (западный берег Амурского лимана, 120 км южнее г. Николаевска), собранных Г. С. Ганешиным в 1946 г., в них было установлено около 70% алунита и наличие характерных для алюмокварцитов минералов: диккита и цуниита (зуниита).

В районе мыса Джаоре, вблизи контакта с гранодиоритами, кварцево-серицитовые породы каолинизированы и с поверхности превращены в светло-желтые глины. Показательны следующие данные минералогического анализа тяжелой фракции этих глин, по К. В. Антонову: лимонит и гематит 3,0%, гранат 1,0%, циркон 3,0%, турмалин 0,5%, эпидот и цоизит 86,0%, роговая обманка (обыкн.) 1,0%, роговая обманка (базальт.) 6,5%, диаспор 5,5%.

Сейчас остается мало сомнений в том, что так называемые «кварцевые и кварцитовидные породы», наблюдавшиеся рядом геологов в Усть-Амурском вулканическом районе (В. А. Мелиоранский, В. Н. Данилович, Н. Н. Чернышева), не являются древними породами (докембрийскими, палеозойскими или юрскими), выходящими в эрозионных окнах среди вулканических покровов, а представляют породы, сходные с алюмокварцитами Казахстана (Л. И. Красный и В. К. Елисеева, 1951 г.).

Участки алюмокварцитов известны в районе Прибрежного хребта в бассейне р. Олькондо. Эти кварциты (мусковитовые, серицитовые, реже — андалузитовые), несущие слабую медно-молибденовую минерализацию (меди — сотые и редко десятые доли процента, молибдена — сотые и тысячные доли процента), указывают на возможность нахождения здесь месторождений этого важного в промышленном отношении типа оруденения.

## 6. Нерудные полезные ископаемые (асбест, слюда, графит)

**Асбест.** Указания на наличие асбеста относятся к району Гербикианского серпентинитового массива. В коренных обнажениях и свалах по р. Гербикану и его притокам наблюдаются в серпентинитах прожилки поперечно-волокнистого и сетчатого хризотил-асбеста. Жилки поперечно-волокнистого хризотил-асбеста имеют среднюю мощность 1—2 мм и изредка достигают 5—6 мм (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955 г.).

На правом берегу р. Гербикиана вблизи устья р. Бургалли, в обнажении высотой 28 м, в зонах нарушений простирающихся на ЮВ 105—120° с углом падения 65—70° и реже — на СЗ 335° с углом в 54°, наблюдаются серии параллельных друг другу жил асбеста общей мощностью 6—10 см. Длина волокна достигает 3—4 мм. Выход асбеста из жильной массы местами составляет 50—60%.

Учитывая отсутствие на Дальнем Востоке месторождений асбеста, следует организовать поиски асбестового сырья в пределах Гербикинского массива.

**Слюда.** Перспективный слюдоносный район находится в северо-западной части Западного Приохотья, в верхнем течении р. Май-Половинной. Проявления слюды (мусковита) приурочены к району развития древнестановых гранитов и связанных с ними пегматитов. Мощность пегматитовых жил колеблется от нескольких сантиметров до 5—7 м. Большинство пластинок мусковита имеет размеры  $2 \times 3$  см; нередко встречаются пластинки площадью около 20—25 см<sup>2</sup>. Последние обнаружены в верховьях ключа Ванга (левый приток р. Май-Половинной). Здесь (по В. Н. Мошкину), среди инъецированных аплитовым материалом двуслюдистых и амфиболо-двуслюдистых кварц-полевошпатовых сланцев, относящихся к комплексу амфиболо-сланцев и мраморов, встречена пегматитовая жила (мощностью около 3 м), залегающая в ядре небольшой антиклинальной складки. Центральная часть этой жилы (мощностью около 1 м) обогащена крупными кристаллами слюды. Размер пластин мусковита достигает 15 см в диаметре. Пластины чистые, не загрязненные железом, легко разделяются на тончайшие листочки, однако несколько давленные («елчатые»).

Кроме того, на левом берегу р. Май-Половинной в 5 км выше устья р. Эдягу-Чойдаха встречено несколько выходов пегматитовых жил мощностью до 1 м с крупными (до 10 см в диаметре) пластинами мусковита.

**Графит.** Богатые графитом графит-гранатовые гнейсы встречены по р. Атаге (левому притоку р. Май-Половинной). Гнейсы с наиболее высоким (до 20%) содержанием графита приурочены к контактам с измененными габбро-норитами. Аналогичное месторождение известно восточнее, в бассейне р. Чеборкана и по р. Джане. Н. А. Раков и В. А. Левченко в 1954 г. указывали, что по р. Джане мощность пачки графитоносных гнейсов составляет 200 м. Эти гнейсы были осмотрены лишь в береговых обнажениях. Содержание графита (на глаз)—до 20%.

## 7. Фосфатное сырье

Указания о повышенном содержании фосфора в горных породах относятся к району левобережья р. Уды, к участку, находящемуся в 7 км выше Удского. Здесь, в речном обрыве, вскрывается пачка желтовато-зеленых опоковидных глинистых песчаников с остатками нижнемеловой (или верхнеюрской) флоры. Анализ штучной пробы показал содержание  $P_2O_5$ —3,34% (Л. И. Красный и Ю. Ф. Чемяков, 1955 г.).

Другой участок с повышенным содержанием  $P_2O_5$  находится в бассейне р. Теватина. Здесь в верхнетриасовых известковистых песчаниках содержание  $P_2O_5$  достигает 0,6%. Во включениях черных мергелистых сидеритов, образующих караваеобразные конкреции в песчаниках, оно поднимается до 2,58%.

## 8. Строительные и облицовочные материалы

**Известняк.** Известняки и доломитизированные известняки имеют заметное распространение среди отложений среднего палеозоя в Мелькано-Тыльском районе и на Шантарских о-вах. Удобным в транспортном отношении является месторождение доломитизированного известняка, расположенное на западном побережье бухты Якшина в 14 км от пос. Шантара. Мелкие месторождения окремненных известняков низкого качества известны вблизи прииска Златоустовского, в районе пос. Чумикана и других местах.

**Мрамор.** Мраморы высокого качества обнаружены на нескольких участках побережья о-ва Большой Шантар. Лучшее из месторождений

находится в 0,5 км к западу от устья р. Большого Амукая. Здесь, в контактовой зоне известняков с габбро-диоритами и диоритами, описаны выходы мраморов разнообразной расцветки. Преобладает белый мрамор с розоватым или голубоватым оттенком; имеется также пестрый и пятнистый мрамор с замысловатым узором.

### 9. Источники минеральных вод

На территории Западного Приохотья известно два источника минеральных вод: Альский и Удский. Первый из них расположен в северо-восточной части Альского массива гранитоидов, в верхнем течении р. Ала. Грифоны здесь представляют собой сравнительно глубокие узкие промоины, расположенные у основания пойменной террасы. Дебит источника достигает 3—5 л/сек. По химическому составу воды источник относится к типу сульфатно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевых. Существенный интерес представляет повышенное содержание в воде кремневой кислоты — 12 мг/л и  $R_2O_3$ —8,4 мг/л.

Удский источник обследован бегло, химические анализы вод отсутствуют. Он находится в 12 км к северу от пос. Удского, у подножия сопки, сложенной андезито-дацитовыми и порфириновыми туфами. Источник начинается двумя грифонами, расположенными на расстоянии 1 м друг от друга. Соединяясь вместе, они образуют струю с примерным дебитом 1,5 л/сек. Вблизи источника отчетливо ощущается запах сероводорода. На обломках пород и гальке, по которым течет минерализованная вода, наблюдается белый студенистый осадок.

### 10. Горючие ископаемые

В отношении угленосности наибольший интерес представляют нижнемеловые отложения.

Слабо изученные выходы каменных углей, приуроченные к верхнеюрским или нижнемеловым континентальным отложениям и описанные Н. А. Раковым в 1949 г., имеются в нижнем течении р. Май-Половинной.

Пласты угля выходят по левому берегу р. Май-Половинной в 12 км от ее устья и прослеживаются в нескольких обнажениях на протяжении 6 км. Участок этот сложен туфогенными песчаниками, сланцами и реже — туфобрекчиями. Туфогенный материал в большинстве случаев преобладает над углистой массой. Всего по р. Мае-Половинной было встречено 10 пластов угля мощностью от 15 до 50 см. Лишь самый нижний пласт имеет мощность 2,5 м. Он же более углефицирован, чем все другие. Пласты падают на ЮВ  $95-115^\circ$  под углом  $8-25^\circ$ .

Некоторые перспективы для поисков угля мелового или третичного возраста имеют Удская и Немилено-Тугурская (особенно ее южная часть) депрессии. По бортам этих депрессий местами выходят континентальные третичные отложения, имеющие признаки угленосности (тонкие пропластки и линзы бурого угля).

В последние годы (1951—1954) вопросами нефтегазоносности верхнеюрских и нижнемеловых отложений Торомского и Удского прогибов занималась И. К. Никифорова. По ее данным, содержание битума в верхних горизонтах юры не превышает сотых долей процента. Средняя пористость пород колеблется в пределах 10—12%. Большинство испытанных образцов имеет проницаемость меньше 0,01 дарси.

## II. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЦИИ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ С НИМ РАЙОНОВ

В настоящем разделе мы попытаемся кратко изложить основные геологические закономерности пространственного распределения месторождений и рудопроявлений в Удско-Охотском крае и смежных с ним районах.

Учитывая данную выше схему тектонического районирования, мы рассмотрим особенности минерации Западного Приохотья отдельно для трех крупных районов: 1) протерозойского складчатого окаймления Алданского щита, 2) «охотской» ветви Монголо-Охотского складчатого пояса, 3) северо-западной окраины Восточно-Азиатского складчатого пояса (Амгунь-Ульбанский район и Нижнее Приамурье).

Данные по минерации всех трех районов сведены в табл. 13.

Некоторые общие вопросы металлогении для всей территории южной части Дальнего Востока были кратко изложены коллективом авторов ВСЕГЕИ (Н. А. Беляевский, М. И. Ициксон, Л. И. Красный и С. А. Музылев, 1953 г.), П. Н. Кропоткиным (1954), В. В. Онихимовским и др. (1950—1954 гг.).

## 1. Протерозойское складчатое окаймление Алданского щита

### *Докембрийская эпоха минерации*

Металлоносность древних глубоко эродированных архейских гнейсов, гранито-гнейсов и кристаллических сланцев Алданского комплекса почти не исследована. Устанавливается, как это замечено П. С. Бернштейном в 1937 г., приуроченность небольших линз магнетита к полосчатым биотитовым гранито-гнейсам в районе правых притоков р. Май-Половинной. Простирание линз магнетита совпадает с направлением полосчатости.

В 1952 г. Г. Л. Падалкой на западном фланге рассматриваемой структуры среди пород архея описано оруденение осадочно-метаморфогенного типа (типа железистых кварцитов) и выявлены крупные железорудные месторождения метасоматического типа. Поэтому ко всем железорудным проявлениям, приуроченным к породам архейского возраста в районе р. Май-Половинной, следует относиться весьма внимательно. К архейским структурам приурочены пачки графитовых гнейсов (рр. Джана; Атага) значительной (десятки метров) мощности. Магматогенные рудные образования протерозойского возраста, связанные с громадной интрузией джугджурского комплекса габбро-норитов и анортозитов, представлены линзовидными телами титаномагнетита, магнетита и никеленосного пирротина.

Обращает на себя внимание широкое распространение на западе, в Байкальской горной области, протерозойских осадочно-метаморфических месторождений железа, марганца, описанных Г. Л. Падалкой в 1952 г.

Связь золотоносности южной части хребта Джугджур с древними (протерозойскими) интрузиями гранито-гнейсов весьма вероятна. Намечается приуроченность золота к кварцевым жилам и прожилкам с сульфидами (реки Джана, Маймакан, Кыранкан). Эти жилы и прожилки, можно полагать, явились источником для образования россыпей. Четкое обособление золотоносных площадей южной части хребта Джугджур в пределах выходов гранито-гнейсов (древнестановых?) указывает, по нашему мнению, на вероятную допалеозойскую (протерозойскую) золотую минерализацию.

Последнюю можно сопоставить с региональной протерозойской золотоносностью Станового хребта. Согласно работам Д. С. Коржинского, характерной особенностью золотого оруденения Становика является приуроченность его к зонам диафоритов, расположенным среди толщ кристаллических пород. При этом золотоносны как слабо пиритизированные кварцевые жилы, находящиеся в метаморфических сланцах, так и диаф-

**Схема распределения полезных ископаемых в различные эпохи**

Протерозойское складчатое окаймление Алданского щита (зона Становика - Джугджура)		„Охотская“ ветвь Монголо-Охотской		
Эпохи минерализации	Комплексы, толщи	Полезные ископаемые	Эпохи минерализации	Комплексы, серии, свиты, толщи
Мезозойская	Удский комплекс. Граниты, гранодиориты, алюмо-кварциты	Свинец, цинк, медь, молибден	Мезозойская	Ям-алинский комплекс. Граниты, гранодиориты
			Мезозойская	Дуганджинский комплекс. Граниты, гранодиориты
Среднепалеозойская	Толща основных эффузивов	Медь	Средне- и верхнепалеозойская	Дюкчангринский комплекс. Граносениты, гранодиориты, граниты Шантарский комплекс. Дуниты, перидотиты пироксениты Шантарская серия. Свита мыса Радужный. Яшмы, кремнистые сланцы, спилиты Эйфельский и живетский ярусы. Конгломераты, известняки, песчаники
			Нижнепалеозойская	Толща нижнекембрийских песчаников, яшм, известняков и зеленокаменных пород Гербикинский комплекс Серпентиниты
Докембрийская	Древнестановой комплекс. Гнейсовидные граниты, плагиограниты  Джугджурский комплекс. Габбро-нориты, анортозиты  Алдомский комплекс. Гнейсы, гранито-гнейсы	Мусковитзолото (?)  Титаномагнетит, магнетит, никеленосный пирротин  Графит, железо (?)	Протерозойская	Баладекский комплекс. Габбро, габбро-анортозиты

## минерализации в Западном Приамурье и смежных с ним районах

геосинклинальной области		Нижнее Приамурье и Усть-Амурский вулканический район			
Полезные ископаемые		Эпохи минерации	Полезные ископаемые		
магматического происхождения	осадочного и осадочно-эффузивного происхождения		Комплексы, толщи	магматического происхождения	осадочного происхождения
Олово, вольфрам, молибден		Кайнозойская	Четвертичная кора выветривания на базальтах Белогорский комплекс. Трахиты, липариты, алюмо-кварциты	Золото, алу-нит	Железо
			Маркрамский комплекс. Граниты, гранодиориты		
			Бикчи-Ульский комплекс. Лейкократовые и пегматоидные граниты	Тантало-ниобаты	
Золото		Мезозойская	Чаятынский комплекс. Гранодиориты, граниты	Золото, олово, вольфрам, молибден	
Золото?	Марганец, железо, бокситы (?)				
Хромит?					
Асбест?	Железо				
Титаномагнетит					

ториты, представляющие собой гидротермально измененные сланцы, содержащие вкрапленность пирита.

К районам развития протерозойских древнестановых гранитов и связанных с ними пегматитов приурочены проявления слюдоносности (мусковит). Бассейн верхнего течения р. Май-Половинной, где наиболее развита слюдоносность, представляется перспективным для поисков месторождений мусковита.

### *Палеозойская эпоха минерации*

Вопросы палеозойской эпохи минерализации для районов хребтов Джугджур и Прибрежный являются наименее разработанными. Вероятно, что рудопроявления меди в бассейне р. Май-Половинной, по рр. Муринокону, Немерикану и Лавле находятся в пределах одной палеозойской структуры, точнее, в поле развития среднепалеозойских основных эффузивов (спилитов, порфиритов) и их туфов. Как правило, эти рудопроявления тяготеют к зонам сульфидизированных пород и зонам дробления и окварцевания.

Следует отметить многочисленные находки галек с пиритом (иногда с галенитом) по р. Айкангре, в полосе развития девонских основных эффузивов. Наличие в отложениях палеозоя карбонатных пород и отдельные указания на находки в бассейне р. Май-Половинной свинцового блеска в кварце создают известные перспективы для поисков здесь полиметаллов. Галька с молибденитом, встреченная в аллювии этой же реки, говорит о возможном здесь молибденовом рудопроявлении.

### *Мезозойская эпоха минерации*

Поле развития верхнеюрских — нижнемеловых континентальных и вулканогенных образований, слагающих южные предгорья хребтов Майский и Джугджур и хребет Прибрежный вместе с прорывающими их гранитоидами удского комплекса, изучены как в этих районах, так и в пределах их северо-восточного продолжения — в бассейнах рек Ульбеи, Охоты и Кухтуя. Эта зона Приохотья, характеризующая период отмирания геосинклинальной области, в значительной своей части бедна концентрациями полезных ископаемых. Незначительные магнетитовые проявления, приуроченные к контактовым зонам гранитоидов, в большинстве случаев мелкие пирротиновые и медно-пирротиновые рудопроявления, редкая, как правило, бедная вкрапленность медных, цинковых и свинцовых минералов и широкая пиритизация, захватывающая большие площади, — вот общая характеристика металлоносности этой зоны.

Известный интерес здесь представляют рудопроявления свинца и цинка в известняках или мраморах и отдельные жильные рудопроявления свинца (типа Лангдорского), а также участки вторичных кварцитов с медно-молибденовой минерализацией и, возможно, с высокоглиноземными минералами. Рудопроявление молибденита было разведано геологами Дальстроя в пределах гранодиоритовой и кварцево-диоритовой интрузии Неорчанского массива. Молибденит здесь образует скопления в кварцево-альбитовых жилах.

Нерешенным остался важный, с нашей точки зрения, вопрос о рудосной роли разломов, развитых в пограничной зоне между хребтами Джугджур и Прибрежный. В этой зоне соприкасаются разнородные структуры докембрия и мезозоя. Здесь автором и Ю. Ф. Чемяковым в 1951 г. наблюдалась обильная сульфидизация с пиритом и галенитом. К сожалению, этот район был пересечен лишь редкими маршрутами.

## 2. Охотская“ ветвь Монголо-Охотского складчатого пояса

Изучение минерагении «охотской» ветви Монголо-Охотской геосинклинальной области в пределах Западного Приохотья дает предварительный материал для выяснения распределения полезных ископаемых в сложно построенном подвижном поясе, состоящем из трех разновозрастных структурных этажей. Под последними понимаются (Н. А. Беляевский, 1954 г.) совокупности пликативных и дизъюнктивных тектонических нарушений, возникших в течение какой-либо одной, имеющей крупное региональное значение диастрофической эпохи, и зафиксированных в толщах слоистых пород соответствующего возраста.

Как мы могли видеть, история формирования каждого из этих структурных этажей только начинает раскрываться. При этом обнаруживаются как черты унаследованности плана предыдущего геологического этапа в последующее время, так и особенности, присущие вновь возникающим структурам. Типы тектонических движений, осадконакопления, магматизма и минерализации последовательно сменяют друг друга и обнаруживают тесную взаимосвязь.

### *Протерозойская — нижнепалеозойская эпоха минерагении*

Геосинклинальное развитие раннего этапа охватывает эпоху протерозоя — нижнего палеозоя (в основном кембрия).

В типичном геосинклинальном комплексе осадков этого времени преобладают сланцы и песчаники, чередующиеся местами с толщами лав спилитов, кремнистых сланцев и известняков. К этим толщам приурочены осадочно-вулканогенные железорудные проявления хребта Джагды (Селями-Инга). Эндогенная минерализация в эту эпоху связана с габбро-анортозитовыми интрузиями, входящими в состав баладекского комплекса (титаномagnetит по р. Урми), с гипербазитами гербиканского комплекса (проявления асбеста по р. Гербикану) и, возможно, с катаклазированными диоритами этого же района (золото Баладекского и Сородокского месторождений).

При более детальном изучении вулканогенных толщ в них возможно нахождение колчеданных залежей.

### *Средне- и верхнепалеозойская эпоха минерагении*

Этап геосинклинального развития, охватывающий силур (верхний силур), девон и, возможно, нижний карбон, имеет сходные черты с предыдущим. В нем также преобладает погружение и накопление морских и частично вулканических образований. Поэтому естественным является присутствие среди девонских кремнистых сланцев и спилитов месторождений железа вулканогенно-осадочного происхождения (Ирская группа) и марганца (проявления марганцевых руд на Шантарских островах, в районе Тугурского залива и др.).

Интрузивный магматизм, связанный со складчатостью в посленижнекарбовое время, проявился локально в краевых частях Джагды-Шантарской зоны и в Селемджинско-Кербинской зоне. Распределение интрузий в последней сопряжено с разломами, окаймляющими северо-восточный выступ Туранского массива. Эндогенная минерализация этой эпохи в Западном Приохотье связана с габбро-перидотитовыми интрузиями шантарского комплекса (хромит) и дюкчангринского комплекса (золото). В Харгу-Селемджинском районе с верхнепалеозойскими кислыми интрузиями или интрузивными порфиритами связаны проявления золота, вольфрамовых, молибденовых и сурьмяных руд.



## *Мезозойская эпоха минерализации*

Мезозойская (верхнетриасовая — нижнемеловая) геосинклиналь в пределах «охотской» ветви Монголо-Охотской подвижной зоны в своем развитии не сохранила основные черты палеозойской геосинклинали. Минерализация, связанная с процессами осадкообразования, в мезозое отсутствует. Интрузии гранитоидов послеверхнеюрского (скорее всего, нижнемелового) времени несут золотое оруденение (Дуганджа и, возможно, о-в Большой Шантар) и имеют незначительные рудопоявления молибденита (Тугурский залив, о-в Большой Шантар).

В зонах опускания, расположенных вдоль крупных разломов, в верхнем мелу и частично в начале палеогена происходило накопление мощных толщ вулканогенных пород (кварцевые порфиры, андезиты и дациты хребтов Ям-Алинь, Эзоп и др.).

С тектоническими движениями раннетретичного времени связано внедрение малых интрузий умеренно-кислого и кислого состава, происходившее вдоль ослабленных зон и зон интенсивной трещиноватости. Эти интрузии имеют большое металлогеническое значение (интрузии ям-алинского комплекса). Рудопоявления олова, вольфрама и молибдена занимают вполне определенное пространственное положение, располагаясь либо в поясах повышенной жесткости (Керби, Верхняя Буря, Харгу, Селиткан), либо в структурах, контролируемых верхнемеловыми кислыми эффузивами (северный фланг хребта Ям-Алинь).

### **3. Северо-западная окраина Восточно-Азиатского складчатого пояса (Амгунь-Ульбанский район и Нижнее Приамурье)**

Амгунь-Ульбанский район и северная часть Нижнего Приамурья, тесно связанные в географическом отношении с Западным Приохотьем, по структурным особенностям выделяются в самостоятельную область. Последняя по истории геологического развития в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое близка к Северному Сихотэ-Алиню. В пределах его северо-западной окраины намечаются три структурных яруса: нижний — верхнепалеозойский, средний — мезозойский и верхний — кайнозойский.

Верхнепалеозойские образования имеют столь незначительное распространение, что специального рассмотрения не заслуживают. Приуроченные к верхней перми (?) небольшие интрузии габброидов и диабазов никакого оруденения не несут и их металлогеническая роль вряд ли сколько-нибудь велика.

## *Мезозойская эпоха минерализации*

В течение юрского и мелового периодов в Амгунь-Ульбанском районе и Нижнем Приамурье преобладало прогибание и происходило мощное накопление сравнительно однообразных осадков флишевого характера амгунской серии. Магматизм в посленижнемеловое время известен здесь в эффузивной (порфиры и кварцевые порфиры утинской свиты, нижней части комплекса хребта Магу и мыса Укурунру Тугурского полуострова) и интрузивной форме. Интрузии, связанные со складчатостью в позднепалеозойское время широко проявлены в хребте Чаятын, в междуречье Бичи—Амгунь, хребтах Кивун и Мевачан и в южной части Тугурского полуострова.

Для интрузивного магматизма рассматриваемой области особенно характерны гранодиориты и граниты. Ведущее значение в металлогении чаятынского интрузивного комплекса имеют золото, вольфрам и олово, молибден, мышьяк (золото-мышьяковые рудопоявления—Ульбанское,

залив Александры) и отчасти сырьма (Сидагинское рудопроявление) и ртуть (россыпи ключа Тисса).

Лейкократовые и пегматоидные граниты и аляскиты, а также другие разновидности гранитов повышенной кислотности, распространены мало.

### *Кайнозойская эпоха минерации*

На северном продолжении Приморской зоны (Н. А. Беляевский, М. И. Ицикзон, Л. И. Красный и С. А. Музылев, 1953 г.) между Амуром и Татарским проливом находится Усть-Амурский вулканический район (Л. И. Красный и В. К. Елисева, 1951 г.). Этот район располагается вдоль крупного разлома («вулканического шва»), по которому на поверхность за сравнительно небольшой отрезок времени — от верхнего мела до конца третичного или начала четвертичного периода — была извержена огромная масса вулканических продуктов в виде разнообразных лав и туфов.

По последним данным геологических съемок Четвертого геологического управления, здесь широко распространены верхнемеловые порфиры и их туфы и палеогеновые кварцевые порфиры, дациты и их туфы.

По исследованиям К. В. Антонова в 1936 г., Н. И. Чернышева в 1936 г. и Л. И. Красного в 1947 г., базальты и андезито-базальты занимают большие площади вблизи побережья Амурского лимана. Они залегают на неровной поверхности мезозойских и палеогеновых отложений. Липариты и трахиты залегают в виде жил, некков или лакколитообразных тел базальтовых покровов. А. В. Арсентьев среди липаритов встретил ксенолиты глинистых сланцев, кварцевых порфиров и базальтов. На левом берегу р. Амура, ниже Какинских мысов Н. Н. Чернышевой в 1936 г. наблюдался контакт базальтов с прорывающими их липаритами.

Значение этой зоны, как источника определенного типа минерализации, достаточно велико. Имеются в виду перспективы поисков здесь алюмокварцитов с андалузитом, диаспором, корундом и алунитом (проявления на горе Парзе, в районе р. Налео, мыса Джаоре, р. Сивука, р. Ваюн и др.) и молодых (позднетретичных) золоторудных месторождений.

Все это геологически сближает Усть-Амурский вулканический район с «липаритовой металлогенической провинцией Косака» (Кавасаки, 1928 г.) и месторождениями западных штатов США (Гольдфильс в штате Невада, Комсток, Крипл-Крик и др.) и позволяет рекомендовать этот район для поисков золота, серебра и высокоглиноземного сырья.

Таким образом, во все еще слабо изученном обширном районе Западного Приохотья имеются участки благоприятные для поисков золота, олова, свинца, цинка, титаномагнетитов, никеленосных пирротитов, слюды (мусковита) и асбеста.

Среди площадей, рекомендуемых для поисков полезных ископаемых, в Западном Приохотье выделены следующие перспективные участки:

1. **М а и с к и й** (слюда — мусковит), расположенный в верхнем течении р. Май-Половинной. В районе распространения древнестановых гранитов и связанных с ними слюдоносных пегматитов следует поставить геологическую съемку масштаба 1 : 50 000 с поисковыми и опробовательскими работами.

2. **Ю ж н о - Д ж у г д ж у р с к и й** (железо, титан). Месторождения Сахарбахское и Кыранканское, Мутэнское и др., находящиеся на южном склоне хребта Джугджур, размещены среди пород габбровой формации и представляют собой крупные жиллообразные или линзовидные залежи, нуждающиеся в разведке и опробовании. Район выходов этих рудных тел должен быть покрыт геологической съемкой масштаба 1 : 50 000.

3. Северо-Джугджурский (никель), приуроченный к габбро-анортозитовым интрузиям хребта Джугджур. В рудах присутствует кобальт. Для оценки перспектив Северо-Джугджурского участка на никель и кобальт необходима геологическая съемка масштаба 1 : 50 000. Для выявления новых участков с рудами железа, титана и никеля требуется постановка широких геофизических (аэромагнитных и наземных) работ.

4. Курум-Урмийский (железо). Полоса выходов железных руд в верхнем течении рек Урми, Оннетока и Комсо (участки осадочных пластовых и, возможно, контактово-метасоматических руд) должна быть подвергнута геологической съемке масштаба 1 : 50 000 с поисковыми и разведочными работами и необходимыми геофизическими исследованиями. Большой интерес представляют контрольно-ревизионные наземные работы по уточнению природы магнитных аномалий, зафиксированных с воздуха в Селемджа-Удском районе.

5. Шантарский (марганец). Участки, перспективные для поисков марганца, приурочены к районам выходов верхнедевонских отложений свиты мыса Радужный на о-вах Большой Шантар и Феклистов. Для уточнения стратиграфии и тектоники этих районов и детального картирования марганцевоносных горизонтов здесь следует рекомендовать геологическую съемку масштаба 1 : 50 000.

6. Тугурский (золото). Район, расположенный между р. Тором и Тугурским заливом, весьма перспективен для поисков золота. В этом районе потребуются геологическая съемка масштаба 1 : 50 000, поисковые и опробовательские работы.

7. Джапинский (олово, вольфрам). На участке, расположенном между бассейном верхнего течения р. Джапи и заливом Николая, по старым (1939 г.) и новым (1955 г.) данным имеются шлиховые ореолы с касситеритом. В последнее время зафиксированы шлиховые пробы с сотнями зерен касситерита и рудопоявления вольфрама. На Джапинском участке должны быть рекомендованы детальное шлиховое опробование и поисковые работы.

При планировании геологопоисковых работ следует иметь в виду сравнительно легкую доступность с моря большинства площадей, рекомендуемых для поисков полезных ископаемых.

Все вышесказанное показывает, что в настоящее время представлялось возможным дать основные контуры геологического строения Западного Приохотья — ранее почти не исследованной области, расположенной на окраине нашей страны. Однако многие вопросы требуют своего уточнения и дальнейшего изучения. Несмотря на это, уже сейчас определены главные черты геологического строения и истории геологического развития этой территории, наметились общие закономерности распределения полезных ископаемых и выявилось место Западного Приохотья в структуре Дальнего Востока. Выяснилось, что Западное Приохотье с его разнообразными по возрасту и типу структурами занимает в геологическом отношении «ключевую позицию», открывающую возможность для сопоставления различных районов «охотской» ветви Монголо-Охотской геосинклинальной области.

Знание геологии Западного Приохотья помогает также найти пути разрешения проблемы геолого-структурного районирования Охотского моря и обрамляющих его горных сооружений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Анерт Э. Э. Богатство недр Дальнего Востока. Изд. „Книжное дело“, Хабаровск—Владивосток, 1928.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. 4, т. 1. Госгеолиздат, 1947.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Беляевский Н. А. и Принада В. Д. Новые данные по стратиграфии южной части Сихотэ-Алиня. Тр. ВСЕГЕИ, общая серия, вып. 9, 1949.
- Беляевский Н. А. и Громов Ю. Я. Центральный сихотэ-алинский структурный шов. Докл. АН СССР, т. 103, № 1, 1955.
- Богданович К. И. Очерк деятельности Охотско-Камчатской горной экспедиции 1895—1896 гг. Изв. Русск. геогр. об-ва., т. 35, вып. VI, 1889.
- Богданович К. И. Геологический очерк западного побережья Охотского моря от Николаевска на Амуре до Охотска. Сб. памяти И. В. Мушкетова, СПб. 1905.,
- Борисяк А. А. Курс исторической геологии, ОНТИ, 1935.
- Волярович П. К. К геологии и металлогении Верхнемынского района (Верхняя Селемджа). Материалы геол. ДВК АН СССР, вып. 2, Владивосток, 1938.
- Воронец Н. С. Фауна морского мезозоя Буреинского бассейна. Тр. ВИМС, вып. 123, 1937.
- Воронец Н. С. Фауна верхнеюрских отложений Верхнеколымского края. Материалы по изучению Колымско-Индибирского края, серия 2, вып. 12, 1938.
- Ганешин Г. С. Происхождение Шантарских островов. „Природа“, № 4, 1956.
- Годован С. А. Геологические наблюдения в долинах рек Угахан, Шевли, Уда, Урми и Гербикан. Тр. СОПС АН СССР, Удско-Селемджинск. эксп. АН СССР, ч. II, Удско-Селемдж. отряд, вып. 3, 1934.
- Дзевановский Ю. К. Геология восточной окраины Алданской плиты. Материалы по геол. и полезным ископ. Вост. Сибири, Алдан, 1946.
- Ивантишин М. Н. К вопросу о геохимической зональности в распределении металлических элементов на территории Дальневосточного края. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 2, № 8—9, 1935.
- Ициксон М. И. О пространственном размещении проявлений оловоносности в южной части Советского Дальнего Востока. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 5, 1949.
- Ициксон М. И. Основные черты металлогении южной части Советского Дальнего Востока. Тезисы докладов на совещании по вопросам рудообразования и региональной металлогении. ВСЕГЕИ, 1952.
- Каталог землетрясений на территории СССР. Тр. Сейсмологического ин-та, вып. II, 1939.
- Кириллов А. А., Онихимовский В. В. Геологические исследования в Шевли-Селемджинском междуречье (Хабаровский край). Сб. рефер. по геологии Дальнего Востока. Тр. Дальневосточной научно-исслед. базы АН СССР, серия геол., т. I, 1948.
- Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1935
- Коржинский Д. С. Петрография архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). Тр. ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.
- Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. I, Докембрий СССР, АН СССР, 1939.
- Котельников Л. Г. Послеюрские эффузивы северного склона хребта Тукурингра на Дальнем Востоке. Сб. „Академику Обручеву к 50-летию“, т. 2, 1939.
- Красный Л. И. Новые данные по геологии и металлоносности Нижнего Приамурья. „Сов. геология“, № 7, 1940.
- Красный Л. И. К геологии и молибденоносности юго-западной части бассейна Охотского моря и Нижнего Приамурья. „Разведка недр“, № 2, 1947.

- Красный Л. И. К геологии Тугурского полуострова Докл. АН СССР, нов. серия, т. LXV, № 4, 1949, стр. 539—541.
- Красный Л. И. Объяснительная записка к листу № 54 (Николаевск). Госгеол-издат, 1948.
- Красный Л. И. Об открытии девонской фауны на Шантарских островах. Докл. АН СССР, нов. серия, т. XCIII, № 2, 1953.
- Красный Л. И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. Докл. АН СССР, т. 107, № 1, 1956.
- Красный Л. И., Чемяков Ю. Ф. и Бульванкер Э. З. Первые находки кембрия в хребте Джагды (Хабаровский край). Докл. АН СССР, т. XCV, № 4, 1954.
- Красный Л. И., Чемяков Ю. Ф. и Молзалева Е. А. Девонские отложения хребтов Джугджур и Прибрежного. Информационный сборник ВСЕГЕИ, №1, Госгеолтехиздат, 1955.
- Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Гос. научно-технич. геолого-развед. изд., 1932.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. Сб. „Вопросы геологии Азии“, т. 1, 1954.
- Крымголец Г. Я. Морская юрская фауна Восточного Забайкалья. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. XVII, вып. 2, 1938.
- Крымголец Г. Я. Материалы по стратиграфии морской юры р. Бурей. Материалы по геол. Бурейск. каменноуг. бассейна, ВНИГРИ, вып. 17, 1939.
- Крымголец Г. Я. О границе нижнего и среднего отделов юрской системы. Докл. АН СССР, т. XXXVII, № 7—8, 1942.
- Кульжинская-Воронец Н. С. Представители родов *Trigonia* и *Inoceramus* из юрских отложений Южно-Уссурийского края. Изд. Дальгеолтреста, 1937.
- Лебедев А. П. Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира. Тр. ин-та геологич. наук АН СССР, петрогр. серия, вып. 148, № 44, 1953.
- Леонтович А. А. Геологические исследования в Аяно-Майском районе (бассейн среднего течения р. Май и пересечение хребта Джугджур). Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, вып. 68, 1937.
- Леонтович А. А. Объяснительная записка к геологической карте Приморского края и южной части Хабаровского края масштаба 1 : 1 500 000. Госгеолиздат, 1947.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. Изд. иностр. литерат., 1952.
- Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья. АН СССР, 1950.
- Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. М.—Л., ОНТИ, 1938.
- Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. Ч. 1. Изд. Моск. универ., 1951, ч. II, 1952.
- Макаренко Ф. А. Новые данные по стратиграфии и распространению силура на Дальнем Востоке (Зейско-Селемджинск. междуречье). Сб. „Академику Обручеву к 50-летию“, т. 1, 1938.
- Материков М. П. Материалы к петрографии Верхней Селемджи. Мат. по геол. Дальнего Востока. Тр. ДВ Фил. АН СССР, № 4, 1939.
- Мельников М. П. Описание Якутской экспедиции (1851 г.) покойного горного инженера Н. Г. Меглицкого. Горный журнал, т. III, 1893.
- Миддендорф А. Ф. Путешествие на север и восток Сибири. Ч. I, отд. II, 1860.
- Наковник Н. И. и Никитин Д. В. Новое в минералогии золотоносных пород Белой горы и вторичные кварциты Дальнего Востока. „Сов. геология“, № 3, 1944.
- Наливкин Д. В. Курс исторической геологии. М.—Л., Гос. научно-технич. геологоразведоч. изд., 1932.
- Обручев В. А. Новые золотоносные районы Восточной Сибири. Горный журнал, № 1—8, 1924.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 1—3, изд. АН СССР, 1935—1938.
- Обручев В. А. Важнейшие проблемы геологического изучения Сибири. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 2, 1939.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири, т. I, 1931, т. II, 1933, т. III, 1934. Период пятый, вып. VII, 1948.
- Преображенский И. А. Харгинское золоторудное месторождение. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 48, 1926.
- Раков Н. А. Об интрузиях и металлогении Верхне-Селемджинского района. Материалы по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, Госгеолиздат, 1946.
- Саврасов Н. П. О следах древнего оледенения в южной части Дальнего Востока. Вopr. географии Дальн-Вост., сб. 1, Хабаровск, 1949 г.
- Салоп Л. И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Тр. ВСЕГЕИ, т. 1, 1954.
- Серпухов В. И. 1. Геологический очерк верхней части бассейнов рек Юдомы, Май и Кетанды. 2. Эффузивные породы Джугджура. 3. Геология Верхоянского комплекса. Тр. треста Золоторазведка и ин-та НИГРИЗолото, вып. 13, 1940.

Смирнов С. С. О тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.

Страхов Н. М. Историческая геология. Ч. I и II. Учпедгиз, 1937.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. ин-та геол. наук, серия геол. № 22, вып. 73. 1947.

Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Госгеоллиздат, 1948.

Ткалич С. М. Геология месторождений железных руд Дальневосточного края. Далькрайгиз, 1935.

Херасков Н. П., Давыдова Т. Н., Крашенинников Г. Ф., Пенинский Д. Д. Геология Бурейского бассейна. Тр. ВИМС, вып. 149, 1939.

Хлапонин А. И. Геологические исследования, произведенные в золотоносном районе бассейна р. Селемджи в 1901 г. Геол. исследов. в золотоносной обл. Сибири, Амурско-Приморский золотоносный район, вып. IV, СПб., 1904.

Хлапонин А. И. Маршрутные исследования в бассейне р. Амгунь. Геол. исследов. в золот. обл. Сибири. Амурско-Приморск. золотоносный район, вып. 9. 1908.

Чемехов Ю. Ф. Опыт геоморфологического районирования южной части Советского Дальнего Востока. Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 1, Госгеолтехиздат, 1956.

Шатский Н. С. и др. Тектоническая карта СССР, м-ба 1:5 000 000. 1956.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1954.

Яворовский П. К. Геологические исследования 1901 г. в бассейнах рр. Керби, Нимана и Селемджи. Геол. исследов. в золотоносной обл. Сибири. Амурско-Приморский золотоносный район, вып. IV, СПб., 1904.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
<i>Глава первая</i>	
Стратиграфия . . . . .	8
I. Архейская группа . . . . .	9
II. Протерозойская группа . . . . .	12
1. Протерозой зоны хребта Джугджур . . . . .	12
Комплекс инъекционных гнейсов, гранитов и мигматитов ( 12 ). Толща кристаллических сланцев и мраморов ( 13 )	
2. Протерозой в зоне палеозойской складчатости Монголо-Охотской геосинклинальной области . . . . .	14
III. Протерозойская и палеозойская группы (верхний протерозой и нижний палеозой) . . . . .	17
1. Зона хребта Джугджур . . . . .	17
2. Зона палеозойской складчатости Монголо-Охотской геосинклинальной области . . . . .	19
IV. Палеозойская группа . . . . .	24
1. Кембрийская система . . . . .	24
2. Силурийская система . . . . .	24
3. Девонская система . . . . .	27
Хребет Джагды ( 28 ). Тыльско-Тугурский район ( 31 ). Шантарские острова ( 31 ). Прибрежный хребет ( 37 )	
4. Каменноугольная и пермская системы . . . . .	43
5. Верхнепалеозойские (?) порфириды и их туфы . . . . .	43
6. Палеозой средний и верхний нерасчлененный . . . . .	44
V. Мезозойская группа . . . . .	44
1. Триасовая система . . . . .	44
2. Юрская система . . . . .	49
Шевли-Гербикинский район ( 49 ). Торомо-Тонумский район ( 51 ). Тугуро-Биранджинский район ( 53 ). Ульбанский район ( 57 )	
Общий обзор фауны и возраст толщ ( 59 ). Сопоставления ( 62 )	
3. Юрская и меловая системы нерасчлененные . . . . .	65
4. Меловая система . . . . .	71
VI. Кайнозойская группа . . . . .	73
1. Третичная система . . . . .	73
2. Четвертичная система . . . . .	76
Районы впадин и прибрежных низменностей ( 76 ). Горные районы ( 79 )	
<i>Глава вторая</i>	
Интрузии . . . . .	81
I. Алдомский комплекс . . . . .	84
II. Джугджурский комплекс . . . . .	85
III. Древнестановой комплекс . . . . .	87
IV. Гербикинский комплекс . . . . .	89

V. Шантарский комплекс . . . . .	90
VI. Люкчангринский комплекс . . . . .	93
VII. Удский комплекс . . . . .	97
VIII. Дуганджинский комплекс . . . . .	98
IX. Ям-алинский комплекс . . . . .	101

*Глава третья*

Тектоника . . . . .	104
I. Описание тектоники отдельных структурных зон Западного Приохотья . . . . .	104
1. Районы докембрийской складчатости . . . . .	105
Архейская складчатая зона юго-восточной части Алданского щита ( 105 )	
Протерозойская складчатая зона хребта Джугджур ( 105 )	
2. Удская зона . . . . .	108
3. Монголо-Охотский складчатый пояс . . . . .	110
Районы палеозойской складчатости ( 110 ). Районы мезозойской складчатости (112). Районы паложенных структур (113)	
II. К истории развития структур Монголо-Охотской геосинклинальной области, расположенных в пределах Западного Приохотья . . . . .	114
1. Проблема Монголо-Охотской геосинклинали . . . . .	114
2. Основные этапы развития структур . . . . .	116
Верхнепротерозойский—нижнепалеозойский этап ( 118 )	
Среднепалеозойский этап ( 119). Верхнепалеозойский—среднетриасовый этап ( 119 ). Верхнетриасовый—нижнемеловой—верхнемеловой—четвертичный этап (121)	

*Глава четвертая*

Размещение полезных ископаемых в Западном Приохотье и геологические основы поисков на его территории месторождений минерального сырья . . . . .	124
I. Краткая характеристика проявлений полезных ископаемых Западного Приохотья и смежных с ним территорий . . . . .	125
1. Черные металлы (железо, титан, марганец и хром) . . . . .	125
2. Благородные металлы (золото) . . . . .	130
Южно-Джугджурский район (130). Шевли-Галламский район ( 131.).	
Торомо-Тугурский район ( 132 ). Шантарские острова (137 ) Тугурский полуостров (137). Район залива Николая и Сахалинского залива (138)	
3. Цветные металлы (свинец, цинк, медь, никель, алюминий) . . . . .	139
4. Редкие и малые металлы . . . . .	141
5. Алюмокварциты и связанная с ними минерализация . . . . .	145
6. Нерудные полезные ископаемые (асбест, слюда, графит) . . . . .	146
7. Фосфатное сырье . . . . .	147
8. Строительные и облицовочные материалы . . . . .	147
9. Источники минеральных вод . . . . .	148
10. Горючие ископаемые . . . . .	148
II. Некоторые вопросы минерагении Западного Приохотья и сопредельных с ним районов . . . . .	148
1. Протерозойское складчатое окаймление Алданского щита . . . . .	149
Докембрийская эпоха минерагении (149). Палеозойская эпоха минерагении ( 152 ). Мезозойская эпоха минерагении ( 152 )	
2. „Охотская“ ветвь Монголо-Охотского складчатого пояса . . . . .	153
Протерозойская-нижнепалеозойская эпоха минерагении ( 153 ). Средне- и верхнепалеозойская эпоха минерагении (153). Мезозойская эпоха минерагении (151)	
3. Северо-западная окраина Восточно-Азиатского складчатого пояса (Амгунь-Ульбанский район и Нижнее Приамурье) . . . . .	154
Мезозойская эпоха минерагении ( 154 ). Кайнозойская эпоха минерагении ( 155 )	
Литература . . . . .	157



Автор *Красный Лев Исакович*

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ

Редактор *Ю. Ф. Чемяков*

Редактор издательства *В. Г. Филатов*

Техн. редактор *С. А. Пенькова*. Корректор *В.А. Бобринская*

---

Сдано в набор 15.1—1958 г. Подписано в печать 14 июня 1960 г.

Формат 70×105/16 Печ. л. 13,8+3 вкл.=0,5 Бум. л. 5,62 Уч.-изд. 13,7

Зак. 1

Т—10541

Тираж 2000 экз.

Цена 9 р. 60 к. с 1/1 1961 г. цена 96 коп.

---

Типография ВА Генерального штаба

ИСПРАВЛЕНИЕ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
35	1 снизу	(радиоляриях)	(радиоляритах)
36	1 сверху		
37	12 снизу	anpage	anpaе
63	17 снизу	И. А. Ноздрева	И. А. Ноздреева
67	22 снизу	остатки	остатки растений
102	16 снизу	В. М. Синицин (1953 г.) напомнил, что геосин- клинали харак-	На этих территориях не получили развития
111	24 сверху	стоящих смятых в сложные мел-	стоящих пластов, смя- тых в сложные мел- кие складки. Острая мел-
115	12 снизу	У	Ј
158	3 сверху	№ 54	N 54
158	16 сверху	Кропоткин П. Н.	Кропоткин П. Н.