

М. М. МОСКВИН, М. А. СЕМИХАТОВ

ПОДВООПОЛЗНЕВЫЕ НАРУШЕНИЯ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ
И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДАГЕСТАНА

При проведении геологических исследований в Дагестане авторами было обращено внимание на широкое развитие среди верхнемеловых и палеогеновых отложений подводнооползневых нарушений слоистости. Полученные данные показывают, что эти своеобразные явления распространены гораздо шире, чем было известно в литературе, и позволяют связать их появление с развитием тектонических структурных форм изученной территории.

Верхнемеловые отложения Дагестана представлены мощной, литологически однообразной, но изменчивой в деталях своего строения толщей известняков и мергелей, среди которых в южных выходах (реки Рубас-чай и Цмур-чай, Акушинская, Буцринская синклинали и другие) подчиненное положение занимают известковистые песчаники. Содержащиеся в этих породах остатки фауны дают возможность выделить в них аналоги всех ярусов верхнего мела — от сеноманского до датского. В подавляющем большинстве разрезов серия верхнемеловых отложений непрерывна и лишь в немногих пунктах могут быть установлены признаки незначительных локальных перерывов.

Основанием для верхнемеловой толщи служат темные мергелистые глины, с прослоями мергелей и известняков, относящиеся к верхней, инфлятовой зоне альба. Переход от них к покрывающим породам сеноманского яруса в большинстве случаев также не имеет признаков размыва. Исключением в этом отношении являются долина р. Уллу-чай, поднятия восточной антиклинальной зоны и Эльдамский купол.

В кровле верхнего мела залегают мергели и известняки так называемой фораминиферовой свиты, более ограниченно распространенные и развитые главным образом в полосе предгорий. В горном Дагестане они сохранились на небольших обособленных участках, приуроченных к наиболее прогнутым частям синклиналиных складок. Более высокие горизонты палеогена представлены глинами майкопской свиты.

Первые подводнооползневые нарушения в разрезе верхнего мела появляются в верхней части сантонских отложений, в крайних юго-западных выходах по рр. Келой-ахк и Ригахой-ахк. Среди правильно слоистых сантонских известняков с подчиненными прослоями мергелей здесь прослеживается четко ограниченная 5—10-метровая пачка сходных пород, смятых в мелкие, весьма неправильные, дисгармоничные складки. Обращает внимание обилие линзовидных и караваеподобных, различно ориентированных включений известняков со сглаженными поверхностями, местами придающих пачке конгломератовидный облик.

Сходный характер нарушений слоистости пород наблюдается на том же стратиграфическом уровне на северном крыле Ансалтинской синклинали у оз. Кезеной-Ам. Значительно более интенсивные деформации пород верхней части сантонского и нижней части кампанского яруса приурочены к южному крылу этой складки. В высоких, обрывистых берегах р. Ансалта хорошо обнажена мощная, достигающая 70 м, пачка известняков, изогнутых в виде неправильных, прихотливо расположенных складок (фиг. 1). Некоторые, обычно более мощные прослои известняков распадаются на линзовидные отдельности, подчеркивающие неоднородность слоистости пород. Интересно отметить, что нарушениями затронуты и кремневые конкреции в известняках, нередко оказывающиеся причудливо изогнутыми и разорванными.



Фиг. 1. Подводнооползневые нарушения слоистости в верхней части сантонских и нижней части кампанских отложений по р. Ансалте

Так же как и на р. Келой-ахк, нарушенная пачка располагается среди нормально слоистых известняков, отделяясь от них четкими границами. От р. Ансалта она поднимается к югу, в направлении восстания слоев, и может быть прослежена вдоль южного борта Ансалтинской синклинали на протяжении около 8—9 км, вплоть до р. Цибилта. К востоку от этой реки нижняя часть кампанских и верхняя часть сантонских отложений уничтожена современной эрозией. Эта пачка наблюдается снова в обрывистых западных склонах вершин, обрамляющих перевал Андийские ворота, и характеризуется здесь столь более интенсивной нарушенностью слоев.

Двигаясь далее в том же направлении, мы встречаем описываемый горизонт у подножий горы Цоболго, откуда он непрерывно прослеживается на протяжении около 15 км в обрыве левого берега р. Тлярота до аула Тлярота. Его мощность на всем этом расстоянии примерно одинакова и достигает 60—80 м.

Установить дальнейшее распространение нарушенной пачки сантонских и кампанских пород затруднительно из-за плохой обнаженности этих частей разреза. Можно считать вероятным, однако, развитие ее и к востоку от аула Тлярота. В пользу этого говорят подводнооползневые нарушения, наблюдавшиеся в средней части сантон-кампанской толщи в недоступном северном обрыве плато Бетли. Последний пункт занимает, по видимому, краевое положение в области распространения нарушений сантонских и кампанских известняков. В изученных разрезах на южных склонах хребта Салатау, в южной части плато Бетли и Гимрийском

каньоне, так же как и на территории всего Восточного Дагестана, подобные деформации обнаружены не были.

Отсутствуют нарушения слоистости в породах и непосредственно к северу от бассейна р. Тлярота. Уже в 7—8 км от нее, в верховьях р. Акташ известняки сантона и кампана имеют совершенно нормальную слоистость.

На объяснении возможных причин столь быстрого исчезновения к северу пачки, прослеживающейся в широтном направлении на протяжении более чем 50 км, остановимся ниже. Здесь же отметим лишь, что в верховьях р. Акташ мощность сантонских и кампанских пород составляет всего 140 м, в то время, как по р. Тлярота она достигает 470 м.

Несколько более выдержаны описываемые деформации к югу от р. Тлярота. После значительного перерыва в обнажении рассматриваемые горизонты верхнего мела вновь появляются на поверхность в хребте Кильдыр-Меэр-Канчитль. Трудная доступность этих выходов не позволяет уверенно расчленил сантонские и кампанские отложения. Примерно в средней части единой толщи сантон-кампанских известняков здесь вновь наблюдаются подводнооползневые деформации слоев. Морфологически они несколько отличны от описанных выше. В этом разрезе обращает на себя внимание обилие незатронутых нарушениями 1—3-метровых пачек известняков, заключенных среди интенсивно деформированных пород. По простиранию такие пачки как бы вовлекаются в нарушения и поэтому не могут считаться отторженцами более древних пород.

Как отмечалось уже выше, в других районах Дагестана подводнооползневые деформации в верхней части сантонских и в нижней части кампанских отложений отсутствуют. Они локализовались, повидимому, в сравнительно узкой, вытянутой в широтном направлении зоне, располагающейся в области современного левобережья р. Андийское Койсу. Приведенный фактический материал позволяет, как нам кажется, считать, что на всем протяжении этой зоны от р. Келой-ахк на западе до северной оконечности плато Бетли на востоке, в верхнем сантоне и нижнем кампане подводные оползания осадков были развиты повсеместно и, очевидно, очень близко совпадали по времени своего образования.

В более поздние этапы верхнемеловой истории подводные оползни не охватывали столь крупных единых площадей, но были распространены значительно шире на территории Дагестана.

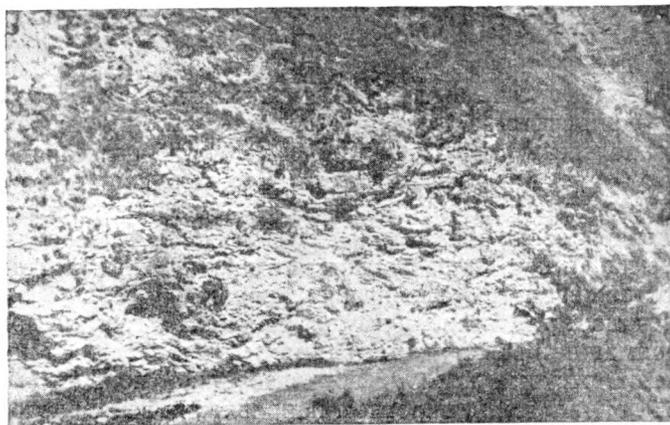
В нижнемаастрихтских отложениях небольшие нарушения слоистости наблюдались лишь на северном крыле Ансалтинской синклинали, в подножье горы Азаль и у оз. Кезеной-Ам.

Более широко развиты деформации верхнемаастрихтских пород. В пределах Ходжалмахинской синклинали, севернее аула Карлобко в верхней части маастрихта выделяется 10—15-метровая пачка прихотливо изогнутых песчанистых известняков и мергелей. Нарушенность слоев подчеркивается расположением горизонтов уплотненных, окремнелых отложений. Как нижележащие горизонты маастрихтских отложений, так и вышележащие датские породы характеризуются здесь вполне нормальным залеганием.

Несколько севернее, в Уринской синклинали складке, верхняя 25—30-метровая пачка маастрихтских известняков сильно перемята и местами приобретает неоднородный глыбовой характер. В породах этой пачки заключены крупные глыбы серого очень плотного известняка, размером до 2—3 м, расположенные часто несогласно с общей слоистостью толщи. По направлению к северу интенсивность подводнооползневых нарушений постепенно уменьшается, и на северном крыле Уринской складки отсутствуют какие-либо признаки деформации маастрихтских известняков.

Значительно более своеобразно залегание маастрихтских пород в пределах Ансалтинской синклинали. В приосевых частях последней, проре-

занных долиной р. Ансалта, слабые нарушения слоев наблюдаются еще у кровли нижнемаастрихтской толщи. Они выражены обычно лишь в появлении крупных линзовидных и караваеподобных отдельностей, которые облекаются и как бы обтекаются окружающей породой. Слои вмещающих известняков местами изогнуты в пологие, неправильные мелкие складки. Степень нарушенности быстро возрастает вверх по разрезу, и среди интенсивно перемятых пород появляются включения различных как по размерам, так и по составу глыб известняков (фиг. 2 и 3). Наряду с гигантскими отторженцами, достигающими объема в несколько тысяч кубических метров, присутствуют и более мелкие глыбы и обломки. Эти включения не несут на себе никаких признаков окатывания или иной обработки; их



Фиг. 2. Глыбы коньякских и сантон-кампанских пород в известняках верхнего маастрихта по р. Ансалте

очертания всегда угловаты и неправильны. Вместе с ними в значительном количестве встречается и окатанная известняковая галька.

Среди глыб можно различить две разновидности. Одна из них сложена белыми пелитоморфными известняками с подчиненными прослоями мергелей и содержит остатки сантонских и кампанских ископаемых, другая состоит из красных тонкослоистых известняков, в которых удавалось находить раковины коньякских *Ipocogatus involutus* Sow. Интересно отметить, что в нижней части глыбовой толщи встречаются отторженцы лишь первого типа, в то время как в верхней, наряду с ними, заметную роль играют и глыбы коньякских известняков.

В породах, слагающих отторженцы, сохраняется правильная слоистость, обусловленная чередованием известняков и мергелей. По отношению к общему залеганию вмещающих известняков глыбы ориентированы весьма прихотливо, без видимого плана и порядка.

Мощность глыбовой толщи на р. Ансалта составляет 140—150 м, суммарная же мощность маастрихтских пород с нарушенной слоистостью достигает здесь 250 м. Несмотря на столь значительную мощность, описанная толща не выдержана на площади. При движении от центральных частей Ансалтинской синклинали к ее северному крылу, в обрывистых берегах р. Ах-кетэ можно наблюдать постепенное сокращение числа глыб и одновременное уменьшение степени перемятости верхнемаастрихтских пород. Уже у южного берега оз. Кезеной-Ам, а также по всему северному борту Ансалтинской складки отложения этого возраста представлены нормальнослоистыми известняками. Напротив, на южном крыле Ансалтинской

синклинали, над аулами Шодрода, Ансалта и Тандо глыбовая толща маастрихта развита весьма широко. В сложении вмещающих глыбы пород, наряду с обычными тонкозернистыми светлыми известняками, заметную роль здесь играют крупнозернистые органогенно-обломочные известняки, среди которых прослеживаются прослои, нацело состоящие из скопления игл морских ежей из семейства *Cidaridae*. Также плохо выдержаны нарушения маастрихтских пород и в широтном направлении. Уже в 5 км к западу от р. Ансалта вся мощная 550-метровая толща маастрихта сложена нормально слоистыми известняками. К востоку от долины этой реки описанная глыбовая толща может быть прослежена на 3—4 км и далее срезается современной эрозией.

В датский век подводнооползневые процессы широко распространяются на площади Дагестана и захватывают новые территории. Нижние горизонты датского яруса затронуты нарушениями, повидимому, лишь в западных выходах. В бассейне р. Келой-ахк в основании датских пород залегает 15—20-метровая пачка глауконитовых известняков, глинистых мергелей и мелкогалечных конгломератов, слои которых смяты в мелкие резко дисгармоничные складки. Восточнее, в долине р. Ансалта на описанные выше деформированные породы маастрихта по резкой границе ложится ритмично построенная толща, состоящая из правильного чередования толстослоистых, слабоглауконитовых известняков и пакетов переслаивания мергелистых известняков и глинистых мергелей. Переход между этими слоями совершается постепенно, толстослоистые же известняки всегда очень резко отделены от подстилающих пород. В основании таких известняковых пачек, достигающих мощности 5—6 м, содержится мелкая галька и обычно наблюдаются слабые подводнооползневые нарушения. Интенсивность последних вверх по разрезу несколько возрастает.

Выше, также отделяясь резкими границами, располагается чрезвычайно неоднородная толща известняков, сложно перемятых и заключающих огромные отторженцы. Морфологически датская глыбовая толща очень близка к описанной выше маастрихтской, отличаясь от нее лишь меньшей мощностью (50—55 м) и составом глыб. В ней, кроме отторженцев сантон-кампанских и коньякских известняков, встречаются глыбы, сложенные серыми песчанистыми известняками с остатками верхнемаастрихтских морских ежей.

К северу от приосевых частей Ансалтинской синклинали число и размер глыб в описанной толще заметно сокращаются, что сопровождается ослаблением подводнооползневых нарушений. Уже в среднем течении р. Ах-кетэ, ниже аула Хой датские отложения не содержат глыб и характеризуются нормальной слоистостью. На южном крыле синклинали дат-

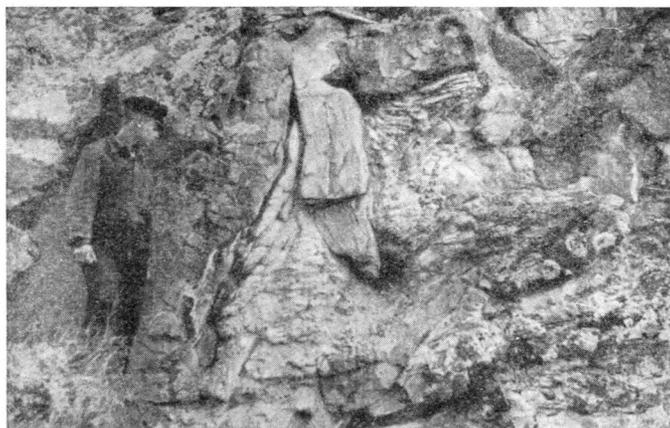


Фиг. 3. Подводнооползневые нарушения слоистости верхнемаастрихтских пород в осевой части Ансалтинской синклинали

ская глыбовая толща широко развита. Более выдержана она и в широтном направлении, прослеживаясь от г. Абдал-Забазуль на востоке до р. Келой-акх на западе. Следует отметить, что в пределах Ансалтинской синклинали верхние горизонты датского яруса, лежащие выше глыбовой толщи, не несут признаков оползания.

Довольно широко развиты подводнооползневые нарушения в датских породах в бассейне р. Акташ, на северо-западном склоне хребта Сала-тау. Отложения датского яруса здесь представлены тонкозернистыми известняками и мергелями, с прослоями массивных органогенно-детритусовых известняков, в основании обогащенных мелкой галькой.

Примерно в средней части этой 150-метровой толщи прослеживается пачка, в пределах которой слои мергелей и известняков оказываются силь-



Фиг. 4. Подводнооползневые нарушения слоистости датских пород по р. Акташ

но перемятыми и местами разорванными, плотные же детритусовые известняки залегают в виде крупных сглаженных линз (фиг. 4). В заметном количестве присутствует известняковая галька. С приближением к гребню хребта Сала-тау увеличивается мощность затронутых нарушениями пород и одновременно происходит сокращение общей мощности датских отложений. В этом же направлении наблюдается увеличение роли зернистых детритусовых известняков и обогащение галькой отдельных горизонтов расматриваемой толщи.

Напротив, к северу от хребта Сала-тау подводнооползневые деформации датских пород постепенно затухают и в районе аула Гуни больше не оказываются. Отсутствуют здесь и прослои органогенно-детритусовых известняков.

От северных склонов хребта Сала-тау пачка известняков с нарушенной слоистостью прослеживается к западу до р. Ярыксу. На всем этом протяжении отложения датского яруса сохраняют признаки ритмичного строения. Повидимому, связь подводных оползней с ритмично построенными толщами не случайна; она отмечается и в других районах.

В Восточном Дагестане подводнооползневые нарушения слоистости датских пород наблюдаются в пределах Урминской синклинали и на северном крыле Кадарской антиклинали. В берегах р. Хала-Горк, прорезающей южное крыло Урминской складки, можно видеть, как в отдельных горизонтах отложений датского яруса теряется правильная слоистость известняков, слои последних распадаются на линзовидные отдельные, появляется большое количество обломков и крупных глыб белых

и серых, часто очень плотных кремнистых известняков, и толща приобретает весьма неоднородный глыбовой характер. В составе таких включений здесь присутствуют, повидимому, исключительно датские породы.

Подводнооползновыми нарушениями затронута преимущественно средняя часть датской толщи. Интенсивность их уменьшается к северу, и на северном крыле Урминской синклинали складки отложения этого возраста залегают нормально. Нормальной слоистостью характеризуются датские известняки и в крайних восточных выходах у с. Губден и в долине р. Кака-озень. Таким образом, область развития рассматриваемых нарушений приурочена, повидимому, только к юго-восточной части Урминской синклинали.

Описанию подводных оползней верхнемеловых осадков этого района Дагестана посвящена статья Л. Н. Розанова (7). Судя по указанным в ней пунктам, автор ошибочно относит отложения датского яруса к сенону. Вслед за Л. Н. Розановым ту же ошибку повторяет Д. В. Дробышев (4).

В более северных выходах датских пород нарушения слоистости наблюдались лишь на северном крыле Кадарской антиклинали у сел. Верхний Дженгутай.

На прилагаемой карте суммарных мощностей верхнемеловых отложений Дагестана (фиг. 5) схематично показаны площади развития подводнооползневых явлений на различных стратиграфических уровнях. Подобное совмещение наглядно демонстрирует связь нарушений с определенными структурными элементами, определявшими распределение мощностей осадков. Более убедительно такая связь могла бы быть иллюстрирована серией карт для отдельных стратиграфических подразделений. В целях сокращения объема статьи в ней приводится лишь обобщенная схема, существенно не отличающаяся от карт мощностей сантон-кампанских, маастрихтских и датских отложений.

Как видно на этой карте, процессы подводного оползания сантонских и кампанских отложений локализовались в западной, испытавшей наиболее интенсивные нисходящие движения, части крупного прогиба, протягивающегося через весь современный Горный Дагестан. Соскальзывание еще не вполне затвердевших осадков происходило, очевидно, с поднятий, обрамлявших прогиб как с юга, так и с севера. Градиенты мощностей сантонских и кампанских пород составляют здесь 30—35 м/км, а местами достигают и 40 м/км. Особенно высокие градиенты отмечены на северном борту прогиба, в области современного водораздела рек Тлярота и Акташ. Именно этим, повидимому, и следует объяснить большее развитие подводных оползней вдоль северного склона прогиба по сравнению с южным.

Поднятия, ограничивающие описываемую зону больших мощностей, не сказывались заметно в изменении характера осадков. По макро- и микроскопическим признакам сантонские и большая часть кампанских пород всей этой области достаточно однообразны. Несомненно, мелководные органогенно-детритусовые известняки появляются на некоторых участках Северного поднятия (на водоразделе рек Тлярота и Акташ) в верхних горизонтах кампана. Как отмечалось уже выше, на этом стратиграфическом уровне оползневые нарушения не развивались.

В маастрихтский век происходит дальнейшая дифференциация территории Дагестана. Подводнооползневые явления в маастрихтских отложениях Ансалтинской синклинали следует связывать с активным ростом положительной структуры, располагавшейся непосредственно к югу от современной области распространения верхнего мела. Воздымание этой зоны превратило ее, повидимому, в цепь скалистых островов-кордильер, являвшихся источником поступления отторженцев в верхнемаастрихтский бассейн.

и серых, часто очень плотных кремнистых известняков, и толща приобретает весьма неоднородный глыбовой характер. В составе таких включений здесь присутствуют, повидимому, исключительно датские породы.

Подводнооползневые нарушения затронута преимущественно средняя часть датской толщи. Интенсивность их уменьшается к северу, и на северном крыле Урминской синклинали складки отложения этого возраста залегают нормально. Нормальной слоистостью характеризуются датские известняки и в крайних восточных выходах у с. Губден и в долине р. Кака-озень. Таким образом, область развития рассматриваемых нарушений приурочена, повидимому, только к юго-восточной части Урминской синклинали.

Описанию подводных оползней верхнемеловых осадков этого района Дагестана посвящена статья Л. Н. Розанова (7). Судя по указанным в ней пунктам, автор ошибочно относит отложения датского яруса к сенону. Вслед за Л. Н. Розановым ту же ошибку повторяет Д. В. Дробышев (4).

В более северных выходах датских пород нарушения слоистости наблюдались лишь на северном крыле Кадарской антиклинали у сел. Верхний Дженгутай.

На прилагаемой карте суммарных мощностей верхнемеловых отложений Дагестана (фиг. 5) схематично показаны площади развития подводнооползневых явлений на различных стратиграфических уровнях. Подобное совмещение наглядно демонстрирует связь нарушений с определенными структурными элементами, определявшими распределение мощностей осадков. Более убедительно такая связь могла бы быть иллюстрирована серией карт для отдельных стратиграфических подразделений. В целях сокращения объема статьи в ней приводится лишь обобщенная схема, существенно не отличающаяся от карт мощностей сантон-кампанских, маастрихтских и датских отложений.

Как видно на этой карте, процессы подводного оползания сантонских и кампанских отложений локализовались в западной, испытавшей наиболее интенсивные нисходящие движения, части крупного прогиба, протягивающегося через весь современный Горный Дагестан. Соскальзывание еще не вполне затвердевших осадков происходило, очевидно, с поднятий, обрамлявших прогиб как с юга, так и с севера. Градиенты мощностей сантонских и кампанских пород составляют здесь 30—35 м/км, а места достигают и 40 м/км. Особенно высокие градиенты отмечены на северном борту прогиба, в области современного водораздела рек Тлярота и Акташ. Именно этим, повидимому, и следует объяснить большее развитие подводных оползней вдоль северного склона прогиба по сравнению с южным.

Поднятия, ограничивающие описываемую зону больших мощностей, не сказывались заметно в изменении характера осадков. По макро- и микроскопическим признакам сантонские и большая часть кампанских пород всей этой области достаточно однообразны. Несомненно, мелководные органогенно-детритусовые известняки появляются на некоторых участках Северного поднятия (на водоразделе рек Тлярота и Акташ) в верхних горизонтах кампана. Как отмечалось уже выше, на этом стратиграфическом уровне оползневые нарушения не развивались.

В маастрихтский век происходит дальнейшая дифференциация территории Дагестана. Подводнооползневые явления в маастрихтских отложениях Ансалтинской синклинали следует связывать с активным ростом положительной структуры, располагавшейся непосредственно к югу от современной области распространения верхнего мела. Воздымание этой зоны превратило ее, повидимому, в цепь скалистых островов-кордильер, являвшихся источником поступления отторженцев в верхнемаастрихтский бассейн.

Существование этого поднятия подтверждается сильным сокращением мощности маастрихтских пород на южном крыле Ансалтинской синклинали по сравнению с ее центральными частями и появлением средних в крайних южных выходах весьма мелководных органогенно-обломочных известняков.

Северная зона поднятий в маастрихтский век, в отличие от сантонского, не проявляла себя развитием крупных подводных оползней. С ней можно связывать лишь сравнительно слабые нарушения в нижнемаастрихтских отложениях у озера Кезеной-Ам.

В породах маастрихтского яруса подводнооползневые нарушения впервые появляются и в Восточном Дагестане. Они обусловлены здесь существованием положительной структурной формы, располагавшейся между восточными частями современных Урминской и Ходжалмахинской синклинальных складок, что хорошо видно на прилагаемых совмещенных геологическом и фациальном профилях (фиг. 6).

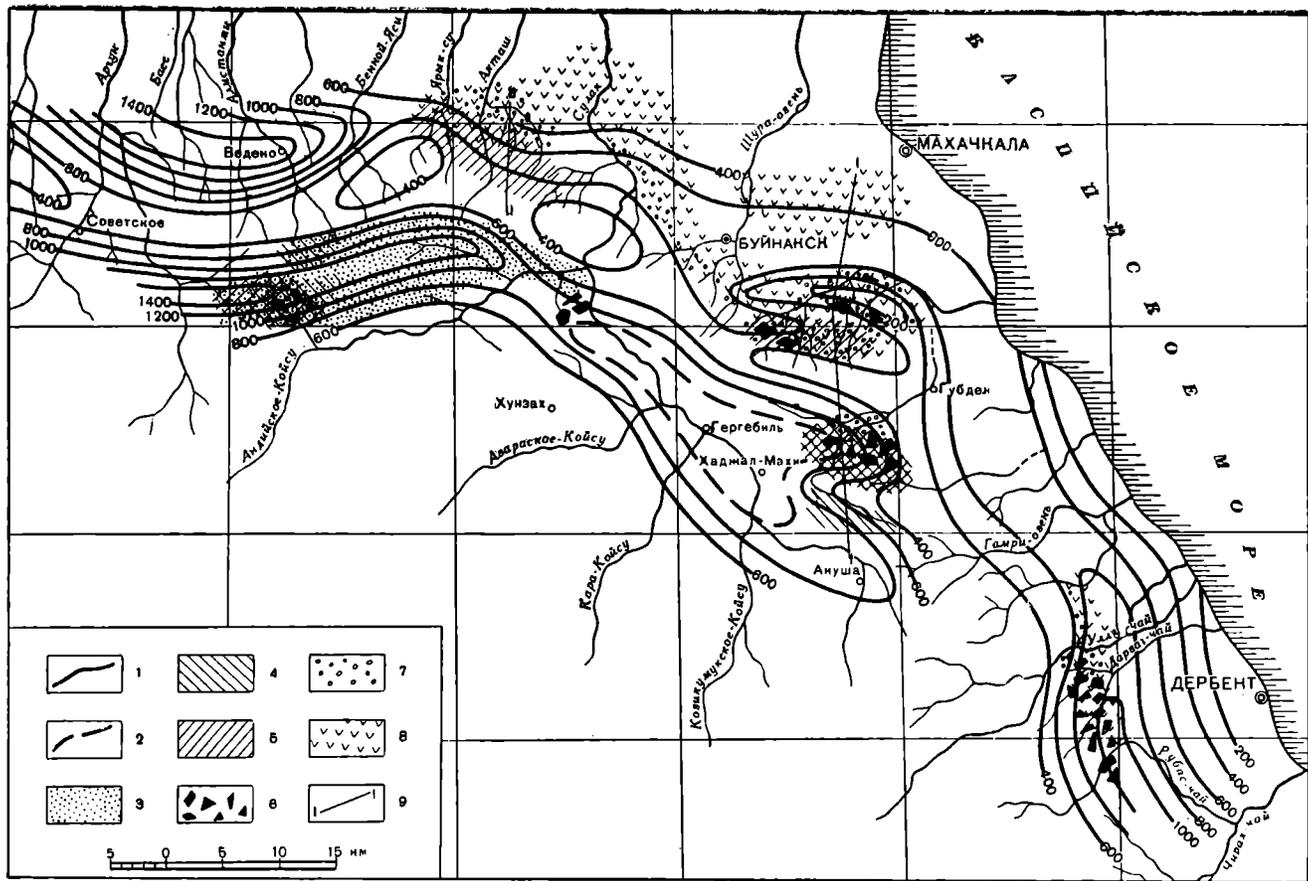
С этим поднятием связан, очевидно, и локальный размыв, наблюдающийся на границе маастрихтских и датских отложений севернее аула Карлобко. Описываемая структура продолжала существовать и в датский век, проявляя себя как в изменении мощностей, так и в распределении фаций осадков. В районах, расположенных к югу от нее, породы датского яруса представлены сильно песчанистыми известняками с подчиненными прослоями известковистых песчаников. Севернее, в отложениях этого возраста терригенная примесь практически отсутствует. Оказывая влияние на условия осадконакопления в течение всего датского века, эта зона поднятий в моменты наиболее активного развития вызывала оползание осадков на своем северном крыле.

В датский век значительное воздымание испытывает область современной Кадарской антиклинали, на северном крыле которой также местами отмечаются подводнооползневые нарушения слоев. В более ранние этапы верхнемеловой истории эта зона сказывалась в сокращении мощностей отложений (фиг. 6).

Подводнооползневые нарушения датских пород в бассейне р. Акташ приурочены, повидимому, к северному склону крупного поднятия, занимающего весь Тляротинско-Акташский водораздел и верхнее течение р. Сулак. На всей его площади в составе отложений датского яруса появляются прослои мелководных органогенно-детритусовых известняков с подчиненными им мелкогалечниковыми конгломератами. Количество подобных прослоев заметно увеличивается к своду поднятия (к современным Бергучинской и восточной части Варандинской антиклинали) при общем значительном сокращении в этом направлении мощностей датских пород.

Как мы увидим ниже, с разрастанием и некоторой миграцией этой структуры в более поздние моменты геологической истории связаны крупные нарушения слоев.

Попрежнему весьма активно развивается зона поднятий, расположенная непосредственно к югу от Ансалтинской синклинальной складки. В датский век эта зона охватывает новые территории, о чем говорит появление среди отторженцев глыб маастрихтских известняков. Небольшой возрастной разрыв между вмещающими породами (средняя часть датского яруса) и отторженцами (верхний маастрихт) свидетельствует об интенсивности восходящих движений: геологически недавние области седиментации становятся источником поступления в бассейн обломочного материала. В то же время возникшие поднятия отличались, очевидно, относительной устойчивостью и длительное время подвергались разрушению. Только при этом условии становится понятным обогащение верхних горизонтов маастрихтской и всей датской глыбовых толщ отторженцами коньякских пород.



Фиг. 5. Схематическая карта распространения подводнооползневых и обвалных нарушений в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана:

1 — изолинии мощности верхнемеловых отложений, сечение через 200 м. 2 — дополнительные изолинии, сечение через 100 м. Области распространения подводнооползневых и обвалных нарушений в; 3 — породах сангона и кампана, 4 — породах маастрихта, 5 — породах датского яруса, 6 — нижнеформаниферовых слоях, 7 — верхнеформаниферовых слоях, 8 — породах майкопской свиты, 9 — линия профилей

Развитие подводнооползневых и подводнообвальных процессов продолжалось и в последующей геологической истории северо-восточного Кавказа. Подобные нарушения в фораминиферовых и нижнемайкопских отложениях в ряде мест неоднократно уже отмечались в литературе (3, 5, 8, 10, 12, 13 и другие). Это дает возможность ограничиться лишь краткой характеристикой известных пунктов, остановившись на несколько более подробном описании слабо освещенной в этом отношении территории Горного Дагестана.

В мергелях пестроцвета, не обладающих ясной слоистостью, подводнооползневые нарушения, как правило, не распознаются. Однако широко распространены в них включения глыб подстилающих пород, преимущественно датских известняков.

В полосе предгорий такие включения наблюдаются в долинах рек Рубас-чай и Джинаби-чай, на склонах Эльдамского купола, у сел. Верхний Джангутай и в других местах.

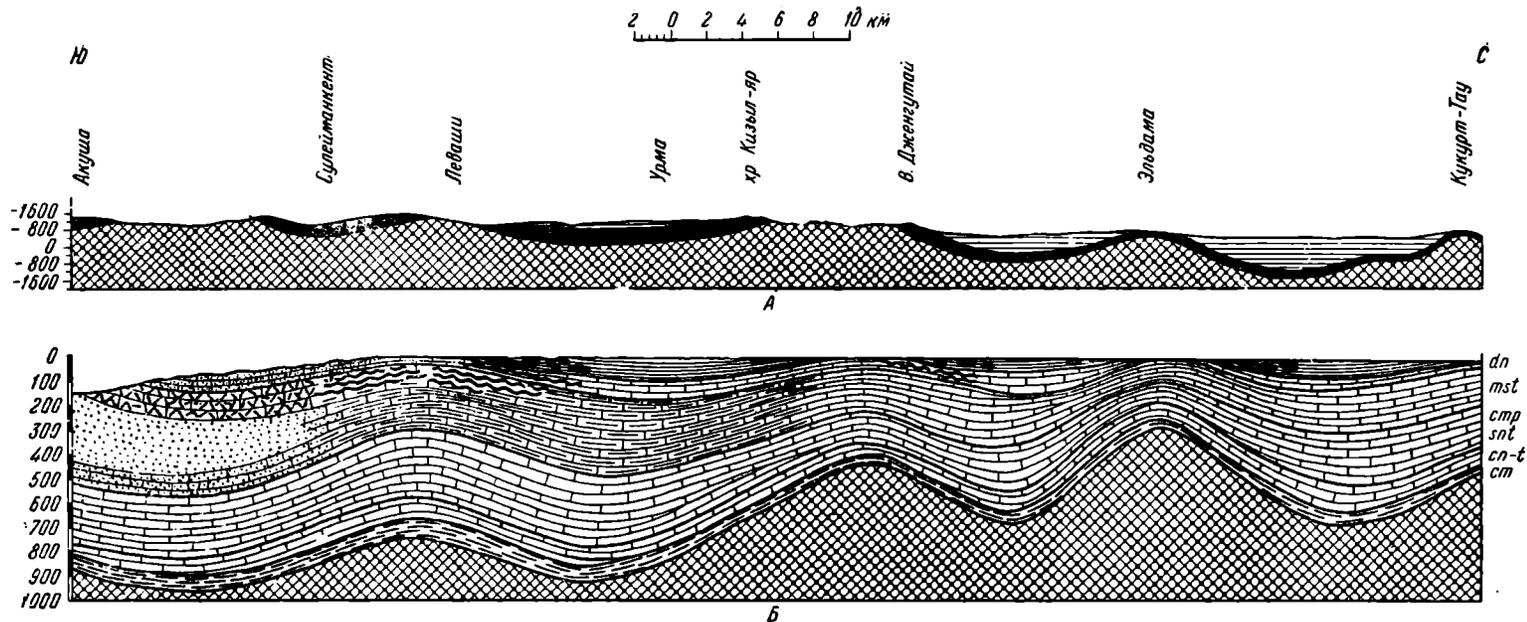
Наиболее крупных масштабов это явление достигает в берегах р. Рубас-чай, где в толщу мергелей включены огромные глыбы светлосерого известняка, содержащего остатки датских морских ежей. Они залегают обычно более или менее согласно с напластованием вмещающих мергелей, всегда отделяясь от них весьма резкими границами. Местами можно наблюдать следы сколжения на нижней поверхности известняков и некоторую измятость слоев мергелей на контакте. Размеры этих отторженцев изменяются в широких пределах, составляя иногда до 50—75 м в длину и превышая 10 м по мощности.

Подобные же глыбы датских известняков в нижнефораминиферовых отложениях наблюдаются и в долине р. Джинаби-чай. В более северных районах Дагестана крупные отторженцы верхнемеловых известняков в мергелях пестроцвета и в вышележащих горизонтах фораминиферовой свиты прослеживаются вдоль северного склона Кадарской антиклинали. Взаимоотношения этих пород хорошо вскрываются в берегах р. Параул-озень у аула Верхний Джангутай. В средней части толщи глинистых пестроокрашенных мергелей здесь заключены огромные, протягивающиеся на многие десятки, а иногда и на сотни метров, глыбы известняков с остатками маастрихтских ископаемых. Так же как и в описанном выше разрезе, на контакте с известняками вмещающие мергели местами сильно перемяты.

В Горном Дагестане подводнооползневые и обвальные нарушения фораминиферовых слоев наиболее широко развиты в юго-восточной части Урминской синклинальной складки. На известняках датского яруса здесь залегает толща рыхлых глинистых зеленовато-серых мергелей, местами в нижней части приобретающих невыдержанную блеклую розовую окраску. В склонах долины р. Хала-Горк и к югу от нее в мергели включены огромные глыбы датских известняков, достигающие мощности 6—8 м и в длину нередко превышающие сотню метров. Они располагаются то более или менее согласно с пологолежащими вмещающими породами, то наклонены весьма круто, приобретая почти вертикальное положение. В большей части отторженцев слои известняков сильно деформированы, в них прослеживаются линзовидные прослои конгломератов, состоящих из плохо окатанной известняковой гальки. Интересно отметить, что в таких количествах конгломераты не встречаются в подстилающих известняках датского яруса.

Количество глыб заметно увеличивается к южному борту Урминской складки. Отпрепарированные эрозией и беспорядочно разбросанные среди поля распространения мергелей эти глыбы создают впечатление грандиозных обвалов.

Описанные глинистые мергели по весьма резкой границе покрываются



Фиг. 6. Схема строения верхнемеловых отложений Дагестана. Профили по линии I—I:

А — схематический геологический профиль, Б — фациальный профиль (в качестве верхней горизонтальной поверхности условно принята подошва верхнефораминиферовых слоев). К геологическому профилю: 1 — третичные отложения, 2 — верхнемеловые отложения, 3 — нижнемеловые и юрские отложения. К фациальному профилю: 4 — известняки пелитоморфные, 5 — известняки мергелистые, 6 — известняки органогенные, детритусовые, 7 — известняки песчанистые, 8 — известняки сильно песчанистые и известковистые песчаники, 9 — переслаивание мергелистых известняков и глинистых мергелей, 10 — мергели нижнефораминиферовых слоев, 11 — глыбы верхнемеловых известняков в нижнефораминиферовых мергелях, 12 — подводнооползневые нарушения слоев, 13 — нижнемеловые и юрские породы

своеобразной толщей известняков, облик которых существенно изменяется в различных частях Урминской синклинали. В крайних южных выходах это очень плотные, при ударе звонкие кремнистые известняки, содержащие огромное количество включений кремня и крупных окремнелых караваеподобных стяжений. Слои известняка интенсивно деформированы подводными оползнями и нередко распадаются на глыбовые отдельности. Местами известняк обогащается угловатой и неправильно округлой галькой кремня и кремнистого известняка и переходит в конгломерат. Многочисленные трещины в этих породах выполнены ярко окрашенным в красные и желтые цвета халцедоном.

В центральных частях складки рассматриваемая толща сложена тонкозернистыми, слабо глауконитовыми, светлосерыми известняками с подчиненными прослоями рыхлого мергеля и редкими округлыми окремнелыми стяжениями. Весьма незначительные подводнооползневые нарушения слоев прослеживаются здесь лишь в отдельных горизонтах.

На подстилающих породах описанные известняки, относящиеся, повидимому, к среднему эоцену (на это указывает состав фораминифер), залегают с признаками несогласия. Мергели пестроцвета, наиболее полно представленные в центральных частях синклинали, резко сокращаются на южном крыле за счет срезания верхних горизонтов. Заметное уменьшение мощности мергелей происходит и в северном направлении.

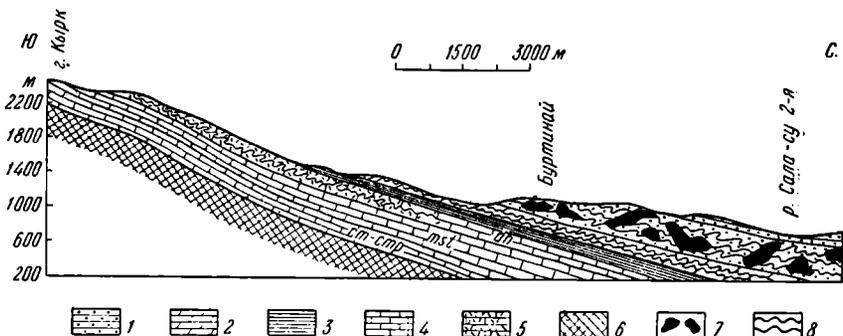
Ясная приуроченность глыбовых включений и подводнооползневых нарушений в фораминиферовых слоях к юго-восточной части Урминской синклинали позволяет связывать эти явления с поднятием, располагавшимся между современными Урминской и Ходжалмахинской складками и уже проявлявшем себя в маастрихтский и датский века. Подтверждением этому служит отмеченное выше резкое сокращение мощности мергелей пестроцвета и переход покрывающих эоценовых известняков на все более низкие их горизонты по направлению к северному крылу поднятия. Наблюдающееся уменьшение мощности мергелей к северу обусловлено, очевидно, существованием положительной структуры на месте (повидимому, в северной части) современной Кадарской антиклинали. На южном крыле последней в фораминиферовых слоях, так же как и в нижележащих верхнемеловых породах, сколько-нибудь значительные нарушения отсутствуют. Это может быть связано с постепенным разрастанием поднятия, захватывающим площади, ранее (в конце верхнего мела и в палеогене) занимавшие иное структурное положение. Следует напомнить, что в современном эрозионном срезе в своде Кадарской складки на поверхность выходят нижнемеловые и юрские породы, и поэтому строение вышележащих горизонтов остается неизвестным.

Менее широко развиты подобные отторженцы в палеогеновых отложениях на плато Бетли. На юго-восточном крыле последнего в нижнефораминиферовых мергелях присутствуют многочисленные глыбы, сложенные светлосерыми известняками с остатками датских морских ежей. Слоистость этих известняков обычно весьма неправильна и имеет следы подводных оползней. Наряду с описанными известняками в сложении глыб принимают участие и крупногалечниковые известняковые конгломераты, также содержащие остатки датских морских ежей. Интересно отметить, что в области современного распространения датских отложений такие породы нигде не встречаются. Они представляют собой, повидимому, захороненные остатки ныне уничтоженных эрозией весьма мелководных фаций датских отложений, накапливавшихся в областях относительных поднятий. Имеющийся фактический материал заставляет считать наиболее вероятным, что такая зона поднятий в датский век обрамляла современное плато Бетли с северо-востока и севера. В последующее палеогеновое время она служила источником поступления отторженцев известняков.

Картина, наблюдающаяся на плато Бетли, весьма напоминает соотношения, описанные для юго-восточной части Урминской синклинали складки.

Наличие глыб датских известняков в мергелях пестроцвета констатировано и в пределах Ансалгинской синклинали. Повидимому, и здесь их следует связывать с зоной поднятий, проявлявшей себя в предыдущие этапы геологической истории и располагавшейся непосредственно к югу от упомянутой современной структуры.

Подводнооползневые явления в верхнефораминиферовых отложениях, кроме уже упоминавшихся районов, широко развиты в бассейне р. Акташ. Эти нарушения, по сравнению с деформациями в нижележащих образованиях, смещаются к северу и развиты там, где датские известняки и мергели пестроцвета характеризуются нормальным залеганием (фиг. 7).



Фиг. 7. Схематический геологический профиль по линии II—II:

1 — глины и песчаники майкопской свиты, 2 — мергели и известняки верхнефораминиферовых слоев, 3 — пестроцветные мергели нижнефораминиферовых слоев, 4 — литоморфные известняки верхнего мела, 5 — органично-детритусовые известняки датского яруса, 6 — отложения нижнего мела, 7 — глыбы верхнефораминиферовых пород в нижнем майкопе, 8 — подводнооползневые нарушения слоев

В породах зеленой свиты незначительные деформации наблюдались лишь по р. Сала-су 2. В вышележащих мергелях кумского горизонта и глинистых известняках белоглинской свиты нарушения слоистости более интенсивны и распространены значительно шире. Их можно наблюдать на всем протяжении полосы выходов фораминиферовых отложений от р. Сала-су 1 и Теренгул на востоке до р. Ярык-су на западе. На левобережье последней верхнефораминиферовые породы не обнажаются в современном срезе, будучи трансгрессивно перекрыты различными горизонтами майкопской свиты.

Высокая степень нарушенности слоистости описываемых отложений в крайних западных пунктах их выходов позволяет предполагать, что эти явления были развиты и западнее р. Ярык-су.

Чрезвычайно широких размеров подводные оползни достигают в нижнем майкопе, охватывая обширные новые территории.

Одни из наиболее ранних олигоценых подводнооползневых нарушений развиты в хадумских отложениях на северном склоне хадумского купола. Тонкослоистые мергелистые и песчаные глины хадумского горизонта здесь смяты в мелкие складки, осложненные прихотливой гофрировкой. Среди этих пород находятся беспорядочно нагроможденные глыбы верхнефораминиферовых известняков объемом в несколько сотен кубических метров. На верхней поверхности некоторых из них удавалось наблюдать, как глины хадумского горизонта по весьма четкой границе перекрывают белоглинские известняки, выстилая все неровности их поверхности. Это обстоятельство позволяет сделать вывод, что отторжен-

цы верхнефораминиферовых пород поступали в майкопский бассейн и постепенно захоронялись под толщей осадков. Но наряду с этим в Присулакском районе, вдоль контакта фораминиферовых и майкопских отложений, развиты и небольшие пластовые надвиги, однако весьма ограниченно распространенные.

Интенсивные подводнооползневые нарушения слоистости, а иногда и глыбовые включения фораминиферовых известняков можно наблюдать в хадумских породах и в ряде других мест Дагестана—в бассейне р. Акташ, на водоразделе рек Акташ и Ярык-су и других (8, 13). Сходные явления описывались в литературе в хадумском и более высоких горизонтах майкопской свиты по рекам Рубас-чай, Цмур-чай, Башлы-чай и в некоторых других местах (6, 10, 12 и другие).

Наибольшего размаха по сравнению как с более древними, так и с более молодыми отложениями подводнооползневые нарушения и глыбовые включения чужеродных известняков достигают в породах миатлинского горизонта. Проявление их на упомянутом стратиграфическом уровне у аула Верхней Дженгутай, вокруг Эльдамского купола и по р. Эрпелиозень широко известно в литературе (3, 5, 10 12).

При движении вдоль контакта фораминиферовых слоев и майкопской свиты по северо-восточному склону Гимринского хребта от р. Эрпелиозень к аулу Ахатлы можно наблюдать, как интенсивность подводнооползневых нарушений в миатлинских отложениях быстро возрастает. Южнее аула Ахатлы в них появляются глыбовые включения сперва хадумских, а затем и белоглинских пород. По направлению к северу этот единый обогашенный отторженцами горизонт расщепляется, и от аула Ахатлы до левого бережья Сулака в толще миатлинских отложений глыбы верхнефораминиферовых известняков и мергелей залегают на трех—пяти стратиграфических уровнях, разделяясь перемятыми, но не содержащими глыб, породами. Эти отторженцы морфологически отличны от описанных в верхнемеловых и фораминиферовых отложениях включений чужеродных известняков. Последние, как указывалось, имеют обычно приблизительно изометрическую форму и размещаются во вмещающих породах резко несогласно. В отличие от них, глыбы в миатлинских отложениях имеют форму довольно правильных гигантских пластин, мощностей в 10—20 м и протягивающихся по простиранию на многие сотни метров, а иногда, повидимому, и на несколько (до 5—6) километров.

Во вмещающих породах такие пластины залегают более или менее согласно общему падению толщи, а простирание их подчинено простиранию контакта мела и третичных пород и описывает вокруг Хадумского купола плавные дуги. В самих отторженцах часто можно наблюдать правильную стратиграфическую последовательность пород — их нижняя часть слагается кумскими мергелями, а верхняя — белоглинскими известняками.

Описанные отторженцы, отпрепарированные современной эрозией, резко выделяются в виде узких островерхих гряд среди пологих холмов, сложенных глинами майкопской свиты.

Отмеченные особенности морфологии глыб в миатлинском горизонте, повидимому, объясняются литологическими свойствами верхнефораминиферовых отложений. Наличие в их средней части пачки листоватых глинистых мергелей кумского горизонта, очевидно, способствовало срыву вышележащих пород именно по этой пачке и делало их неустойчивыми даже при сравнительно малых углах наклона. Подтверждение этого предположения можно видеть в том, что породы зеленой свиты (подстилающей кумский горизонт) в составе отторженцев встречаются, повидимому, лишь в резко подчиненном количестве. Большинство же глыб и все наиболее крупные отторженцы слагаются породами кумского и вышележащего бе-

логлинского горизонтов. Отметим, что значение хорошо стратифицированных отложений для облегчения оползания масс особенно подчеркивал А. Д. Архангельский (1).

К западу от р. Сулак, в бассейне р. Акташ подводнооползневые нарушения становятся еще более интенсивными и охватывают большую, нижнюю часть нижнемайкопских отложений, а по р. Ярык-су и всю нижнемайкопскую и некоторую часть верхнемайкопской толщи (8, 13).

Для характеристики этих нарушений приведем описание изученных нами выходов в левом берегу р. Саласу 2. Здесь в толще частого чередования песчаных глин и глинистых алевролитов и песчаников нижней



Фиг. 9. Глыбы верхнефораминиферовых пород в отложениях нижнего майкопа по р. Саласу 2.

части нижнего майкопа развиваются причудливые дисгармоничные складки амплитудой от нескольких сантиметров до нескольких метров, сопровождающиеся образованием четковидных и линзовидных прослоев. Среди этих пород залегают крупные глыбы известняков и мергелей белоглинского и кумского горизонтов (фиг. 8). Мощность таких глыб составляет 1—4 м, по падению они обнажены на 5—10 м, а по простиранию наиболее крупные из них прослеживаются на расстоянии до 2—2,5 км. Наряду с такими гигантскими отторженцами, в толще встречаются гораздо более мелкие глыбы, едва достигающие в объеме нескольких кубических метров. Описываемые включения во вмещающей толще располагаются то разрозненно, то группами, и на протяжении 250—300 м удается насчитать 11—12 глыб, последовательно расположенных одна выше другой.

К северу от описанного обнажения хорошие разрезы майкопских отложений отсутствуют, но в поле развития последних в большом количестве по рекам и на водоразделах, выступают глыбы верхнефораминиферовых мергелей и известняков.

В несколько более западных районах, на водоразделах рек Ярыксу и Акташ среди отторженцев, заключенных в майкопских глинах, встречаются разности, сложенные хадумскими породами. Несколько южнее на северном склоне хребта Цанта-тау местами на весьма ограниченных площадях из разреза выпадают хадумские, а иногда и белоглинские отложения, и породы миатлинского горизонта ложатся непосредственно на различные горизонты верхнефораминиферовых слоев. Подобные участки, по-видимому, представляют собой места срыва подводнооползневых и обвальных масс, захороненных в более северных участках нижнемайкопского бассейна. В дальнейшем при колебаниях уровня моря эти «шрамы» были «залечены» миатлинскими глинами и песчаниками. Аналогичные же сохранившиеся под толщей вышележащих осадков места срыва подводно-

оползневых и обвальных образований недавно описаны С. Г. Неручевым в хадумских отложениях р. Рубас-чай (6).

Область развития подводнооползневых процессов во время накопления майкопской свиты не ограничивалась описанной сравнительно узкой полосой вдоль современной южной границы сплошного распространения третичных отложений. Нарушения слоистости и глыбовые включения в породах миатлинского горизонта известны вокруг куполов Эльдама и Кукурт-тау, а также по разрезам буровых скважин к северу от естественных выходов майкопской свиты на северном крыле Хадумского поднятия и в Буйнакской синклинали (5, 9, 10 и др.) (см. фиг. 5).

Вопрос о направлении смещения оползневых масс в нижнемайкопский бассейн и возможном местоположении источника глыб в ряде случаев решается достаточно определенно. Вся сумма имеющихся данных свидетельствует о том, что подводнооползневые и обвальные явления в Присулакском районе генетически связаны с резкой активизацией роста Хадумского поднятия. Как показывает анализ распределения мощностей маастрихтских, датских и нижнефораминиферовых отложений, обособление этой тектонической структурной формы на вершине Дагестанского клина началось еще в датском веке и особенно усилилось во время накопления пестроцветной свиты. Повидимому, продолжавшаяся с ходом геологической истории дальнейшая активизация поднятия привела в олигоцене к образованию на его крыльях мощных подводных оползней осадков.

Четкая приуроченность нарушений нижнемайкопских пород в бассейне р. Акташ к северным крыльям Варандинской и Бергучинской антиклиналей, а также отмеченные особенности залегания миатлинских отложений позволяют связывать эти нарушения с воздыманием поднятия, располагавшегося на месте упомянутых современных антиклиналей. Как указывалось выше, с ростом этой крупной структуры и в более ранние этапы его развития были связаны подводные оползни осадков.

Имеющийся фактический материал показывает, что нарушения слоистости майкопских пород в районе аула Верхний Дженгутай и в Южном Дагестане были, повидимому, приурочены к склону так же весьма крупного поднятия, расположенного в области современных Кадарской и Мургинской антиклиналей.

На куполе Эльдама мощность верхнемеловых отложений сильно сокращена по сравнению с их мощностями в прилежащих районах; разрез датских и нижнефораминиферовых отложений очень не полон, в присводовой части купола различные горизонты верхнефораминиферовых, а иногда и майкопских отложений залегают непосредственно на известняках маастрихта. В обрамляющих же купол синклиналях разрез палеогеновых отложений гораздо более полон. Все это позволяет говорить о весьма раннем обособлении эльдамского поднятия и с его развитием ставить в связь образование глыбовых толщ, ныне обрамляющих купол.

Вопрос об источнике большого числа отторженцев верхнефораминиферовых пород, присутствующих среди миатлинских отложений на северном крыле Буйнакской синклинали, при настоящем уровне знаний не может быть решен окончательно. Полнота разреза палеогеновых отложений на куполе Кукурт-тау и в непосредственно прилежащих к нему районах не позволяет видеть в этом поднятии источник упомянутых отторженцев. Также трудно себе представить возможность транспортировки гигантских пластин верхнефораминиферовых известняков, захороненных ныне в майкопских отложениях к северу и северо-востоку от г. Буйнакск, с поднятия Гимринского хребта и Эльдамы, поставившими глыбы эоценовых пород в прилежащие участки олигоценового бассейна. Простой арифметический подсчет указывает, что при подобном допущении глубина майкопского бассейна в местах накопления столь удаленных глыб должна была бы пре-

вышать 1000 м, что вряд ли соответствует фациальным особенностям майкопских пород. Возможно, что эти отторженцы поступали с севера, с ныне погруженной положительной структуры.

В более высоких горизонтах разреза подводнооползневые деформации и глыбовые включения известны в ряде мест Дагестана. Они описаны в верхнемайкопских отложениях по р. Ярыксу и Ямансу (8), среди чокракских пород в Буйнакской синклинали и Копчугайском районе (2) и в некоторых других местах.

Интересно отметить, что в нижнемеловых отложениях Дагестана подобные нарушения, повидимому, полностью отсутствуют.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Примерно к середине верхнемеловой эпохи на территории так называемого известнякового Дагестана устанавливается значительная дифференциация на относительные поднятия и прогибы, отличающиеся мощностями, а местами и фациальным характером накапливающихся осадков. На склонах поднятий периодически возникают подводнооползневые нарушения слоев, которые в дальнейшем развитии этих положительных структурных форм сочетаются с обвальными образованиями. Эта связь наглядно иллюстрируется прилагаемой схематической картой и профилями (см. фиг. 5, 6, 7).

2. Образование подводнооползневых и подводнообвальных нарушений в верхнемеловых и палеогеновых отложениях приурочено к периодам наиболее активного роста частных тектонических структурных форм. Отсутствие подобных нарушений в крайних южных выходах верхнего мела не позволяет связывать деформации, наблюдающиеся в более северных районах, с разрастанием центрального поднятия Кавказа.

3. Наличие подводнооползневых нарушений слоев на нескольких (не менее восьми) стратиграфических уровнях свидетельствует о многократной повторяемости периодов активного развития структурных форм.

4. Подобное развитие происходит неодновременно на всей площади. Оно распространяется в общих чертах к северу и востоку, захватывая новые структурные элементы. Таким образом, чем ближе к периферии Горного Дагестана располагается данный участок, тем в более высоких горизонтах разреза встречается нарушение слоев. Имеются и отклонения от этой закономерности, проявляющиеся, в частности, в размещении сантонских, маастрихтских и датских нарушений в Западном Дагестане.

5. Развитие подводнооползневых нарушений в пределах различных структурных форм на одних и тех же или очень близких стратиграфических уровнях свидетельствует о геологически одновременном усилении восходящих движений на северо-восточном Кавказе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., отд. геол., т. 8 (1—2), 1930.
2. Вассоевич Н. Б. К стратиграфии чокракских отложений Терского предгорного прогиба (Северо-Вост. Кавказа). Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1952.
3. Голубятников В. Д. О границе меловых и третичных отложений Дагестана и о явлениях внутриформационных нарушений. Матер. Центр. научн.-иссл. геол.-разв. ин-та, общ. сер., сб. 3, 1938.
4. Дробышев Д. В. Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на Северном Кавказе. Гостоптехиздат, 1951.
5. Лотиев Б. К. Основные черты тектоники Чиркейской площади. Тр. Грозненск. нефт. ин-та, № 11, 1953.
6. Неручев С. Г. К вопросу об условиях залегания хадумских слоев на р. Рубасчай в Южном Дагестане. Центр. научн.-иссл. геол.-разв. ин-т, геол. сб. 3 (6), 1950.
7. Розанов Л. Н. Явления подводных оползней в сенонских отложениях Дагестана. Зап. Ленингр. гор. ин-та, т. 12, вып. 3, 1939.

8. Руженцев В. Е. Беной-Дахытский нефтеносный район. Тр. Научн. геол.-разв. ин-та, сер. А, вып. 7, 1932.
9. Саидов М. Н. Геологический очерк Миатлинского нефтеносного района. Тр. Научн. геол.-разв. ин-та, сер. А, вып. 31, 1934.
10. Успенская Н. Ю. Кукурт-тауский район в Дагестане. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. 49, № 7, 1930.
11. Успенская Н. Ю. К проблеме изучения палеогеновых отложений Северо-Восточного Кавказа. Пробл. сов. геол., т. 1, № 3, 1933.
12. Успенская Н. Ю. О фациях и условиях залегания майкопских слоев на Северо-Восточном Кавказе. Тр. Сев.-Кав. конф. геол.-нефт., вып. 5, 1933.
13. Шатский Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Сев. Дагестан). Тр. Гос. н.-и. нефт. ин-та, вып. 4, 1929.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила в Редакцию
19 декабря 1955 г.