

УДК 551.243.4(571.66)

М. Н. ШАПИРО

**НАДВИГ ГРЕЧИШКИНА
НА ПОБЕРЕЖЬЕ КАМЧАТСКОГО ЗАЛИВА**

Описано строение зоны надвига Гречишкина — крупного разрывного нарушения, по которому меловые толщи хр. Кумроч надвинуты на миоценовые отложения тюшевской серии, слагающие восточные отроги этого хребта. Эти миоценовые отложения содержат обломки пород, снесенных с востока, со стороны океана, и сопоставимы с породами восточного борта Тюшевского миоценового прогиба в Кроноцком районе. Предполагается, что в районе Камчатского залива западный борт этого прогиба перекрыт по надвику Гречишкина, горизонтальная амплитуда которого достигает здесь 15—20 км.

В 1935 г. Л. А. Гречишкиным на восточном побережье Камчатки был описан крупный разрыв, протягивающийся от поселка Усть-Камчатска к Кроноцкому перешейку (рис. 1). Предполагалось, что по этому разрыву, известному теперь как надвиг Гречишкина, более древние третичные толщи богачевской серии надвинуты на более молодые образования тюшевской серии. Более поздними работами в Кроноцком районе существование надвига было подтверждено и было показано, что здесь он разделяет две разновозрастные, но различные по строению структурно-фациальные зоны Тюшевского прогиба; Богачевскую, чешуйчато-складчатую и Ольгинскую, где интенсивность складчатых дислокаций существенно меньше и где складки по направлению к востоку постепенно затухают (Плешаков, Несвит, 1958; Белова и др., 1961; Арсанов, 1978; Шапиро, 1976). По сути дела надвиг Гречишкина в Кроноцком районе является наиболее восточным из системы сопряженных чешуйчатых надвигов Богачевской зоны. Амплитуда горизонтального перемещения этой передовой чешуи по данным геологического картирования достигает как минимум первых километров. Кроме того, на геологических картах хорошо видно, что в северной части Кроноцкого перешейка линия надвига отклоняется к востоку, где он срезает подходящие к нему с юга складки Ольгинской зоны. Здесь его амплитуда может возрастать.

Севернее, на побережье Камчатского залива и к западу от Усть-Камчатска, надвигом Гречишкина называется крупный разрыв, отделяющий сложную дислоцированные, лишенные макрофауны толщи хр. Кумроч от полого залегающих, охарактеризованных моллюсками олигоценых и нижнемиоценовых толщ, выходящих на мысе Красном, в устье р. Третьей (пос. Шубертово), на мысе Крюгера, в бассейнах рек Угольная и Горбуша, в Малых Шеках р. Камчатки и севернее, у восточного подножия хр. Кумроч (ручей Путаный)¹. Разрывная природа этой линии не является общепризнанной. М. Ф. Двали (1936, 1955), а вслед за ним Н. А. Храмов и Ю. С. Салин (1966) считали эту границу нормальным стратиграфическим контактом миоценовой тюшевской серии (усть-кам-

¹ Поэтому параллелизация этого разрыва с надвигом Гречишкина Кроноцкого района, возможно, не вполне корректна. Более правильно сравнивать его с разрывами, ограничивающими Тюшевский прогиб с северо-запада.

чатской — по терминологии Н. А. Храмова и Ю. С. Салина) и залегающих выше немых толщ хр. Кумроч. В пользу этой точки зрения высказывались прежде всего структурные соображения о параллельности поверхности контакта напластованию в выше- и нижележащих породах.

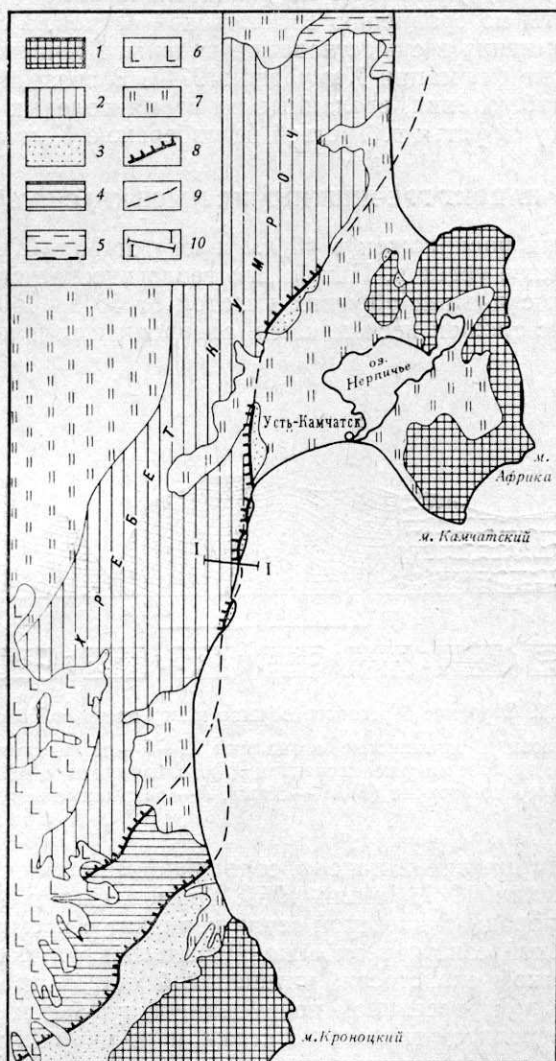


Рис. 1. Схема геологического строения района Камчатского залива

1, 2 — меловые и нижнепалеогеновые образования зоны восточных полуостровов (1) и Восточно-Камчатского антиклинория (2), 3—5 — олигоцен-миоценовые отложения восточного борта Тюшевского прогиба (3), западного борта Тюшевского прогиба (4) и северной части Восточно-Камчатского антиклинория (5), 6 — плиоцен-четвертичные эффузивы Восточно-Камчатского вулканического пояса, 7 — рыхлые плиоцен-четвертичные отложения, 8 — надвиги, 9 — предполагаемые надвиги, 10 — линия профиля (рис. 4)

М. Ф. Двали сопоставлял немые толщ хр. Кумроч с богачевской серией Кроноцкого района, которая по его представлениям залегает там выше тюшевской. Отсутствие палеонтологической датировки пород хр. Кумроч и вообще древних толщ восточных хребтов не позволяло однозначно решить этот вопрос. В настоящее время возраст ряда толщ восточных

хребтов определяется как меловой на основе находок обломков раковин иноцерамов. Однако толщи, распространенные на востоке хр. Кумроч (ветловская свита), все еще лишены макропалеонтологической характеристики, и хотя определения фораминифер (Петров и др., 1966; Марков и др., 1969) указывают на значительно более древний возраст ветловской свиты по сравнению с тюшевской серией, в литературе еще встречаются сомнения в существовании надвига Гречишкина (Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки, 1974). В связи с этим приобретают интерес наблюдения, сделанные во время полевых работ на мысе Красном и к югу от устья р. Третьей на побережье Камчатского залива.

НАДВИГ ГРЕЧИШКИНА НА МЫСЕ КРАСНОМ

Мыс Красный расположен в 45 км к югу от Усть-Камчатска, непосредственно южнее устья р. Пятой. Его геологическое строение хорошо видно в крутых скальных обрывах высотой от 50 до 150 м. Выступающий в море мыс сложен песчаниками, алевролитами и конгломератами

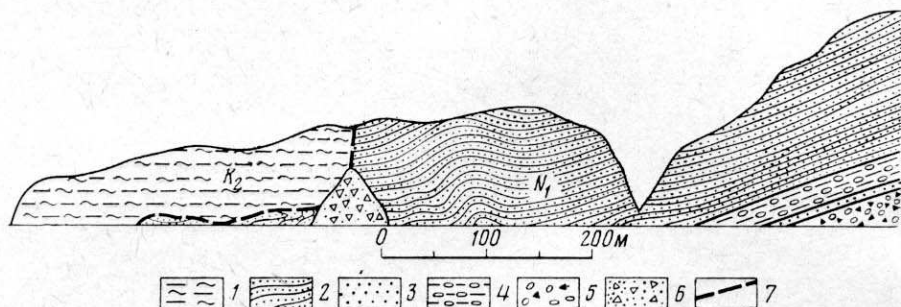


Рис. 2. Строение берегового обрыва к югу от мыса Красный

1 — ветловская свита, кремнистые аргиллиты, 2—5 — тюшевская серия: песчаный флиш (2), грубозернистые песчаники (3), алевролиты с обломками (4), конгломерато-брекчии (5), 6 — осыпь, 7 — разрывные нарушения

тюшевской серии нижнего миоцена, содержащими обильную фауну моллюсков (Гречишкин, 1937; Двали, 1955; Храмов, Салин, 1966). К северу и югу от мыса породы тюшевской серии граничат с кремнистыми аргиллитами ветловской свиты, резко отличающимися от тюшевских пород отсутствием четкой слоистости, интенсивной общей трещиноватостью, отсутствием мелкой рассеянной полированной гальки и гравия, характерных для алевролитов тюшевской серии, и по ряду других признаков. К северу от мыса граница этих толщ проходит по вертикальному разрыву северо-северо-восточного простирания. Ветловская свита, тюшевская серия и разделяющий их разрыв перекрыты здесь шлаками и базальтами небольшого четвертичного вулкана.

К югу от мыса Красного граница тюшевских и ветловских пород выглядит несколько иначе (рис. 2). Тюшевская серия образует здесь пологую моноклиналь, наклоненную на юг и осложненную плавными пологими изгибами слоев. Наиболее низкие части видимого берегового разреза серии недоступны непосредственному наблюдению из-за непропуска, южнее которого выходят снизу вверх.

1. Конгломерато-брекчии, состоящие из несортированных окатанных и угловатых обломков в песчано-алевролитовом цементе. Среди неокатанных обломков, достигающих 10—15 см, преобладают песчаники, аналогичные тем, что залегают выше по разрезу, а в окатанных наряду с этими песчаниками и обломками известковых стяжений много эффузивов: базальтов, андезитов, дацитов и липаритов, а также кремнистых

пород. В виде единичных обломков присутствуют габброиды, гранитоиды и жильный кварц. Наблюдается неясная грубая слоистость. Мощность 25 м.

2. Тонкослоистые крупно- и грубозернистые песчаники с обильным растительным детритом. Мощность 0,7 м.

3. Песчанистые алевролиты с многочисленными неокатанными и окатанными обломками. Слой близок по составу и строению к слою 1, но отличается преобладанием цемента над обломками и более четкой слоистостью за счет линз конгломерато-брекчий и прослоев песчаников. Мощность 15 м.

4. Песчанистый флишиод с многочисленными прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов в нижней части. Мощности прослоев аргиллитов во флише постепенно уменьшаются от 10—30 см в нижней части до 1—2 см в верхней. Видимая мощность 80 м.

По всей описанной толще, особенно в ее грубообломочных горизонтах содержатся растительный и раковинный детрит, раковины моллюсков, а иногда и обломки бурого угля размером до 5—6 см.

В 500 м к югу от не пропуска в верхней части обрыва виден вертикальный разрыв, по которому описанные выше тюшевские породы приведены в соприкосновение с обнаженными южнее породами ветловской свиты. Внизу этот контакт закрыт осыпью. К югу от осыпи основание обрыва по-прежнему сложено песчанистым флишиодом тюшевской серии, однако выше тюшевские породы перекрыты сильно дроблеными и ожелезненными по трещинам кремнистыми аргиллитами ветловской свиты, слагающими всю верхнюю часть обрыва. В нем они выглядят массивными, на свалившихся с обрыва крупных глыбах видны мелкие изоклинные складки. Сама линия контакта неровная: плавно изгибаясь, она то погружается под уровень пляжа, то поднимается над ним на 2—3 м, а в 200 м южнее осыпи погружается окончательно. Почти по всей плоскости контакта развиты тонкие (1—2 см) пропластки синих глин, обогащенных пиритом. Глины служат водоупором и почти вдоль всего контакта высачиваются грунтовые воды. Породы тюшевской серии вблизи контакта практически не раздроблены (хотя и более трещиноваты, чем в северной части обрыва) и их простираение в целом совпадает с простиранием контакта. Однако более детальные наблюдения показывают, что песчаники смяты здесь в мелкие лежащие изоклинные складки и местами непосредственно к контакту прилегают слои с опрокинутым залеганием, что устанавливается по градационной слоистости. Такие соотношения доказывают тектонический характер границы между тюшевской серией и ветловской свитой и существование здесь пологого разрывного нарушения.

НАДВИГ ГРЕЧИШКИНА К ЮГУ ОТ УСТЬЯ р. ТРЕТЬЕЙ

В 30 км севернее мыса Красного, к югу от устья р. Третьей контакт между тюшевской серией и ветловской свитой выглядит следующим образом (рис. 3). На протяжении первых 600 м от устья береговые обрывы на всю их высоту (от 30 до 80—90 м) сложены очень полого залегающими флишиодными отложениями тюшевской серии, сходными с отложениями, развитыми на мысе Красном, но с большей долей алевролитов и аргиллитов и без грубообломочных горизонтов. Они наклонены на запад и северо-запад под углами от 1—2° в северной части обрыва до 35° в южной части. Далее к югу вначале верхняя часть обрыва, а затем и его нижняя слагаются милонитами: пластичными, синими в невыветреном состоянии глинами, в обрыве которых часто видны реликты их первичной брекчиевидной обломочной структуры. Вся зона видимой мощностью до 150 м имеет стратифицированное строение с наклоном на запад, в склон, под углом около 45°. «Слои» мощностью от первых метров до

первых десятков метров различаются по степени переработки обломков исходных пород, часть которых сохраняет реликты первичной структуры. В нижней части зоны в обломках преобладают песчаники тюшевской серии. По тектоническим глинам развиваются крупные оползны-оплывины, что затрудняет наблюдение над внутренним строением зоны разрыва. В 300 м южнее полоса тектонических глин нарушена поперечным к берегу субвертикальным разрывом, к югу от которого они сохраняются только в верхней части обрыва, в то время как нижняя его часть слагается туфобрекчиями, гналокластитами и подушечными лавами ба-

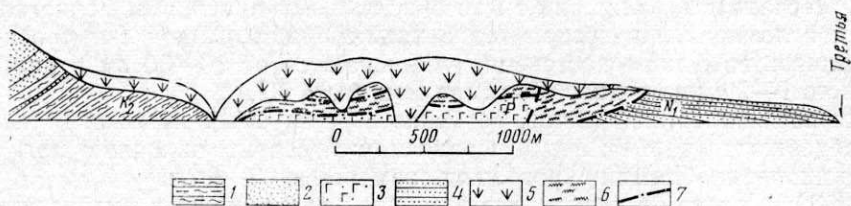


Рис. 3. Строение берегового обрыва к югу от устья р. Третьей

1, 2 — ветловская свита: кремнистые аргиллиты (1), песчаники (2), 3 — козловская (?) свита, туфобрекчин, подушечные лавы, 4 — тюшевская серия, песчаный флиш, 5 — закрытый склон, 6 — милониты, 7 — разрывные нарушения

зальтов. Изредка встречаются глубослоистые псефитовые туфы. В целом для этих пород характерен пологий наклон на запад-юго-запад, но надежного определения кровки и подошвы в них сделать не удалось. По положению подушек в базальтах можно предположить, что они имеют опрокинутое залегание. Тектонические глины, слагающие обрыв выше базальтовой толщи, обнажены плохо, но в составе содержащихся в них обломков здесь преобладают кремнистые породы ветловской свиты. Мощность этих глин к югу быстро снижается и верхняя часть склона в 2 км к югу от устья р. Третьей сложена сильно дроблеными, но не подвергавшимися сильной переработке кремнистыми аргиллитами ветловской свиты. В 3 км к югу от устья зона тектонических глин срезается береговой линией, и южнее берег сложен только породами ветловской свиты, среди которых в районе кекура Палец залегает мощный пласт песчаников с нормальным запад-юго-западным падением.

И в этом случае тектонический характер пород ветловской свиты и тюшевской серии не вызывает сомнений. Главными его отличиями от контакта на мысе Красном являются наличие мощной зоны дробления и милонитизации и появление в зоне надвига блока базальтовых пород. Аналогичные породы, залегающие в виде узких тектонических клиньев между ветловской и тюшевской сериями, отмечались и севернее, в бассейне р. Горбуша, А. С. Арсановым и М. Н. Шапиро в 1966 г. Возраст их точно не установлен, но литологически они наиболее близки к палеогеновым породам козловской свиты, подстилающим тюшевскую серию на Кроноцком полуострове, и к аналогичным породам верхов палеогеновой столбовской серии на п-ове Камчатского мыса (баклановская свита).

АМПЛИТУДА ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПО НАДВИГУ ГРЕЧИШКИНА

Оценить амплитуду надвига на побережье Камчатского залива прямыми картировочными методами невозможно — слишком незначительны по площади выходы тюшевской серии к востоку от него. Однако это можно сделать исходя из сравнения развитых здесь тюшевских отложений с аналогичными образованиями Кроноцкого района. Как известно, там Тюшевский прогиб имеет асимметричное строение и его борта резко

отличаются как по структуре, так и по строению выполняющих его формаций. В частности, олигоцен-миоценовые отложения его западного борта представлены более глубоководными фациями по сравнению с отложениями восточного борта. Отличаются они и по составу обломочного материала. Если на западном борту прогиба в составе обломков преобладают породы Восточного хребта: кремни, туфы, спилиты, то на восточном борту резко преобладают пироксен-плагиоклазовые базальты, источником которых являются палеогеновые толщи Кроноцкого полуострова. Наряду с ними в составе обломков здесь отмечаются кислые эффузивы, аспидные сланцы, амфиболиты и другие породы, не обнаженные ныне ни на Кроноцком полуострове, ни к западу от Тюшевского прогиба. Учитывая общую палеогеографическую обстановку, необходимо прийти к выводу, что источник этого материала располагался к востоку от современной береговой линии (Арсанов, 1973; Шапино, 1976).

В свете этих данных состав грубообломочных пород тюшевской серии на мысе Красном приобретает особый интерес. Несмотря на то что выходы миоценовых пород располагаются здесь в непосредственном контакте с ветловской свитой, в них практически отсутствуют крупные обломки специфических для этой свиты пород: кремнистых аргиллитов, зеленатых глинистых кремней, ярких яшм и известняков, полимиктовых песчаников, в составе которых преобладают андезиты, кремни и аргиллиты. Если исключить явно местные миоценовые песчаники и конкреции (часто содержащие фауну), то основная часть крупных обломков сложена пироксен-плагиоклазовыми базальтами, аналогичными палеогеновым базальтам восточных полуостровов. Кроме них здесь отмечены габброиды, мелкозернистые граниты, андезиты, дациты и особенно обильные липарито-дациты и липариты с крупными вкрапленниками кварца. Во вкрапленниках липаритов наряду с кварцем постоянно присутствует плагиоклаз и в подчиненном количестве роговая обманка или биотит, в большинстве случаев хлоритизированные. Основная масса либо сложена мелкозернистым аллотриомофным агрегатом кварца и полевого шпата, либо имеет сферолитовую структуру. Часто отмечается макро- и микробрекчиевая текстура. В единичных гальках отмечены туфы и туфолавы с игнимбритовой текстурой. Подобные породы, а также граниты со значительным количеством калиевого полевого шпата в хр. Кумроч отсутствуют. На п-ове Камчатский мыс в нижней части палеогенового разреза описаны плагиолипариты (устное сообщение В. А. Селиверстова), но более всего липариты из обломков напоминают палеогеновые липариты о. Медного (Mogozewicz, 1925; Казакова и др. 1976). Такой состав обломочного материала в тюшевской серии на мысе Красном исключает возможность ее формирования за счет размыва Восточного хребта и еще раз доказывает существование в миоценовое время источника сноса (суши) к востоку от современной береговой линии Камчатки. Вместе с тем это говорит о том, что миоценовые толщи, развитые на побережье Камчатского залива, принадлежат не к западному, а к восточному борту Тюшевского прогиба. Косвенным подтверждением такого вывода является относительно простая тектоническая структура и очень пологое залегание тюшевской серии на обоих участках, что резко отличает их от крутых изоклинальных складок Богачевской зоны Тюшевского прогиба. Общий фациальный облик толщи с обилием грубообломочных горизонтов, фауны моллюсков и крупных обломков угля также близок к миоценовым отложениям восточного борта Тюшевского прогиба в Кроноцком районе. Наконец, становится понятной приуроченность к надвику блоков пород, близких по составу к палеогеновым отложениям восточных полуостровов. Все это указывает на то, что по надвику Гречишкина ветловская свита хр. Кумроч надвинута на восточный борт Тюшевского прогиба.

Такие соотношения могли возникнуть в двух случаях. Во-первых, если хребет Кумроч первоначально был перекрыт третичными толщами западного борта Тюшевского прогиба, которые впоследствии были полностью размыты. В этом случае надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива должен рассматриваться прежде всего как крутой взброс, а его пологие участки должны быть локальными и приповерхностными. С другой стороны, такие же соотношения могли здесь возникнуть, если западный борт Тюшевского прогиба перекрыт толщами хр. Кумроч по пологому надвигу (рис. 4).

Судя по Кроноцкому району (Шапиро, 1976), олигоцен-миоценовые отложения западного борта Тюшевского прогиба представлены тюшев-

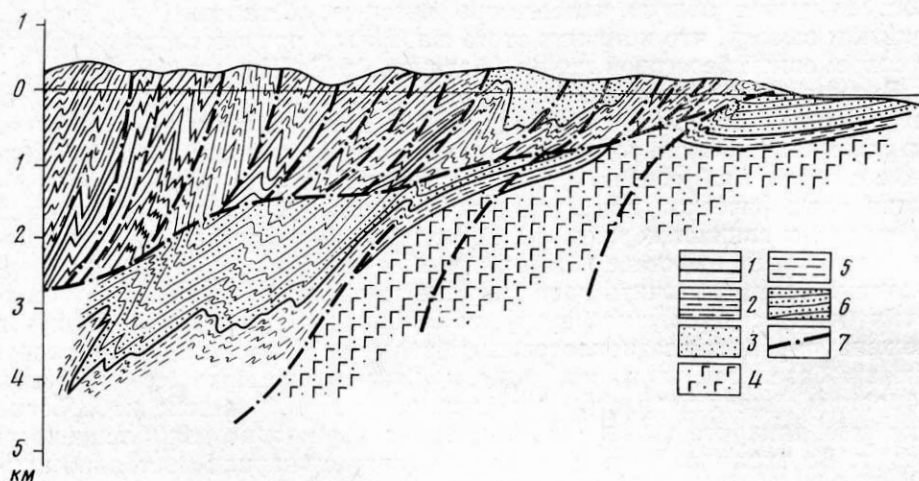


Рис. 4. Гипотетический разрез восточного склона хр. Кумроч на побережье Камчатского залива

1—3 меловые отложения: нижняя (1), средняя (2) и верхняя (3) подсвиты ветловской свиты, 4 — палеоцен-эоценовые образования — кроноцкая серия, 5 — олигоценные отложения: чажминская и ракинтинская свиты, 6 — олигоцен-миоценовые отложения: тюшевская серия, 7 — разрывные нарушения

ской серией — преимущественно флишевыми толщами, образующими непрерывный разрез мощностью свыше 2000 м. Нижняя часть олигоцена представлена чажминской свитой — кремнистыми и туфогенными аргиллитами, мощность которых также превышает 2000 м. Чажминская свита подстилается тундровской — терригенными толщами мощностью до 4 км, относящимися, вероятно, к верхам эоцена. В хр. Кумроч, где все эти свиты отсутствуют, дислоцированные доолигоценные толщи перекрыты лежащими горизонтально осадочно-вулканогенными образованиями верхнего плиоцена (тумрокский комплекс). Следовательно, если эоцен-миоценовый разрез западного борта Тюшевского прогиба мощностью до 8 км перекрывал хр. Кумроч, то он был полностью размыт в течение позднего миоцена и раннего плиоцена. У нас нет никаких свидетельств поднятий столь значительной амплитуды и доказательств столь глубокой предплиоценовой денудации. Во всех других районах Камчатки, где накапливались миоценовые толщи даже значительно меньшей мощности, эти толщи в той или иной степени сохранились в современном срезе. Сохраняются они и непосредственно к северу от хр. Кумроч (мыс Тупой), но здесь они резко отличаются от разрезов Тюшевского прогиба и близки к разрезам п-ова Озерного и о. Карагинского, принадлежащим к более западной фациальной зоне — Центрально-Камчатскому прогибу (Геология СССР, т. XXXI, 1964). Это не позволяет считать надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива крутым взбросом. Кроме

того, чисто вертикальными движениями по этому разрыву трудно объяснить соотношения доолигоценовых разрезов хр. Кумроч и восточных полуостровов. Эти разрезы отличаются прежде всего отсутствием в хр. Кумроч мощной вулканогенно-осадочной серии палеоцен—эоцена, широко развитой на полуостровах и в виде блоков встреченной непосредственно в зоне надвига Гречишкина. Если эта толща в хр. Кумроч размыта, то это увеличивает необходимое поднятие еще на несколько километров, а если фациально видоизменяется, то удивляет отсутствие перерывных разрезов.

Некоторые из этих соотношений лучше объясняются вторым решением, согласно которому толщи хр. Кумроч перекрывают западное крыло Тюшевского прогиба по пологому надвику, выходящему вдоль побережья Камчатского залива. В этом случае получают естественное объяснение морфология разрыва, его парагенез со сжатыми, изоклинальными, опрокинутыми на восток складками как висячем, так и в лежащем крыле, сближение разнотипных доолигоценовых разрезов хр. Кумроч и восточных полуостровов, соотношения олигоцен-миоценовых толщ северной части хр. Кумроч и Тюшевского прогиба. Поэтому второе решение кажется нам более вероятным. В этом случае оценить амплитуду горизонтального перемещения по надвику Гречишкина на побережье Камчатского залива можно исходя из той же аналогии с Кроноцким районом, где ширина западного борта прогиба (Богачевской структурно-фациальной зоны) достигает 15—20 км.

Этот вывод, хотя и не может считаться единственно возможным, имеет принципиальное значение для прогноза глубинного строения Восточной Камчатки и прежде всего для оценки этой территории с точки зрения поисков нефти и газа. Тюшевский прогиб известен как перспективный, хотя и геологически сложный район, где имеются естественные выходы нефти и где велись нефтепоисковые работы. В то же время естественные нефтепроявления имеются и к западу от него, на восточных склонах хребтов Гамчен и Кумроч (Белова и др., 1961; Баженова и др., 1965). Если в северной части Тюшевского прогиба его западное крыло перекрыто по надвику Гречишкина более древними породами, то в будущем возможны поиски месторождения и под этим надвигом.

ВЫВОДЫ

1. Полевые наблюдения на побережье Камчатского залива подтверждают существование здесь надвига Гречишкина — пологого нарушения, по которому ветловская свита мелового (?) возраста надвинута на миоценовую тюшевскую серию, слагающую несколько небольших мысов.

2. Состав обломочного материала в породах тюшевской серии указывает на их близость к разрезам восточного борта Тюшевского прогиба в Кроноцком районе.

3. Наиболее вероятное объяснение этих соотношений — перекрытие западного борта Тюшевского прогиба надвигом Гречишкина, горизонтальная амплитуда которого на побережье Камчатского залива может достигать 15—20 км. Этот вывод имеет значение для ориентировки нефтепоисковых работ на Восточной Камчатке.

Литература

- Арсанов А. С. Палеогеография Восточной Камчатки в миоцене.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 78, № 3.
- Арсанов А. С. Опыт естественного стратиграфического расчленения разреза олигоцен-миоценовых отложений Кроноцкого района Восточной Камчатки.— В сб.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии. Изд-во МГУ, 1978.
- Баженова О. К., Ковалев В. М., Хотин М. Ю. Естественное проявление нефти в хребте Кумроч.— Вopr. географии Камчатки, вып. 1. Петропавловск-на-Камчатке, 1965.

Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М., Грязнов В. П., Дабкин И. Е. Жегалов Ю. В., Карбивничий И. Н., Кленов Е. П., Крылов В. В., Титов В. И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск. «Наука», 1974.

Геология СССР, т. XXXI, ч. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., «Недра», 1964.

Гречишкин Л. А. Геологические исследования восточного берега полуострова Камчатки (р. Андриановка — р. Камчатка).— Тр. Нефт. геол. разв. ин-та, сер. А, вып. 77, 1937.

Двали М. Ф. К познанию геологического строения восточного побережья полуострова Камчатки (р. Камчатка — р. Карага).— Тр. Нефт. геол. разв. ин-та, сер. А, вып. 82, 1936.

Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки.— Тр. ВНИГРИ, спец. сер., вып. 16, 1955.

Казакова Э. Н., Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И. Риолиты острова Медного (Командорские острова).— Геол. и геофизика, 1976, № 1.

Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов Б. К. О характере сочленения Алеутской дуги со структурами восточных хребтов Камчатки.— Геотектоника, 1969, № 5.

Петров В. С., Цикунов А. Г., Прокин А. А. Стратиграфия отложений вулканогенно-кремнистой итерригенной формаций Валагинского хребта.— В сб.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966.

Плешиakov И. Б., Несвит Д. С. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Кроноцкого района восточного побережья Камчатки.— В сб.: Геология и геохимия, № 2, (8). Л., Гостоптехиздат, 1958.

Храмов Н. А., Салин Ю. С. Некоторые вопросы стратиграфии Восточной Камчатки.— В сб.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966.

Шапиро М. Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М., «Наука», 1976.

Morozewicz I. Komandory. Studium geographiczno-pszvrodnicze. Warszawa, 1925.