

11-10-3/2

АЗƏРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛƏР
АКАДЕМИЈАСЫНЫН
ХƏБƏРЛƏРИ
ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

КЕОЛОКИЈА-ҶОГРАФИЈА ЕЛМЛƏРИ
СЕРИЈАСЫ

★

СЕРИЯ
ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК

4

1964

АЗƏРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАС ЁНЫ

ХƏБƏРЛƏРИ

ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЈА-ГЕОГРАФИЈА ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

☆

СЕРИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК

4

1964

АЗƏРБАЙҶАН ССР ЕА НƏШРИЈАТЫ
ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Баки—Баку

А. М. ДАДАШЕВ

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КЯНИЗАДАГСКОГО РАЙОНА В СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

Восстановление истории геологического развития области распространения продуктивной толщи и его фациальной характеристики, имеет важное значение для решения оценки перспектив нефтегазоносности.

Исходя из вышеизложенного, а также учитывая определенный интерес к Кянизадагскому антиклинальному поднятию с точки зрения предстоящих поисково-разведочных работ на нефть и газ, считаем необходимым остановиться на истории его развития в среднеплиоценовое время и литофациальной характеристике отложений продуктивной толщи.

Однако надо отметить, что несмотря на большое число имеющихся работ, на сегодняшний день нет полного представления об истории развития структур Кянизадаг, которые можно было бы составить по данным пробуренных в последние годы разведочных скважин.

В связи с этим, с целью выяснения геологического развития и литофациальных особенностей отложений продуктивной толщи рассматриваемой площади нами были построены карты мощностей, карты песчаности и литолого-каротажные профили.

Как отмечают В. В. Белоусов [3] и В. Е. Хаин [8], по картам мощностей и песчаности можно судить о проявлении тектонических движений и о рельефе дна, на котором происходило накопление осадков. Разница мощностей в пределах одной структуры объясняется постепенным ростом складки, а различная песчаность горизонта характеризует глубины для бассейна, где происходит накопление осадков.

В. В. Вебер [4] указал, что изучение вопроса о литофациальной характеристике даже на примере отдельных площадей, может представить, несомненно, большой практический интерес для дальнейших поисков и разведки на нефть и газ.

В результате изучения каротажной характеристики [5] отложений и скудного кернового материала, составленные литофациальные и каротажные профили освещают изменение литофациальных особенностей продуктивной толщи площади Кянизадаг.

Подобное различное изменение песчаности в пределах вскрытой части разреза продуктивной толщи, по мнению И. И. Потапова [7], говорит и об изменении условий осадконакопления, что в конечном счете, как и песчаность пачек, определяется тектоническими движе-

п 44241
Центральная научная
Библиотека
Академии наук Киргизской ССР

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: Ш. А. Азизбеков (редактор), М. В. Абрамович, А. А. Ализаде, К. А. Ализаде, Г. А. Алиев (ответственный секретарь), М. А. Кашкай, С. М. Кулиев (зам. редактора), К. К. Гюль, С. Г. Рустамов, А. Д. Султанов.

Адрес: Баку, Коммунистическая, 10. Редакция «Известий Академии наук Азербайджанской ССР (серия геолого-географических наук)».

ниями. В данном случае либо складкообразованием, либо изменением положения береговой линии моря в связи с колебательными движениями. Учтены эти факты можно по картам мощностей и литофации. В связи с этим для данного района построены карты мощностей (рис. 1) и песчанности (рис. 2) по пачкам I, IV, VI (местная разбивка)* и горизонтам V, VII (карадагская разбивка), которые четко отбиваются по каротажу и хорошо прослеживаются в пределах района.

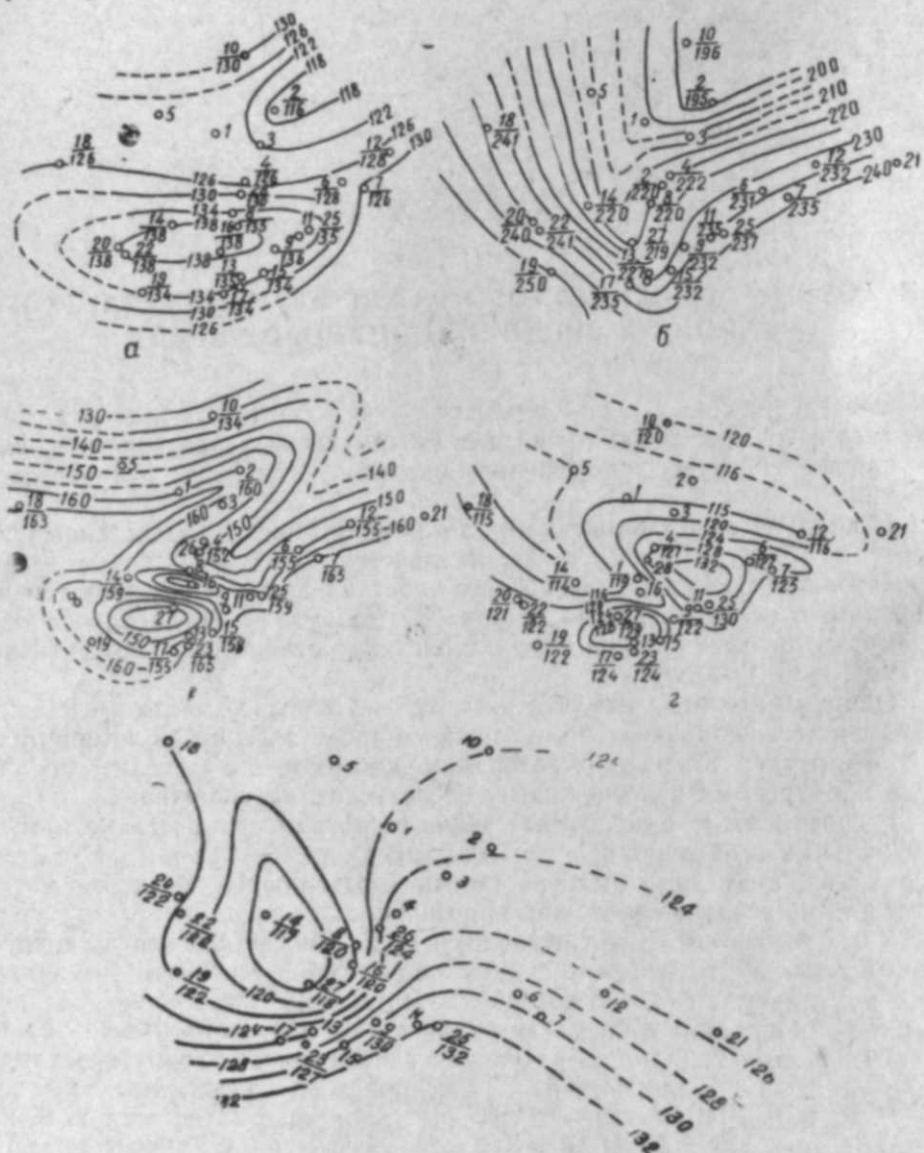


Рис. 1

Карты равных мощностей:

а—пачка I; б—пачка IV; в—пачка VI; г—горизонт V; д—горизонт VII;
10 № скв.
130 мощность.

Судя по карте, мощность и литофация в пределах Кянизадагской площади в юго-восточном направлении увеличивается.

Следует отметить, что на приведенных нами литолого-каротажных

* Разбивка производилась автором.

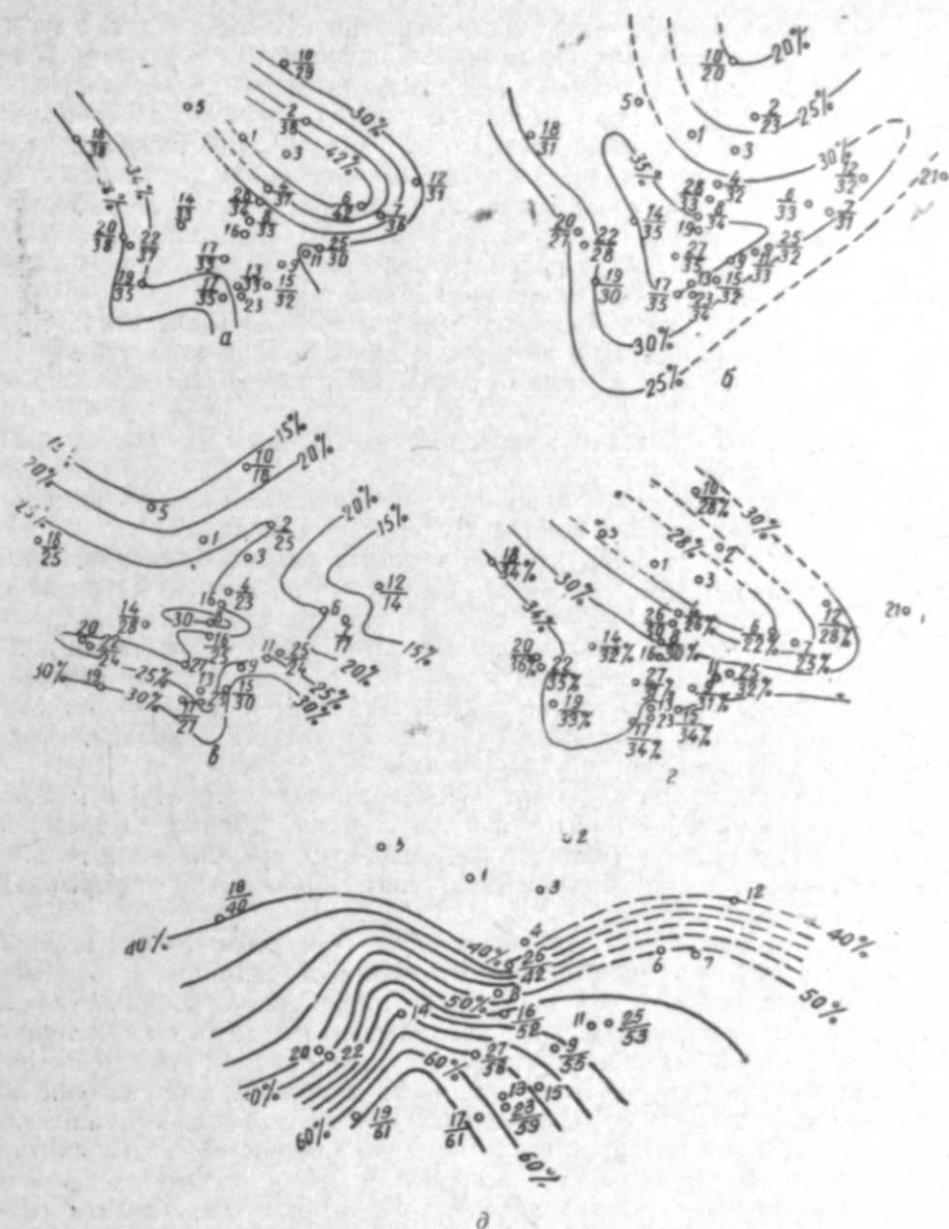


Рис. 2

Карты равной песчанности:

а—пачка I; б—пачка IV; в—пачка VI; г—горизонт V; д—горизонт VII;
10 № скв.
29 процент песчанности.

профилях для площади Кянизадаг, также установлены изменения мощности и литологии отдельных пачек и горизонтов в пределах исследуемого района. По составленному литолого-каротажному профилю видно, что на площади Кянизадаг наблюдается увеличение мощности продуктивной толщи с северо-запада на юго-восток в сторону Каспийского моря. Интересно отметить, что в этом же направлении улучшается песчанность разреза продуктивной толщи. Кроме того, при сопоставлении разрезов продуктивной толщи Кянизадагской площади с таковыми продуктивной толщи Сангачалы-море, установлено, что мощность продуктивной толщи в юго-восточном направлении, т. е. от Кянизадага

к району Сангачалы-море значительно возрастает. Вместе с тем, в этом же направлении происходит увеличение мощности VII горизонта (карадагская разбивка) и улучшение его литофациальной характеристики. Если сравнить литофациальные показатели ряда скважин VII горизонта, можно заметить довольно быстрое их изменение по площади.

Таким образом, построенные карты мощностей и песчанности, а также литолого-каротажные профили, позволяют в определенной степени восстановить картину истории тектонических движений и палеогеографию этого района. При рассмотрении этого вопроса нами учитывались следующие основные геологические факторы:

- 1) колебательные движения в пределах всего ЮВ Кобыстана;
- 2) складчатые движения в пределах Кянизадагской структуры;
- 3) изменение береговой линии среднеплиоценового бассейна седиментации;
- 4) рельеф дна в пределах Кянизадагской складки в начале века продуктивной толщи.

Резюмируя описание карт мощностей, песчанности и литофациальной характеристики, можно прийти к следующим выводам.

Накопление осадков продуктивной толщи в районе Кянизадаг происходило в мелководном бассейне, имеющем расчлененный рельеф, геологические условия осадконакопления характеризовались неустойчивым режимом. Частые проявления колебательных и складчатых движений способствовали изменению мощностей и песчанности отложенной продуктивной толщи. Судя по картам мощностей и песчанности отдельных горизонтов, различным участкам структуры Кянизадаг соответствуют различные геологические режимы.

Историю геологического развития Кянизадагской структуры можно начать в зависимости от имеющихся на сегодня данных со времени отложения VII горизонта (карадагской разбивки) продуктивной толщи, что соответствует низам Балаханской свиты (или свите «перерыва») Апшеронского полуострова.

В период отложений VII горизонта зона наибольшего прогибания находилась в юго-восточной части Кянизадагской складки, а зона минимальных мощностей — юго-западнее от современного свода складки. Если принимать во внимание, что наибольшие мощности характерны зоне погружения, а значение наименьших мощностей — зоне поднятия, то становится ясно, что центральная часть южного крыла складки во время накопления осадков VII горизонта являлась наиболее приподнятым участком. Судя по характеру изменения мощностей, это поднятие имело тупое и крутое юго-восточное крыло и острое пологое северо-западное. Несовпадение участка древнего поднятия с современным сводом складки, видимо, связано с последующим изменением тектонического плана структуры в молодых отложениях. По всей вероятности, вышеотмеченное древнее поднятие соответствует своду более древних отложений, чем VII горизонт. Это поднятие оказало значительное влияние на литофациальную особенность отложений VII горизонта, которая, как видно из вышеприведенного описания, характеризуется увеличением процента песчанности в южном и юго-восточном направлениях.

Следует отметить, что аналогичный геологический режим сохраняется и в период отложения пород V горизонта (карадагская разбивка) продуктивной толщи. В отличие от времени накопления осадков VII горизонта в период образования осадков V горизонта восходящему движению подвергается современная осевая полоса складки. Распределение мощности V горизонта показывает, что во время накопления его осадков дно бассейна имело расчлененный рельеф. Сопоставление карты мощностей с картой песчанности V горизонта позволяет установить определенную закономерность между распределением мощности и

песчанностью данного горизонта. Как видно из сопоставления вышеизложенных карт, зона сокращенных мощностей соответствует зоне меньшей песчанности, а зона максимальной мощности в то же время характеризуется максимальной песчанностью. Таким образом, как показывают карты мощностей и песчанности V горизонта, увеличение песчанности связано с увеличением общей мощности горизонта.

В период отложения осадков VI пачки (местная разбивка) наиболее погруженный участок был приурочен к юго-восточной и восточной частям площади. Осевая зона минимальных мощностей, в отличие от современного структурного плана, имела антикавказское простирание. Сопоставление карты песчанности этой пачки с картой мощностей показывает, что наибольшая песчанность приурочивается к зоне максимальной мощности, в то же время зона наименьшей песчанности соответствует зоне минимальной мощности. Это доказывает, что увеличение песчанности данной пачки связано с увеличением его общей мощности.

Геотектонические условия, существовавшие в период образования VI пачки, без изменения сохранились и во время образования IV пачки. Сопоставление карты мощностей с картой песчанности этой пачки показывает, что общая картина распределения песчанности в определенной мере отражает распределение мощности, так как меньшая песчанность характерна зоне наименьшей мощности. В связи с возрастанием мощности увеличивается песчанность. Нарушения этой общей закономерности наблюдаются южнее, в районе скв. №№ 4 и 8, что, по всей вероятности, связано с местными факторами.

Наконец, с переходом к I пачке, существенное изменение геотектонического плана происходит перед началом его образования. Во время образования отложений I пачки современная осевая полоса Кянизадагской структуры испытывала подъем и зона погружения переместилась к северу и к югу от него. В целом, распределение мощностей I пачки показывает, что во время его образования Кянизадагская структура была четко выражена и постепенно развивалась. Сопоставление карты песчанности этой пачки с картой мощностей показывает, что максимальная песчанность приурочивается к зоне наименьшей мощности, т. е. к наиболее приподнятой полосе структуры, а минимальное значение песчанности — к зоне наибольших мощностей, т. е. полосе наибольшего прогибания.

Таким образом, анализ мощностей и песчанности отдельных горизонтов и пачек продуктивной толщи рассматриваемого района показывает, что Кянизадагская структура зарождалась и постепенно росла в течение века продуктивной толщи.

Судя по изменению мощностей, рост складки заметно осуществлялся во время образования VI, IV и I пачек. В среднем рост складки в течение образования вышеупомянутых пачек составляет 120 м. Изменение геологического режима и рост складки во время накопления отложений продуктивной толщи отразились и на распределении литофаций, в частности, песчанности разреза. Изменение песчанности отдельных горизонтов продуктивной толщи Кянизадагского района показывает, что с увеличением мощности горизонта увеличивается и его песчанность. В этом отношении исключение составляет I пачка, где максимальная песчанность приурочивается к зоне минимальных мощностей, а с увеличением мощности этой пачки сопровождается уменьшением песчанности.

Изучая характер изменения литофации и мощности отдельных горизонтов продуктивной толщи можно установить, с одной стороны, направление сноса терригенного материала, а с другой, выделить наиболее перспективные для скопления нефти и газа участки в пределах Кянизадагской структуры.

Увеличение мощности продуктивной толщи и улучшение степени отсортированности терригенного материала в юго-восточном направлении показывает, что основной источник сноса находился севернее и северо-западнее от исследуемого района, т. е. в районе Большого Кавказа. Об этом также говорят данные по литолого-минералогическому составу пород продуктивной толщи не только рассматриваемой структуры, но и других площадей Кобыстана, полученные в последние годы детальными исследованиями И. С. Мустафаева [6]. Названный автор, сравнивая обломочно-минеральные особенности пород продуктивной толщи Кобыстанского типа с коренными отложениями близрасположенных поднятий и также с аллювиальными выносами рек, эродировавшими южный склон Большого Кавказа, установил большое сходство их минералогического состава.

Таким образом, как закономерности изменения литофации, так и вещественный состав осадков продуктивной толщи Кобыстана свидетельствуют о том, что основными источниками их сноса являлись мезозойские отложения Большого Кавказа.

Условия осадконакопления в век продуктивной толщи, судя по вещественному составу, характеризовались своеобразием, отражающим особенности переднего прогиба. Последний испытывал сильное погружение, что, в свою очередь, вызвало интенсивное накопление мощных молассовых осадков пестрого литолого-фациального состава.

Палеорельеф зоны седиментации был сильно расчлененным, что подтверждается резким изменением мощностей отдельных горизонтов на близких расстояниях. Дно бассейна седиментации часто испытывало колебания — подъемы и опускания. При подъеме в бассейне происходило накопление песчано-алевролитовых, а при опускании глинистых осадков.

Средняя и местами (в северных и западных районах Кобыстана) плохая отсортированность значительных мощностей обусловлены усилением эрозионной деятельности в области сноса, небольшой продолжительностью переноса, быстрым захоронением осадков и ускоренностью погружения дна бассейна осадконакопления.

Вместе с описанным выше Кобыстанским типом пород продуктивной толщи, на площади Кянизадаг были вскрыты V, VII горизонты (карадагская разбивка), которые в основном представлены кварцевыми песчаниками Апшеронского типа.

Такие типы отложений распространены по всей территории Апшеронского полуострова, отмечаются в северной части Бакинского архипелага и в более погруженной юго-восточной полосе Джейранкечмеской депрессии, охватывая площади Кянизадаг, Дашгиль, Котурдаг и Солахай.

Отложения этого типа на территории юго-восточного Кобыстана и Бакинского архипелага к югу перемешиваются с осадками, вновь выделенного И. С. Мустафаевым [6] «южно-каспийского» литофациально-геотипа продуктивной толщи, которые распространяются в южном направлении.

Распространение осадков апшеронского типа точно соответствует максимальной линии трансгрессии, когда, отлагаясь, слои верхов сураханской свиты доходят до отрогов древней суши Большого Кавказа.

Накопленный по Кобыстанской области большой каменный материал как из обнажений, так из буровых скважин и выбросов вулканов позволяет утверждать, что после эпохи балаханской свиты в этих районах (юго-восточный Кобыстан) отлагался другой (Кобыстанский) тип осадков, характеризующийся иным минералогическим составом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ализаде А. А. Палеогеография бассейна балаханского яруса. АЗИНТИ, 1960.
2. Ахмедов Г. А. Геология и нефтеносность Кобыстана. Азнефтеиздат, 1957.
3. Белоусов В. В. Роль времени в геологических процессах. «Природа», 1942, № 1—2.
4. Вебер В. В. Нефтеносные фации продуктивной толщи. «Изв. АН СССР, серия геологич.», 1945, № 2.
5. Дадашев А. М. Каротажная характеристика разреза продуктивной толщи Кянизадагской площади. «ДАН Азерб. ССР», 1961, № 7.
6. Мустафаев И. С. Местоположение областей питания терригенным материалом бассейна века продуктивной толщи среднего плиоцена. «Уч. зап. АГУ, серия геологич.», 1961, № 4.
7. Потапов И. И. Ритмичность отложений продуктивной толщи Апшеронского полуострова. «Изв. АН Азерб. ССР», 1947, № 2.
8. Ханн В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.

А. М. Дадашов

Кәниздаг районунун Орта Плиосен вахтында кеоложи инкишафы

ХУЛАСӘ

Бу күнә гәдәр Кәниздаг саһәсиндәки мәнсулдар гатда 25 кәшфијат гујусу газылмышдыр. Әдәбијатын чох олмасына бахмајараг, һәлә индијә гәдәр Кәниздаг структурунун кеоложи инкишаф тарихи һаггында кәшфијат гујуларынын мә'луматларына әсасән әлдә едилән дәгиг тәсәввүрүмүз јохдур. Мәгаләдә, Кәниздаг структурунун нефт-газ ахтарышы вә кәшфијат нөгтеји-нәзәринчә мүәјјән мараг тәшкил етдијини нәзәрә алыб, кәшфијат гујуларынын мә'луматларына әсасән онун кеоложи инкишаф тарихи верилир. Бунунла әлагәдар олараг, һәмин саһә үчүн бир сыра галынлыг вә гумлулуг хәритәләри тәртиб едилмишдир. Бу хәритәләр мүәјјән дәрәчәдә тектоник һәрәкәтләрин тарихини вә рајонун палеогеографиясыны бәрпа етмәјә имкан верир. Бу заман биз ашағыдакы әсас амилләри: 1) Чәнуб-шәрғи Гобустандакы еһтизазы һәрәкәтләри; 2) Кәниздаг саһәсиндәки гырышыглыг һәрәкәтләрини; 3) һөвзәнин саһил хәттинин дәјишмәси вә 4) Кәниздаг саһәсиндә һөвзә дибини релјефини нәзәрә алмышыг.

Мә'лум олдуғу кими, галынлыг хәритәләринә әсасән тектоник һәрәкәтләрин баш вермәси вә гумлулуг хәритәләринә әсасән чөкүнтү топланмасы баш верән дәниз дибини релјефи һаггында да мұһакимә јүрүтмәк олар. Ејни заманда Кәниздаг структуру һүдудунда галынлыгын мұхтәлифлији вә гырышыгын тәдричән инкишафы изаһ едилир, һоризонтун мұхтәлиф гумлулуғу исә гырышыгәмәләкәлмә һадисәси кедән һөвзә дибини дәринлијини сәчијјәләндирир.

Һазырда әлдә едилмиш материаллара әсасән, Кәниздаг структурунун инкишаф тарихи һаггында ашағыдакы мұлаһизәләри сөјләмәк олар:

1. Мәнсулдар гат дөврү әрзиндә Кәниздаг саһәсиндә әсасән Бөјүк Гафгаздан кәтирилмиш материаллар топланмышдыр.

2. Һәмин саһәдә Мәнсулдар гатын үст һиссәси дөврүндә Гобустан типли материаллар, V—VII һоризонтлар вә алт һиссәси дөврүндә исә Абшерон типли кварслы гумдашылар чөкмүшдүр.

Ж. Д. ДЖАФАРОВА

CLUPEIDAE И GADIDAE ИЗ МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ШЕМАХИНСКОГО РАЙОНА

Летом 1961 г. мною была собрана небольшая коллекция отпечатков рыб в ущельях селений Мальгам и Энгехаран Шемахинского района. Майкопские отложения, обнажающиеся по рекам Энгехаран и Дзоголова (по ущельям Энгехаран и Мальгам) представлены глинистой фацией. Отмечен тектонический контакт отложений майкопа с ильхидатскими породами.

По данным А. А. Ализаде, майкопские отложения в Энгехаранском ущелье представлены следующим образом: темно-серые, шоколадно-бурые, местами тонко-слоистые и листоватые глины с налетом ярозита. Глины сильно разрушены и с поверхности покрыты корками гидроксида железа. Часто встречаются отпечатки рыб и чешуи. Майкопские отложения в Энгехаранском ущелье собраны в мелкую складчатость и сильно разрушены оползневными явлениями. Хорошо обнажаются майкопские отложения по ущелью Мальгам и в отличие от Энгехаранского ущелья здесь не наблюдаются явления оползней.

В майкопских отложениях ущелий селений Энгехаран и Мальгам Шемахинского района мною были встречены следующие рыбы: *Alosa genuina* Daniltshenko, *Vinciguerrria obscura* Daniltshenko, *Eomyctophum koraense* Daniltshenko, *Merluccius inferus* Daniltshenko, *M. lednevi* Bogatshov, *M. errans* (Smirnov).

Описание рыб

Отряд *CLUPEIFORMES* (СЕЛЬДЕОБРАЗНЫЕ)

Подотряд *Clupeidae*

Сем. *CLUPEIDAE*

Род *ALOSA* CUVIER

Типичный вид—*Clupea alosa* Linné

Alosa genuina Daniltshenko

Табл. 1, рис. 1—2

1960. *Alosa genuina* Daniltshenko, стр. 14, табл. XIX, фиг. 5.

Оригинал описанного и изображенного вида хранится в коллекции Естественно-исторического музея им. Г. Зардаби за № 7/5, происходит из отложений верхнего майкопа, Азербайджан (сс. Энгехаран, Мальгам).

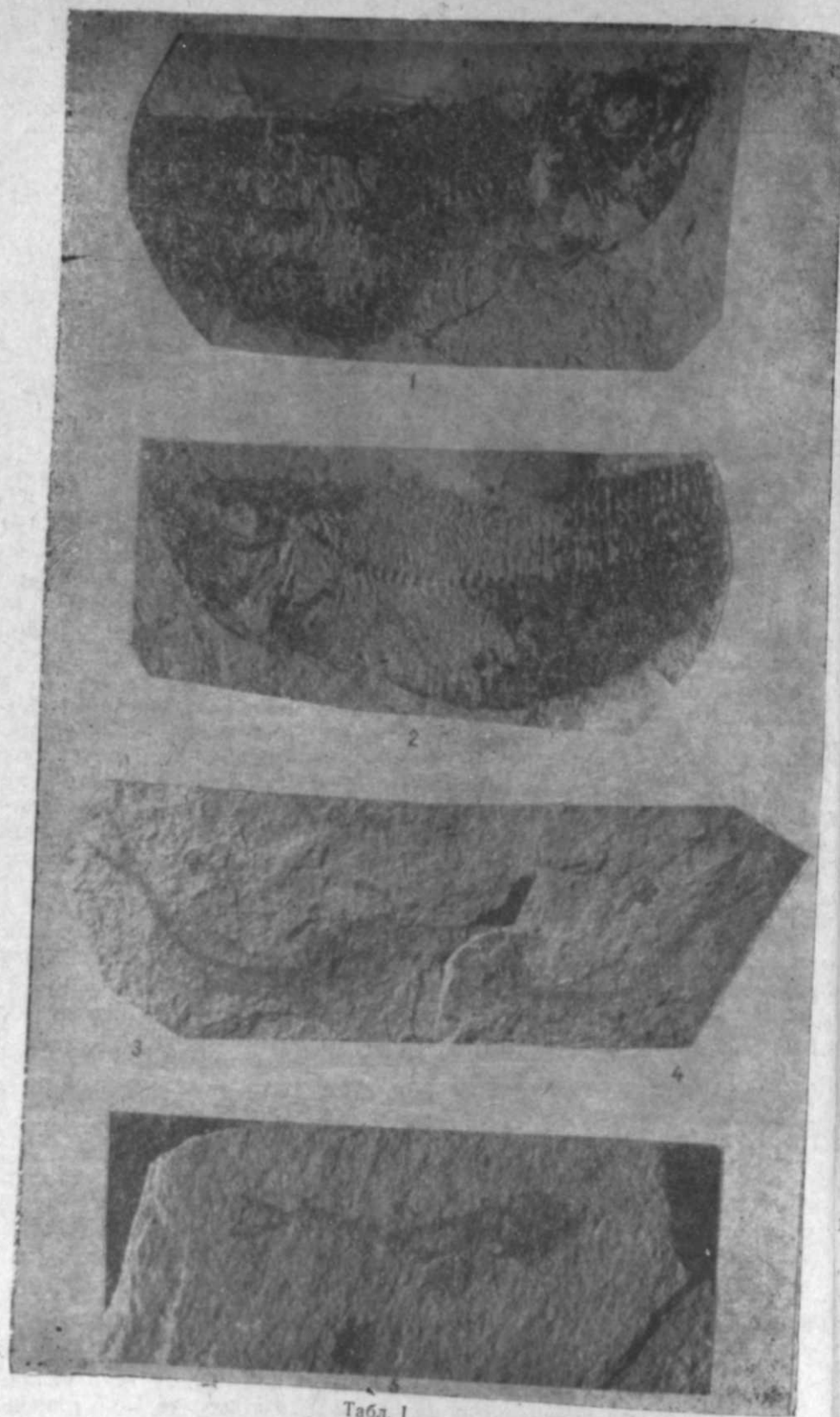


Табл. 1
Рис. 1—2
Alosa genuina Daniltshenko
Рис. 3—5
Vinciguerria obscura Daniltshenko

Размеры (в мм): длина головы—18,6; наибольшая высота тела—19; высота головы—15; длина тела—25+хвост, килевых лучей—15+12; предглазничное расстояние—7,5; заглазничное расстояние—8; диаметр глаза—6,5.

Диагноз. Тело умеренно-длинное, сжатое с боков. Спинной плавник обычно посередине тела. Большой рот.

Описание. На отпечатке довольно крупная, слегка треугольная голова, рот большой, нижняя челюсть заходит за задний край орбиты глаза.

Челюсть не выступает вперед. Заметна медиальная вырезка на *praemaxillare*. Спинной плавник начинается на вертикали 14—15 позвонков. Измерить точно длину основания спинного плавника не представилось возможным. Анальный плавник начинается на 5—6 позвонке позади предполагаемого конца задних лучей спинного плавника. Хвостовой плавник отсутствует.

Сравнение. Данный род похож на род *Pomolobus* (табл. XX, рис. 3 и табл. XXI, рис. 1—2. П. Г. Данильченко, 1960 г.), но отличается *omolobus* большим ртом, невысоким спинным плавником, более длинным хвостовым стеблем.

Возраст и распространение. Верхний майкоп, Закавказье, Азербайджан (сс. Энгехаран и Мальгам).

Подотряд *Stomiatoidei*

Сем. *GONOSTOMATIDAE*

Род *Vinciguerria* Coode et Bean

Типичный вид—*Mauroticus attenuatus* Cocco

Vinciguerria obscura Daniltshenko

Табл. 1, рис. 3—5

1946. *Vinciguerria obscura* Daniltshenko, стр. 641, фиг. 2.

1960. *Vinciguerria obscura* Daniltshenko, стр. 21, фиг. 1, рис. 2.

Оригинал описанного и изображенного нами вида хранится в коллекции Естественно-исторического музея им. Г. Зардаби за № 7/6 происходит из отложений майкопской свиты Азербайджана (сс. Энгехаран, Мальгам).

Размеры (в мм): длина головы—32,6; наибольшая высота тела—23; наименьшая высота тела—10; длина основания спинного плавника—17,3; длина основания анального плавника—20; расстояние от вершины рыла до начала спинного плавника—58; расстояние от вершины рыла до начала анального плавника—72; расстояние между основаниями грудного и брюшного плавников—26; расстояние между брюшным и началом анальных плавников—19; наибольшая высота тела—69; высота головы у затылка—75,6; предглазничное расстояние—25; заглазничное расстояние—40; длина верхней челюсти—64, длина нижней челюсти—77,6; горизонтальный диаметр глаза—30.

Диагноз. Тело умеренно удлиненное, большой рот, череп удлиненный. Имеются фотофоры.

Описание. Если взять десять позвонков из средней части тела, то это составит как раз наибольшую высоту тела. Голова длинная и в 1,5 раза превышает наибольшую высоту тела. Глаз такой большой, что верхний край почти совпадает с верхним профилем головы. Длина четырех позвонков равна горизонтальному диаметру глаза. Рот большой, нижняя челюсть немного выступает вперед. Туловищные позвонки плотные, слабо перетянутые, остистые отростки тонкие длинные, образуют острый угол с линией позвоночника. Длина туловищной части позвоночника составляет около 60% всей длины его. Спинной

плавник начинается, примерно, на вертикали 20-го позвонка. Основание спинного плавника равно 8-ми позвонкам. По направлению хвоста длина лучей спинного плавника постепенно уменьшается. Анальный плавник начинается против 27-го позвонка. Его длина составляет 10 позвонков. Лучи ближе к хвосту уменьшаются. Сразу за жабрами располагаются грудные плавники. На уровне 15—17 позвонков расположены брюшные плавники.

Хвостовой плавник глубоко вырезан. Фотофоры очень плохо видны, но их можно увидеть на нижней части хвостового отдела туловища.

Сравнение. Данный вид сходен с *Vinciguerria talgiensis* Daniltshenko, табл. I, фиг. 2, но отличается от него большим числом лучей в анальном плавнике, меньшей длиной челюсти, большим диаметром глаза.

Возраст и распространение. *Vinciguerria obscura* Daniltshenko часто встречается в отложениях среднего и верхнего хадума Северного Кавказа, Азербайджана (ср. Энгехаран, Мальгам).

Отряд SCOPELIFORMES (СВЕГЯЩИХСЯ АНЧОУСОВ)

Сем. МУСТОРИДАЕ

Род *Eomyctophum* Daniltshenko

Типичный вид—*Eomyctophum koraense* Daniltshenko

Eomyctophum koraense Daniltshenko

Табл. II, рис. 1—3

1947. *Eomyctophum koraense* Daniltshenko, стр. 134—195, фиг. 1
1960. *Eomyctophum koraense* Daniltshenko, стр. 35, табл. XXII, фиг. 3—4, рис. 6.

Оригинал описанного и изображенного нами вида хранится в коллекции Естественно-исторического музея за № 7/7, происходит из среднего хадума Азербайджана (ср. Энгехаран, Мальгам).

Размеры (в мм): длина головы—32; высота по вертикали анального плавника—11,6; высота тела по вертикали спинного плавника—29,7; расстояние от вершины рыла до начала спинного плавника—47,6; расстояние от вершины рыла до начала анального плавника—65,5; расстояние между грудными и брюшными плавниками—15; расстояние между брюшным и анальным плавником—15; высота головы у затылка—82; предглазничное расстояние—12,1; заглазничное расстояние—59,9; длина верхней челюсти—65; длина нижней челюсти—73,5, диаметр глаза—24,6.

Диагноз. Тело умеренно длинное, сжатое с боков, рот большой, зубы мелкие, имеются фотофоры сложного строения.

Описание. *Eomyctophum koraense* Daniltshenko в нашей коллекции представлен тремя отпечатками. У первого не хватает хвостового плавника, у второго—головы и хвостового плавника, а у третьего отсутствует хвостовой плавник. Все три отпечатка на серой глине. Ни на одном из отпечатков нет чешуи.

Наибольшая высота тела на вертикали брюшных плавников отвечает длине 11—12 позвонков средней части позвоночника.

Длина головы равна наибольшей высоте тела 14—15 позвонков из передней части тела. Глаза находятся в передней части головы, предглазничное расстояние намного меньше диаметра глаза, а также и заглазничного расстояния. Нижняя челюсть выдается вперед. Видны очень мелкие зубы на *dentale* и *praemaxillare*. Очень широкое *operculum*. Количество позвонков 32—33. Тело позвонков плотное. В хвостовой части позвонки, по сравнению с туловищной частью, несколько

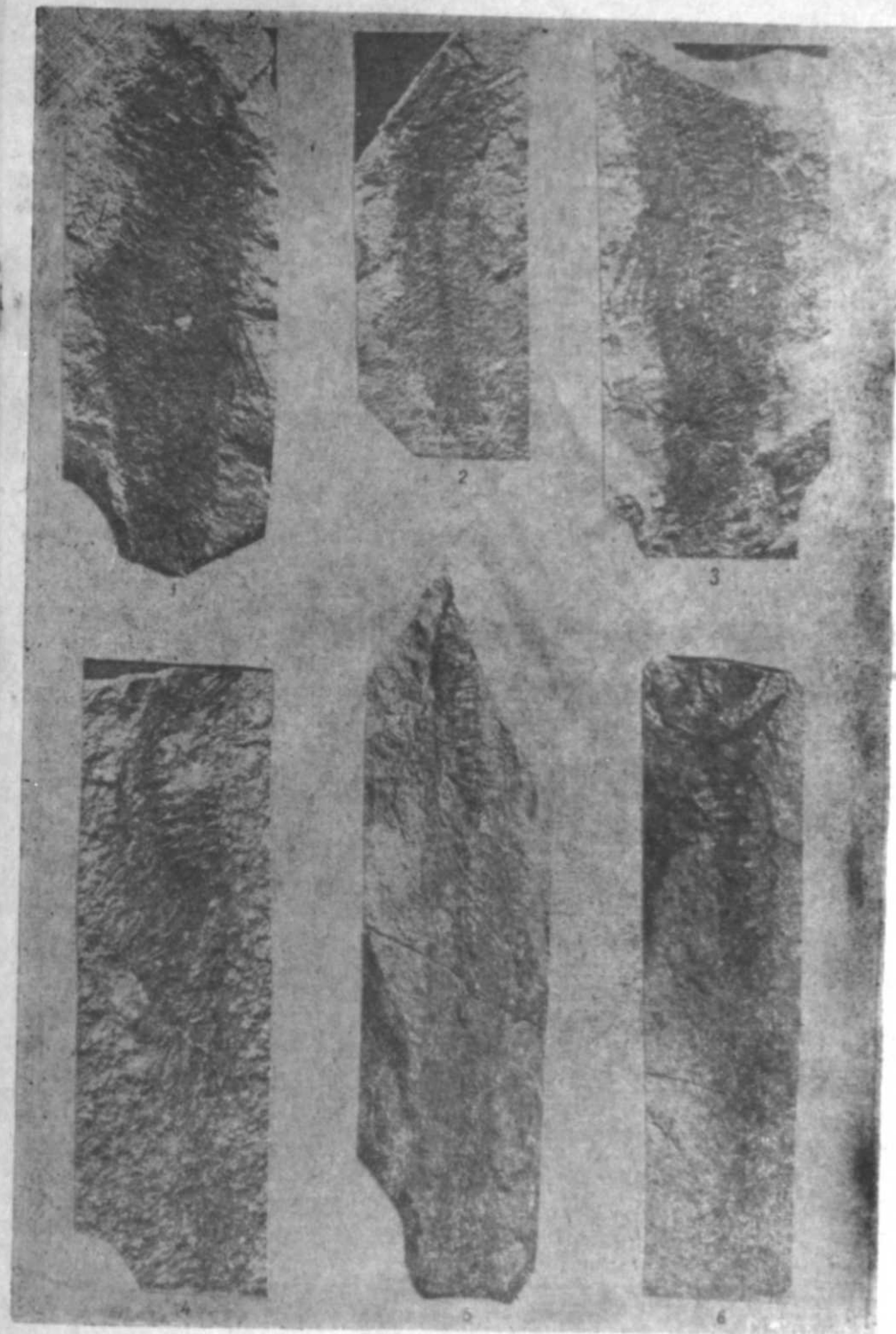


Табл. II

Рис. 1—3

Eomyctophum koraense Daniltshenko

Рис. 5

Mertuclus ladnevi Bogatshov

Рис. 4

Mertuclus inferus Daniltshenko

Рис. 6

Mertuclus errans (Smirnov)

вытянутые. Остистые отростки расположены под острым углом к телу позвонков.

Спинальный плавник находится против десятого позвонка. Длина спинного плавника соответствует шести позвонкам, грудные плавники очень узкие и расположены несколько ниже середины тела.

Брюшные плавники расположены по середине расстояния от основания грудных плавников и до начала анального плавника. Можно рассмотреть фотофоры, расположенные беспорядочно на нижнем краю тела.

Сравнение. Данный вид очень похож на *Eomystophum menneri* Daniltshenko (табл. II, фиг. 5), отличается от него большей высотой тела, меньшей высотой хвостового стебля.

Возраст и распространение. Средний хадум, Северный Кавказ, Азербайджан (с. Энгехаран, Мальгам).

Отряд GADIFORMES (ТРЕСКООБРАЗНЫЕ)

Сем. GADIDAE

Род *Merluccios Rafinosque*

Типичный вид—*Merluccius smiridus* (= *M. merliccius*)
Merliccius inferus Daniltshenko

Табл. II, рис. 4

1947. *Merluccius inferus* Daniltshenko, стр. 137, табл. 2, фиг. 3, рис. 1.

1960. *Merluccius inferus* Daniltshenko, стр. 66, табл. VI, фиг. 1.

Оригинал описанного и изображенного нами вида хранится в коллекции Естественно-исторического музея им. Г. Зардаби за № 7/8, происходит из отложений нижнего майкопа Азербайджана (с. Энгехаран, Мальгам).

Размеры (в мм): наибольшая высота тела—17; наименьшая—5; длина основания первого спинного плавника—9; длина основания второго спинного плавника—47; длина основания анального плавника—53.

Диагноз. Умеренно удлинненное тело, длина головы больше наибольшей высоты тела. Нижняя челюсть заметно выдается вперед, парапофизы сильно увеличены.

Описание. Неполнота отпечатков не позволяла дать точные размеры. Подсчитать число лучей в грудном и брюшном плавниках на нашем отпечатке не удалось.

В максимальной высоте тела, измеренной по вертикали передних лучей спинного плавника уложилось 8 туловищных позвонков. Позвонки удлинненные, слегка перетянутые посередине. Неурапофизы туловищных позвонков плоские, широкие. Туловищные позвонки снабжены с 4 до 19 парапофизами. Пластинки парапофизов плотные, слабовыпуклые, соприкасаются между собой в верхней части, нижние же их концы имеют промежутки. Парапофизы не несут ребер, но две последние пары имеют короткие гемапофизы.

Начало первого спинного плавника находится против первой пары парапофизов. Второй спинной против 8-ой пары парапофизов.

Выемка в средней части второго спинного позвонка несколько больше, чем у других видов.

Анальный плавник несколько впереди передних лучей второго спинного плавника. Очень хорошо развит хвостовой плавник, хвостовой плавник отделен от спинного и анального промежутком.

Данный вид имеет сходство с *Merluccius lednevi* Bogatshov (табл. III, рис. 7), но отличается от него меньшим развитием парапофиз.

Возраст и распространение. Нижний майкоп, северный Кавказ, Закавказье, Азербайджан (с. Энгехаран, Мальгам).

Merluccius lednevi Bogatshov

Табл. II, рис. 5

1933. *Merluccius lednevi* Bogatshov, стр. 25, табл. III, фиг. 7.

1960. *Merluccius lednevi* Daniltshenko, стр. 68, табл. VI, фиг. 2.

Оригинал описанного и изображенного нами вида хранится в коллекции Естественно-исторического музея за № 7/9, происходит из отложений майкопа Азербайджана (с. Энгехаран, Мальгам).

Размеры (в мм). Наибольшая высота тела—20; наименьшая—7; длина основания второго спинного плавника—51; длина основания анального плавника—50.

Диагноз. Тело умеренно удлинненное, голова длинная, выступает нижняя челюсть, мощные парапофизы.

Описание. Шесть позвонков из средней части тела отвечают наибольшей высоте тела. Неурапофизы туловищной части широки. Начиная с пятого позвонка туловищного отдела и до 20-го включительно снабжены парапофизами. Пластинки парапофизов выпуклые посередине с округлыми и уплощенными нижними краями. Первый спинной плавник начинается от вертикали пятого позвонка; его длина равна длине 5-ти позвонков. Второй спинной плавник начинается на вертикали 13-го позвонка. Хвостовой плавник отделяется промежутком второго спинного и анального плавников.

Сравнение. Описанный нами вид схож с *Merluccius inferus* Daniltshenko, отличается значительно большим развитием парапофизов, они тесно сомкнуты и лишены продольного края.

Возраст и распространение. Верхний майкоп, Северный Кавказ, Закавказье, Азербайджан (Переключюль, сел. Энгехаран, Мальгам).

Merluccius errans (Smirnov)

Табл. II, рис. 6

1935. *Spinogadus errans* Smirnov, стр. 67—79, табл. V.

1942. *Merluccius maeticus* Bogatshov, стр. 89.

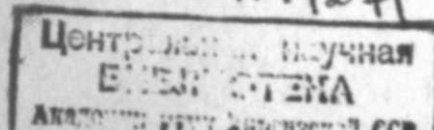
1949. *Merluccius errans* Daniltshenko, стр. 134—136, табл. I, фиг. 1—2.

Оригинал описанного и изображенного нами вида хранится в коллекции Естественно-исторического музея за № 7/10, происходит из отложений верхнего майкопа, Азербайджана (с. Энгехаран, Мальгам).

Размеры (в мм). Наибольшая высота тела—17; наименьшая—7; длина основания второго спинного плавника—42; длина основания анального плавника—45.

Диагноз. Тело умеренно удлинненное, большой рот, выступающая нижняя челюсть, мощные парапофизы.

Описание. Наибольшую высоту тела я промерила на вертикали последних лучей первого спинного позвонка; измерить всю длину основания первого спинного плавника не представилось возможным, так как он не весь виден на отпечатке. На отпечатке голова не сохранилась. Туловищные позвонки слегка удлинены, перетянуты посередине, позвонки расширяются к концам. Туловищные позвонки начиная с



5 (?) по 25 снабжены парами мощных парапофизов. Они имеют форму удлиненных пластинок, сильно выпуклых посередине, с округленными нижними краями. Чем ближе к хвосту, парапофизы уменьшаются. Весьма характерная особенность *Merluccius errans* (Smirnov), это заметные утолщения на их нижних концах. Все пластинки парапофизов располагаются относительно продольной оси тела. Ребер парапофизы не несут. Второй спинной плавник располагается на вертикали 12 (?) туловищного позвонка. Он отделен от первого спинного плавника небольшим промежутком. Против 12-го позвонка начинается анальный плавник. Своей формой он имеет сходства со вторым спинным плавником. Интерапофизы 11 спинного и анального плавников очень тонкие.

Хвостовой плавник имеет неглубокую выемку. Хвостовой плавник отделяется от 11-го спинного и анального плавников небольшой выемкой.

Сравнение. Данный вид имеет сходство с *Merluccius inferus* Daniltshenko (табл. VI, фиг. 1) и *Merluccius lednevi* Bogatshov (табл. III, рис. 7), но отличается еще более мощным развитием парапофиз.

Возраст и распространение. Верхний майкоп, на Кавказе повсеместно, Азербайджан (сс. Энгехаран, Мальгам).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ализаде А. А. Майкопская свита Азербайджана и ее нефтеносность. Азербайджанский геологический журнал, 1945.
2. Берг Л. С. Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран. Определители по фауне СССР, издаваемые Зоол. ин-том АН СССР, 1948.
3. Берг Л. С. Система рыб, ныне живущих и ископаемых. Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. XX, 1955.
4. Богачев В. В. Материалы по изучению третичной ихтиофауны Кавказа. Тр. Азерб. нефт. исслед. ин-та, геол. отд., вып. XV, 1933.
5. Богачев В. В. Светящиеся рыбы в майкопской свите Апшеронского полуострова. Изв. АзФАН СССР, 1934, № 1—2.
6. Богачев В. В. Светящиеся рыбы в олигоценовых отложениях Кавказа. Природа, № 7, 1939.
7. Богачев В. В. Об ископаемых светящихся рыбах. Природа, № 2, 1940.
8. Богачев В. В. Материалы к ихтиофауне мезотического моря. ДАН СССР, 1942, т. XXXVII, № 2.
9. Данильченко П. Г. Светящиеся рыбы семейства *Gonostomaitidae* из третичных отложений Кавказа и Крыма. Изв. АН СССР, сер. биол., 1946, № 6.
10. Данильченко П. Г. Костистые рыбы майкопских отложений Кавказа Тр. Палеонт. ин-та, т. XXVIII, 1960.

Ж. Д. Чэфарова

Шамахи району Майкоп чөкүнтүлөрүндөн Clupeidae вэ Gadidae

ХҮЛАСӘ

Мәгаләдә 1961-чи илин Јајында Әнкәхаран вә Мәлһәм дәрәләриндә (кечмиш Шамахи району) топланмыш балыг изләриндән ибарәт кичик коллексијанын тәсвири верилір. Һәммин сәһәнин кеоложи хүсусијәтләриндән мүүјән едилмишдир ки, Әнкәхаран вә Мәлһәм дәрәләри бојунча чыхан Майкоп чөкүнтүләри килли фасијадан ибарәт олуб, Илхыдаг дәстәсилә тәмаса кәлир. Әнкәхаран дәрәсиндә Майкоп чөкүнтүләри түнд боз, гәһвәји-гонур вә Јарозитли килләрдән ибарәтдир.

Килләрдә балыг изләринә вә пулларына тез-тез раст кәлмәк олур. Әнкәхаран дәрәсиндә Майкоп чөкүнтүләри кичик гырышыгларла мүрәккәбләшәрәк сүрүшмәләрлә позулмушдур. Мәлһәм дәрәсиндә исә килләр Јер үзәринә даһа чох чыхыр. Лакин бурада сүрүшмәләр олмамышдыр.

Мәлһәм дәрәсинин кәсилишинә әсасланараг, Майкоп дәстәсинин килли фасијасынын тәдричән дәјишдијини гејд етмәк олар.

Нәһәјәт, Мәлһәм вә Әнкәхаран дәрәләриндә тапылмыш 11 нөв балыгын мүфәссәл тәсвири верилір ки, булар да 3 дәстә, 2 јарымдәстә, 8 фәсил, 4 чинс вә 4 нөвдә топланмышдыр. Тапылан балыглар 1—2-чи чәдвәлләрдә кәстәрилмишдир: *Alosa genuina* Daniltshenko, *Vinciguerria obscura* Daniltshenko, *Eomyctophum karaense* Daniltshenko, *Merluccius inferus* Daniltshenko, *M. lednevi* Daniltshenko, *M. errans* (Smirnov).

Н. В. ПАШАЛЫ

К ВОПРОСУ АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В МОЛАССОВОЙ ФОРМАЦИИ АНТРОПОГЕНА ВОСТОЧНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА

На территории Азербайджана молассовая формация антропогена формировалась в различных тектонических зонах: на юго-восточном погружении Большого Кавказа (Апшеронский полуостров), в межгорной впадине (юго-восточный Кобыстан, Прикуринская низменность и Бакинский архипелаг) и в передовых прогибах (Прикаспийский район и Ленкоранская область).

В возрастном отношении эта формация снизу вверх расчленяется на бакинский ярус, гюргянскую свиту, хазарский и хвалынский ярусы и новокаспийские образования. По характеру фациального строения в ней выделяются породы континентального и морского генезиса. На минеральном аутигенном комплексе последних мы и остановимся.

Молассовая формация морского генезиса в площадном отношении наибольшее распространение имеет в пределах Апшеронского полуострова, Кобыстана, Прикуринской низменности, Ленкоранском и Прикаспийском районах. Различное тектоническое положение этих областей, характер пород, слагающих источники сноса, и палеофизико-географические особенности обусловили различный состав не только терригенной, но и аутигенной части породы, причем эти отличия больше выражены в пространстве, чем во времени. Кроме того, в каждой из областей, независимо от их тектонической приуроченности, отмечается четкая зональность в распределении аутигенных минералов.

Апшеронский полуостров в период трансгрессий Каспийского моря представлял собой материковую отмель, различная степень погружения второй во времени определила различные глубины бакинского, хазарского и хвалынского бассейнов, с общей тенденцией к увеличению их во всех случаях в юго-восточном направлении.

Отсутствие крупных рек, транспортирующих терригенный материал, относительно небольшие глубины, особенно хазарского моря, интенсивное испарение в условиях аридного климата обусловили садку в этой части палеобассейнов значительного количества кальцита, среднее содержание которого уменьшается в восточном направлении в связи с уменьшением в этом направлении роли терригенной и органогенной разности этого минерала и преобладания хемогенного кальцита. Малые глубины, особенно в западной части отмели, и ветровой режим, вызывающий дополнительное глубокое вертикальное перемещение вод бас-

сейна, способствовали и широкому развитию лимонита, пропитывающего породу в массе или обволакивающего породообразующие компоненты.

Интенсивное испарение и ослабленный приток пресных вод приводили в периферической части бассейна к концентрации сульфатов (гипс, барит) и выпадению их в осадок. Гипс образует цемент в некоторых полимиктовых песчаниках, выполняет трещины, секущие породу в различных направлениях и образует скопления по наслоению отложений. Ассоциируя с кальцитом, этот минерал представляет собой более позднее образование и свидетельствует о некотором изменении pH осадка в сторону понижения. Барит повсеместно фиксируется (за исключением гюрджанских отложений) в небольших количествах. Только в одном случае содержание его достигает 23,6% (Бина). С аридностью климата связано наличие в отдельных разрезах (г. Бакинский ярус, Волчьих ворот) значительного количества галита и тенардита.

Увеличение глубин материковой отмели в восточном направлении благоприятствовало повышению содержания органического вещества, разложение которого способствовало образованию железистых карбонатов (сидерит) и сульфидов (пирит). Наличие последнего в количестве от 24 до 50% в образцах бакинского яруса западной части полуострова говорит о локальном и кратковременном сероводородном заражении, возникающем в отдельных углубленных участках дна бассейна. Глауконит, как и сидерит, имеет довольно широкое площадное и стратиграфическое распространение, но присутствует всегда в малом количестве. Содержание его несколько увеличивается в западном направлении полуострова и вверх по разрезу. В отношении происхождения глауконита имеется ряд мнений [1, 2, 4, 5, 9, 14, 16]. В исследуемых нами отложениях этот минерал в некоторых случаях дает неполные псевдоморфозы по мусковиту, а чаще образуется в осадке в виде комочкообразных и лопастных зерен микроагрегатного строения.

Присутствие аутигенного хлорита доказывается развитием этого минерала в песчаниках хазарского возраста Апшеронского полуострова, где он пигментирует глинистую массу цемента или обрамляет терригенный материал. На присутствие хлорита как в глинах, так и в глинистом цементе различных типов пород указывает целый ряд исследователей, но условия образования его изучены еще недостаточно. По данным И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой [3], хлорит в коре выветривания образуется в щелочных условиях при разложении фемических минералов. Е. П. Ермолова [6], занимаясь исследованием вторичных минералогенетических процессов олигоценых отложений Грузии, предопределяет положение величины pH образования хлорита на границе между нейтральной и слабощелочной средами.

Из глинистых минералов на Апшеронском полуострове самым распространенным является гидрослюда. Генетически она представляет собой как аллотигенные, так и аутигенные образования. Последние чаще всего образуют лейсты вокруг различных терригенных минералов. Исходным материалом могли являться слюды, пелитовые частички полевых шпатов и терригенные глинистые минералы. Подтверждением этого является преобладание в песчано-алевритовых фракциях мономинеральных гидрослюдистых глин среди «тяжелых» компонентов мусковита, а в «легкой» — полевых шпатов и глинистых образований.

Южнее породы морского генезиса молассовой формации антропогена развиты на территории юго-восточного Кобыстана и Прикуриинской низменности, представляющих собой единую область межгорной впадины. Некоторое отличие в осадконакоплении антропогена в пределах этих областей [11] привело и к некоторому отличию их аутигенного комплекса. В западной части юго-восточного Кобыстана, как и в

разрезах Апшеронского полуострова, наблюдается интенсивная лимонитизация терригенного материала и зональное распределение кальцита с увеличением в восточном направлении роли его хемогенной разности, вплоть до образования мергельных прослоев (Алятская коса). В отдельных разрезах (Алятская гряда, Айрантекия) бакинского яруса отмечается чередование прослоев, обогащенных и обедненных пиритом. Последний минерал чаще и в значительном количестве присутствует в хазарском и хвалынском ярусах восточных разрезов Кобыстана (Алятская коса). Грубообломочные породы содержат гипс в виде цемента, обволакивающего гальки (первая генерация) или выполняющего трещины (вторая генерация). Реже отмечается целестин и барит (Айрантекия). В отличие от осадков, формирующихся в пределах материковой отмели, здесь вместе с доминирующей гидрослюдой в западных разрезах чаще отмечается монтмориллонит. Частично он мог явиться результатом переработки цветных компонентов (амфиболов, пироксенов) и вулканического стекла, тем более, по количеству первых значительно больше в западных разрезах, чем в восточных.

Что касается Прикуриинской низменности, то здесь чаще и в большем количестве присутствуют сидерит, пирит, глауконит, ангидрит, доломит; в отдельных разрезах (Хыдырлы, Б. Харамы, Кюровадаг) отмечено большое количество целестина, иногда барита (Сараджалар, Б. Харамы, Кюровадаг), несколько меньше лимонита. В распределении этих минералов с северо-запада на юго-восток отмечается некоторая зональность, несколько нарушающаяся подводными и островными поднятиями, вызывающими локальное изменение глубин бассейна. Наибольшее количество лимонита встречается в разрезах, расположенных ближе к береговой полосе и в присводовых частях антиклинальных поднятий. Генетически он аналогичен лимониту в ранее описанных областях. Процесс сидеритообразования мог происходить в обстановке накопления осадков, содержащих продукты разложения органического вещества. Исследование последнего в четвертичных отложениях восточного Азербайджана показало увеличение органического материала в разрезах Прикуриинской низменности и Бакинского архипелага [11]. В связи с этим здесь, по сравнению с другими областями, увеличивается содержание сидерита и сульфидов. Периодическое и незначительное по площади заражение бассейна сероводородом ограничивало возможность активного и повсеместного выпадения пирита; причем граница распространения этого минерала в разрезе постепенно смещалась в юго-восточном направлении. Встречается пирит в Прикуриинской низменности в форме агрегатов и мелкокоррассеянных, нередко округлых зерен. Миграция железа в бассейн седиментации осуществлялась в виде полоторных окислов и гидроокислов, а также механических взвесей. Химический анализ взвешенных веществ по данным соляно-кислых вытяжек проб, взятых в различных пунктах р. Куры (Мингечаур, Сабир-Абад, Сальяны и Северо-Восточный банк), как указывает М. В. Кленова, характеризуется изменением в них Fe_2O_3 в пределах от 4,3 до 6,04% [7].

Глауконит в сравнительно большем количестве присутствует в разрезах Кюровадага и Мишовдага. Судя по морфологии он, как и в пределах материковой отмели, представлен двумя генетическими разновидностями.

Наибольшее количество целестина было встречено в вулканических пеплах, приуроченных к террасам хазарского возраста районов Кюровадаг (45,9%) и Большой Харамы (40,4%). Представлен он узкопризматическими и лейстовидными зёрнами и их сростками, нередко с аномальными оптическими свойствами. Последнее, видимо, связано с вы-

полнением целестина интерстиций между пирокластами, размеры и форма которых могли обусловить структурную деформацию кристаллов целестина.

Из глинистых минералов в разрезах Прикуринской низменности преобладает гидрослюда. Но в породах гюрджанской свиты чаще, чем в бакинских отложениях присутствует монтмориллонит. Аутигенная разность этого минерала связана с процессами переработки пироксенов, амфиболов, вулканогенных и туфогенных класталитов, содержащих в себе вулканическое стекло и сносимых как с Малого, так и Большого Кавказа. Бейделлит также носит диагенетический характер, о чем свидетельствуют процессы бейделлитизации гидрослюды, фиксируемые на многих электронномикроскопических снимках. Отмеченные в глинах Прикуринской низменности, в разрезе Сараджалар, наряду с монтмориллонитом, магнезиальные глинистые минералы в виде сеполита и палыгорскита в меньшем количестве по морфологии и размерам, превышающим размер обломочного материала, являются аутигенными образованиями, возникшими за счет изменения и разложения пироксенов и амфиболов.

В восточном направлении межгорной впадины в пределах Бакинского архипелага аутигенные минералы более разнообразны и они меняются в количественном отношении. Здесь, кроме кальцита, большим распространением, чем в вышеописанных областях, пользуются пирит, глауконит, полугидрат гипса. Гидротроллит иногда образует налеты по наслоению породы. Отмечаются единичные сферолиты халцедона. Здесь, на образование аутигенных минералов, некоторое влияние оказывали и грязевые вулканы [11]. Повышенное содержание органического материала, более спокойный гидродинамический режим, способствующий ослабленной аэрации, создавали благоприятную обстановку для возникновения сульфидов. Пирит в породах присутствует в виде микроствяжений, агрегатных скоплений, желвачков, мелко-рассеянных зерен и псевдоморфоз по растительным остаткам и раковинам фораминифер. Увеличению органического вещества в осадках способствовали и выбросы грязевых вулканов [11].

В некоторых западных участках Бакинского архипелага (о. Булла и Обливной) содержание пирита уменьшается и количество глауконита сравнительно возрастает. Лопастная форма глауконитовых зерен, их величина, превышающая величину кластического материала, ярко-зеленая окраска, свидетельствующая о свежести этого минерала говорит о его аутигенности.

Форма нахождения гипса (псевдопорфиновые выделения) в разрезах Бакинского архипелага говорит о его сингенетичности.

В процессе частичной дегидратации гипс переходил в полугидрат гипса, а полная дегидратация не могла приводить к образованию ангидрита. Кроме того, образованию последнего минерала могло способствовать присутствие в морской воде NaCl и MgCl_2 , уменьшающих температуру образования ангидрита [15]. Наличие NaCl и MgCl_2 в бассейне подтверждается присутствием их в воднорастворимых вытяжках пород исследуемых отложений [11].

В отличие от разрезов Прикуринской низменности среди глинистых минералов реже отмечается монтмориллонит и бейделлит, количество которых увеличивается обычно в южном направлении [11].

В Ленкоранской и Прикаспийской областях накопление рассматриваемой молассовой формации антропогена происходило в зонах передовых прогибов, образованных в первом случае по периферии юго-восточной части Большого Кавказа, а во-втором, Талышских горных сооружений. Комплекс аутигенных минералов этих областей отличается не только от аутигенных минералов, описанных выше тектонических

зон, но и между собой. Правда, в Ленкоранской области, ассоциация аутигенных минералов такая же, как в разрезах западной части Прикуринской низменности. Имеющиеся различия, главным образом, количественного порядка. Повсеместно присутствует небольшое количество сидерита, ассоциирующего с пиритом. Только в единичных образцах бакинского яруса (Гасанкюджа) количество пирита достигает 40,7% от веса тяжелой фракции. Развитию пирита в хазарских отложениях района Машхан благоприятствовали спокойные условия седиментации вблизи гористого углубленного берега и наличие значительного количества органики. В отличие от вышеописанных районов отложения молассовой формации этой области менее карбонатны. Это объясняется весьма незначительной карбонатностью пород, слагающих Талышскую питающую провинцию, мелководностью бассейна, вследствие чего тончайшее известковистое вещество вымывалось и выносилось в более удаленные от берега участки с более низкой температурой, что увеличивало растворимость CO_2 в морской воде. Образование единичного прослоя пелитоморфного мергеля относится к периоду пониженного стока пресных вод с прилегающей части суши, когда одновременно уменьшалось поступление терригенного материала и повышалась температура прибрежных вод, способствуя концентрации Са в воде и выпадение его в осадок. В отличие от других областей, здесь монтмориллонит часто присутствует в качестве породообразующего глинистого минерала. Преобладание этого минерала в глинах Ленкоранской области связано с разрушением и переносом терригенных компонентов, развитых здесь основных и ультраосновных пород, представленных базальтами, долеритами, габбро-тешенитами, содержащими в больших количествах пироксены, амфиболы, хлориты, которые легко поддаются в щелочной среде бассейна переработке с переходом в глинистые минералы монтмориллонитового типа. Иногда отмечается (разрез Лованин) небольшое количество каолинита. Принадлежность его к аутигенному минералу доказывается размером зерен, значительно превышающим величину обломочного материала. Развитие наряду с преобладающим монтмориллонитом каолинита, возможно, связано с кратковременным развитием в стадии диагенеза кислой среды, где гидрослюды могли претерпеть глубокую переработку с переходом их в каолинит.

Самое бедное в количественном отношении развитие аутигенные компоненты получили в Прикаспийской области. Малые глубины бассейна и интенсивные вертикальные перемещения водных масс способствовали интенсивной аэрации осадка и образованию лимонитовой створочки вокруг многих терригенных компонентов. Глауконит, сидерит, ангидрит присутствуют здесь в незначительных количествах (до 0,1%).

Кальцит, наряду с формой нахождения аналогичной в вышеописанных областях, присутствует и как конкрецеобразователь. В отложениях гюрджанской свиты (район Девчибазара) в мергельном прослое прослеживается цепочкообразное расположение эллипсоидальной формы конкрекций, размером до 5 см. В середине этих конкрекций отмечается небольшая полость и трещины высыхания. Сложены эти конкрекции пелитоморфным кальцитом, концентрически располагающимся землестым и дентритовидным пиролюзитом и мелкокристаллическим гипсом. Вокруг пиролюзита отмечаются подтеки лимонита. Что касается марганца, присутствующего в виде пиролюзита, то скопление его, видимо, связано с сегрегацией этого элемента в процессе диагенеза осадка. А. С. Пахомова [10], занимаясь исследованием современных осадков Каспия с точки зрения содержания в них марганца, указывает на то, что максимальное количество его содержится в осадках среднего Каспия, вблизи Кавказского побережья и в глубоководных впадинах. При этом А. С. Пахомова установила тесную связь Mn с глинистой фрак-

цией, считая это свидетельством его коллоидно-химической природы. М. В. Кленова [7] указывает, что в Каспии «как и в северных морях, содержание марганца связано с характером окислительно-восстановительного процесса и возрастает в окислительной среде». Развитие пиролюзита по периферии ядра, сложенного пелитоморфным кальцитом, говорит о постепенном изменении физико-химической обстановки в процессе образования конкреции от щелочной до нейтральной и слабощелочной. Подтверждением этого является состав тяжелой фракции пород гюржанской свиты этого района (Девичибазар), где преобладающими являются компоненты, покрытые гидроокисью железа.

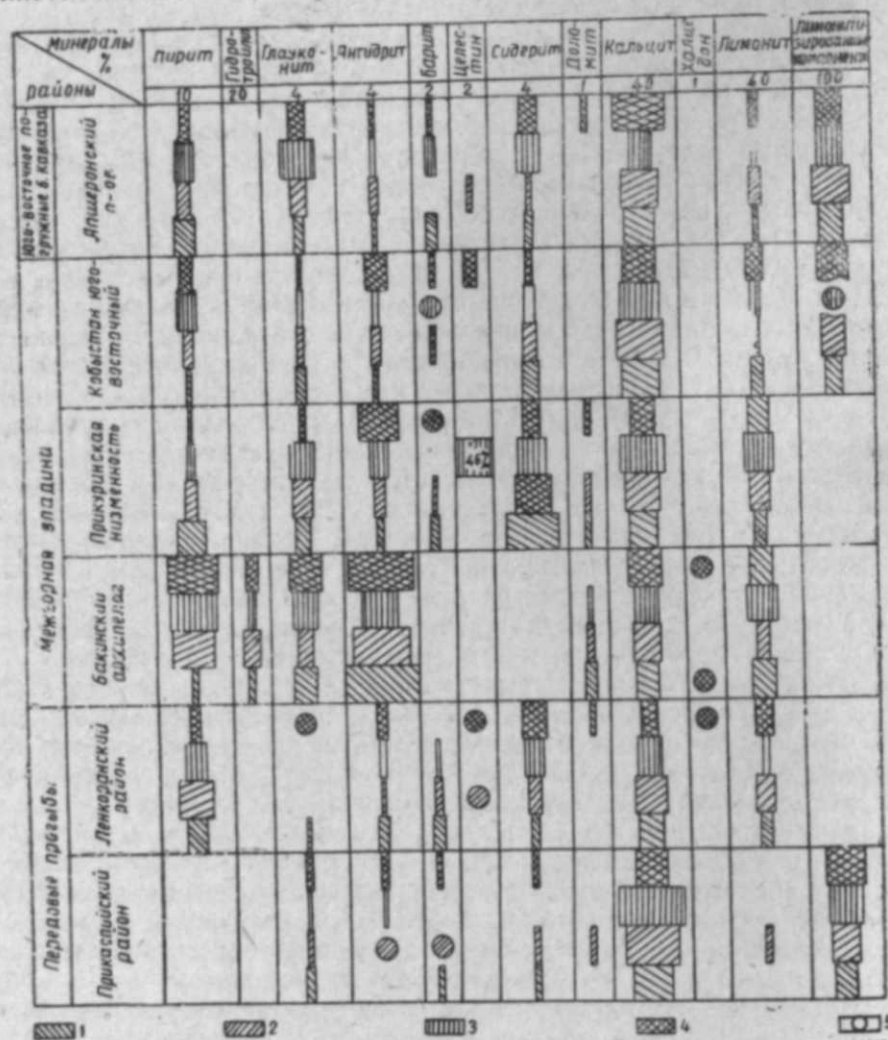


Схема распределения аутигенных минералов в молассовой формации антропогена восточного Азербайджана:

1—бакинский ярус; 2—гюржанская свита; 3—хазарский ярус; 4—хвалынский ярус; 5—единичные зерна*. В вулканических пеплах.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский Д. К. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. Сб. «Акад. В. И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности», АН СССР, 2, 1963.
- Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы актюбинских фосфоритов. БМО и II отд. геол., т. XVI, 1938, № 4.

- Гинзбург И. И. и Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
- Глинка К. Д. Глаукоцит, его происхождение, химический состав и характер выветривания. СПб., 1896.
- Горбунова Л. И. Глаукоциты юрских и нижнемеловых отложений центральной части русской платформы. Тр. Ин-та геологич. наук АН СССР, вып. 114, сер. геологич., 1950.
- Ермолова Е. П. Вторичные минералогенетические процессы в олигоценых отложениях Грузии. Фонды ГРГИ АН СССР, 1952.
- Кленова М. В., Соловьев В. Ф. и др. Современные осадки Каспийского моря. Изд. АН СССР, 1956.
- Ковалевский А. С. Грязевые вулканы Южного Прикаспия. АзГОНТИ, 1940.
- Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глаукоцита. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Книга 3-я и 4-я. Изд. МГУ, 1956.
- Пахомова А. С. Марганец в морских осадках. Тр. ГОИН, вып. 5/17, М.—Л., Гидрометиздат, 1948.
- Пашалы Н. В. Литология четвертичных отложений восточного Азербайджана и условия их образования. Изд. АН Азерб. ССР, 1964.
- Полинов Б. Б. Кора выветривания, ч. I, Изд. АН СССР, 1934.
- Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. «Проблемы советской геологии», 1933, № 1.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. «Изв. АН СССР», серия геол., 1953, № 5.
- Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. Изд. АН СССР, 1958.
- Формозова Л. Н. Глаукоциты урочища Кызылчай. Тр. Ин-та геологич. наук АН СССР, вып. 117, 1949.

Н. В. Пашалы

Шәргә Азәрбајҗан антропогеннин моласс формасијасында аутиген минерал әмәлә кәлмәсинә даир

ХУЛАСӘ

Азәрбајҗан әразисиндә антропогеннин моласс формасијасы Бақы, Хәзәр, Хвалын мәртәбәләри сүхурлары вә Јени Хәзәр төрәмәләриндән ибарәтдир. Кенетик чәһәтдән онда континентал фәрглә јанашы олараг. Абшерон јарымадасында, Гобустан, Күрбоју дүзәнлији, Ләнкәран вә Хәзәрјаны рајонларда инкишаф етмиш дәниз төрәмәләри дә кениш инкишаф етмишдир. һәмин чөкүнтүләрин формалашмасы дөврүндә көс-тәрилән саһәләрин мүхтәлиф тектоник вәзијјәти, јығылма мәнбәјинә топланан сүхурларын характери, онларын ландшафт хүсусијјәтләри вә палеоглими сүхурларын нәинки террикен, һәтта аутиген һиссәсинин тәркибчә мүхтәлифлијинә сәбәб олмушдур. Бунунла јанашы олараг, һәмин фәрг саһәчә кәсилишә нисбәтән даһа артыг көрүнүр.

А. Г. СЕИДОВ, Х. А. АЛИЗАДЕ

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН АЗЕРБАЙДЖАНА

В Азербайджане бентонитовые глины, известные под названием «гильяби», приурочены к меловым и третичным отложениям Большого и Малого Кавказа.

Бентонитовые глины Азербайджана, широко распространенные среди мезозойских (мел) и третичных (эоцен) отложений, были изучены рядом исследователей с различных точек зрения. В частности, изучались физико-химические и технологические свойства, отбеливающая способность, используемая для очистки нефтепродуктов и в качестве катализатора для их крекинга и др. Что касается детальных литолого-минералогических исследований бентонитовых глин и условий образования их, то эти вопросы до последнего времени были изучены недостаточно полно.

В настоящей работе остановимся на новых данных, полученных в результате изучения бентонитовых глин Азербайджана*, которое проводилось с 1959 по 1963 гг. комплексно: микроскопическим, химическим, термовесовым, электронным, спектрофотометрическим и рентгеновскими методами.

Бентонитовые глины мелового возраста развиты в северо-восточной части Малого Кавказа, где они приурочены в основном к сенонским отложениям синклинальных прогибов Сомхито-Карабахской зоны и моноклинали предгорной части Куринской депрессии. Наиболее перспективным является Казахский район, где на Алибайрамлинском участке мощность бентонитсодержащей пачки местами достигает 60—70 м, в районе Ханлара, нижний продуктивный пласт имеет мощность до 10 м, а в других участках—в среднем 0,5—1,0 м.

При этом, если в отложениях коньяк-нижнесантонского возраста пласты бентонитовых глин переслаиваются с пирокластическими породами—туфами, туфобрекчиями, то в верхнесантонских—они отмечены в переслаивании с туфами и мергелями, а в кампанских—в основном с карбонатными образованиями—мергелями и пелитоморфными известняками.

По микроструктуре среди бентонитовых глин верхнемелового возраста установлены следующие разновидности: 1) бентонитизированные

* Изучение бентонитовых глин мелового возраста проводилось Х. А. Ализаде, а третичного—А. Г. Сеидовым.

туфы с литокластической структурой, 2) пепловидные бентонитовые глины с отчетливо выраженной реликтовой структурой, 3) бентонитовые глины со слабо выраженной реликтовой пепловой структурой, 4) бентонитовые глины с пелитовой структурой, вулканическое стекло которых полностью перешло в монтмориллонит без сохранения реликтов исходной структуры, 5) известковые бентонитовые глины.

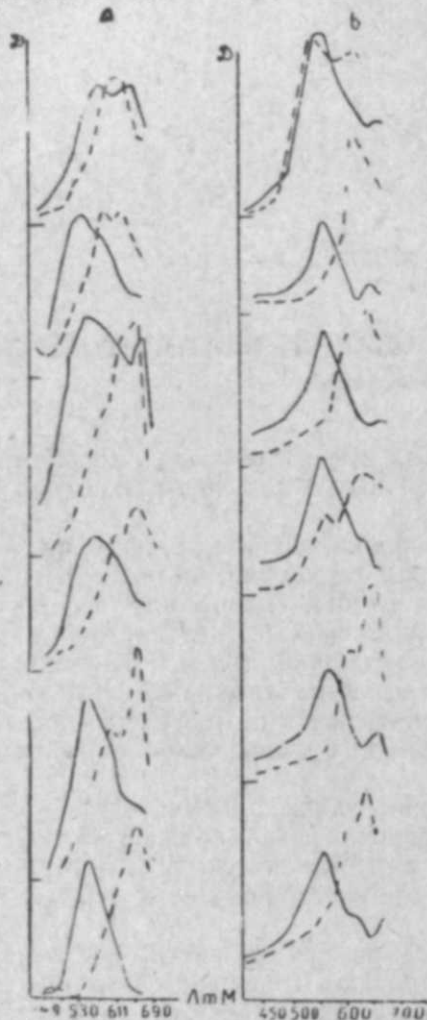


Рис. 1

Спектрофотометрические кривые, окрашенных МГ и МГ+KCl суспензий бентонитовых глин Азербайджана: А—мелового возраста (С.-В. части Малого Кавказа); Б—третичного (Кобыстано-Шемахинской области).

описываемой реакции на различных термограммах, связанная, по-видимому, с неодинаковой степенью совершенства кристаллической решетки монтмориллонита, послужила основанием для выделения нескольких типов термических кривых бентонитовых глин. Третий эндотермический эффект разрушения кристаллической решетки минерала протекает почти без выделения воды, отчетливо выражен на всех кривых нагревания в пределах 830—850°. Он часто при температуре 900—950° переходит в экзоэффект.

Каждая из выделенных по микроструктуре разновидностей бентонитовых глин стратифицирована по разрезу верхнемеловых отложений, различается по характеру вмещающих пород, макроскопическому облику, минеральным примесям, а также по характеру монтмориллонитовой массы. Последнее обусловлено различной степенью изменения вулканического стекла. В минеральном составе описываемых бентонитовых глин различаются следующие группы минералов: 1) обломочные и пирокластические, к которым относятся: измененное вулканическое стекло, плагиоклазы, магнетитильменит, биотит, роговая обманка, апатит, циркон, авгит, гранат; 2) аутигенные, к которым относятся: монтмориллонит (основной породообразующий минерал), цеолиты, гипс, пирит, глауконит, хлорит, кальцит и др. (в виде незначительной примеси).

Результаты термического анализа бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавказа указывают в основном на монтмориллонитовый состав их с незначительной и спорадической примесью в них кальцита, гипса, пирита, гетита, реже каолинита. Характерными для монтмориллонита реакциями на термограммах изученных бентонитовых глин (рис. 1) являются: интенсивный эндоэффект, который протекает с максимумом в пределах 120—180° и часто осложнен дополнительным изгибом в пределах 190—230°; второй эндоэффект, выраженный значительно слабее первого и более пологий, характеризуется широким интервалом температурных максимумов от 530 до 690°. Эта разница в максимумах и в интенсивности

Химический анализ бентонитовых глин и отдельных их фракций показал, что содержание SiO_2 в них колеблется в пределах от 47,0 до 52,1%; Al_2O_3 —от 13,2 до 24,5%; CaO —от 0,7 до 5,0%, а Na_2O и K_2O отмечены в незначительных количествах от следов до 2,0%. Суммарное содержание адсорбционной, межслоевой и конституционной воды в них достигает 18,5%. При этом фиксируется неравномерное распределение H_2O в отдельных фракциях бентонитовых глин— в алевритовой фракции количество H_2O значительно ниже (5,2—7,8%) по сравнению с глинистой (13,5—18,5%), расчет молекулярных отношений основных компонентов показал, что отношение $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ изменяется в пределах от 3,7 до 5,8, а $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ —от 2,6 до 4,3.

Сумма катионов в шестерной координации колеблется в пределах 1,8—2,1 и изредка достигает 2,4, что характеризует диоктаэдрические разности монтмориллонита. Определение состава и величины обменной емкости показало, что преобладающими обменными катионами являются в основном Ca, Mg и реже Na, а иногда они отмечены в почти равных соотношениях.

Окрашивание и спектрофотометрирование бентонитовых глин мелового возраста (рис. 2) показывают, что они при применении различных красителей обнаруживают гамму цветов суспензий и спектры поглощения, характерные для монтмориллонита. Суспензии бентонитовых глин метиленовым голубым (МГ) окрашиваются в фиолетово-синие цвета, которые при добавлении KCl резко меняются в голубой, зеленый, иногда в травянисто-зеленый цвета. Характерным для большинства спектральных кривых исследуемых бентонитовых глин, окрашенных МГ, является наличие интенсивного дублетного максимума в пределах 567 $m\mu$ и режеслаборазвитого ионного максимума в пределах 673, 690 $m\mu$. Добавление KCl разрушает дублетную адсорбцию катионов МГ на поверхности глинистых частиц и превращает ее в простую ионную, резко смещая максимум поглощения в длинноволновую часть спектра—в область 653, реже 673 $m\mu$. Интенсивность ее или резко превышает, или одинакова с дублетным максимумом кривой МГ. Часто кривая МГ+KCl фиксирует дополнительный, резко выраженный максимум поглощения в пределах 611 $m\mu$.

Результаты рентгенографического анализа бентонитовых глин указывают в основном на монтмориллонитовый состав их, выраженный в диоктаэдрической серии $d(060)=1,49-1,51 \text{ \AA}$. По величине межплос-

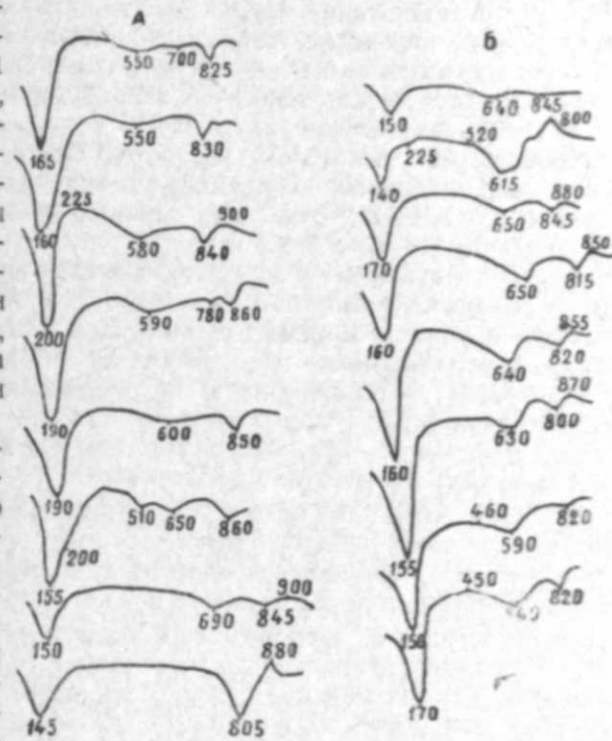


Рис. 2

Термограммы бентонитовых глин Азербайджана: А—мелового возраста (С.-В. части Малого Кавказа); Б—третичного возраста (Кобыстано-Шемахинской области).

Характерным для большинства спектральных кривых исследуемых бентонитовых глин, окрашенных МГ, является наличие интенсивного дублетного максимума в пределах 567 $m\mu$ и режеслаборазвитого ионного максимума в пределах 673, 690 $m\mu$. Добавление KCl разрушает дублетную адсорбцию катионов МГ на поверхности глинистых частиц и превращает ее в простую ионную, резко смещая максимум поглощения в длинноволновую часть спектра—в область 653, реже 673 $m\mu$. Интенсивность ее или резко превышает, или одинакова с дублетным максимумом кривой МГ. Часто кривая МГ+KCl фиксирует дополнительный, резко выраженный максимум поглощения в пределах 611 $m\mu$.

Результаты рентгенографического анализа бентонитовых глин указывают в основном на монтмориллонитовый состав их, выраженный в диоктаэдрической серии $d(060)=1,49-1,51 \text{ \AA}$. По величине межплос-

костных базальных расстояний и характеру дифракционных линий в выделенных типах бентонитовых глин мелового возраста выделяется несколько разностей монтмориллонита с несовершенной, относительно совершенной и совершенной кристаллической решеткой. При этом степень кристалличности монтмориллонита возрастает с увеличением полноты разложения витрокластического материала—от пепловидных бентонитовых глин с отчетливой реликтовой витрокластической структурой к бентонитовым глинам с пелитовой структурой. Об этом свидетельствуют широкие нечеткие контуры линий, темный фон в области малых углов отражений, относительно низкие значения базальных рефлексов (13,5—13,8 κX), соответствующих значительному (~1,2 мол.) содержанию H_2O и смешанному составу обменных катионов у первых разностей, четкий узкий фиксированный характер линий, с более высокими значениями межплоскостных расстояний (14,8—14,9 κX), соответствующих Са-монтмориллонитам с упорядоченным переслаиванием молекул H_2O , составляющих ~1,8 слоев—на рентгенограммах последних разностей бентонитовых глин. В насыщенных ориентированных препаратах отмечаются базальные рефлексы в пределах 17,3—17,8 κX . При предварительном прогреве до 600° они сокращаются до 9,8 κX .

Морфологически монтмориллонит в бентонитовых глинах представлен несколькими разностями, выделенными при электронномикроскопическом изучении: мелкими изометричными полупрозрачными чешуйками, непрозрачными пластинками с размытыми или резкими очертаниями, иногда с шиповидными, скрученными в трубку краями или бесформенной облаковидной массой. Указанные разновидности монтмориллонита в исследуемых глинах обычно встречаются совместно с преобладанием той или иной разности.

Как было отмечено выше, бентонитовые глины в Азербайджане отмечаются также среди третичных отложений (эоценовый возраст), которые имеют широкое распространение в Кобыстано-Шемахинской области и на Апшеронском полуострове.

Из известных в литературе месторождений бентонитовых глин третичного возраста Азербайджана следует отметить следующие: Хурдаланское, Агзыхазринское, Бюльбюлинское, Сураханское и др. Отмеченные выше месторождения не имеют промышленного значения, ввиду незначительной мощности бентонитосодержащих пластов.

В результате проведенных нами геологических исследований в северо-восточной части Кобыстана в течение 1961—1962 гг. было установлено наличие новых перспективных месторождений бентонитовых глин, в частности в районах Вегверской, Кендинской, Насосной и Агбурунской синклиналей.

Бентонитовые глины в северо-восточном Кобыстане приурочены в основном к нижнекоунским отложениям, где мощность отдельных пластов их колеблется от 2 до 5 м, а мощность пачек, в которых пласты гильаби переслаиваются с небольшими прослоями нежирных плотных коунских глин, достигает 10—15 м.

Результаты гранулометрических анализов показали, что глины нижнего коуна в целом характеризуются хорошей отмученностью (содержание фракции <0,001 мм в большинстве случаев составляет более 50%) и слабой карбонатностью.

Под микроскопом изученные бентонитовые глины имеют пелитовую, псамито-пелитовую и пепловую структуру, а основная масса их представлена хлопьевидными одновременно погасающими монтмориллонитовыми частицами, а также раскристаллизованным вулканическим стеклом.

Из терригенных компонентов встречены: кварц, полевые шпаты, среди которых отмечаются плагиоклазы среднего и кислого состава, кальцит, мусковит, хлорит, глауконит, магнетит, ильменит, эпидот, вулканическое стекло и др. К аутигенным минералам относятся: монтмориллонит (породообразующий), апатит, пирит.

Результаты измерения коэффициента преломления ориентированных агрегатов монтмориллонитовых частиц показали следующее: N_d —1,512—1,513; N_p —1,495—1,525; $N_d - N_p$ —0,010—0,016.

Кривые нагревания бентонитовых глин описываемых месторождений характеризуются присутствием всех термических эффектов, свойственных глинам монтмориллонитового состава.

На их термограммах (рис. 2, В) отмечаются: первый, довольно четкий эндотермический эффект в температурном интервале 110—170°. Второй эндотермический эффект выражен менее интенсивно, чем первый и фиксируется в интервале 600—670°. В некоторых случаях интенсивность указанного эффекта усиливается ввиду гидрослюистой примеси; третий эндотермический эффект, наблюдающийся в интервале 800—850°С, обычно сопровождается экзотермической пикой, иногда выраженной довольно четко, при 850—900°С. Кривые нагревания изученных бентонитов по температуре второго эндотермического эффекта, сниженного до 550°, несколько отличаются от кривых нагревания обычных бентонитов, что следует объяснить повышенным содержанием в них окислов железа (от 4 до 7%). Наличие на некоторых термограммах изученных бентонитовых глин дополнительного эндотермического эффекта при 720—740°, связано с карбонатной примесью.

Химические исследования фракции <0,001 мм показали, что изученные бентонитовые глины, по содержанию основных компонентов мало отличаются от обычных глин монтмориллонитового состава.

Бентонитовые глины третичного возраста характеризуются относительно высоким содержанием SiO_2 от 40,2 до 57,97%, Al_2O_3 от 15,24 до 22,89, СаО от 1,7 до 2,8% и т. д. Сопоставление химических данных мелового возраста с третичными показало, что последние отличаются высоким содержанием Na_2O (от 3 до 5%), что дает возможность отнести их к щелочным-натриевым бентонитам. Молекулярные отношения $SiO_2 : R_2O_3$ обычно превышают цифру 4.

Результаты окрашивания бентонитовых глин показали, что суспензии их окрашиваются метиленовым голубым (МГ) в фиолетовый и синий цвета, изменяющиеся в голубовато-зеленый или голубой от прибавления KCl.

На спектральных кривых (рис. 2) большинства изученных глин имеется коротковолновой максимум при 560—570 $m\mu$, указывающий на дублетную связь катионов МГ с поверхностью глинистого минерала—монтмориллонита. У некоторых образцов глин вышеуказанный дублетный максимум отмечается в пределах 520—530 $m\mu$. Длинноволновой максимум у них наблюдается в интервале 650—670 $m\mu$. Кривая МГ+KCl характеризуется отчетливо выраженным ионным максимумом при 650 $m\mu$ и слабо выраженным максимумом около 616 $m\mu$.

На рентгенограммах изученных бентонитовых глин отмечаются основные характерные линии монтмориллонита с межплоскостными расстояниями $d(001)=25\kappa X$, $d(002)=12,5\kappa X$, $d(004)=5,2\kappa X$ и др.

При насыщении исследуемых образцов глицерином межплоскостное расстояние $d(002)$ достигает 17,8 κX .

Дифракционные линии $d(060)=1,5\kappa X$ и $d(400)=1,285\kappa X$ указывают на диоктаэдрическую разность монтмориллонита в изученных бентонитовых глинах.

На электронномикроскопических снимках изученных бентонитов видны бесформенные разбухшие изометрично-пластинчатые крупные

и мелкие частицы, иногда острыми шиповидными чешуйками монтмориллонита, составляющего около 70—90% вещественного состава исследованных бентонитовых глин. В относительно меньшем количестве отмечены частицы с острыми углами между гранями и полупрозрачные удлиненно-листоватые частицы, которые можно отнести к глинистым минералам группы гидрослюды.

В виде примеси отмечено присутствие каолинита, представленного в виде псевдогексагональных непрозрачных пластинок и магnezияльных глинистых минералов.

Очень редко отмечены отдельные палочки галлуазита (сильно удлиненной формы) и кристаллики гидрогетита (звездообразной формы).

Большой интерес представляют вопросы условий образования бентонитовых глин Азербайджана и их связь с вулканической деятельностью, проявляющейся на территории Большого и Малого Кавказа.

Результаты проведенных геологических и литологических исследований показали, что бентонитообразование в Азербайджане генетически связано с продуктами вулканических извержений, в основном с пирокластолитами. Характерна приуроченность бентонитовых глин к определенным стратиграфическим горизонтам, а также зависимость процесса превращения пеплового материала в монтмориллонит от литофациального характера вмещающих бентонит пород.

Так, например, в северо-восточной части Малого Кавказа к верхнеантонскому и кампанскому времени относятся основные скопления бентонитовых глин, что обусловлено характером вулканизма с выбросом в большом количестве пирокластического материала (туфы и пеплы) в этот период. В то время как в верхнем коньяке—нижнем сantonе, несмотря на максимальную интенсивность вулканизма, отмечаются редкие и незначительные накопления бентонитовых глин, связанные с преобладанием в вулканических излияниях порфиритовых лав над пирокластическими разностями, в отложениях маастрихтского и датского ярусов на территории северо-восточной части Малого Кавказа бентонитовые глины совершенно отсутствуют, что согласуется с полным завершением верхнемелового вулканизма к этому времени.

На территории юго-восточной части Большого Кавказа в меловых отложениях, начиная с альба, отмечаются первые прослои бентонитовых глин, а в турон-коньякских отложениях зафиксированы многочисленные прослои их. В палеоцене не обнаружены признаки вулканической деятельности и в связи с этим отсутствуют прослои бентонитовых глин в сумгаитской свите. В средне-эоценовое время, начиная с низов, т. е. в коуне бентонитовые глины снова получают большое развитие. Судя по количеству туфогенного материала по всему разрезу мела и палеогена юго-восточного Кавказа, в средне-эоценовое время отмечаются наиболее интенсивные вулканические извержения. Наконец, в отложениях олигоцена южного склона Большого Кавказа и северо-восточного склона Малого Кавказа, наличие бентонитовых глин отмечено в незначительном количестве.

Начиная с миоцена и выше, в осадочных отложениях Азербайджана отмечаются прослои пеплов, диагенетически почти неизмененных.

Процесс бентонитообразования происходит за счет преобразования пеплового материала в монтмориллонит в морском щелочном бассейне в результате гидрохимических реакций растворения, гидратации, выщелачивания и поглощения катионов. При этом установлено, что в одних случаях пирокластический материал подвергся неполному оглинению с сохранением витрокластической структуры и в них отмечаются обломки в той или иной мере измененного вулканическо-

го стекла, а в других случаях наблюдается полная монтмориллонитизация его.

Выяснено также, что степень превращения пеплового материала в монтмориллонит во многом зависит и от фациальных особенностей бентонитовмещающих толщ. Наблюдается, что при увеличении дисперсности пород повышается степень изменения и превращения вулканического стекла в монтмориллонит.

Так, например, в коунских отложениях Кобыстано-Шемахинской области, литологически представленных в основном глинами, происходит почти полное превращение пеплового материала в монтмориллонит, а в меловых мы не наблюдаем такого глубокого изменения исходного материала ввиду карбонатной фации вмещающих отложений.

Таким образом, результаты проведенных комплексных литолого-минералогических исследований бентонитовых глин представляют не только теоретический интерес, но также имеют и важное практическое значение при выявлении новых месторождений и направлении поисково-разведочных работ на это ценное сырье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1963.
2. Ализаде Х. А. Литолого-минералогическая характеристика бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавказа. Канд. дисс. Фонд ин-та геологии АН Азерб. ССР, 1963.
3. Вебер В. В. Проблема нефтеносности палеогеновых и миоценовых слоев Кобыстана. Тр. НГРИ, вып. 110, 1939.
4. Грим Р. Е. Минералогия глин. ИЛ., 1956.
5. Гроссгейм В. А. О распространении гильяби (кеффекелитов) в разрезе мела и палеогена юго-восточной части Кавказа. Записки Всесоюзн. минерал. об-ва, т. 70, № 2, 1941.
6. Кашкай М. А., Султанов А. Д. Химико-минералогические исследования гильяби (адсорбционных глин) из основных месторождений Азербайджана. Изв. АН Азерб. ССР*, 1945, № 4, 6.
7. Ковалевский С. А. Моющие и отбеливающие глины Азербайджана (бентониты и флоридины). Изд. АНХ, Баку, 1933.
8. Сборник. Бентонитовые глины (гильяби) Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1951 (под ред. Г. Х. Эфендиева).
9. Brown George. The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society, London, 1961.

А. Н. Сеидов, Х. А. Элизаде

Азербайджанын бентонит киллэринин минералокијасы вэ эмэлэкэлмэ шэранти

ХУЛАСӘ

Азербайджанда бентонит киллэри килабы адланыр. Онлара Бөјүк вэ Кичик Гафгазда јайлымыш Тэбашир вэ Үчүнчү дөвр чөкүнтүлэриндә раст кэлмэк олур.

Мәгаләдә комплексли методла (микроскопик, термик, кимјэви, электронмикроскопик, спектрофотометрик вэ рентген) өјрәнилән бентонит киллэринин тәдгигат нәтичэлэри верилмиш вэ онларын монтмориллонит тәркибли олмасы ајдынлашдырылмышдыр.

Апарылан кеоложи вэ литоложи тәдгигатлар көстәрмишдир ки, Азербайджанда бентонит киллэринин эмәлә кэлмәси вулканик-пирокластик материалларла әлагәдардыр.

Бентонит килләри мүүжән стратиграфик горизонтларла элагәдар олага, вулкан килләринин мүүжән физики-кимјәви шәраитдә монтмориллонит минералына чеврилмәси јолу илә эмәлә кәлир. Бентонит килләри Кичик Гафгазын шимал-шәрг һиссәсиндә, әсасән, јухары сантон вә кампан чөкүнтүләриндә олуб, бу дөврдә баш вермиш вулкан пүскүрмәләрилә (туфлар вә килләрлә) элагәдардыр.

Бөјүк Гафгазын чәнуб-шәрг һиссәсиндә бентонит килләринин эмәлә кәлмәси алб чөкүнтүләриндән башлајыр. Бу килләр турон кон'јак дөврүндә кениш јайылмышдыр.

Вулкан фәалијәтинин күчлү вә зәиф олмасындан асылы олага, бентонит килләри еосен дөврүндә (Коун чөкүнтүләриндә) даһа кениш јайылмышдыр. Плюсен дөврүндә исә бу килләрә (бентонит) раст кәлмирик.

Д. М. СУЛЕЙМАНОВ, И. С. БАШИНДЖАГЯН

ОПОЛЗНЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ БОРТУ НИЖНЕКУРИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Весной 1963 г. в Шемахино-Ахсуинском районе наблюдались многочисленные смещения земляных масс, захватившие местами полотно шоссейной дороги и нарушившие нормальную ее эксплуатацию. Обследование пораженных участков, находящихся в основном на Ахсуинском перевале, показало, что наиболее распространенной формой смещений оказались оползни первичной формы—оплывины, которыми были захвачены не только почвенный покров, но и более глубокие слои пород мощностью до 2 м. Большинство оплывин имело в плане грушеобразную форму, а местами оплывшие массы пород сместились со склонов на расстояние до 50—70 м потоком шириной 8—10 м, имеющим в нижней части почти круглое очертание. На одном участке оплывшие массы, смещаясь вниз по склону, слились, образовав общий поток. На другом оплывина произошла и на нагорном склоне, причем сместившиеся массы перекрыли дорогу. Здесь же наблюдалась значительная деформация полотна дороги на большом протяжении, связанная с просадкой основания (рис. 1, 2а).



Рис. 1

Другая разновидность оползней по форме и характеру смещения не может быть строго классифицирована. Несмотря на наличие большого количества предложений различных авторов [1, 3, 4, 5], единой общепринятой классификации оползней нет, что связано с большим разнообразием форм и причин их вызывающих. Согласно классификации Дранникова А. М. [1], оползни подразделяются на смещения в пределах зоны сезонных изменений и смещения, задевающие глубоко лежащие слои. К первым относятся оплывины, оползни-потоки (простые и сложные), ко вторым — оползни ступенчатые и контактные. Каменные и глинисто-щебенистые потоки могут происходить в зоне сезонных изменений и в более глубоких слоях. Если рассматривать выделенную разновидность оползней по признакам приведенной классификации, то можно отметить некоторые черты характерные для ступенчатых оползней. Мощность захваченных оползнем слоев доходит до 4—5 м, т. е. значительно глубже зоны сезонных изменений; в верхней части сместившихся масс наблюдаются раздробленные на отдельные куски оползневые ступени, хотя и не запрокинутые в сторону коренного склона; имеется небольшой высоты стенка оползневого срыва (рис. 2б). Вместе с тем участки, захваченные оползнями подобного типа, оказались небольшими — длина ступени колеблется от 10 до 15 м; отсутствуют строго выраженные поверхности скольжения, а примерно с середины сместившиеся по склону массы имеют все признаки оплывин. Наличие признаков, характерных для различных оползней, позволяет считать описанный вид смещений как промежуточный между оплывинами и ступенчатыми оползнями.

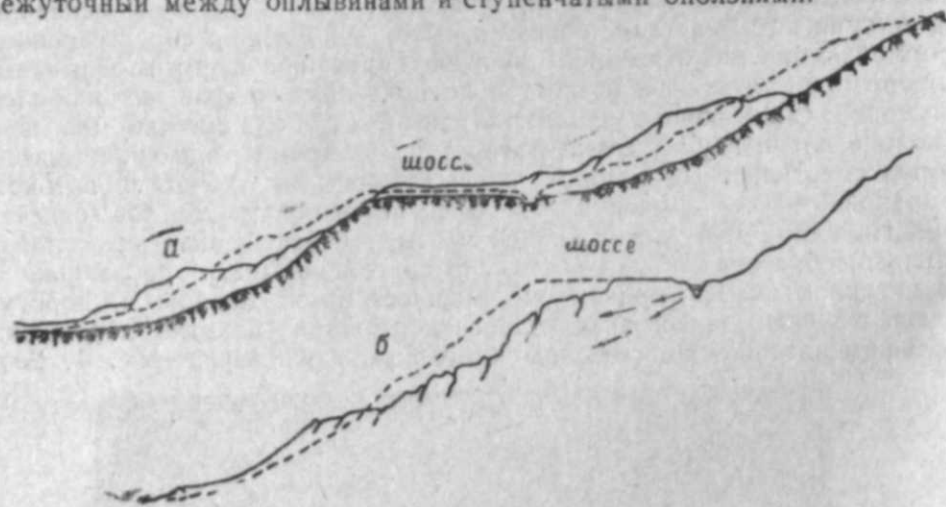


Рис. 2

Третья разновидность оползней относится к ступенчатым, хотя по размерам они значительно меньше типичных ступенчатых (рис. 3а, б). Мощность пород, захваченных смещением, доходит до 7—8 м. В верхней части оползней образовались раздробленные террасы небольшой площади, запрокинутые в сторону коренного склона и образующие несколько уступов. Смещения здесь отличаются вертикальной направленностью, а в нижней части склона они близки к горизонтальным. Высота стенки оползневого срыва от 1,5 до 3 м, поверхность скольжения хорошо прослеживается. На одном участке в результате смещения была сдвинута и перемещена на 6 м подпорная стенка. При этом центральный блок ее был отделен от остальной части и вынесен переувлажненной земляной массой на 17 м от начального положения (рис. 3 б, 4). Все описанные оползни произошли в однородной толще пород, представленной глинистыми образованиями

типа суглинков и легких глин, относящихся по возрасту к плиоцену и миоцен-олигоцену. Следует отметить, что значительным развитием отличаются здесь отложения апшеронского возраста, слагающие большую часть Ахсуинского перевала.

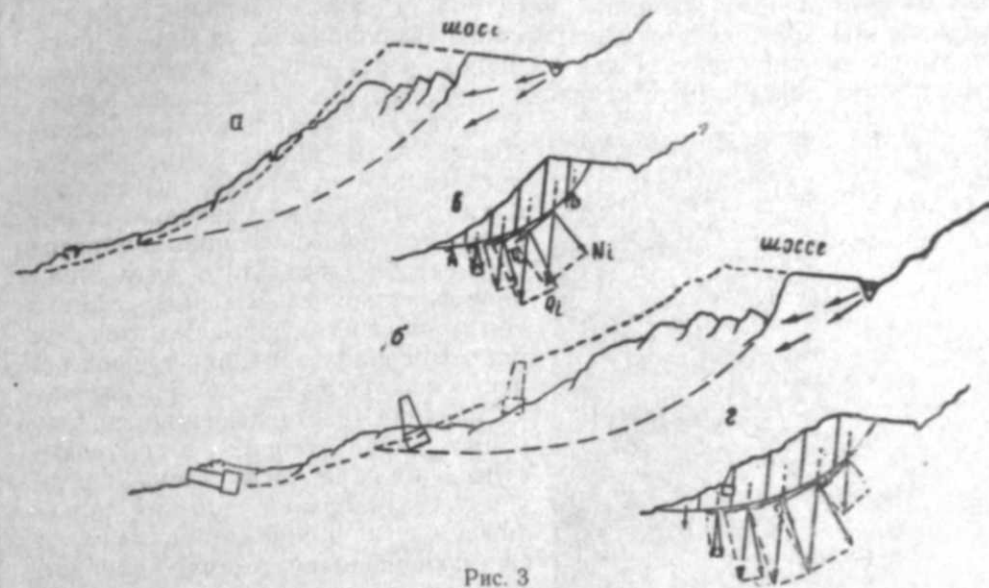


Рис. 3

Поверхность описанных оползней покрыта сетью разнообразных трещин, положение и форма которых дает возможность судить о характере движения отдельных участков оползневого тела. Трещины на поверхности оплывин образовались в основном в результате высыхания насыщенных водой земляных масс. В нижней части оплывин можно наблюдать трещины разрыва: они недлинные, изогнуты (выпуклостью в сторону коренного склона), плечи расположены на одном уровне, максимальное раскрытие трещин 5 см, глубина до 0,5 м.

Наличие подобных трещин свидетельствует о растягивающих деформациях в этой части оплывин. Возникли они в момент, когда движение основной массы оплывин прекратилось, а нижняя, наиболее насыщенная водой часть, еще перемещалась.

Поверхность ступенчатых оползней покрыта сетью очень характерных трещин. В верхней части это трещины разрыва, образовавшиеся в результате отделения оползших масс от коренного склона. Форма их ломанная, длина от 0,5 до 3 м, ширина изменяется по длине и не превышает 20 см. Реже встречаются полукруглые, концентрически расположенные трещины. Видимая глубина трещин



Рис. 4

до 1 м. Некоторые из них были залиты водой. Бровки трещин расположены на разных уровнях, образуя уступы высотой до 0,5 м (рис. 5). Средняя часть оползня более монолитна. Здесь встречаются одиночные трещины небольшой длины с замкнутыми концами и ломанным очертанием. Трещины неглубокие, почти перпендикулярны направлению движения оползня. Бровки расположены на одном уровне. Могут рассматриваться как трещины раскрытия, образовавшиеся в результате действия растягивающих усилий [6]. И, наконец, в нижней



Рис. 5

части оползней, там где наблюдались валы выпирания, встречались сильно открытые, но не глубокие трещины вспучивания, а местами усадочные трещины, образовавшиеся в результате высыхания переувлажненных земляных масс в языке оползня. Форма и характер расположения трещин в верхней части оползневых тел показывает на наличие растягивающих напряжений, действующих в процессе отрыва от коренного склона. Средняя часть оползней обычно монолитна, а в нижней проявляются сжимающие напряжения, особенно сильные там, где наблюдаются валы выпирания. Наличие в некоторых трещинах воды указывает на возможность выполнения ими роли коллекторов при подпитывании оползающих масс поверхностными водами [2].

Рассматривая причины образования оползней необходимо отметить, что они возникли в результате действия нескольких факторов. Одни

из них могут считаться общими, благоприятствующими оползням, другие — активными, непосредственно их вызвавшими [1]. К общим причинам можно отнести неблагоприятные условия рельефа местности, по которому проходит дорога. Во многих местах полотно дороги проложено на склонах значительной крутизны, лишенных древесной растительности. Неблагоприятны также литологические особенности пород, слагающих склоны. Они представлены активно выветривающимися глинистыми отложениями. Гранулометрический состав и физические показатели двух образцов, отобранных из зон не затронутых процессами выветривания, приведены в таблице. О минерало-

гических особенностях можно судить по способности образцов к набуханию, что указывает на возможное наличие в породах вторичных минералов из группы монтмориллонита. Так, приращение объема образца легкой глины при замачивании составило 7%. Отмеченное позволяет считать, что глинистые отложения склонов способны к проявлению оползней.

К числу активных причин необходимо прежде всего отнести процессы выветривания, развитые в отложениях склонов. Изучаемый район находится в полосе континентального климата, где значительные колебания температур обуславливают изменение объема пород, воды и газа, заключенных в порах. В связи с этим происходит нарушение естественной структуры, изменение плотности породы, влажности, концентрации солей, растворенных в воде. На глубину зоны выветривания влияют многие факторы: литологический состав породы, физическое состояние их, характер рельефа, климат и др. Раздробленность выветрелой породы не позволила непосредственно определить показатели механических свойств. Но если предположить, что естественные структурные связи полностью разрушены, то для характеристики свойств выветрелой породы могут быть использованы показатели, полученные при испытании образцов с нарушенной структурой. Так, для суглинка с сохраненной естественной структурой по нашим определениям $\varphi=23^{\circ}45'$ и $C=0,55 \text{ кг/см}^2$, при нарушенной структуре — $\varphi=15^{\circ}50'$ и $C=0,12 \text{ кг/см}^2$. Таким образом, процессы выветривания нарушают и расшатывают структурные связи пород и в зоне активного выветривания ведут к образованию мелкораздробленного материала, легко сносимого поверхностными водами.

Второй, не менее важной активной причиной, следует считать атмосферные осадки. Влияние их на образование оползней большое и действие тесно переплетается с процессами выветривания. Наличие на склонах сети трещин, проникающих часто на значительную глубину, привело к тому, что поверхностный сток оказался малым и большая часть воды впитывалась породами склонов. Атмосферные осадки выпадали и в прошлые годы, но весной 1963 г. они были необыкновенно обильными. В результате этого произошло переувлажнение выветрившихся масс на склонах, что привело к образованию оплывин. В местах более глубокого увлажнения проявилась способность пород к набуханию. Это привело к уменьшению структурных связей в более глубоких слоях и вызвало образование ступенчатых оползней, захвативших толщу пород значительной мощности. Насыщение откосов могло происходить и за счет фильтрации из нагорных канав, которые не смогли отвести выпавшие осадки и на многих участках оказались заполненными водой.

В процессе лабораторных исследований образцов были определены показатели сопротивления сдвигу в различных условиях: для легкой глины на образцах с нарушенной структурой и после свободного набухания ($\varphi=20^{\circ}25'$, $C=0,82 \text{ кг/см}^2$ и $\varphi=12^{\circ}10'$, $C=0,17 \text{ кг/см}^2$), для суглинка на образцах с ненарушенной и нарушенной структурой ($\varphi=23^{\circ}45'$, $C=0,55 \text{ кг/см}^2$ и $\varphi=15^{\circ}50'$, $C=0,12 \text{ кг/см}^2$). Определение этих характеристик позволило провести проверку устойчивости оползневых склонов в условиях, когда показатели сдвига в процессе выветривания или набухания уменьшаются.

В расчете устойчивости склонов известные трудности возникают при отыскании наиболее вероятной поверхности скольжения. В нашем случае положение поверхности скольжения известно, в связи с чем расчет устойчивости склона значительно упрощается. Рассмотрим оползневой склон, сложенный легкой глиной. Для определения сил, действующих на выделенный массив грунта, ограниченный поверх-

Породы	Гранулометрический состав, %						Пластичность			Объемный вес влаж., g/m^3	Объемный вес сух., g/m^3	Влажность, %	Удельный вес	Коэффициент пористости	Полная влагоемкость, %	Коэффициент водонасыщенности
	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	< 0,005	предел текучести	предел пластич.	число пластич.							
Глина легкая	4	11	14	9	15	47	45	22	23	1,94	1,60	21,2	2,78	0,740	26,6	0,79
Суглинок средний	3	16	27	33	2	19	36	18	18	1,79	1,52	17,8	2,70	0,775	28,7	0,62

ностью скольжения, разделим его рядом параллельных сечений на 6 элементов в предположении, что силы взаимодействия по контактам элементов отсутствуют, а собственные веса их приложены в виде сосредоточенных сил в точке пересечения линии, проходящей через центр тяжести элемента с поверхностью скольжения (рис. 3а, б). На каждый выделенный элемент действуют касательная составляющая силы собственного веса элемента— T , сила трения, прямо пропорциональная нормальной составляющей— $N \operatorname{tg} \varphi$ (φ —угол внутреннего трения) и сила сцепления, равная произведению величины сцепления на длину поверхности скольжения, ограниченной вертикальными составляющими элемента. В этих условиях коэффициент устойчивости рассматриваемого массива определится следующим соотношением:

$$n = \frac{\sum N \operatorname{tg} \varphi + CL}{\sum T} \dots,$$

где $\sum N$ —сумма нормальных составляющих по всем элементам;
 $\sum T$ —сумма касательных составляющих по всем элементам;
 L —длина поверхности скольжения;
 φ и C —угол внутреннего трения и сцепление грунта.

При объемном весе $1,94 \text{ т/м}^3$ и естественной влажности 21,2% $\sum N = 103,22 \text{ т}$, $\sum T = 72,23 \text{ т}$, длина поверхности скольжения $L = 24,4 \text{ м}$, $\varphi = 20^\circ 25'$, $C = 0,82 \text{ кг/см}^2 = 8,2 \text{ т/м}^2$.

Тогда

$$n = \frac{103,22 \times 0,372 + 8,2 \times 24,4}{72,23} = \frac{238,40}{72,23};$$

$$n = 3,3$$

Как видно, склон, сложенный породой с ненарушенной структурой, обладает большим запасом устойчивости. При насыщении водой и набухании (на 7%) объемный вес породы увеличивается до $1,96 \text{ т/м}^3$ при влажности 30,8%. В этом случае $\varphi = 12^\circ 10'$, $C = 0,17 \text{ кг/см}^2 = 1,7 \text{ т/м}^2$, $\sum N = 104,45 \text{ т}$ и $\sum T = 73,26 \text{ т}$.

Тогда

$$n = \frac{104,45 \times 0,216 + 1,7 \times 24,4}{73,26} = \frac{64,10}{73,26};$$

$$n = 0,87$$

Коэффициент устойчивости < 1 —произойдет смещение откоса. В примере нарушение структурных связей произошло в результате набухания. Если учесть, что связи нарушаются и процессами выветривания, то величина коэффициента устойчивости окажется значительно меньшей.

Рассмотрим оползневой склон сложенный суглинком. Как и в предыдущем случае разделим его на 6 элементов (рис. 3 б, з). При объемном весе $1,79 \text{ т/м}^3$ и естественной влажности 17,8% $\sum N = 169,40 \text{ т}$, $\sum T = 89,89 \text{ т}$. Длина поверхности скольжения $L = 29,2 \text{ м}$, $\varphi = 23^\circ 45'$, $C = 0,55 \text{ кг/см}^2 = 5,5 \text{ т/м}^2$.

Тогда

$$n = \frac{269,4 \times 0,44 + 5,5 \times 29,2}{89,89} = \frac{235,1}{89,89};$$

$$n = 2,62$$

Склон обладает достаточным запасом устойчивости. При нарушении структурных связей процессами выветривания и насыщении водой объемный вес породы увеличивается до $1,96 \text{ т/м}^3$ при влажности 28,7%. В этом случае $\varphi = 15^\circ 50'$, $C = 0,12 \text{ кг/см}^2 = 1,2 \text{ т/м}^2$, $\sum N = 185,5 \text{ т}$ и $\sum T = 97,37 \text{ т}$.

Тогда

$$n = \frac{185,5 \times 0,284 + 1,2 \times 29,2}{97,37} = \frac{87,70}{97,37};$$

$$n = 0,90$$

Как и в первом случае, увлажнение склона ведет к образованию оползней. Приведенные расчеты наглядно показали влияние различных факторов на устойчивость склонов. Если целостность породы не нарушена процессами выветривания или увлажнением, то склон обладает значительным запасом устойчивости. Нарушение и расшатывание структурных связей различными агентами создает благоприятные условия для образования оползней.

Противооползневые мероприятия должны предусматривать устранение или уменьшение действия на оползневые склоны активных причин. Наблюдения показали, что имеющиеся на трассе дороги водоотводные и водосборные сооружения не могут отвести все поверхностные воды при обильных дождях. В связи с этим необходимо расширить имеющиеся сооружения, а на отдельных участках построить новые и сделать их водонепроницаемыми. Для борьбы с процессами выветривания на склонах можно рекомендовать дерновое покрытие и посадку древесной растительности со стержневой корневой системой. Поскольку наиболее распространенной формой оползней являются оплывины небольшой мощности, то для укрепления их может быть рекомендована забивка свай. Комплексное проведение указанных мероприятий приведет к стабилизации оползневых явлений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дранников А. М. Оползни. Киев, 1956.
2. Емельянова Е. П. Методическое руководство по стационарному изучению оползней. Госгеолтехиздат, 1956.
3. Маслов Н. Н. Условия устойчивости склонов и откосов в гидротехническом строительстве. Госэнергоиздат, 1955.
4. Пчелинцев В. Ф. Оползни и обвалы. «Наука и жизнь», № 9—10, 1943.
5. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. Изд. 2. ОНТИ, 1939.
6. Тер-Степанян Г. И. О классификации оползневых трещин. Изв. АН Арм. ССР, 1946, № 10.

Ч. М. Сүлейманов, И. С. Башинчагян

Ашагы Күр депрессијасынын шимал-шэрг кэнарында сүрүшмэ һадисэси

ХУЛАСӘ

1963-чү илин Јазында Шамахы-Агсу рајонунда Јер күтләсинин чохлу Јердәјишмәси мүшаһидә едилмишдир. Јердәјишмәләрин даһа чох Јајылмыш формасы сүрүшмәнин илкин формасы олан сүрүшмәләрдир. Сүрүшмәнин тип е'тибарилә башга нөвмүхтәлифлији сүрүшмәләр вә пилләли сүрүшмәләр арасындакы мәсафәдир. Үчүнчү нөвмүхтәлифлији пилләлиләрә анддир. Тәсвир едилән бүтүн сүрүшмәләр Јашча Плиосенә, Миосен-Олигосенә анд олаң, килличәли вә јүнкүл кил типли килли төрәмәләрлә тәмсил олунаң ејни мүһитдә баш вермишдир

Тəсвир едилən сүрүшмэлəрин сəтһи мұхтəлиф гат шəбəkəлəр илə өртүлмүшдүр. Сүрүшən чисимлəрин јухары һиссəсиндə гатларын формасы вə јерлəшмə характери кəклү јамачлардан ајрылма просєсинə тə'сир едən дартычы кəркинлијин варлыгыны кəстəрир. Сүрүшмэлəрин орта һиссəси адəтən монолитдир вə ашағы һиссəси сыхычы кəркинликлə тəзəһүр едир.

Мүшəһидə едилən сүрүшмэлəр бир сыра амиллəрин тə'сири нəтичəсиндə баш вермишдир. Бунлардан бири релјефин гејри-мүнасиб шəраити вə сүхурларын литоложи хүсусијјəтидир. Башга амиллəр 1963-чү илин јазында бол олан ашырма просєслəри вə атмосфер чөкүнтүлəриндən ибарət фəал сəбəблəрдир.

Јамачларын давамлылыгынын һесабланмасы сүхурларын давамсыз вəзијјətə дүшмəсинə сəбəб олан мұхтəлиф амиллəрин тə'сирини ајдын кəстəрир. Мұхтəлиф амиллəрин тə'сири илə структур əлагəлəрин позулма вə позгунтулары сүрүшмэлəрин əмələ кəлмəsi илə нəтичələнир.

Д. А. СУЛТАНОВ

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД АПШЕРОНСКОГО ЯРУСА ВОСТОЧНО-ОРТАГАШСКОГО РАЙОНА (ЗАПАДНЫЙ АЗЕРБАЙДЖАН)

Изученный разрез расположен на далеком СВ крыле Восточно-Ор-тагашской складки. Апшеронские слои, состоящие из мощных пластов конгломератов, лежат на акчагыльских отложениях с незначительным угловым несогласием. Конгломераты состоят из галек изверженных пород.

Гранулометрический состав был изучен микроагрегатным и пипеточными методами. По данным гранулометрического состава из 14 изу-

Таблица 1

Гранулометрический состав и физико-химические параметры глинистых пород Восточно-Ортагашского района

№ образца	Содержание, %/мм							рН	ε h mv	rH ₂	Порода
	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001				
2	5,5	19,5	48,34	0	10,66	10,67	5,33	7,75	+55	18,40	Сугл. пыл. сред.
4	22,0	17,0	54,45	0	0	0	6,55	7,71	+82	18,22	Супесь пыл. тяж.
6	32,0	24,0	29,40	0	10,20	0	4,4	7,80	+48	17,20	Суглинок легк.
7	23,0	15,5	35,49	6,50	13,01	0	6,50	7,34	+50	16,38	Супесь тяжел.
10	27,5	17,0	19,47	21,61	0	7,21	7,21	8,14	+110	19,98	Суглинок легк.
11	62,0	10,5	12,96	0	14,54	0	0	8,45	+113	20,70	Песок пылев.
12	20,0	12,0	38,59	0	0	0	29,41	8,87	+19	18,34	Суглинок тяж.
13	37,5	23,5	18,49	10,26	0	0	10,25	8,78	+15	10,06	Суглинок легк.
15	23,0	22,0	25,97	14,55	7,24	0	7,24	8,85	+40	19,00	Супесь тяжел.
18	0,20	3,00	55,48	16,53	8,27	8,26	8,26	7,95	-20	16,50	Суглинок средн.
20	22,0	11,2	48,84	5,99	0	5,99	5,98	7,57	-15	15,64	Суглинок легк.
21	20,5	25,5	24,38	7,40	7,41	7,39	7,42	7,84	+42	17,08	Суглинок средн.
23	25,31	19,5	47,3	0	7,89	0	0	8,75	+34	18,60	Песок пыл.
25	14,0	15,5	47,81	5,67	5,68	5,67	5,67	7,91	+26	16,62	Сугл. пыл. легк.

ченных нами образцов пород 9 относятся к суглинкам, 3 — к супесям и 2 — к пескам (табл. 1, рис. 1).

В терригенном комплексе присутствуют следующие минералы: пироксены, амфиболы, циркон, гранат, турмалин, рутил, биотит, мусковит-хлорит, барит, глауконит, ильменит-магнетит, лимонит, лейкоксен, кварц, полевые шпаты и др. (табл. 2).

Доминирующими в тяжелой фракции минералами являются пироксены, амфиболы, эпидот, цоизит и рудные минералы.

Изучение физико-химических параметров пород показало, что значение pH колеблется от 7,34 до 8,75, а φh от +15 до +113 mv. В двух образцах пород были определены φh с отрицательными показателями. Эти данные позволяют полагать, что накопление осадков шло в слабощелочной и восстановительной среде (табл. 1).

Нужно отметить, что изученные породы плохо отсортированы. Как видно из результатов гранулометрического анализа во всех изученных образцах пород преобладающими являются песчаная и пылевая фракции. Все это говорит о том, что образование этих отложений происходило в прибрежной зоне бассейна апшеронского периода.

Изучение минералогического состава ясно устанавливает, что источник минерального питания этого бассейна находился недалеко от него, так и как минералы, составляющие отложения отличаются плохой окатанностью. Часто можно наблюдать совершенно неокатанные зерна. Необходимо отметить, что результаты изучения тяжелых минералов свидетельствуют об образовании отложений, в основном, в результате эрозии переотложения древних осадочных и магматических пород Малого и Большого Кавказа.

Если обратить внимание на таблицу химического состава пород (табл. 3, рис. 2), то ясно видно, что в среднем 37% породы приходится на хомогенную часть. В этой части значительная доля падает на полуторные окислы — Al_2O_3 , Fe_2O_3 . Из них Al_2O_3 имеет большое распространение. Содержание окисла алюминия колеблется от 8,42 до 10,87%, а окисла железа — от 4,34 до 7,14%.

В составе воднорастворимых солей доминирующими являются катионы $Na+K$ и из анионов Cl , но количество $Na+K$ не превышает 9,44 мг-экв, а количество Cl — 91 мг-экв. Содержание Ca , Mg и SO_4 , HCO_3 по всему разрезу изменяется в малых пределах (табл. 4, рис. 3).

Выяснение условий формирования и изменения осадков в процессе диагенеза, а также физико-механические свойства пород тесно связаны с текстурными и структурными признаками изученных пород [2].

Для района Восточный Ортагаш характерным признаком глинистых пород является алевритовая структура. В изученном разрезе породы в

Таблица 2

Минералогический состав глинистых пород Восточно-Ортагашского района

№ образца	С о л д а в а ф р а з а к ц и я %												Легкая фракция									
	Пироксен	Амфиболы	Циркон	Гранат	Турмалин	Рутил	Сфен	Мусков. хлорит	Эпидот-цоизит	Барит	Глауконит	Лимонит	Ильменит-магнетит	Лейкоксен	Биотит	Гематит	Славранит	Измен. минералы	Кварц	Полевые шпаты	Мусковит-хлорит	Обломки пород
4	7	—	ед. з.	—	—	—	—	—	6	—	2	20	15	10	4	—	—	36	2	18	—	80
6	3	5	2	—	ед. з.	ед. з.	—	3	10	—	4	10	25	5	2	ед. з.	—	31	1	12	—	87
7	6	5	3	—	ед. з.	1	—	—	8	—	2	8	35	18	1	—	—	12	1	5	2	92
10	5	6	2	—	ед. з.	1	—	—	8	1	—	8	43	3	—	ед. з.	—	22	—	4	—	96
11	10	4	1	—	—	—	—	2	6	—	3	20	30	6	—	ед. з.	—	18	4	12	—	84
12	2	6	1	—	—	ед. з.	ед. з.	3	5	—	1	22	43	4	1	—	—	12	ед. з.	ед. з.	—	100
13	2	4	5	—	—	—	—	3	6	—	2	20	38	3	1	—	ед. з.	13	1	2	—	97
15	2	8	4	—	—	1	—	3	5	1	2	20	30	10	2	—	11	1	10	—	89	
20	—	3	1	—	—	ед. з.	—	2	4	—	1	24	32	15	—	ед. з.	18	ед. з.	14	—	86	
21	8	5	2	—	—	6	—	—	—	2	2	12	23	25	10	—	3	5	12	1	82	
23	22	4	ед. з.	—	—	—	—	ед. з.	—	—	1	16	32	6	ед. з.	ед. з.	10	15	42	1	42	
25	20	5	ед. з.	—	—	—	—	8	—	—	5	12	20	8	—	—	14	1	40	—	59	

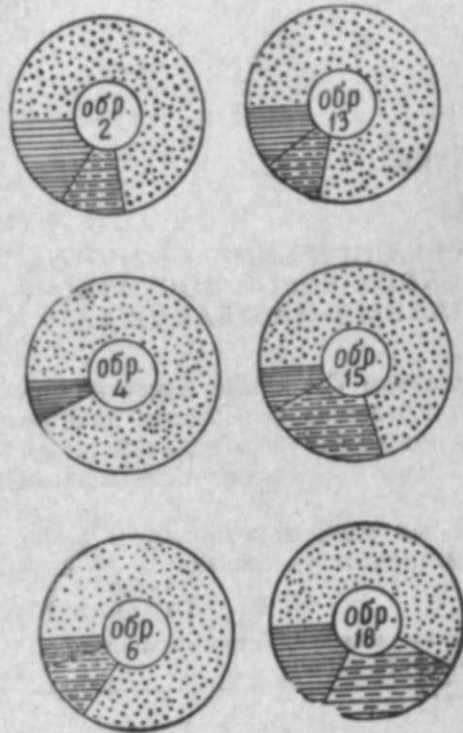


Рис. 1
Р-и Восточный Ортагаш
1—песчаная фракция;
2—пылевая;
3—глинистая.

Таблица 3

Анализ солянокислых вытяжек глинистых пород
Восточно-Ортагашского района

№ образц ^a	2	4	3	7	10	13
Н. остат.	64,64	62,92	65,64	60,70	65,24	58,37
Fe ₂ O ₃	4,90	6,50	4,34	5,84	7,14	5,63
Al ₂ O ₃	10,36	9,62	9,94	10,00	8,42	10,97
CaO	5,14	10,00	4,68	8,77	3,10	8,65
MgO	0,56	0,56	1,07	1,27	3,20	2,04
H ₂ O	4,2	4,48	2,22	2,54	0,985	3,59
П. П. П.	10,1	5,78	11,4	10,2	9,27	10,51
Σ	99,80	99,86	100,37	100,42	100,57	99,66

основном состоят из глинисто-карбонатной массы, в которую вкраплены алевритовые частицы кварца и полевого шпата. Везде наблюдаются мелкие блестящие чешуйки серпикита.

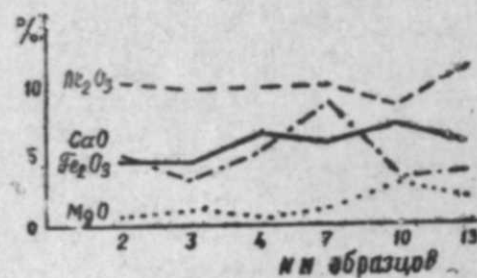


Рис. 2

Р-н Восточный Ортагаш.

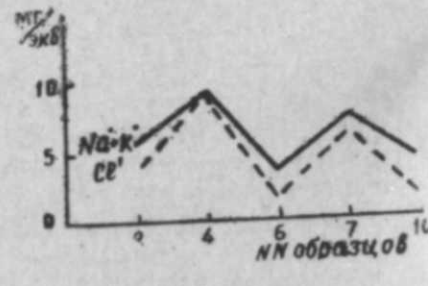


Рис. 3

Р-н Восточный Ортагаш.

Таблица 4

Анализы водных вытяжек глинистых пород Восточно-Ортагашского района

№ образца	Na + K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	Выражение анализа
2	5,81	0,44	0,25	3,80	1,40	1,30	мг-экв
4	0,1336	0,0088	0,00031	0,1347	0,0675	0,0793	2
7	9,44	1,35	0,65	9,1	1,34	1,00	мг-экв
10	0,2171	0,0271	0,0079	0,3227	0,0642	0,0610	2
11	3,40	0,14	0,18	1,60	0,72	1,40	мг-экв
12	0,0782	0,0029	0,0022	0,0567	0,0345	0,0804	2
13	7,27	0,97	0,39	6,20	1,40	1,00	мг-экв
15	0,1665	0,0194	0,0048	0,2198	0,0658	0,0610	2
18	4,21	0,14	0,18	1,40	1,73	1,40	мг-экв
20	0,0968	0,0029	0,0022	0,0496	0,0831	0,0854	2

Текстура этих пород пятнистая, обусловленная более высоким содержанием пелитоморфного карбоната кальция в отдельных участках породы (рис. 4).

Полученные при расшифровке термограмм данные показали, что изученные образцы пород являются однотипными и характеризуются следующими особенностями.

В термограммах образуются 3 эндотермических эффекта.

Первый эндотермический эффект — при температуре 180° обусловлен выделением межслойной воды. При этом выделяется большая часть воды, содержащаяся в породе (в количестве 9,42%).

Второй эндотермический эффект — при температуре максимума 600°. По сравнению с первым эндотермическим эффектом пологий и сравнительно слабо выражен. Этот эффект связан с выделением конституционной воды (5,07%).

Третий эндотермический эффект — при 800°С связан с разложением карбонатных частиц ($\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$), выделяется 2,18% CO_2 . Порода после нагрева до 1000°С уменьшается в весе на 16,67%. Это говорит о сумме выделения количества воды и CO_2 .

Полученные данные по электрономикроскопии показали, что глинистые породы носят монтмориллонитовый характер, встречаются пластинки карбоната кальция и отмечаются также гидрослюдистые пластинки.

Для всестороннего изучения пород нами были определены физические свойства их (табл. 5).

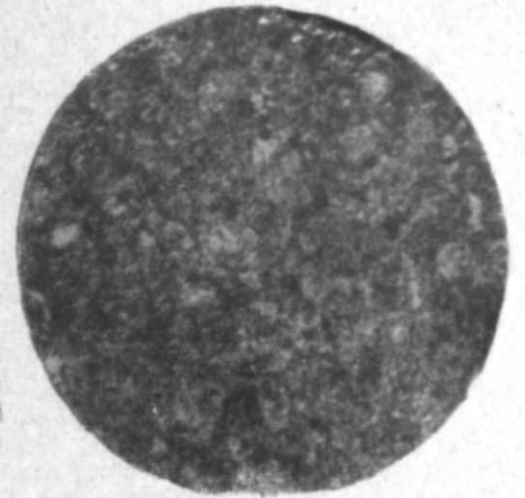


Рис. 4

Таблица 5
Физические свойства глинистых пород Восточно-Ортагашского района

№ образца	С в о й с т в а										Пластичность, %		
	Объемный вес естеств. влажности	Объемный вес скелета породы	Удельный вес, Δ	Естеств. влажность, %/W	Максим. влажность влагосомки	Пористость, % п	Кэф. пористости, ε	Кэф. водонасыщенности	Полная влагоемкость	Показатели усадки, Kd	Верхний предел, W _l	Нижний предел, W _p	Число M _p
2	1,85	1,74	2,66	5,64	12,50	34,6	0,529	0,28	19,42	1,80	34,45	25,27	8,18
4	—	—	2,65	—	17,0	—	—	—	—	—	33,33	25,93	7,40
6	2,10	1,96	2,70	7,01	15,62	27,5	0,379	0,51	13,70	1,38	41,60	22,14	19,46
7	—	—	2,69	—	15,62	—	—	—	—	—	33,98	23,40	10,58
10	1,85	1,72	2,72	6,97	17,83	35,8	0,582	0,32	21,63	0,96	38,66	20,49	18,17
11	—	—	2,63	—	нет	—	—	—	—	—	Не пластичный		
12	—	—	2,73	—	21,12	—	—	—	—	—	48,71	25,79	22,92
13	—	—	2,71	—	17,88	—	—	—	—	—	38,52	22,88	15,64
15	—	—	2,70	—	17,85	—	—	—	—	—	34,01	25,00	9,01
18	—	—	2,72	—	16,57	—	—	—	—	—	43,11	25,00	18,11
20	1,83	1,71	2,72	6,92	17,64	37,2	0,592	0,31	21,63	1,00	38,00	22,40	16,50
21	—	—	2,74	—	17,14	—	—	—	—	—	46,62	28,82	20,80
23	—	—	2,67	—	нет	—	—	—	—	—	Не пластичный		
25	1,84	1,75	2,66	4,79	10,52	34,3	0,522	0,24	19,42	0,70	26,22	16,93	9,29

Испытание глинистых пород на набухание производилось на приборе А. М. Васильева [1].

Набухание образцов изученных пород проводилось в дистиллированной воде, водопроводной и в 10% растворе NaCl.

Испытание глинистых пород показало, что в дистиллированной и водопроводной воде набухание происходит более интенсивно, чем в 10% растворе NaCl.

По данным химических анализов «водных вытяжек» видно, что из катионов, содержание натрия и калия превышает содержание магния и кальция и является доминирующим.

Из анионов во всех изученных образцах преобладают ионы хлора, сульфатных ионов значительно меньше. По данным химических анализов «водных вытяжек» эти глинистые породы по составу солей относятся к хлоридно-натриевым (табл. 4).

Хлоридно-натриевым составом пород и объясняется меньшее набухание образцов в 10% растворе NaCl [1].

Для строительных целей в комплекс исследований механических свойств пород входят компрессионные испытания и сдвиг. Эти механические испытания в изученных породах занимают особое место.

Компрессионные свойства исследуемых пород для всесторонней характеристики последних проводились по 4 схемам.

По первой схеме испытания проводились на образцах при естественной влажности. Полученные данные по первой схеме показали, что почти все образцы пород относятся к слабосжимаемым. Коэффициент сжимаемости по первой схеме у всех образцов изменяется в небольших пределах — от 0,003 до 0,008.

По второй схеме испытания пород проводились после насыщения их водой.

Полученные данные по второй схеме показывают, что значения коэффициента сжимаемости для различных образцов мало отличаются друг от друга и колеблются от 0,001 до 0,003. Полученные значения коэффициента сжимаемости характеризуют породы как слабосжимаемые.

Испытания по третьей схеме проводились после свободного набухания. Нужно отметить, что согласно полученным данным сжимаемость исследованных пород значительно увеличивается, коэффициент сжимаемости изменяется в широких пределах — от 0,022 до 0,033.

По четвертой схеме испытания проводились на образцах с нарушенной структурой. Опыт показали, что сопротивляемость породы сжатия в этом случае сильно снижается.

Значение коэффициента сжимаемости изменяется в больших интервалах — от 0,017 до 0,034.

Изучение сопротивления глинистых пород сдвигу проводилось нами по трем схемам.

По первой схеме — испытания проводились при естественной влажности с ненарушенной структурой. Испытания по первой схеме показали, что все изученные образцы оказывают большое сопротивление сдвигу и находятся в плотном состоянии.

Величина сцепления этих образцов при испытаниях по первой схеме варьируют от 1,02 до 2,25 кг/см², а углы внутреннего трения изменяются от 15°30' до 35°.

По второй схеме испытания проводились после свободного набухания. В этом случае резко снижается сопротивляемость пород сдвигу. Величина сцепления изменяется в пределах от 0,33 до 0,95 кг/см², а углы внутреннего трения изменяются в пределах от 25° 40' до 36° 30'.

По третьей схеме испытания проводились на образцах с нарушенной структурой, величины пористости и влажности соответствовали

природным. Здесь также сопротивление породы сдвигу уменьшается, но в нескольких образцах оно увеличивается до 1,45 кг/см². Величина углов внутреннего трения в нескольких образцах увеличиваясь становится больше, чем при испытаниях по первой и второй схемам.

Все приведенные данные подтверждают, что изученные нами глинистые породы Восточно-Ортагашского района отличаются своим высоким сопротивлением, малой влажностью и могут служить надежным основанием гражданских и технических сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев А. М. Основы современной методики и техники лабораторных определений физических свойств грунтов. М., 1958.
2. Приклонский В. А. Сравнительная характеристика интенсивности физико-механического диагенеза некоторых глинистых пород СССР. Труды ЛГПИ, т. III, АН СССР, 1948.

Ч. Э. Султанов

Шәрги Ортагаш районунда јайылмыш Абшерон јашлы кил чөкүнтүләринин литоложи вә физики-механики хусусијјәтләри (Гәрби Азәрбајчан)

ХУЛАСӘ

Өјрәнилән кәсилиш Шәрги Ортагаш ғырышыгылығынын [Шимали-Шәрг] ганадында јерләшир. Гранулометрик тәркибә кәрә, бүтүн кәсилиш боју гум фраксијасы үстүнлүк тәшкил едир. Килли вә тозлу фраксијалар эәиф инкишаф етмишир. Кәсилишдә гум фраксијасы орта һесабла 75%, тозлу фраксија 13% вә кил фраксијасы 12%-и тәшкил едир (1-чи чәдвәлә бах).

Өјрәнилмиш сүхур нүмунәләри пироксен, амфибол, сиркон, гранат, турмалин, рутил, биотит, мусковит-хлорит, барит, глауконит, илменит-магнетит, лимонит, лејкосит, кварс, чөл шпаты вә с. минераллардан тәшкил олунмушдур. Лакин лимонит вә илменит-магнетит сүхурларда үстүнлүк тәшкил едир.

Тәдгигатлар кәстәрир ки, Абшерон һөвзәсинин минераложии гида мәнбәји әсас етибарилә Бөјүк вә Кичик Гафгаз сыра дағлары олмушдур (2-чи чәдвәлә бах). Сүхурларда үстүнлүк тәшкил едән кимјәви компонентләрдән Al₂O₃, Fe₂O₃, катионлардан Na+K вә анионлардан Cl-у кәстәрмәк олар (3—4-чү чәдвәлләр). Физики хассәләринин нәтичәләри кәстәрир ки, кил сүхурларынын хусуси чәкиси 2,65—2,75, тәбии нәмлији 4, 79—7,01%, һәм чәкиси 1,83—2,10 т/м³ (5-чи чәдвәлә бах), су дашыјычылыг хассәси исә 0,24—21,63 арасында дәјишир. Тәбии нәмлијә малик олан сүхурларда сыхылма 0,002—0,006, су илә дојмуш, лакин шишмә имканы олмамыш сүхурларда 0,001—0,003, сәрбәст шишмиш сүхурларда 0,002—0,039, гурулушлары позулмуш сүхурларда исә 0,014—0,040 арасында дәјишир.

Тәбии нәмлијә вә тәбии гурулуша малик олан кил сүхурларынын ғырылмаја гаршы мугавимәти бөјүк олуб 1,02—2,25 кг/см², сүртүнмә бучағлары исә 15°30'—30° арасында дәјишир. Кил сүхурлары сәрбәст шишдикдән сонра ғырылмаја гаршы мугавимәтләрини тамамилә азалдырлар ки, бу да 0,33—0,95 кг/см², дахили сүртүнмә бучағы исә 25°40'—36°30' арасында дәјишир. Тәбии структур гурулушу позулмуш кил сүхурларынын исә ғырылмаја гаршы мугавимәти азалыр.

Шәрги Ортагаш районунда јайылмыш Абшерон јашлы килли сүхурларын әтрафлы өјрәнилмәси кәстәрир ки, кил сүхурлары тикинтиләр үчүн мөһкәм бинөврә сајыла биләр.

З. М. АТАКИШЕВ

ДИАБАЗОВЫЕ СИЛЛЫ ЛАЧИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

В верховьях р. Тутхун широким распространением пользуются силлы диабазов, приуроченных к отложениям альба Лачинского антиклинория Севано-Акеринской тектонической зоны (в переклинальной части Човдар-Башлыбельской антиклинали). Здесь отложения альба представлены чередованием мощных темно-серых аргиллитов, кремнистых и слабоизвестковистых песчаников с пропластками сланцеватых мергелей и глин.

Силлы встречаются главным образом в районе сс. Човдар и Башлыбель. Характерной особенностью пород, слагающих все силлы является их довольно однообразный петрографический состав по простиранию и по мощности. Некоторые из них протягиваются до 2 км при мощности от 0,5 до 5,5. Мощность их устойчива, но по направлению к фронтальным частям она постепенно уменьшается, имея форму клина. Они простираются в СЗ направлении и имеют плитообразную форму, совершенно согласно залегают с вмещающими породами альбской свиты. Контактная поверхность на протяжении нескольких десятков метров прослеживается вдоль одного литологического горизонта согласно со слоистостью пород. Во вмещающих породах не наблюдается признаков дробления и раздавливания.

Вышеизложенные факты доказывают следующее:

1. Когда формировались силлы, пласты не были уплотненными и дислоцированными. Они находились на небольшой глубине в условиях слабого сжатия, вследствие чего трещины почти не развивались и магма легко проникала вдоль слоистости пород.

2. В альбское время область испытывала погружение [8], что благоприятствовало, путем пассивного проникновения магмы в осадочную толщу под относительно малым давлением, и создавало условия для спуска подошвы силлов и это облегчило поднятие расплавов в верхние структурные горизонты [5]. Магма проникала, путем вползания и посредством гидростатического обмена, между расплавом и тонкослоистыми, легко расслаивающимися породами.

Все силлы приурочены вблизи подводного канала, который совпадает с глубинным разломом, проходящим севернее сс. Човдар и Башлыбель в СЗ направлении. Согласно А. А. Полканова [6], эти каналы могут возникать в области сочленения двух разнотипных структур, являющихся наиболее благоприятными для образования флексурообразных перегибов; они создали условия для развития растущих снизу

вверх глубоких разрывов растяжения, послуживших питающими каналами силлов. На пути следования интродуцирующей массы, слои пород легко расщеплялись по слоистости, что способствовало движению ее в стороны и образованию силлов. Они оказали на вмещающие породы в основном механические воздействия, проявившиеся в образовании зон весьма слабого развития контактовых изменений.

Ниже приводится петрографическая характеристика этих силлов. Около с. Човдар силлы представлены сильно измененными микродиабазами и диабазовыми порфиритами.

Макроскопически эти плотные мелкозернистые темно-серые породы с мелкими призмочками и табличками светло-желтых полевых шпатов.

Под микроскопом порода характеризуется диабазовой, чаще микродиабазовой структурой.

Минералогический состав представлен плагиоклазом, авгитом, роговой обманкой, хлоритом, кальцитом, серицитом, апатитом, магнетитом и пироксеном.

Плагиоклаз по сравнению с прочими минералами обладает наиболее идиоморфными очертаниями. Относительно мелкие идиоморфные зерна плагиоклаза, довольно часто образующие пойкилитовые вроски в пироксене, также свидетельствуют о его более раннем выделении по отношению к пироксену. По составу плагиоклазы отвечают лабрадору (№ 52—56). Они часто кальцитизированы и пелитизированы, местами альбитизированы и серицитизированы.

Авгиты обычно образуют неправильные, порой призматические и восьмиугольные зерна. Они, как правило, выполняют промежутки между идиоморфными зернами плагиоклаза, часто, разрастаясь, приобретают пойкилитовый характер с призмочками плагиоклаза. Распределение его в породе не равномерное. Почти все авгиты нацело хлоритизированы и кальцитизированы.

Роговые обманки в диабазах встречаются сравнительно редко и представлены они удлиненно-призматическими и гексагональными кристаллическими формами. Они интенсивно хлоритизированы, местами кальцитизированы.

Хлоритизация наблюдается в периферийной, а кальцитизация в центральной части кристалла.

Хлорит в диабазах является вторичным минералом и пользуется довольно широким распространением. Развивается он преимущественно по авгиту и роговой обманке, часто ассоциирует с кальцитом. Хлорит развивается также по мельчайшим трещинкам в плагиоклазах и образует небольшие каемки вокруг магнетита. Исследование свойств хлорита позволило определить его как пеннин.

Кальцит тоже является вторичным минералом и развивается он главным образом по плагиоклазу, реже по авгиту и роговой обманке.

Серицит эпигенезирует главным образом плагиоклаз и реже развивается за счет роговой обманки в виде мелких чешуек.

Магнетит образует обычно неправильные, нередко прямоугольные зерна, которые более или менее равномерно распределены по всей массе породы. Часто он образует небольшие оторочки вокруг зерен плагиоклаза, проникая в виде тонких жилок вокруг кристаллов. Иногда наблюдаются дендритовидные зерна магнетита.

Пирит в виде мелких вкрапленников наблюдается часто, он равномерно рассеян в породе.

Апатит наблюдается редко и представлен коротко- и длиннопризматическими зернами с низкой интерференционной окраской.

Башлыбельские силлы также представлены микродиабазами и диабазовыми порфиритами, отличаются они от Човдарских силлов следующими особенностями. Структура миндалевидная, микродиабазовая.

Миндалины округлые, чаще бесформенные, ближе к зальбандам количество их увеличивается. В миндалинах в ассоциации с хлоритом и кальцитом нередко присутствует вторичный кварц. В этих породах плагиоклазы интенсивно альбитизированы. Вмещающие породы имеют небольшой (до 20 см) контактовый метаморфизм. Кроме того, около с. Башлыбель среди альбских отложений встречен горизонт сильно измененных среднеобломочных кристаллокластических туф андезитов, имеющих согласный контакт с вмещающими породами.

Выводы

1. Башлыбельские силлы образовались или на дне водного бассейна, или в сильно обводненных илистых отложениях, а Човдарские силлы сравнительно в глубоких горизонтах.

2. В верховьях р. Тутхун все силлы имели один общий подводный канал, по которому магма сначала внедрялась в нижние горизонты (с. Човдар), а потом в верхние (с. Башлыбель) и в конечном этапе имели место вулканические извержения, благодаря чему образовались туфы.

3. Силлы в этом районе являются доскладчатыми и геологически они одновозрастны с альбскими отложениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А., Керимов Г. И., Мустафабейли М. А., Ситковский И. Н., Шихалибейли Э. Ш. Металлогения Азербайджана. Изд-во АН Азерб. ССР, 1962.
2. Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, 1947.
3. Гоньшакова В. И. Некоторые особенности размещения и механизма внедрения трапповых интрузий в юго-восточной части Сибирской платформы. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1958, № 8.
4. Лебединский В. И. Пластовые интрузии в таврической серии и их роль в геологической истории Горного Крыма. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1962, № 4.
5. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзбург А. С. и Дилакторский Н. Л. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов Восточной Сибири. Изд-во АН СССР, 1932.
6. Полканов А. А. Геология хогландия — ютния Балтийского щита и проблема докембрийского перерыва. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1956, № 1.
7. Уокер Ф. и Польдерваарт А. Долериты Корру Южно-Африканского Союза. В кн. «Геология и петрография трапповых формаций». ИЛ, 1950.
8. Шихалибейли Э. Ш. Тектоника Севано-Акеринского синклинория в пределах Азербайджана. Тр. совещ. по тект. альп. геол. обл. Юга СССР. Изд-во АН Азерб. ССР, 1956.

З. М. Атакишиев

Лачын антиклинорисиндэ диабаз силлэри

ХУЛАСӘ

Севан-Әкәрә зонасынын Лачын антиклинорисиндэ, Тутгун чајынын јухары ахымындакы Алб јашлы чөкүнтүләрдә диабаз тәркибли силләр кениш јайылмышдыр. Онлар әтраф сүхурларла ујғун јатыр вә узанма бојунча тәркибләри дәјишмир. Силлэрин галынлығы 0,5—5,5 м, узунлуғу исә 2 км-ә гәдәрdir. Силләр шимали-гәрб истигамәтдә узанырлар. Силлэрин контактларында сыхылма вә парчаланма нәзәр чарпмыр.

Диабазлар диабаз гурулуша маликдир. Онларын минераложии тәркиби плакиоклаздан, авкит, һөрнблент, апатит, магнетит вә пиритдән ибарәтдир.

Мүәјјән едилмишдир ки, силләр әмәлә кәлән заман сүхурлар бош вә гирышмамышды, аз дәринликдә јатмыш вә зәиф сыхылмышдылар. Она көрә дә бу сүхурларда чатлар әмәлә кәлмәмиш вә магма сүхурларын контакты бојунча долараг силләри әмәлә кәтирмишләр.

Силләр бу рајонда гирышыглардан әввәл—Алб дөврүндә әмәлә кәлмишдир.

С. М. КУЛИЕВ, М. А. АБДИНОВ, А. М. РЗАКУЛИЕВ

О ВЛИЯНИИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ СРЕДЫ НА СВЯЗЬ ЦЕМЕНТНОГО КАМНЯ С КОЛОННОЙ

Исследование влияния изменения температуры на связь цемента с поверхностью обсадной колонны имеет важное значение для качества цементирования скважин.

С этой целью подвергались обработке и анализу термограммы двадцати зацементированных сверхглубоких скважин на площади Зыря, глубина которых достигает 4404—4868 м (рис. 1, 2, 3).

Как видно из рисунков, характер изменения температуры с глубиной, в замеренных интервалах, остается постоянным для всех скважин.

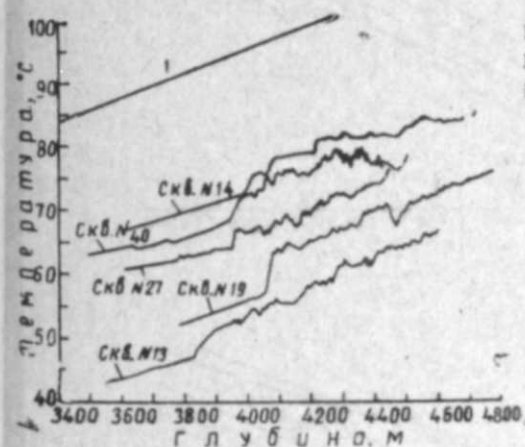


Рис. 1

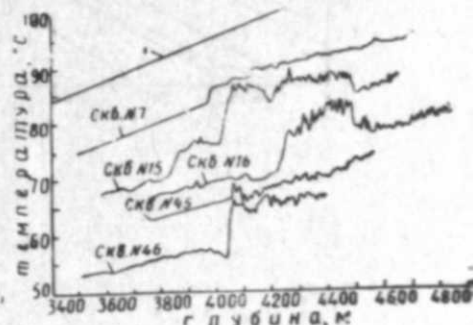


Рис. 2

Кривые температуры отличаются между собой по величине отклонения их при переходе к зоне цемента, а также по расположению относительно линии геотермии 1. Некоторые из этих кривых, в частности, кривые скважин №№ 13, 19 (рис. 1) и 45 и 46 (рис. 2), соответствующие почти одному и тому же интервалу глубин, легли намного ниже от линии геотермии, чем кривые температур других скважин.

На рис. 4, 5 и 6 показаны прямолинейные изменения средних температур среды, составленные по термограммам скважин (кривые изменения температур скв. № 10, 18, 23, 37, 47 в работе не приводятся). Значения угловых коэффициентов K_1 и K_2 этих прямых, характеризующих изменение температуры соответственно до цементирования и

при твердении цемента в рассматриваемом интервале, приведены в табл. 1.

Некоторые прямые изменения средней температуры среды (рис. 4—6) в зависимости от значения их угловых коэффициентов K_1 и K_2 , глубины интервала замера температуры и расположения термограммы по отношению к линии геотермии I , при продолжении пересекаются с осью абсцисс. В этом случае уравнение прямолинейного изменения температуры среды с глубиной для замеренного интервала будет:

$$T = k'(L - a), \quad (1)$$

где k' — угловой коэффициент прямой изменения температуры;

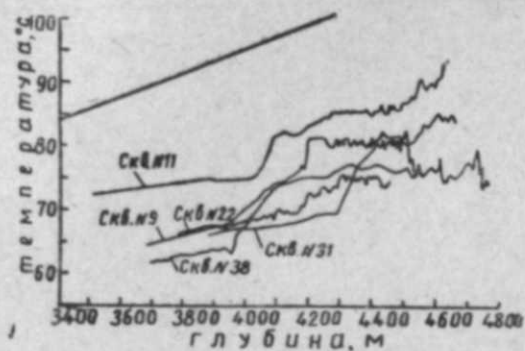


Рис. 3

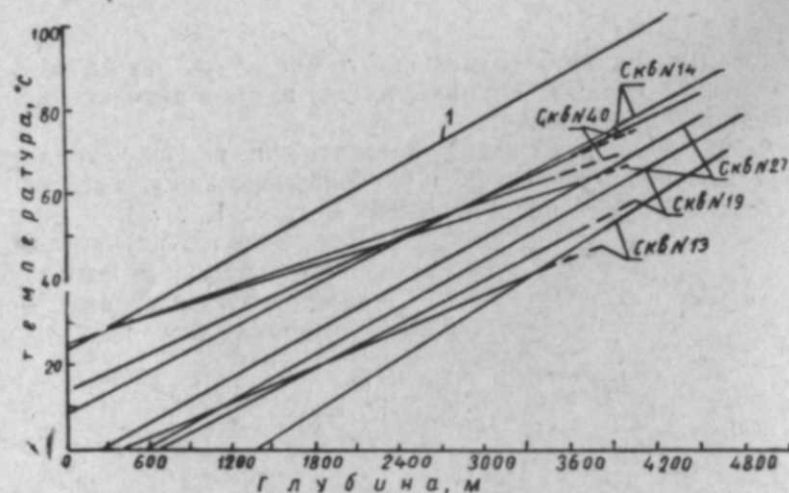


Рис. 4

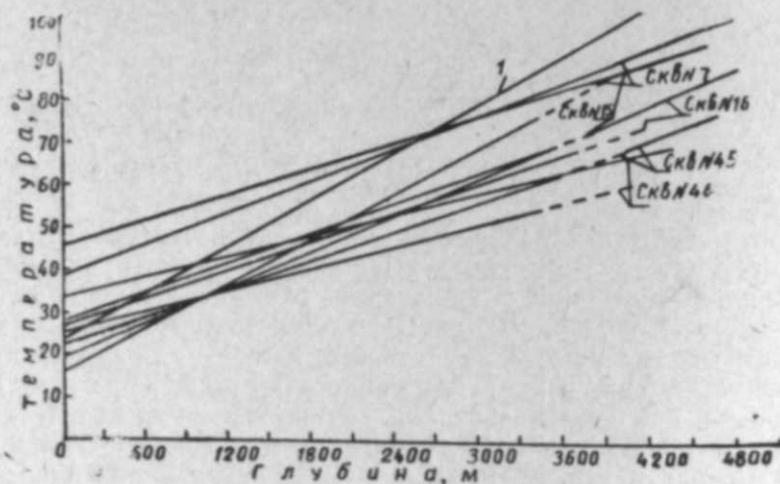


Рис. 5

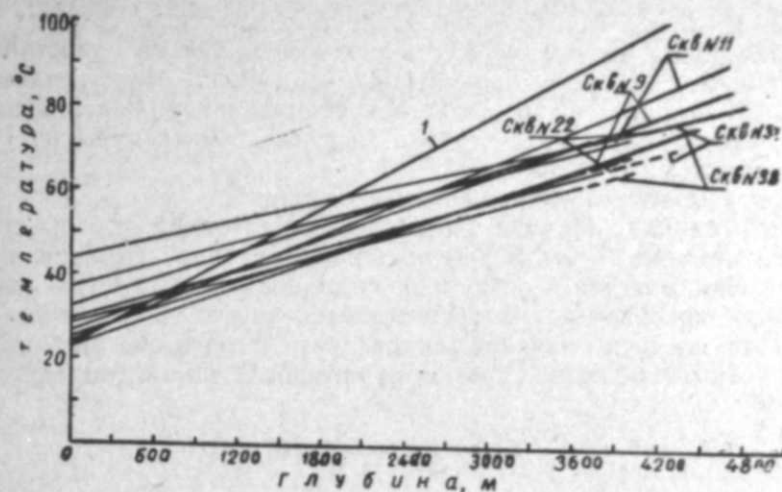


Рис. 6

Таблица 1

№ скв.	Интервалы подъема цемента ($L_2 - L_1$), м		До цементирования			При твердении цемента		
	L_1	L_2	K_1	t_1	a_1	K_2	t_2	a_2
7	3970	4812	0,0171	15,8	—	0,0120	38,6	—
9	3955	4721	0,0109	24,6	—	0,0121	26,7	—
10	3685	4675	0,0116	16,6	—	0,0184	—	273
11	4050	4701	0,0107	32,3	—	0,0140	24,0	—
13	3838	4683	0,0136	—	388,5	0,0204	—	1336
14	3995	4690	0,0146	14,1	—	0,0167	8,5	—
15	3832	4678	0,0111	27,9	—	0,0095	45,0	—
16	4232	4855	0,0107	26,8	—	0,0135	19,2	—
18	4255	4868	0,0107	31,0	—	0,0202	—	308
19	4067	4796	0,0167	—	650	0,0178	—	551
22	4040	4835	0,0108	25,2	—	0,0089	37,1	—
23	4127	4809	0,0106	30,0	—	0,0357	—	1976
27	3955	4531	0,0097	25,7	—	0,0177	—	242
31	4314	4825	0,0094	29,3	—	0,0075	43,6	—
37	3863	4447	0,0232	—	1374	0,0485	—	2426
38	3968	4475	0,0090	28,3	—	0,0117	22,9	—
40	3947	4492	0,0109	24,8	—	0,0151	12,8	—
45	4058	4722	0,0109	22,0	—	0,0117	19,3	—
46	4043	4404	0,0081	25,0	—	0,0077	33,4	—
47	3740	4525	0,0114	16,1	—	0,0202	—	736

a — расстояние от начала координат до пересечения прямой линии изменения температуры с осью абсцисс.

При определении величины средней температуры среды в замеренном интервале уравнение (1) примет вид:

$$t_{cp} = \frac{k'}{2} (L_1 + L_2 - 2a). \quad (2)$$

При этом величина удлинения обсадной колонны в интервале ($L_2 - L_1$), согласно известной зависимости будет:

$$\Delta L = \frac{\alpha k'}{2} (L_2 - L_1) t_{cp}, \quad (3)$$

где $\alpha = 1,2 \cdot 10^{-5} 1/^\circ\text{C}$ — коэффициент линейного расширения стали труб.

Значения a_1 , a_2 , t_1 и t_2 (табл. 1) прямых изменения средних температур находились из рис. 4, 5, 6 и с целью проверки сопоставлялись со значениями этих же параметров, найденных из графиков этих прямых. Во втором случае задавалась величина глубины L и находилось соответствующее этой глубине значение температуры из указанных рисунков.

Рассмотрим некоторые возможные случаи.

Первый случай. Прямая линия изменения температуры среды в интервале подъема цемента до процесса цементирования при продолжении ее пересекается с осью абсцисс, а прямая изменения температуры среды при твердении цемента пересекается с осью ординат. В этом случае среднее значение температуры нагрева обсадной колонны при твердении цемента в указанном интервале можно определить из выражения:

$$\Delta t'_{cp} = t_2 + \frac{k_2}{2} (L_1 + L_2) - \frac{k_1}{2} (L_1 + L_2 - 2a_1),$$

или

$$\Delta t'_{cp} = \frac{1}{2} (L_1 + L_2) (k_2 - k_1) + k_1 a_1 + t_2. \quad (4)$$

При этом приращение длины обсадной колонны в интервале подъема цемента будет:

$$\Delta L_1 = \alpha (L_2 - L_1) \left[\frac{1}{2} (L_1 + L_2) (k_2 - k_1) + k_1 a_1 + t_2 \right]. \quad (5)$$

Величины приращения средней температуры среды $\Delta t'_{cp}$ и изменения длины ΔL_2 в интервале подъема цемента при восстановлении геотермии можно найти из зависимостей [1]:

$$\Delta t'_{cp} = t - t_2 + \frac{1}{2} (k - k_2) L_1 + L_2, \quad (6)$$

$$\Delta L_2 = \alpha (L_2 - L_1) \Delta t'_{cp}, \quad (7)$$

где $t = 23,5^\circ\text{C}$ — фиктивная температура;

k — угловой коэффициент прямой геотермии при ступени $56 \text{ м}/^\circ\text{C}$ [1].

Уравнение суммарного приращения температуры среды (нагрев обсадной колонны) в рассматриваемом случае можно представить в виде:

$$\Delta t_{cp} = t + \frac{k}{2} (L_1 + L_2) - \frac{k_1}{2} (L_1 + L_2 - 2a_1),$$

или

$$\Delta t_{cp} = t + \frac{1}{2} (L_1 + L_2) (k - k_1) + k_1 a_1. \quad (8)$$

При этом удлинение колонны будет:

$$\Delta L' = \alpha (L_2 - L_1) \left[\frac{1}{2} (L_1 + L_2) (k - k_1) + k_1 a_1 + t \right]. \quad (9)$$

Второй случай. Прямая изменения температуры среды в интервале подъема цемента до цементирования при продолжении ее пересекается с осью ординат, а прямая изменения температуры среды при твердении цемента пересекается с осью абсцисс. Для этого случая уравнения (4) и (5) соответственно приобретают следующий вид:

$$\Delta t'_{cp} = \frac{1}{2} (L_1 + L_2) (k_2 - k_1) - k_2 a_2 - t_1, \quad (10)$$

$$\Delta L = \alpha (L_2 - L_1) \left[\frac{1}{2} (L_1 + L_2) (k_2 - k_1) - k_2 a_2 - t_1 \right]. \quad (11)$$

Приращение температуры нагрева колонны при восстановлении геотермии в рассматриваемом случае будет:

$$\Delta t'_{cp} = \frac{1}{2} (L_1 + L_2) (k - k_2) + k_2 a_2 + t, \quad (12)$$

При этом удлинение колонны в зацементированной зоне можно выразить:

$$\Delta L = \alpha (L_2 - L_1) \left[\frac{1}{2} (L_1 + L_2) (k - k_2) + k_2 a_2 + t \right]. \quad (13)$$

Суммарное значение Δt_{cp} может быть выражено в виде [1]:

$$\Delta t_{cp} = t - t_1 + \frac{1}{2} (k - k_1) (L_1 + L_2); \quad (14)$$

при этом

$$\Delta L = \alpha (L_2 - L_1) \left[\frac{1}{2} (L_1 + L_2) (k - k_1) + t - t_1 \right]. \quad (15)$$

Третий случай. Обе прямые изменения температуры среды до и после цементирования в интервале наличия цемента при продолжении их пересекаются с осью абсцисс. В этом случае температура нагрева колонны в указанном интервале при твердении цемента будет:

$$\Delta t'_{cp} = \frac{k_2}{2} (L_1 + L_2 - 2a_2) - \frac{k_1}{2} (L_1 + L_2 - 2a_1),$$

или

$$\Delta t'_{cp} = \frac{1}{2} (L_1 + L_2) (k_2 - k_1) - k_2 a_2 + k_1 a_1. \quad (16)$$

Удлинение же колонны в том же интервале будет:

$$\Delta L_1 = \alpha (L_2 - L_1) \left[\frac{1}{2} (L_1 + L_2) (k_2 - k_1) - k_2 a_2 + k_1 a_1 \right]. \quad (17)$$

В рассматриваемом случае значения $\Delta t'_{cp}$, ΔL_2 и Δt_{cp} можно определить соответственно по зависимостям (12), (13) и (8).

Четвертый случай. Обе указанные выше прямые пересекаются с осью ординат.

В этом случае значения $\Delta t'_{cp}$, Δt_{cp} и t_{cp} находятся соответственно из уравнений:

$$\Delta t'_{cp} = \frac{k_2 - k_1}{2} (L_1 + L_2) + t_2 - t_1, \quad (18)$$

$$\Delta t_{cp} = \frac{k - k_2}{2} (L_1 + L_2) + t - t_2, \quad (19)$$

$$\Delta t_{cp} = \frac{k - k_1}{2} (L_1 + L_2) + t - t_1. \quad (20)$$

Подставляя найденные значения $\Delta t'_{cp}$, Δt_{cp} и t_{cp} в зависимость (3), можно определить длину приращения колонны при нагреве в рассматриваемом интервале.

Как видно из табл. 1 и рис. 4 и 6, из рассмотренных возможных четырех случаев в скважинах №№ 13, 19 и 37 имеет место третий случай, а в скважинах №№ 10, 18, 23, 27 и 47 — второй. В остальных двенадцати — наблюдается четвертый случай.

Среднее значение модуля упругости E стали обсадных труб в зависимости от температуры среды в зацементированной зоне будет [1]; при твердении цемента:

$$E = m' t'_{cp} 10^6; \quad (21)$$

при восстановлении геотермии:

$$E = m'' t''_{cp} 10^6. \quad (22)$$

Средние температуры среды t'_{cp} и t''_{cp} , подсчитанные по соответствующим формулам и общему уравнению (2), для рассмотренных скважин приведены в табл. 2.

В табл. 3 даны величины приращения температуры, вызывающей дополнительный нагрев колонны в зацементированном при твердении цемента $\Delta t'_{cp}$ и при восстановлении геотермии $\Delta t''_{cp}$, а также соответствующих им значений ΔL_1 и ΔL_2 , вычисленных по вышеуказанным зависимостям с учетом рассматриваемых случаев, к которым относятся скважины.

Таблица 2

№ скв.	Средн. площадь поперечного сечения колонны, $F, \text{см}^2$	Значение средней температуры в зацементированном интервале, $^{\circ}\text{C}$		
		до цементирования, t_x	при твердении цемента, t'_{cp}	по геотермии, t''_{cp}
7	54,2	90,7	91,3	101,6
9	46,6	71,9	79,2	100,7
10	46,6	65,1	72,0	97,9
11	46,6	79,1	85,3	101,4
13	46,6	52,7	59,2	99,3
14	46,6	77,5	80,8	100,8
15	46,6	75,2	86,0	99,0
16	50,5	75,4	80,5	104,4
18	50,5	79,7	86,1	104,7
19	50,5	63,0	69,3	102,4
22	50,5	73,2	76,7	102,1
23	50,5	77,6	89,0	103,0
27	42,7	68,0	71,7	99,0
31	50,5	72,2	77,9	104,8
37	42,7	64,5	83,8	97,5
38	42,7	66,3	72,2	98,6
40	42,7	70,5	76,5	98,6
45	46,6	69,7	70,5	101,6
46	42,7	59,3	65,9	98,7
47	42,7	63,0	68,7	98,0

Как видно из табл. 3 значение $\Delta t'_{cp}$ в основном колеблется в пределах $0,6-7,3^{\circ}\text{C}$, за исключением скважин №№ 15, 23, 37, в которых эта величина достигает соответственно 10, 8; 11, 4; и $19,3^{\circ}\text{C}$. Значение $\Delta t'_{cp}$ в скважинах №№ 7, 11, 15, 18, 23 и 37 изменяется в пределах $10,3-16,1^{\circ}\text{C}$, а в остальных $-\Delta t'_{cp} = 20-33,1^{\circ}\text{C}$ за исключением скважины № 13, где $\Delta t'_{cp} = 40,1^{\circ}\text{C}$.

Тогда осевое усилие P'_2 , возникающее в колонне от нагрева при твердении цемента будет [1]:

$$P'_2 = \alpha F \Delta t'_{cp} m' t'_{cp} 10^6. \quad (23)$$

При этом, нормальное напряжение в сечении колонны будет равно:

$$\sigma_1 = \alpha \Delta t'_{cp} m' t'_{cp} 10^6. \quad (24)$$

Таблица 3

№ скв.	При твердении цемента (по термограмме)			При восстановлении геотермии		
	$\Delta t'_{cp}, ^{\circ}\text{C}$	$\Delta L_1, \text{м}$	$m' t'_{cp}$	$\Delta t''_{cp}, ^{\circ}\text{C}$	$\Delta L_2, \text{м}$	$m'' t''_{cp}$
7	0,6	0,01	2,0629	10,3	0,10	2,0579
9	7,3	0,07	2,0688	21,5	0,20	2,0584
10	6,9	0,08	2,0722	25,9	0,31	2,0597
11	6,2	0,06	2,0658	16,1	0,14	2,0581
13	6,5	0,07	2,0786	40,1	0,41	2,0590
14	3,3	0,03	2,0680	20,0	0,16	2,0583
15	10,8	0,11	2,0655	13,0	0,13	2,0592
16	5,1	0,03	2,0688	23,9	0,18	2,0565
18	6,4	0,05	2,0654	18,6	0,14	2,0564
19	6,3	0,05	2,0736	33,1	0,29	2,0575
22	3,5	0,03	2,0700	25,4	0,24	2,0577
23	11,4	0,09	2,0640	14,0	0,11	2,0572
27	3,1	0,02	2,0728	27,9	0,19	2,0592
31	5,7	0,04	2,0694	26,9	0,17	2,0562
37	19,3	0,14	2,0666	13,7	0,10	2,0599
38	5,9	0,04	2,0722	26,4	0,16	2,0594
40	6,0	0,04	2,0711	22,1	0,15	2,0594
45	0,8	0,01	2,0730	31,1	0,25	2,0579
46	6,6	0,03	2,0753	32,8	0,14	2,0594
47	5,7	0,05	2,0739	29,3	0,28	2,0506

Осевое усилие, возникающее от нагрева при восстановлении геотермии, будет:

$$P''_2 = \alpha F \Delta t''_{cp} m'' t''_{cp} 10^6, \quad (25)$$

а нормальное напряжение

$$\sigma_2 = \alpha \Delta t''_{cp} m'' t''_{cp} 10^6. \quad (26)$$

Пользуясь указанными выше выражениями были подсчитаны значения нормальных растягивающих усилий и соответствующих им напряжений, возникающих в колонне при изменении температуры среды в зацементированном интервале (табл. 4).

Таблица 4

№ скв.	При твердении цемента, по термограмме		По геотермии		При восстановлении геотермии	
	$P'_2, \text{кГ}$	$\sigma_1, \frac{\text{кГ}}{\text{см}^2}$	$P''_2, \text{кГ}$	$\sigma_2, \frac{\text{кГ}}{\text{см}^2}$	$\sigma_1 + \sigma_2 = \sigma$	$P'_2 + P''_2 = P$
7	813	15	13 767	254	269	14 580
9	8435	181	24 744	531	712	33 179
10	7969	171	29 824	640	811	37 193
11	7176	154	18 547	398	552	25 723
13	7549	162	46 087	909	1151	53 636
14	3821	82	23 020	494	576	26 841
15	12489	268	14 958	321	589	27 447
16	6413	127	29 795	590	717	36 208
18	8029	159	22 780	459	618	30 809
19	7928	157	41 258	817	974	49 186
22	4393	87	32 724	648	735	37 117
23	14241	282	17 473	346	628	31 714
27	3288	77	29 820	689	766	33 108
31	7120	141	33 532	664	805	40 652
37	20453	479	14 475	339	818	34 928
38	6277	147	27 840	652	799	34 117
40	6362	149	23 318	546	695	29 680
45	932	20	35 789	768	788	36 721
46	7403	164	34 447	810	974	41 850
47	6063	142	30 915	724	866	36 978

Как видно из табл. 4 величина осевого усилия P_2 , возникающего в колонне от нагрева при твердении цемента, в большинстве скважин изменяется в пределах 3821—8435 кг, которым соответствует $\sigma_1 = 82—181 \text{ кг/см}^2$. В скважине №№ 15, 23, 37 значения P_2 получились соответственно 12489, 14241 и 20453 кг, а в двух других (№№ 7 и 45) — 813; 932 кг.

Найденные величины P_2 и σ_1 могут отличаться в какой-то степени от максимальных значений их, поскольку замеры температуры по электротермометру, как правило, производятся примерно через 24 ч после цементирования, тогда как наибольшее выделение тепла при схватывании и твердении—гидратации цемента происходит в течение 5—10 ч после его затворения [2]. До наступления этого времени в условиях сверхглубоких скважин, в которых максимальная температура превышает 125°C , цементный раствор успевает твердеть и войти в сцепление с поверхностью обсадной колонны. Значения P и σ (табл. 4) близки к их истинным величинам, поскольку определение суммарного осевого усилия и возникающего при этом в колонне напряжения производилось по данным геотермии, которая принимается постоянной для данного района.

Максимальные значения усилия P и возникающего при этом напряжения σ могут быть достигнуты гораздо раньше (до восстановления геотермии). Если при этом P окажется больше P_1 —силы сцепления цемента с поверхностью колонны, то произойдет нарушение указанного сцепления, которое может привести к разрушению цементного кольца в некоторых ее частях. Это обстоятельство может служить одной из причин прорыва воды к нефтяному объекту.

Из сказанного следует, что с увеличением глубины скважин изменение температуры среды в зоне цементирования, и следовательно, величина P увеличиваются.

Это обстоятельство дает основание отметить, что требования, предъявляемые к цементам для сверхглубоких скважин с забойной температурой порядка $100—120^\circ\text{C}$ могут не соответствовать условиям скважин больших глубин, где температура будет превышать указанные величины. Поэтому, для цементирования таких скважин следует применять латекс-цемент, который обладает большой упругостью и прочностью контакта с металлом и образует прочный цементный камень, отличающийся повышенной стойкостью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдинов, М. А. К вопросу нарушения сцепления цемента с колонной при изменении температуры среды. Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр. наук и нефти, 1963, № 5.
2. Алекперов А. М. Тампоажные цементы [для нефтяных и газовых скважин. Азнефтеиздат, 1955.

С. М. Гулиев, М. А. Абдинов, А. М. Рзагулиев

Мүһитин температур дәјишмәсинин сementин кәмәрлә тутушмасына тә'сири һаггында

ХҮЛАСӘ

Мәгаләдә чох дәрин гујуларда сement олан мүһит температурунун сement илә горујучу кәмәр арасындакы әләгәјә тә'сири мәсәләси изаһ едилир.

Зирә саһәсиндә дәринлији 4404—4868 м олан 20 чох дәрин сement-ләнмиш гујунун термограмы тәдгиг едилмиш вә бу термограмлар

васитәсилә кәстәрилән интервалда гујуја сement мәһлулу вурулма-мышдан әввәл вә вурулдугдан сонра о, тутушуб бәркидији заман өзүндән вердији температур тә'сириндән мүһитин температур дәјиш-мәсинин орта гијмәтләри тә'јин едилмишдир.

Бунунла бәрәбәр, һәмин интервалда мүһит температурунун дәјиш-мәсинин орта гијмәти кеотермик температурун бәрпа олунамасы һалы үчүн дә тә'јин едилир.

Температур дәјишмәсини тә'јин етмәк үчүн 4 характерик һала бахылмышдыр. Мүәјјән едилмишдир ки, чох дәрин гујуларда темпера-турун дәјишмәси нәтичәсиндә кәмәрин сementләнмиш һиссәсиндә кенишләнмәдән дартылма гүввәси бөјүк гијмәтдә олур ки, бу да бә'зи һалларда сement илә кәмәр тутушмасынын позулмасына вә сementин дагылмасына сәбәб олур. Бу исә гујунун суланмасы үчүн шәраит јарадыр.

Латекс сementинин метала тутушма гүввәсинин ади сementә нисбә-тән даһа јүксәк олмасыны, еластиклијини вә даһа давамлы олмасыны нәзәрә алараг, гујудиби температуру јүксәк олан чох дәрин гујуларын сementләнмәсиндә бу сementин тәтбиг едилмәси тәклиф олунар.

Ф. И. САМЕДОВ, Б. М. ЛИСТЕНГАРТЕН, Ч. А. СУЛТАНОВ

О КОЭФФИЦИЕНТЕ ГАЗООТДАЧИ ГАЗОВЫХ И ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

Как известно, при подсчете запасов газа конечный коэффициент газоотдачи принимается равным 1. Таким образом, извлекаемые запасы газа приравниваются к балансовым. В то же время лабораторные исследования и данные, полученные в результате разработки отдельных залежей, указывают, что газоотдача никогда не достигает 1 [1, 4, 5, 6].

В настоящей статье на примере 8 залежей, эксплуатируемых в Азербайджане, и 37 объектов США определена возможная величина конечного коэффициента газоотдачи и влияние на нее некоторых геологических и промысловых факторов.

Для расчетов приняты запасы газа, подсчитанные методом падения давления как наиболее соответствующие истинному содержанию газа в пласте. Остаточные запасы газа оценивались на основании изучения текущих показателей состояния пласта и отдельных скважин: месячная и суточная добыча, диаметры штуцеров, пластовые и буферные давления, количество скважин.

В табл. 1 приведены данные о запасах и отборах газа по некоторым залежам Азербайджана, из которых видно, что залежи в значительной степени уже выработаны; по состоянию на 1963 г. средневзвешенный коэффициент газоотдачи составляет 0,6.

Таблица 1

Площадь	Горизонт	Число скважин	Балансовые запасы газа, млн м ³	Отобрано на 1.1 1963 г., млн м ³	Коэффициент газоотдачи на 1.1 1963 г.
Калмас	I	11	1 400	580	0,42
"	II	8	600	410	0,68
"	III	2	85	46	0,54
"	III	1	160	67	0,48
Карадаг	VII	22	20 600	15 500	0,75
Зыря	ПКв	8	7 500	3 600	0,48
"	КС низы	4	1 050	500	0,48
Локбатан	ПК	4	1 000	600	0,60

Ниже приводятся примерные расчеты по определению конечных коэффициентов газоотдачи по отдельным залежам.

Площадь Карадаг

VII горизонты. Для оценки конечного коэффициента газоотдачи проанализируем изменение добычи за последние 3 года. В 1961 г. было добыто — 2,6 млрд м³ газа, в 1962 г. — 2 млрд м³ и в 1963 г. 1,5 млрд м³. Если будет сохранен существующий в эти годы темп изменения пластового давления, а значит и отбора, то следует ожидать, что в 1964 г. будет добыто 1 млрд м³ газа, в 1965 г. — 0,7 млрд м³, в 1966 г. несколько менее 0,5 млрд м³.

При этом необходимо отметить, что приведенные цифры отбора газа являются максимальными, так как скважины эксплуатируются практически без противодействия на забой (через корпус), а бурение новых скважин на большую глубину с низким пластовым давлением, следовательно, и с низким дебитом, по-видимому, трудно будет обосновать экономическими расчетами. Сохранения добычи газа на более высоком уровне ожидать нельзя, так как согласно фактическим данным эксплуатации при низком пластовом давлении начинают интенсивно проявляться пропластковые воды. Не исключена также возможность слома колонн, вследствие отсутствия противодействия в скважине.

Таким образом, учитывая, что из залежи с начала разработки (1955 г.) на 1963 г. извлечено 15,5 млрд м³ газа и что дополнительно будет отобрано 3,35 млрд м³, конечный коэффициент газоотдачи составит — 0,9.

Площадь Зыря

ПК верхи. Разработка залежи была начата в 1958 г. и уже через 3 года в 1961 г., при 8 находящихся в работе скважин, был достигнут максимальный годовой отбор газа — 1,1 млрд м³.

С середины 1961 г. наблюдаются случаи значительного обводнения скважин, в связи с чем производилось ограничение дебитов путем уменьшения диаметра штуцера, а в тех случаях, когда эти мероприятия не давали положительных результатов, притоки воды изолировали с помощью заливок цементом на нефтяной основе [5]. После изоляционных работ, как правило, производился дострел верхних интервалов объекта.

Несмотря на проводимые мероприятия уровень добычи газа неуклонно снижается. Если в январе 1961 г. месячный отбор из залежи составлял 127 млн м³, то в конце этого года добывалось 75 млн м³ в месяц, а еще через год, в декабре 1962 г. только 50 млн м³.

В дальнейшем создадутся новые трудности, вследствие невозможности производить изоляционные работы с одновременным приобщением для эксплуатации новых интервалов разреза, так как отверстия фильтра уже сейчас почти достигают кровли пласта.

Известно, что отбор газа из пласта можно поддерживать примерно постоянным путем увеличения депрессии при одном и том же числе скважин или увеличением числа скважин при постоянной депрессии. Депрессии на пласт, во избежание полного обводнения скважин, наоборот, в процессе эксплуатации уменьшались, а бурение новых скважин не производилось, так как после непродолжительного периода они бы обводнились или их эксплуатацию пришлось вести при малых депрессиях и низких пластовых давлениях, что, понятно, не рентабельно для дорогостоящих сверхглубоких скважин.

С учетом изложенного примерные расчеты по данным изменения месячной добычи показывают, что из пласта можно извлечь еще дополнительно 1,5 млрд м³ газа. Поскольку из залежи на 1963 г. отобрано

3,6 млрд м³ газа, конечный коэффициент газоотдачи составит не более 0,7, т. е. значительно меньше 1.

При проектировании разработки газоконденсатных залежей типа ПК верхи площади Зыря конечный коэффициент газоотдачи следует принимать 0,7—0,75. Следует также рекомендовать разрабатывать такие залежи с несколько большим уплотнением, чем, например, VII горизонты Карадага, так как это позволит, сохраняя тот же темп отбора из залежи, эксплуатировать скважины при небольших депрессиях, что является очень существенным для залежей с подошвенной водой, к каким относятся ПК верхи Зыря.

КС низы. С начала разработки (март 1961 г.) из газоконденсатной залежи добыча газа достигла своей максимальной величины, а затем стала уменьшаться. В декабре 1962 г. месячная добыча снизилась до 24,3 млн м³ газа, а в августе 1963 г. — до 10,5 млн м³.

Учитывая полный охват залежи разработкой, наметившийся темп снижения добычи и текущее состояние эксплуатации, следует ожидать, что из залежи будет добыто еще примерно 300—350 млн м³ газа и тогда конечный коэффициент газоотдачи составит 0,80—0,85.

Площадь Локбатан

ПК свита. Залежь в ПК свите площади Локбатан вступила в разработку в 1951 г., т. е. первой в Азербайджане. Всего из нее отобрано 600 млн м³ газа, причем из скважины 1013, открывательницы залежи, получено 550 млн м³ газа. В настоящее время, вследствие перемещения газонефтяного контакта, скважина 1013 продуцирует нефтью с газом.

Конечный коэффициент газоотдачи составил 0,6. При неподвижном газонефтяном контакте, коэффициент газоотдачи был бы больше, так как перед появлением нефти работа скважины 1013 характеризовалась высокими показателями: дебит газа — 450 тыс. м³ в сутки, пластовое давление 175 ат.

Увеличить достигнутый коэффициент газоотдачи, по-видимому, не представится возможным. Во-первых, вследствие трудности отыскания оставшихся газонасыщенных участков, а, во-вторых, при совместном поступлении в скважину газа и нефти в условиях больших глубин и низких пластовых давлениях, возникают трудности при эксплуатации, выражающиеся в прекращении фонтанирования.

Площадь Калмас

I горизонт. С начала разработки (1958 г.) из газовой залежи этого горизонта отобрано 580 млн м³ газа; по состоянию на январь 1963 г. в эксплуатации находилось 11 скважин со среднесуточным дебитом 100 тыс. м³ газа на одну скважину, при среднем диаметре штуцера по пласту 13 мм. Залежь полностью охвачена разработкой и дальнейшего увеличения добычи ожидать трудно. Учитывая фактические данные эксплуатации из пласта будет отобрано еще не менее 500 млн м³ газа и таким образом конечный коэффициент газоотдачи составит несколько более 0,85. Следует отметить, что залежь газа в I горизонте является наиболее насыщенной по сравнению с другими известными объектами площади Калмас.

II горизонт. С начала разработки залежи (1958 г.) на 1963 г. отобрано 410 млн м³ газа.

Максимальный уровень добычи газа — 17 млн м³ в месяц был достигнут в июне 1961 г., когда в работе находилось 6 скважин. С этого момента происходит неуклонное падение добычи газа — в январе 1963 г. отбор снизился до 6 млн м³ газа. Так как скважины, эксплуатировавшие II горизонт, уже возвращены на I горизонт, а в работе находилась всего одна скважина со среднесуточным дебитом 80 тыс м³ газа, следует ожидать, что из залежи будет еще отобрано, примерно 15 млн м³ газа. Таким образом, конечный коэффициент газоотдачи составит 0,70—0,75.

III горизонт разрабатывался в двух блоках. В первом блоке эксплуатация фактически производилась одной скважиной, отобравшей за трехлетний срок 46 млн м³ газа. При суточном дебите 28 тыс. м³ газа и буферном давлении 37 ат указанная скважина в конце 1960 г. была возвращена на II горизонт.

Другая скважина в этом блоке, вступившая в эксплуатацию в январе 1961 г. имела дебит 18 тыс. м³ газа в сутки и буферное давление 39 ат, т. е. такие же показатели, как описанная выше скважина перед возвратом. При таких данных возможный дополнительный отбор из рассматриваемой залежи составит несколько млн м³ газа. Таким образом, залежь практически выработана и конечный коэффициент по ней составил 0,57.

В другом блоке эксплуатировалась также одна скважина, отобравшая на 1963 г. 67 млн м³ газа. Учитывая, что дебит этой скважины 34 тыс. м³ газа в сутки, буферное давление 84 ат, диаметр штуцера 16 мм, следует ожидать, что из залежи будет отобрано еще 15 млн м³ газа и тогда конечный коэффициент газоотдачи составит 0,5.

Изучение рассмотренных выше залежей позволило оценить зависимость конечного коэффициента газоотдачи от некоторых геологических и промысловых факторов (табл. 2).

Таблица 2

Площадь	Горизонт	Режим	Число скв. на I. 1963 г.			Ср. диаметр штуцера, мм	Возможн. суммарн. отбор газа, после января 1963 г., млн м ³	Суммарн. отбор газа, млн м ³	Конечн. коэфф. газоотдачи
			Залпас газа на I скв., млн м ³	Месячная доб., млн м ³ (1,63)	Залпас газа на I скв., млн м ³				
Калмас	I	Газовый	11	120	34	13	420—430	1000—1070	0,85
	II	.	1	90	6	16	15	425	0,72
	III	.	—	45	—	—	3	49	0,57
.	III	.	1	160	1	16	15	82	0,50
Карадаг	VII	.	22	950	136	Корпус	3500	19000	0,90
Зыря	IKв	Смешанный	5	950	50	13	1500	5100	0,70
	KСн	Газовый	2	250	30	16	300—350	800—850	0,80—0,85
Локбатан	ПК	Смешанный	—	250	—	—	100	600—700	0,60—0,70

Для анализа все залежи по величине балансового запаса разделены на две группы: первая с запасами более 1 млрд м³ газа и вторая — менее 1 млрд м³. Необходимость такого деления будет показана ниже.

К первой группе относятся залежи: в VII горизонтах площади Карадаг, ПК верхи и КС низы площади Зыря, ПК площади Локбатан, I горизонт площади Калмас.

Из табл. 2 видно, что наибольшие коэффициенты конечной газоотдачи будут получены по VII горизонтам — 0,9, КС низы — 0,85 и I горизонт — 0,85. Значительно меньшие величины этого коэффициента имеют залежи ПК площадей Зыря и Локбатан, составляющие соответственно 0,70—0,75 и 0,6.

Основной причиной подобного распределения являются режимы рассмотренных залежей. VII горизонт, КС низы и I горизонт обладают газовым режимом, а ПК Зыря и Локбатана смешанным, в них наряду с вторжением воды в газоконденсатные области залежи наблюдается также и вторжение нефти из нефтяных оторочек. Вторгшиеся вода и нефть «защемляли» газ, что затруднило его продвижение к забоям эксплуатационных скважин.

Несмотря на то, что ПК свита обладает лучшими коллекторскими свойствами, чем другие рассмотренные объекты, и следовало ожидать, что конечные коэффициенты этих объектов будут наибольшие, фактические данные показывают обратную картину. Конечная газоотдача в них оказалась меньшей, чем в VII горизонтах и КС низы. Это явилось следствием различных режимов залежей. Для газовых режимов конечная газоотдача составляет 0,85—0,90, для смешанных режимов 0,6—0,75.

Сравнение конечного коэффициента газоотдачи VII горизонтов, КС низы и I горизонта показывает, что наибольшая его величина соответствует VII горизонту. Если учесть, что запасы, приходящиеся на одну скважину в VII горизонтах в несколько раз больше, чем в КС низы и I горизонте, можно сделать заключение, что при прочих равных условиях, конечный коэффициент газоотдачи уменьшается при меньших запасах. К такому же выводу можно придти, анализируя запасы по отдельным горизонтам площади Калмас. Из табл. 2 видно, что запасы газа увеличиваются снизу вверх, в этом же направлении растут и конечные коэффициенты газоотдачи: в III горизонте 0,50—0,55, во II горизонте 0,78 и в I горизонте 0,85. Также растут и запасы, приходящиеся на одну скважину: с 45 млн м³ газа на одну скважину в II горизонте, до 120 млн м³ в I горизонте.

Приведенные данные указывают, что различная степень уплотнения не оказала заметного влияния на конечный коэффициент газоотдачи. То же получено и по залежам КС низы и I горизонта. В КС низы запас на одну скважину — 250 млн м³ газа, в I горизонте — 120 млн м³, а конечные коэффициенты газоотдачи оказались примерно равными.

Увеличение конечного коэффициента газоотдачи с повышением величины запасов видно также из анализа ряда выработанных залежей США. В работе приведены данные по 37 газоконденсатным и газовым месторождениям США, имеющим газовый режим, начальные запасы в которых были подсчитаны методом падения давления. Конечная газоотдача оценивалась по величине месячного отбора газа на дату анализа. Газоотдача изменяется от 0,98 до 0,66; среднеарифметическая — 0,83. По 20 залежам, что составляет 54% от общего числа приведенных в работе [3], средневзвешенная газоотдача составляет 0,84.

Все залежи были разделены на группы с запасами: 0—200, 201—500, 501—1000, 1001—2000, 2000 и более млн м³ газа (табл. 3).

Для каждой из групп был подсчитан средневзвешенный коэффициент газоотдачи, составивший 0,79; 0,83; 0,84; 0,89 и 0,86. Следовательно газоотдача растет с увеличением балансовых запасов газа.

Таблица 3

0—200		201—500		501—1000		1001—2000		2001 и более м.м ³	
запас	отбор	запас	отбор	запас	отбор	запас	отбор	запас	отбор
54	45,3	304	302	559	487	1798	1636	2081	1571
161	144,8	407	280	676	626	1308	1057	3794	3604
65	42,5	526	407	985	855	1291	1189	2831	2251
155	132	454	393	526	407	1330	937	2166	1920
178	123	444	390	847	695	1207	830	4005	3400
		359	314	668	515	1076	906		
		416	335	937	781	1175	986		
		311	254	620	560	1274	1030		
		396	360						
		253	168						
		286	260						
613	487	4156	3463	5818	4926	10469	8571	14877	12746
Средневзвешенный коэффициент газоотдачи									
0,79		0,83		0,84		0,82		0,86	

Выводы

1. Для всех рассмотренных залежей конечный коэффициент газоотдачи меньше единицы.
2. Основным фактором, влияющим на конечный коэффициент газоотдачи, является режим залежи. Для залежей Азербайджана с газовым режимом с запасами более 1 млрд м³ газа конечный коэффициент газоотдачи 0,80—0,90 и 0,86 для месторождений США. Для залежей со смешанным режимом этот показатель 0,60—0,75, т. е. значительно меньше, чем для залежей с газовым режимом.
3. В залежах с газовым режимом газоотдача растет с увеличением балансовых запасов газа.
4. Различная степень уплотнения для изученных залежей при других равных условиях не оказала заметного влияния на конечный коэффициент газоотдачи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мирзаджанзаде А. Х., Ковалев А. Г., Дурмишьян А. Г., Кочешков А. А. Теория и практика разработки газоконденсатных месторождений. Гостоптехиздат, 1962.
2. Везиров Р. Р. Изменение во времени газоводного фактора по скважинам горизонта ПК верхи месторождения Зыря. АНХ, № 2, 1962.
3. Норман Л. Точный расчет коэффициента газоотдачи путем изучения промысловых данных. Экспресс-информация, «Нефтепромышленное дело», ВИНТИ, № 18, 1963.
4. Опыты разработки нефтяных и газовых месторождений. Материалы Всесоюзного совещания по разработке нефтяных и газовых месторождений в г. Казане 1961 г. Гостоптехиздат, 1962.
5. Davirs R. E. Estimating Natural Gas Reserves. Oil and Gas Journ., vol. 53, No 31, Dec., 1954.
6. Geffen T. M., Parrish D. R., Haynes G. W., Morse R. A. Efficiency of Gas Displacement from Porous Media by Liquid Flooding. Journal of Petr. Techn. Febr., 1952.

Ф. И. Самедов, Б. М. Листенгартен, Ч. А. Султанов

Азербайджанда газ вэ газконденсат жатагларынын газвермэ эмсалы наггында

ХУЛАСЭ

Газ вэ газконденсат жатагларынын ишлэнмэси лажинэсини тэртиб етдикдэ вэ газ ентијатыны һесабладыгда сон газвермэ эмсалы ваһид гэбул едилир. Лакин лабораторија тэдгигатлары вэ мэдэн материаллары көстэрир ки, газвермэ эмсалы ваһиддэн кичик олур.

Мэгалэдэ Азербайджанын 8 јатагы вэ АБШ-ын 37 объектинин сон газвермэ эмсалы, бир сыра кеоложи вэ мэдэн амиллэринин она тэ'сири тэ'јин едилир.

Газын баланс ентијаты тэзјиг дүшмэси үсулу илэ һесапланмыш, галыг ентијаты исэ лажын вэ гујуларын чари вэзијјэтлэрини сэчијјэлэндирэн көстэричилэрэ эсасэн (ајлыг вэ суткалыг нефт мәнсулу, штутсерии диаметри, лаж вэ буфер тэзјиги, гујуларын сајы) гижмэтлендирилмишдир.

Элдэ едилэн материаллар јухарыда көстэрилэн јатаглар үчүн сон газвермэ эмсалыны тэ'јин етмэјэ имкан вермишдир. Газвермэ эмсалы илэ режим вэ баланс ентијаты арасындакы асылылығын өјрәнилмэси көстэрир ки, һэмин параметрлэр арасында мүэјјән элагэ вардыр.

Апарылан ишлэрдэн ашағыдакы нэтичэлэр мүэјјән едилмишдир:

1. Өјрәнилэн јатаглар үчүн сон газвермэ эмсалы ваһиддэн кичикдир.
2. Сон газвермэ эмсалына тэ'сир едэн эсас амил јатағын режимидир. Газ режимы вэ ентијаты 1 млд м³-дэн артыг олан Азербайжан јатаглары үчүн сон газвермэ эмсалы 0,80—0,90, АБШ јатаглары үчүн исэ 0,86-дыр. Гарышыг режимли јатаглар үчүн исэ бу көстэричи јухарыдакы кэмијјэтлэрэ нисбэтән бир гэдэр кичик—0,60—0,75-дир.
3. Баланс ентијатынын артмасы илэ газ режимли јатагларын газвермэ эмсалы артыр.
4. Бэрабэр шэраит дахилиндэ шэбэканын мүхтэлиф дэрэчэдэ сыхлашдырылмасы өјрәнилэн јатагларын сон газвермэ эмсалларына нэзэрэ чарпачаг дэрэчэдэ тэ'сир көстэрмэмишдир.

А. М. КУЛИЕВ, О. А. МАМЕДОВ

РАСЧЕТ ПРИТОКА ГАЗИРОВАННОЙ НЕФТИ К СКВАЖИНЕ В НЕОДНОРОДНЫХ ПЛАСТАХ

Как известно, К. А. Царевич [8, 9], пользуясь решением акад. С. А. Христиановича [7] и Б. Б. Лапука [10], разработал приближенный способ расчета неустановившегося притока газированной нефти к скважине. При этом он рассматривал неустановившуюся фильтрацию газированной нефти как последовательную смену стационарных состояний. Условием, контролирующим эту смену, явилась связь между давлением и нефтенасыщенностью на внешней непроницаемой границе кругового пласта, полученная им совершенно строгим путем [8].

М. М. Глоговский [3], пользуясь методом Ю. Д. Соколова, дал более точный приближенный способ расчета притока газированной нефти при линейном и плоско-радиальном течениях в замкнутом пласте. При этом он осреднял правые части уравнений движения газированной нефти и полагал, что газовый фактор вдоль линии тока в каждый момент времени является постоянной величиной.

М. Д. Розенберг [5] доказал, что осреднение правых частей уравнений движения газированной нефти и замена их функциями, зависящими только от времени при линейном и плоско-радиальном течении, приводит к такому решению задачи, при котором величина газового фактора вдоль линии тока не зависит от координаты и является функцией только времени.

В настоящей статье указанные решения обобщаются на случай фильтрации газированной нефти в неоднородной по проницаемости пористой среде. Рассматриваются непрерывное изменение проницаемости по радиусу пласта и случай, когда проницаемости призабойной зоны (k_1) и остальной части пласта (k_2) постоянны, но отличны друг от друга.

Известно, что плоско-радиальное течение газированной нефти в рассматриваемых условиях, описывается системой двух нелинейных дифференциальных уравнений в частных производных:

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial}{\partial r} \left[P k F_r(\rho) r \frac{\partial P}{\partial r} \right] + \alpha \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[P k F_n(\rho) r \frac{\partial P}{\partial r} \right] = \\ = m_{\mu r} \cdot \frac{\partial}{\partial t} [P(1-\rho) + \alpha P \rho], \\ \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial}{\partial r} \left[k F_n(\rho) r \frac{\partial P}{\partial r} \right] = m_{\mu n} \frac{\partial P}{\partial t} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где P — пластовое давление;

ρ — насыщенность порового пространства пласта нефтью;

F_H, F_G — относительные фазовые проницаемости соответственно для нефти и газа;

μ_H, μ_G — абсолютные вязкости соответственно нефти и газа;

m, k — соответственно пористость и проницаемость пласта;

$$\alpha = \kappa \cdot \varepsilon; \quad \varepsilon = \frac{\mu_G}{\mu_H};$$

κ — объемный коэффициент растворимости газа в нефти;

t — время.

Согласно [3, 5], заменив правые части уравнений (1) функциями, зависящими только от времени, не трудно убедиться в том, что и в условиях неоднородного пласта величина газового фактора вдоль линии тока не зависит от координаты и является функцией только времени.

Тогда:

$$\frac{1}{r} \cdot \frac{\partial}{\partial r} \left[k(r)r \frac{\partial H}{\partial r} \right] = f(t), \quad (2)$$

где H — функция С. А. Христиановича.

1. В первом случае неоднородности закон изменения проницаемости пласта по радиусу принимается следующим:

$$k(R) = \frac{b_n}{1 + a_n R^n}, \quad (3)$$

где

$$a_n = \frac{\bar{k} - 1}{R_k^n - \bar{k}}; \quad b_n = k \frac{R_k^n - 1}{R_k^n - \bar{k}}; \quad \bar{k}(R) = \frac{k(R)}{k_k};$$

$$\bar{k} = \frac{k_c}{k_k}; \quad R = \frac{r}{r_c}; \quad R_k = \frac{r_k}{r_c}; \quad n = 1; 2.$$

k_k, k_c — проницаемости пласта, соответственно на контуре и у скважины;

r_k, r_c — радиусы соответственно контура питания и скважины.

Интегрируя уравнение (2) с учетом (3), получим:

$$H = \frac{f_1(t)}{2b_n} \left(\frac{R^2}{2} + \frac{a_n}{n+2} R^{n+2} \right) + \frac{C_1(t)}{b_n} \left(\ln R + \frac{a_n}{n} R^n \right) + C_2(t) \quad (4)$$

Неизвестные функции $f_1(t)$, $C_1(t)$ и $C_2(t)$ определяются из граничных условий [3]:

$$\left. \begin{aligned} H &= H_c \quad \text{при } R = 1; \\ H &= H_k \quad \text{при } R = R_k; \\ \frac{\partial H}{\partial R} &= 0 \quad \text{при } R = R_k; \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

Окончательное выражение для функции H получится в следующем виде:

$$H = H_k - (H_k - H_c) \cdot \varphi_1(R), \quad (6)$$

где

$$\varphi_1 = \frac{\frac{1}{2}(R_k^2 - R^2) + \frac{a_n}{n+2}(R_k^{n+2} - R^{n+2}) - R_k^2 \left[\ln \frac{R_k}{R} + \frac{a_n}{n}(R_k^n - R^n) \right]}{\frac{1}{2}(R_k^2 - 1) + \frac{a_n}{n+2}(R_k^{n+2} - 1) - R_k^2 \left[\ln R_k + \frac{a_n}{n}(R_k^n - 1) \right]}$$

Дебит нефти определится:

$$q_1^* = \frac{2\pi h}{\mu_H} \cdot \left. k(R) R \frac{\partial H}{\partial R} \right|_{R=1} = \frac{2\pi k^* h (H_k - H_c)}{\mu_H \left[\frac{R_k^2 \ln R_k}{R_k^2 - 1} - \frac{1}{2} \right]}, \quad (7)$$

где

$$k^* = \frac{k_k \cdot (1 + a_n) \cdot \bar{k}}{1 + \frac{\frac{a_n}{n} R_k^2 (R_k^n - 1) - \frac{a_n}{n+2} (R_k^{n+2} - 1)}{R_k^2 \ln R_k - 0,5 (R_k^2 - 1)}}$$

знак * соответствует методу осреднения.

Далее, пользуясь известными в теории движения газированной нефти методами, находится время истощения залежи: [2]

$$t_1^* = \frac{m \mu_H \tau_1^*}{2 P_0 k^*} \cdot \left(r_k^2 \ln R_k - \frac{r_k^2 - r_c^2}{2} \right), \quad (8)$$

где

$$\tau_1^* = \int_{\bar{\rho}_1^*}^{\bar{\rho}_{10}^*} \frac{d\bar{\rho}_1^*}{\bar{\xi} (H_k - \bar{H}_c)}; \quad \bar{\xi} = \frac{\xi}{P_0};$$

$$\bar{H} = \frac{H}{\xi}; \quad \xi = P_k [\psi(\rho_k) + \alpha];$$

P_0 — начальное пластовое давление;

P_k, ρ_k — значения P и ρ на контуре пласта;

$$\psi(\rho) = \frac{F_G(\rho)}{F_H(\rho)}$$

$\bar{\rho}_1^*$ — среднее значение нефтенасыщенности в неоднородном пласте, которое, согласно [1, 4], определяется по средневзвешенному значению функции H . В этом случае функция H_{cp} определяется путем осреднения выражения (6).

Для установления влияния неоднородности пласта разделим q_1^* и t_1^* на их значения, полученные М. М. Глазовским [3], для однородного пласта:

$$\frac{q_1^*}{q^*} = \frac{k^*}{k_k}, \quad (9)$$

$$\frac{t_1^*}{t^*} = \frac{k_k}{k^*} \cdot \frac{\tau_1^*}{\tau^*}, \quad (10)$$

где

$$\tau^* = \int_{\bar{\rho}^*}^{\bar{\rho}_0^*} \frac{d\bar{\rho}^*}{\bar{\xi} (H_k - \bar{H}_c)}$$

При равенстве средних нефтенасыщенностей, получим

$$\frac{t_1^*}{t^*} = \frac{k_k}{k^*}, \quad (10')$$

Из (9) и (10) следует, что дебит нефти в неоднородном пласте в $\frac{k^*}{k_k}$ раз больше, чем дебит в однородном пласте, а время истощения — наоборот, в $\frac{k^*}{k_k}$ раз меньше времени истощения однородной залежи.

Покажем теперь на сколько отличаются дебит и время, рассчитанные методами осреднения и последовательной смены стационарных состояний. Для этого, пользуясь решением работы [1], где для стационарного течения газированной нефти в рассматриваемом неоднородном пласте получено распределение функции H по радиусу, находим по схеме К. А. Царевича дебит нефти и время истощения:

$$q_1^{**} = \frac{2\pi k^{**} h (H_k - H_c)}{\mu_n \ln R_k}, \quad (11)$$

$$t_1^{**} = \frac{m \mu_n \tau_1^{**}}{2 P_0 k^{**}} \cdot (r_k^2 - r_c^2) \ln R_k, \quad (12)$$

где

$$K^{**} = \frac{k_k (1 + a_n) \cdot \bar{k}}{1 + \frac{a_n}{n} \cdot \frac{R_k^n - 1}{\ln R_k}}; \quad \tau_1^{**} = \int_{\rho_1^{**}}^{\rho_{1,0}^{**}} \frac{d\rho_1^{**}}{\xi (\bar{H}_k - \bar{H}_c)}$$

знак ** соответствует схеме К. А. Царевича.

Разделив q_1^{**} и t_1^{**} на их значения для однородного пласта, соответственно получим:

$$\frac{q_1^{**}}{q^{**}} = \frac{k^{**}}{k_k}, \quad (13)$$

$$\frac{t_1^{**}}{t^{**}} = \frac{k_k}{k^{**}} \cdot \frac{\tau_1^{**}}{\tau^{**}}. \quad (14)$$

При равенстве средних нефтенасыщенностей вместо (14), получим:

$$\frac{t_1^{**}}{t^{**}} = \frac{k_k}{k^{**}}, \quad (14')$$

Теперь, разделив выражение (9) на (13), получим отношение дебитов, рассчитанных двумя методами:

$$\frac{q_1^{**}}{q_1^*} = \frac{q^{**}}{q^*} \cdot \frac{k^{**}}{k^*}, \quad (15)$$

где

$$\frac{q^{**}}{q^*} = \frac{R_k^2}{R_k - 1} - \frac{0,5}{\ln R_k}.$$

Из (15) видно, что дебит нефти, рассчитанный для неоднородного пласта методом осреднения в $\frac{q^*}{q^{**}} \cdot \frac{k^*}{k^{**}}$ раза больше, чем дебит нефти, рассчитанный для указанного пласта методом последовательной смены стационарных состояний.

Разделив (10) на (14) или (10') на (14') можно получить отношение времен, рассчитанных двумя методами.

2. Во втором случае, когда проницаемости призабойной зоны и остальной части пласта постоянны, но отличны друг от друга, распре-

деление функции H в первой и второй зоне будет определяться из следующих выражений:

$$\left. \begin{aligned} H_1 &= f_2(t) \frac{R^2}{4} + C_3(t) \ln R + C_4(t) && \text{при } 1 \leq R < R_0 \\ H_2 &= f_2(t) \frac{R^2}{4} + C_5(t) \ln R + C_6(t) && \text{при } R_0 \leq R < R_k \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

где $R_0 = \frac{r_0}{r_c}$,

r_0 — радиус призабойной зоны.

Определив неизвестные функции $f_2(t)$, $C_3(t)$, $C_4(t)$, $C_5(t)$ и $C_6(t)$ из следующих граничных условий

$$H_1|_{R=1} = H_c; \quad H_1|_{R=R_k} = H_k; \quad \left. \frac{\partial H_2}{\partial R} \right|_{R=R_k} = 0;$$

$$H_1|_{R=R_0} = H_2|_{R=R_0}; \quad k_1 \left. \frac{\partial H_1}{\partial R} \right|_{R=R_0} = k_2 \left. \frac{\partial H_2}{\partial R} \right|_{R=R_0}$$

для H_1 и H_2 , окончательно получим:

$$H_1 = H_c + (H_k - H_c) \cdot \frac{B_2 \ln R - \frac{\bar{k}_1}{2} \cdot \frac{R^2 - 1}{R_k^2}}{\ln R_0 + \bar{k}_1 \ln \frac{R_k}{R_0} - B_1}, \quad (17)$$

$$H_2 = H_k - (H_k - H_c) \cdot \bar{k}_1 \cdot \frac{\ln \frac{R_k}{R} - \frac{1}{2} \left(1 - \frac{R^2}{R_k^2}\right)}{\ln R_0 + \bar{k}_1 \ln \frac{R_k}{R_0} - B_1}, \quad (18)$$

где

$$B_1 = \frac{\bar{k}_1}{2} \left(1 - \frac{1}{R_k^2}\right) + (1 - \bar{k}_1) \cdot \frac{R_0^2}{R_k^2} \ln R_0$$

$$B_2 = 1 - \frac{R_0^2}{R_k^2} + \bar{k}_1 \cdot \frac{R_0^2}{R_k^2}; \quad \bar{k}_1 = \frac{k_1}{k_2}.$$

Аналогично первому случаю, определяем дебит нефти

$$q_2^* = \frac{2\pi k_1^* h (H_k - H_c)}{\mu_n \left(\frac{R_k^2 \ln R_k}{R_k^2 - 1} - \frac{1}{2} \right)}, \quad (19)$$

где

$$k_1^* = k_2 \cdot \frac{\left(B_2 - \frac{\bar{k}_1}{R_k^2} \right) \left(\frac{R_k^2 \ln R_k}{R_k^2 - 1} - \frac{1}{2} \right) \cdot \bar{k}_1}{\ln R_0 + \bar{k}_1 \ln \frac{R_k}{R_0} - B_1}$$

и время

$$t_2^* = \frac{m \mu_n \tau_2^*}{2 P_0 k_1^*} \cdot \left(r_k^2 \ln R_k - \frac{r_c^2 - r_k^2}{2} \right), \quad (20)$$

где

$$\tau_2^* = \int_{r_2^*}^{r_{2,0}^*} \frac{d\rho_2^*}{\xi(H_k - H_c)}$$

Разделив q_2^* и t_2^* на их значения для однородного пласта, можно установить влияния \bar{k}_1 .

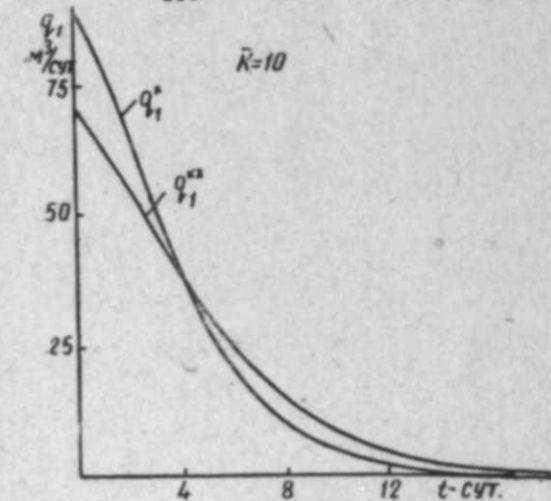
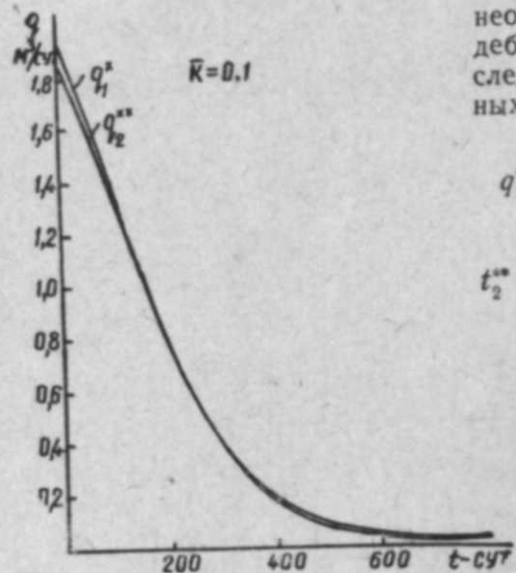


Рис. 1

Кривые зависимости q_1 от t (первый случай неоднородности пласта)

$P_0 = 140 \text{ атм}; P_c = 100 \text{ атм}; r_k = 10 \text{ м}; r_o = 1 \text{ м};$
 $r_c = 0,1 \text{ м}; h = 1 \text{ м}; k_k = k_2 = 0,5 \text{ дарси}; \bar{k} = \bar{k}_1 = 0,1 \text{ и } 10;$
 $m = 0,18; \rho_H = 10 \text{ сп.}; \rho_c = 0,01 \text{ сп.}; \alpha = 0,5; a = 0,0005.$

Следует отметить, что для $\alpha = 0,0005$ среднее значение нефтенасыщенности в обоих случаях неоднородности, согласно [1, 4], может быть принято равным контурному. Это обстоятельство позволило нам

Далее, для указанного случая неоднородности пласта определим дебит нефти и время методом последовательной смены стационарных состояний [4]:

$$q_2^{**} = \frac{2\pi k_1^{**} h (H_k - H_c)}{\rho_H \ln R_k}, \quad (21)$$

$$t_2^{**} = \frac{m \rho_H \tau_2^{**}}{2 P_0 k_1^{**}} \cdot (r_k^2 - r_c^2) \ln R_k, \quad (22)$$

где

$$k_1^{**} = k_2 \cdot \frac{\bar{k}_1 \ln R_k}{\ln R_0 + \bar{k}_1 \ln \frac{R_k}{R_0}};$$

$$\tau_2^{**} = \int_{r_2^{**}}^{r_{2,0}^{**}} \frac{d\rho_2^{**}}{\xi(H_k - H_c)}$$

Полученные формулы позволят определить отношение дебитов, а также времен, рассчитанных двумя методами.

По полученным формулам были произведены численные расчеты нескольких примеров как по схеме М. М. Глоговского, так и К. А. Царевича, результаты которых приводятся для первого случая неоднородности на рис. 1 и 2, а для второго случая — на рис. 3. Расчеты проводились для следующих исходных данных:

при проведении расчетов пользоваться уже подсчитанными значениями q и τ для однородного пласта по таблицам К. А. Царевича [9].

В пределах рассмотренных условий сделаны некоторые выводы.

Результаты расчетов показывают, что при $\bar{k} < 1$ и $\bar{k}_1 < 1$ изменение дебита нефти во времени, рассчитанное методом осреднения, мало отличается от того, которое получено методом последовательной смены стационарных состояний, а при $\bar{k} > 1$ и $\bar{k}_1 > 1$ разница между ними оказывается существенной.

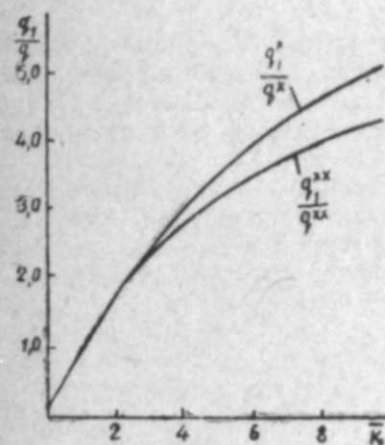


Рис. 2

Изменение $\frac{q_1}{q}$ от \bar{k} .

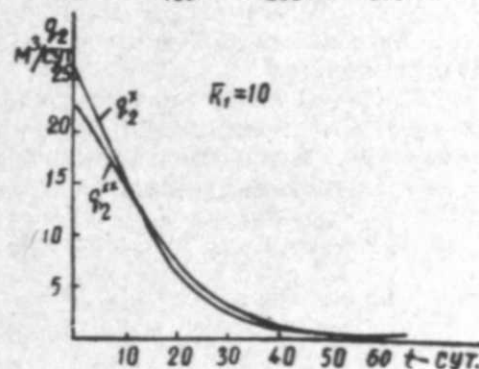
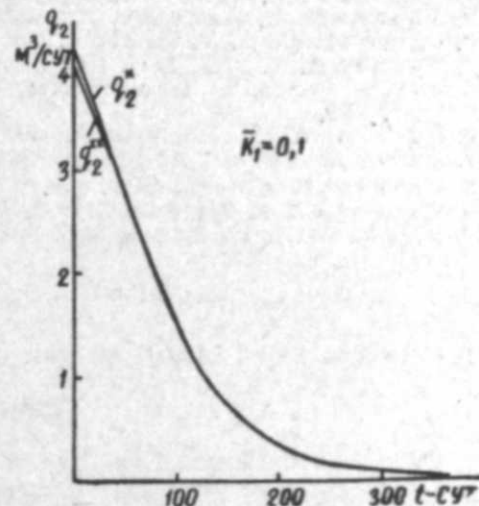


Рис. 3

Кривые зависимости q_2 от t (второй случай неоднородности пласта)

В первом случае неоднородности зависимости дебита нефти от \bar{k} , определенные обоими методами, как видно из рис. 2, при малых значениях $\bar{k} (\bar{k} < 2)$ почти одинаковы, а при $\bar{k} > 2$ разница между ними увеличивается.

С увеличением \bar{k} и \bar{k}_1 отношения $\frac{q_1^{**}}{q_1^*}$ и $\frac{q_2^{**}}{q_2^*}$ уменьшаются, т. е.

разница между значениями дебита нефти, рассчитанным методом осреднения и последовательной смены стационарных состояний, увеличивается. Так, например, с изменением \bar{k} и \bar{k}_1 от 0,1 до 10 эта разница увеличивается в первом случае неоднородности от 3,4 до 22%; а во втором — от 2 до 10,5%.

Таким образом, применение метода осреднения, предложенного М. М. Глоговским для однородного пласта, приобретает еще большее значение при исследованиях, связанных с течением газированной нефти в определенных случаях неоднородности пласта по проницаемости.

В заключение отметим, что аналогичным путем можно рассмотреть эту задачу и с учетом реальных свойств нефти и газа, а также для линейного течения газированной нефти.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абасов М. Т., Кулиев А. М., Асланов Р. Т. АНХ, № 2, 1962.
2. Абасов М. Т., Мамедов О. А. "ДАН Азерб. ССР", 1963, № 2.
3. Глоговский М. М. Тр. ВНИИ, вып. XIX, 1959.
4. Кулиев А. М. АНХ, № 11, 1962.
5. Розенберг М. Д. Научно-технический сборник по добыче нефти, вып. 2, Гостехиздат, 1959.
6. Соколов Ю. Д. "Укр. матем. журнал", т. V, № 2, 1953.
7. Христианович С. А. Прикладная матем. и механика, т. IV, вып. I, 1948.
8. Царевич К. А. Труды МНИ, вып. V Гостехиздат, 1947.
9. Царевич К. А. Труды ВНИИ, вып. VI, 1954.
10. Щелкачев В. Н., Лапук Б. Б. Подземная гидравлика. ГНТИ, 1949.

А. М. Гулиев, О. Э. Маммадов

Гејри-бирчинс лајда газлы нефтин гујуја ахынынын һесаблинамасы

ХУЛАСӘ

Мәгаләдә гејри-бирчинс лајда газлы нефтин гујуја јасты-радиал ахыны мәсәләсинин даһа дәгиг тәгриби һәлли верилир. Мәсәләнин һәллиндә М. М. Глоговски тәрәфиндән газлы нефтин бирчинсли лајда ахыны мәсәләсинә тәтбиг олунмуш орталашдырма үсулундан истифадә едилимишдир.

Мәгаләдә лај кечиричилијинин ики нөв гејри-бирчинслијинә бахылмыш вә һәр ики һалда нефтин дебитини һесабламаг үчүн дүстурлар алынмышдыр. Апарылмыш һесабламалар әсасында бир сыра мүһүм нәтичәләр чыхарылмышдыр.

С. И. АЛЕКПЕРОВ

О ПЕРЕМЕЩЕНИИ ГАЗОВОДОЯНОГО КОНТАКТА В НЕОДНОРОДНОМ ПО ПРОНИЦАЕМОСТИ УПРУГОМ ПЛАСТЕ

Известно, что точные решения отдельных задач подземной гидродинамики имеют как теоретическое, так и большое практическое значение. Так, например, при наличии таких решений можно установить возможность применения того или иного приближенного метода к решению аналогичных задач подземной гидродинамики.

В этой связи значительный интерес представляют автомодельные решения, получившие большое применение в теории фильтрации [1—7, 9, 10 и др.].

Обычно при решении точных или приближенных задач о вытеснении газа водой или же, наоборот, воды газом с достаточной точностью вязкость газа принимается равной нулю, т. е. всюду в газоносной области пласта давление принимается постоянным и равным давлению на границе раздела газ—вода [1, 4, 9—12].

В работах [3, 4, 9] получены отдельные автомодельные точные решения указанных выше задач в условиях однородного по проницаемости пласта. Задачи эти связаны либо с разработкой газовых месторождений при наличии активной водонапорной системы, либо с закачкой газа в водоносный пласт.

В настоящей статье приводятся автомодельные решения отдельных задач по вытеснению газа водой и воды газом в условиях неоднородного по проницаемости упругого пласта при $v_r=0$. Часть из них является обобщением задач, рассмотренных в [4, 9]. Закон изменения проницаемости по пласту в направлении движения принимается степенным.

§ 1. Рассмотрим вначале одномерную задачу о вытеснении газа водой в следующей постановке. Требуется решить дифференциальное уравнение (1, 1).

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = a^2 \left[K_1(x) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{dK(x)}{dx} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right]; [l(t) < x < \infty, t > 0], \quad (1, 1)$$

при условиях

$$\Phi(\infty, t) = \Phi(x, 0) = 1, \quad (1, 2)$$

$$\Phi(l, t) = \Phi_r = \text{const}, \quad (1, 3)$$

$$\frac{dl}{dt} = - \frac{P_0 K(x)}{\rho m} \frac{\partial \Phi(x, t)}{\partial x} \Big|_{x=l}, \quad (1, 4)$$

где

$$\Phi = \frac{P}{P_0}; \quad a^2 = \frac{k_0}{\mu(m\beta + \beta_n)}; \quad K(x) = K_0 K_1(x) = K_0 \left(\frac{x}{h} \right)^\delta.$$

P, P_r — давления соответственно в области течения воды и газа;
 P_0 — начальное пластовое давление;
 $m, K(x), \beta_n$ — соответственно пористость, проницаемость и коэффициент сжимаемости пласта;

K_0 — проницаемость пласта при $x=h$;

h — постоянный линейный размер пласта;

μ, β — соответственно вязкость и коэффициент сжимаемости воды;

$l(t)$ — перемещающаяся во времени граница раздела газ—вода;

$l_0 = l(0)$ — начальное положение газовой границы.

Точное решение этой задачи находится посредством следующей подстановки, вытекающей из анализа размерностей ($\delta < 2$):

$$\lambda = \frac{(x-l_0)h^{\frac{\delta}{2-\delta}}}{\sqrt{a^2 t}}. \quad (1, 5)$$

Тогда, при $\delta < 1$, получим

$$\Phi = 1 + C_1 \left[\varphi(\lambda) - \frac{q^{-\nu} \Gamma(\nu)}{2-\delta} \right], \quad (1, 6)$$

где

$$\varphi(\lambda) = \int_0^\lambda \frac{e^{-\frac{\lambda^2}{(2-\delta)^2}}}{\lambda^2} d\lambda; \quad q = \frac{1}{(2-\delta)^2}; \quad \nu = 1 - \frac{1}{2-\delta},$$

$\Gamma(\nu)$ — гамма-функция.

Из условия (1, 3) находится C_1 .

$$C_1 = - \frac{1 - \Phi_r}{\varphi(\tau) - \frac{q^{-\nu} \Gamma(\nu)}{2-\delta}}, \quad (1, 7)$$

где

$$\tau = \lambda|_{x=l} = \frac{(l-l_0)h^{\frac{\delta}{2-\delta}}}{\sqrt{a^2 t}} = \text{const}. \quad (1, 8)$$

Окончательное выражение для распределения функции Φ будет иметь вид

$$\Phi = 1 - \frac{1 - \Phi_r}{\varphi(\tau) - \frac{q^{-\nu} \Gamma(\nu)}{2-\delta}} \left[\varphi(\lambda) - \frac{q^{-\nu} \Gamma(\nu)}{2-\delta} \right]. \quad (1, 9)$$

Отсюда дебит газа на подвижной границе раздела будет равен

$$Q = - \frac{FK_0(1 - \Phi_r)\tau^{1-\delta}l^\delta}{\mu_0 h^\delta \left[\varphi(\tau) - \frac{q^{-\nu} \Gamma(\nu)}{2-\delta} \right] (l-l_0)} e^{-\frac{\tau^2}{(2-\delta)^2}}, \quad (1, 10)$$

где F — площадь поперечного сечения пласта.

Из (1, 8) определяется текущая граница раздела газ—вода

$$l = l_0 + \tau \sqrt{\frac{a^2 t}{h^2}}. \quad (1, 11)$$

Решая совместно уравнение (1, 11) и (1, 4) и учитывая (1, 9), получим следующее трансцендентное уравнение для определения τ

$$\frac{\tau a^2 m \mu_0}{(2-\delta) P_0 K_0 C_1} = - e^{-\frac{\tau^2}{(2-\delta)^2}}. \quad (1, 12)$$

§ 2. Рассмотрим указанную выше задачу при плоскорадиальном движении.

Дифференциальное уравнение

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = a^2 \left\{ K_1(r) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} + \frac{\partial \Phi}{\partial r} \left[\frac{dK_1(r)}{dr} + \frac{K_1(r)}{r} \right] \right\}, \quad [R(t) \leq r \leq \infty, t > 0] \quad (2, 1)$$

в этом случае решается при следующих условиях:

$$\Phi(\infty, t) = \Phi(r, 0) = 1. \quad (2, 2)$$

$$\Phi(R, t) = \Phi_r = \text{const}, \quad (2, 3)$$

$$\frac{dR}{dt} = - \frac{P_0 K(r)}{m \mu} \frac{\partial \Phi(r, t)}{\partial r} \Big|_{r=R}, \quad (2, 4)$$

где

$$K(r) = K_0 K_1(r) = K_0 \left(\frac{r}{h} \right)^\delta.$$

$R(t)$ — перемещающаяся во времени граница раздела газ—вода;

$R_0 = R(0)$ — начальное положение газовой границы.

Окончательные формулы для рассматриваемой задачи при $\delta < 1$ будут:

$$\Phi = 1 - (1 - \Phi_r) \frac{\psi(\lambda)}{\psi(\tau_1)}; \quad (2, 5)$$

$$Q = \frac{2\pi K_0 R^{1+\delta} h^{1-\delta} (1 - \Phi_r)}{\mu_0 \tau_1^\delta \psi(\tau_1) (R - R_0)} e^{-\frac{\tau_1^2}{(2-\delta)^2}}, \quad (2, 6)$$

$$R = R_0 + \tau_1 \sqrt{\frac{a^2 t}{h^2}}. \quad (2, 7)$$

где

$$\psi(\lambda) = \int_\lambda^\infty \frac{e^{-\frac{\lambda^2}{(2-\delta)^2}}}{\lambda^{1+\delta}} d\lambda, \quad (2, 8)$$

$$\tau_1 = \lambda|_{r=R} = \frac{(R - R_0) \cdot h^{\frac{\delta}{2-\delta}}}{\sqrt{a^2 t}} = \text{const}, \quad (2, 9)$$

$$\lambda = \frac{(r - R_0) h^{\frac{\delta}{2-\delta}}}{\sqrt{a^2 t}}. \quad (2, 10)$$

Решая совместно уравнения (2, 7), (2, 4) и учитывая (2, 5), получим следующее трансцендентное уравнение для определения τ_1

$$\frac{\tau_1^2 m \mu_0 a^2 \psi(\tau_1)}{(2-\delta) P_0 K_0 (1-\Phi_r)} = -e^{-\frac{\tau_1^{2-\delta}}{(2-\delta)^2}} \quad (2, 11)$$

Приведенные выше решения, по существу, являются и решением задач по закачке газа в неоднородный по проницаемости водоносный пласт при наличии в нем в момент закачки определенной газовой области и $\mu_r=0$. Из этих решений легко получаются случаи, когда $l(0)$ или $R(0)$ равны нулю, т. е. когда в начальный момент закачки газа в пласте отсутствует газовая область. В этом случае в уравнениях (1,9) и (2,5) изменятся значения λ .

$$\lambda = \frac{x \cdot h^{\frac{\delta}{2-\delta}}}{\sqrt{a^2 t}}; \quad (1,5') \quad \lambda = \frac{r \cdot h^{\frac{\delta}{2-\delta}}}{\sqrt{a^2 t}} \quad (2, 8')$$

В соответствии с этим изменятся и формулы.

$$\tau = \frac{l \cdot h^{\frac{\delta}{2-\delta}}}{\sqrt{a^2 t}} = \text{const}; \quad (1, 8') \quad \tau_1 = \frac{R h^{\frac{\delta}{2-\delta}}}{\sqrt{a^2 t}} = \text{const}, \quad (2, 9')$$

$$l = \tau \sqrt{\frac{a^2 t}{h^2}}, \quad (1,11') \quad R = \tau_1 \sqrt{\frac{a^2 t}{h^2}}, \quad (2,7')$$

$$Q = \frac{F K_0 \tau^{1-\delta} (\Phi_r - 1)}{\mu_0 h^2 l^{1-\delta} \left[\psi(\tau) - \frac{q \Gamma(\nu)}{2-\delta} \right]} e^{-\frac{\tau^{2-\delta}}{(2-\delta)^2}} \quad (2, 10')$$

$$Q = \frac{2\pi K_0 h^{1-\delta} R^{\delta} (1-\Phi_r)}{\mu_0 \psi(\tau_1) \tau_1^{\delta}} e^{-\frac{\tau_1^{2-\delta}}{(2-\delta)^2}} \quad (2, 6')$$

При $\delta=0$ из приведенных выше формул получаются соответствующие решения работы [4] о вытеснении газа водой при $l(0)=l_0$ и работы [9] о вытеснении воды газом при $R(0)=0$.

§ 3. Далее рассматривается одномерная задача о вытеснении газа водой при переменном количестве нагнетаемой жидкости.

В этом случае дифференциальное уравнение (1, 1) решается при следующих начальном и граничных условиях:

$$\Phi[l(t), t] = 1, \quad (3,1)$$

$$\lim_{x \rightarrow 0} F \frac{P_0 K(x)}{\mu_0} \frac{\partial \Phi(x, t)}{\partial x} = A \cdot t^{\beta}, \quad (3,2)$$

$$\frac{dl}{dt} = - \frac{P_0 K(x)}{m \mu_0} \frac{\partial \Phi(x, t)}{\partial x} \Big|_{x=l}, \quad (3,3)$$

$$l(0) = 0 \quad (3,4)$$

Используя (1, 5') при $\delta < 1$ и $\alpha = \frac{\delta-1}{2-\delta}$, получим следующее выражение для распределения Φ :

$$\Phi = 1 + C_2 [\psi(\lambda) - \psi(\tau)], \quad (3,5)$$

где

$$C_2 = \frac{A \cdot \mu_0 h^{\frac{\delta}{2-\delta}}}{P_0 K_0 F a^{2\delta}},$$

τ — выражается формулой (1, 8').

Давление нагнетания определится из (3,5) при $x=0$

$$\Phi_{\text{нар.}} = 1 - C_2 \psi(\tau). \quad (3, 6)$$

Значение τ определяется из следующего трансцендентного уравнения

$$\frac{m F \tau^{2-\delta}}{A(2-\delta)} \sqrt{\frac{a^2}{h^2}} = -e^{-\frac{\tau^{2-\delta}}{(2-\delta)^2}} \quad (3,7)$$

§ 4. Здесь, рассмотренная в предыдущем параграфе задача решается при плоскорadiaльном движении.

Дифференциальное уравнение (2, 1) решается при следующих начальном и граничных условиях.

$$\Phi[R(t), t] = 1 \quad (4, 1)$$

$$- \frac{2\pi r_c h \cdot P_0 K(r_c)}{\mu_0} \frac{\partial \Phi(r, t)}{\partial r} \Big|_{r=r_c} = A \cdot t^{\beta}, \quad (4,2)$$

$$\frac{dR}{dt} = - \frac{F_0 K(r)}{m \mu_0} \frac{\partial \Phi(r, t)}{\partial r} \Big|_{r=R}, \quad (4,3)$$

$$R(0) = r_c \quad (4,4)$$

Используя (2,8') при $\delta < 1$ и $\beta = \frac{\delta}{2-\delta}$ получим следующее выражение для распределения Φ .

$$\Phi = 1 + B [\psi(\lambda) - \psi(\tau_1)], \quad (4,5)$$

где

$$B = \frac{A \cdot \mu_0 h^{\frac{\delta}{2-\delta}}}{2\pi K_0 P_0 a^{2\delta}}$$

τ_1 — выражается формулой (2,9').

Давление нагнетания определяется из (4, 5) при $r=r_c$

$$\Phi_{\text{нар.}} = 1 + B [\psi[\lambda(r_c)] - \psi(\tau_1)], \quad (4,6)$$

где

$$\psi[\lambda(r_c)] = \int_{\lambda(r_c)}^{\infty} \frac{e^{-\frac{\lambda^{2-\delta}}{(2-\delta)^2}}}{\lambda^{1+\delta}} d\lambda.$$

Значение τ_1 определяется из следующего трансцендентного уравнения

$$\frac{2\pi m(a^2)^{\frac{2}{2-\delta}} \tau_1^2}{A(2-\delta)h^{\frac{2-\delta}{2}}} = e^{-\frac{\tau_1^{2-\delta}}{(2-\delta)^2}} \quad (4,7)$$

Если условие (4, 2) заменить на

$$\Phi(r_c, t) = \Phi_{\text{нар.}} \quad (4,8)$$

то окончательные формулы примут следующий вид

$$\Phi = 1 - (\Phi_{\text{н}} - 1) \frac{\psi(\tau_1) - \psi(\lambda)}{\psi(\tau_1) - \psi[\lambda(r_c)]} \quad (4,9)$$

$$Q = - \frac{2\pi h^{1-\delta} r_c^2 K_0(\Phi_{\text{н}} - 1)}{\mu_{\text{н}} \cdot \lambda^3(r_c) [\psi(\tau_1) - \psi[\lambda(r_c)]]} \quad (4,10)$$

$$\frac{m\mu_{\text{н}} a^2 \tau_1^2 [\psi(\tau_1) - \psi[\lambda(r_c)]]}{(2-\delta)^2 P_0 K_0(\Phi_{\text{н}} - 1)} = e^{-\frac{\tau_1^{2-\delta}}{(2-\delta)^2}} \quad (4,11)$$

При решении задач последнего параграфа учтено, что величина $\frac{r_c^{2-\delta} h^3}{(2-\delta)^2 a^2 t}$ с высокой степенью точности может быть принята равной нулю уже при $t \geq 1$ сек.

В заключение отметим, что при $\delta > 1$ рассмотренные в статье задачи решаются путем численного интегрирования системы из двух обыкновенных дифференциальных уравнений.

Отметим также, что сравнению результатов расчета по точному и различным приближенным решениям рассмотренных в статье задач будет посвящена отдельная работа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абасов М. Т., Джалилов К. Н. Вопросы подземной гидродинамики и разработки нефтяных и газовых месторождений. Азербайджаннефть, 1960.
2. Баренблатт Г. И. ПММ, вып. 1, т. XVI, 1952.
3. Веригин Н. Н. Изв. АН СССР*, ОТН, № 5, 1952.
4. Веригин Н. Н. Изв. АН СССР*, ОТН, № 3, 1958.
5. Дадашева Т. Д. Изв. АН Азерб. ССР, сер. физико-математ. и техн. наук*, 1960, № 1.
6. Мирзаджаизаде А. Х., Мустафаев В. В. ДАН Азерб. ССР*, т. XIV, № 1, 1958.
7. Полубаринова-Кочина П. Я. Теория движения грунтовых вод* Гостехиздат, 1952.
8. Розенберг М. Д. Изв. АН СССР*, ОТН, № 10, 1952.
9. Филинов М. В., Чарный И. А. Изв. АН СССР*, ОТН, энергетика и автоматика, № 3, 1959.
10. Чарный И. А. Изв. АН СССР*, ОТН, энергетика и автоматика, № 3, 1959.
11. Чарный И. А. Основы подземной гидравлики. Гостоптехиздат, 1956.
12. Щелкачев В. Н., Ланук Б. Б. Подземная гидравлика. Гостоптехиздат, 1949.

С. И. Элекбаров

Кечиричилија көрә бирчинсли олмајан еластики лајда газ-су сәрһәдди һәрәкәти һаггында

ХУЛАСӘ

Мәгаләдә, кечиричилија көрә бирчинсли олмајан еластики лајда $r_r=0$ һалы үчүн газын су вә сујун газ васитәсилә сыхышдырылмасынын автотодел һәлли верилир.

Лај кечиричилијинин дәјишмәси һәрәкәт истигамәтиндә хүсуси ганун үзрә верилир.

Мәсәлә бирөлчүлү вә мүстәви-радиал һәрәкәтләр үчүн һәлл едилир. Мәсәләнин һәлли, фәал су басгылы системли вә ја су лајына газ вурмагла, газ јатагларынын ишләнмәси илә әлағәдардыр.

Бу мәсәләләрин һәлли өлчүләр нәзәријәсиндән истифадә едиләрәк алынмышдыр. Аналожи мәсәләләрин һәллиндә бу вә ја дикәр тәгриби методлары ишләдилмәси имканыны гијәтләндирмәк олар.

А. Б. ТУМАСЯН, Г. А. БАБАЛЯН, И. Л. МАРХАСИН

ОБ АДСОРБЦИИ АСФАЛЬТЕНОВ НЕФТЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЮРОВДАГ АЗЕРБАЙДЖАНА

Адсорбция асфальтенов оказывает большое влияние на фильтрацию нефти и ее вытеснение из пористой среды водой. В этой связи представляет интерес изучение адсорбции асфальтенов на породах нефтяных коллекторов.

Адсорбция асфальтенов осуществлялась из растворов нефти I горизонта месторождения Кюровдаг и асфальтенов, выделенных из этой нефти в керосине. Нефть содержала 1,1% нафтеновых кислот и 6,5% асфальтенов.

Адсорбентами являлись кварцевый песок и песок, из которого сложен указанный горизонт (табл. 1). Величина адсорбции из керосиновых растворов асфальтенов определялась двумя методами: методом измерения оптической плотности исходного раствора асфальтенов в керосине после адсорбции и методом экстракции спирто-бензолом.

Таблица 1

Пески	Фракционный состав, %					Проницаемость, дарси	Пористость, %	Карбонатность, %	Удельный вес, г/см ³	Удельная поверхность см ² /г (по Орхину)
	0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,06 мм	0,06 мм					
I горизонт Кюровдага	—	40,1	21,5	33,3	5,1	13,8	40	10,39	2,67	240
Кварцевый	—	78,2	15,1	6,4	—	20,2	34	—	2,65	156

Величина адсорбции асфальтенов из раствора нефти в керосине определялась только методом экстракции спирто-бензолом [1 : 4].

Адсорбцию асфальтенов из керосинового раствора нефти определять методом измерения оптической плотности раствора после адсорбции нельзя, т. к. в остаточной нефти имеются асфальтены и смолы, следова-

тельно по колибровочной кривой (зависимость оптической плотности от концентрации асфальтенов, мг в 100 мл керосина) определить количество оставшихся асфальтенов в растворе после адсорбции невозможно.

Опыты по адсорбции асфальтенов из керосиновых растворов нефти и асфальтенов проводились следующим образом: создавались керосиновые растворы нефти в следующих концентрациях: 0,05; 0,08; 0,1; 0,2; 0,4; 0,5; 0,8; 1; 5; 10 г в 100 мл керосина и керосиновые растворы асфальтенов 2; 5; 8; 10; 20; 40; 50; 80; 150; 200 мг в 100 мл керосина.

В колбу с плоским широким дном помещалось 10 г песка с 30 мл раствора.

Опыты показали, что методом измерения оптической плотности можно пользоваться при малых концентрациях асфальтенов в растворе, а методом экстракции спирто-бензолом — при любых концентрациях раствора.

Из асфальто-смолистых компонентов кюровдагской нефти адсорбируются асфальтены, которыми полностью подавляется адсорбция смол.

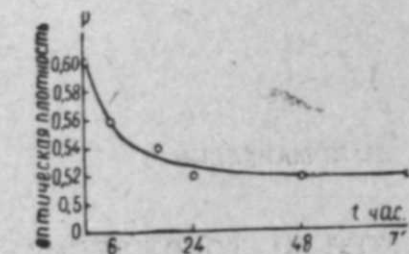


Рис. 1

Изменение оптической плотности керосинового раствора нефти при адсорбции асфальтенов на песке I горизонта

Адсорбция, судя по данным изменения оптической плотности (рис. 1), интенсивно протекает за первые 6—10 ч, затем заметно ослабевает и по истечении 48 ч практически прекращается.

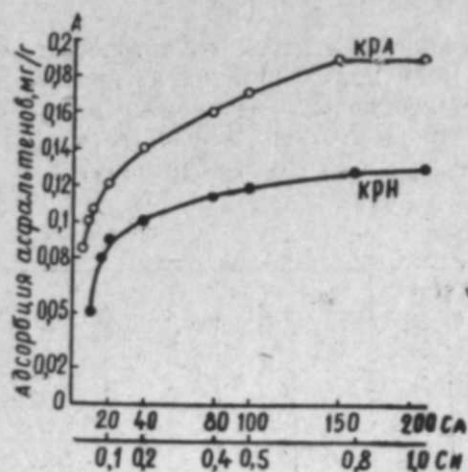


Рис. 2

Зависимость адсорбции асфальтенов на песке I горизонта из растворов нефти и асфальтенов в керосине.

КРА—керосиновый раствор асфальтенов; КРН—керосиновый раствор нефти; C_n —концентрация асфальтенов, мг/100 мл керосина; C_l —концентрация нефти, г/100 мл керосина

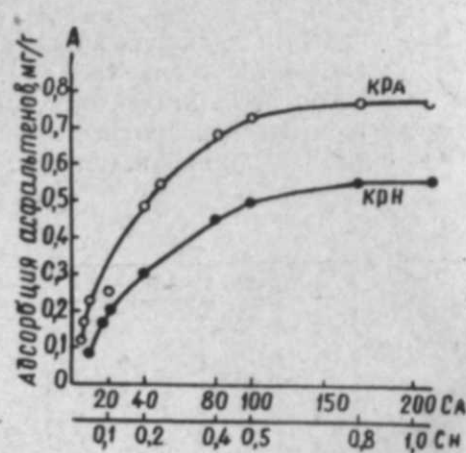


Рис. 3

Зависимость адсорбции асфальтенов на кварцевом песке из растворов нефти и асфальтенов в керосине.

КРН—керосиновый раствор нефти; КРА—керосиновый раствор асфальтенов; C_l —концентрация асфальтенов, мг/100 мл керосина; C_n —концентрация нефти, г/100 мл керосина

Равновесные значения адсорбции из керосинового раствора нефти и асфальтенов на различных адсорбентах на 100 мл керосина достигаются при концентрации нефти 0,8 г и асфальтенов 150 мг (рис. 2, 3).

Каждой точке кривой соответствует предельное значение адсорбции при заданной концентрации.

В результате проведенных опытов можно сделать следующие выводы:

1. Величина адсорбции асфальтенов из керосиновых растворов нефти меньше, чем из керосиновых растворов асфальтенов.

Здесь можно предположить следующее: по всей видимости, нефтеносные кислоты, как более активные компоненты нефти, подавляют в определенной мере адсорбцию асфальтенов.

Не исключена также вероятность, что асфальтены, выделенные из нефти, обладают большей адсорбционной способностью, чем асфальтены, находящиеся в нефти.

2. Пески I горизонта адсорбируют приблизительно в 4 раза больше асфальтенов, чем кварцевый песок, что связано с большей величиной удельной поверхности песка I горизонта и содержанием в нем карбонатов (см. табл. 1).

3. Опыты показывают, что отношение величины адсорбции из керосиновых растворов асфальтенов к величине адсорбции из керосиновых растворов нефти как для случая кварцевого песка, так и песка I горизонта (табл. 2) близко, что указывает на малое влияние в данном случае на это отношение минералогического состава адсорбента.

4. Адсорбция асфальтенов на единицу поверхности адсорбента и средняя толщина адсорбционных пленок асфальтенов приведены в табл. 2, предполагая, что действительно удельная поверхность, доступная асфальтенам, равна удельной поверхности, определяемой по Оркину.

Таблица 2

Пески	Адсорбция из керосинового раствора нефти, A_1		Средняя толщина пленки, 10^{-6} см	Адсорбция из керосинового раствора асфальтенов, A_2		Средняя толщина пленки, 10^{-6} см	Отношение A_2/A_1
	мг/г	10^{-3} мг/см ²		мг/г	10^{-3} мг/см ²		
Песок I горизонта	0,56	2,33	2,33	0,78	3,25	3,25	1,39
Кварцевый	0,13	0,833	0,833	0,190	1,22	1,22	1,46

ЛИТЕРАТУРА

1. Ашумов Г. Г. Азербайджанские нефти, 1961 г.
2. Бабалян Г. А., Кравченко И. И., Мархасин И. Л., Рудаков Г. В. Физико-химические основы применения поверхностно-активных веществ при разработке нефтяных пластов. Гостоптехиздат, 1962.
3. Бабалян Г. А., Рзабеков З. Ф. О некоторых адсорбционных явлениях в процессе миграции нефти и воды. АНХ, 1958, № 9.
4. Лютин Л. В., Абезгауз И. М., Бурдынь Т. В., Маиланц Н. В., Олейник И. П. Изучение влияния асфальтенов на процессы, происходящие при фильтрации нефти и воды в пористой среде. Гидродинамика и разработка нефтяных месторождений. Труды ВНИИ, вып. 37, 1962.
5. Оркин К. Г. Определение удельной поверхности нефтеносных песчаных пород. АНХ, 1949, № 7.

Күровдаг жатагы нефтиндөн асфалтенин адсорбсијасы
мәсәләсинә даир

ХУЛАСӘ

Мәгаләдә Күровдаг нефт жатагы 1-чи горизонту нефтинин вә һәмий нефтдән алынмыш асфалтенин керосиндә һазырланмыш мәһлулларынын кварс вә јухарыда көстәрилән горизонт гумларында адсорбсијасы өјрәнилмишдир. Адсорбсијанын мигдары оптики киплик вә экстраксия методу илә тәјин едилмишдир.

Апарылан тәдгигата әсасән, мүәјјән едилмишдир ки, нефтлә һазырланмыш керосин мәһлулларындан асфалтенин адсорбсија мигдары халис асфалтенин керосиндәки мигдарындан аздыр. Бурада нефтин асфалтенә нисбәтән даһа фәал компоненти олан нафтен туршусу, нефтдән асфалтенин адсорбсијасына мане олур.

Асфалтен керосин мәһлулларындан кварс гумуна нисбәтән 1-чи горизонт гумунда 4 дәфә чох адсорбсија олунур. Белә јүксәк адсорбсија әсас етибарилә 1-чи горизонт гумунун хүсуси сәтһи вә онун тәркибиндә олан карбонатлы һиссәчикләрин фаизиндән асылдыр.

Н. Ш. ШИРИНОВ, Н. Н. МЕХТИЕВ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
АЗЕРБАЙДЖАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ
КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Азербайджанское побережье Каспийского моря характеризуется разнообразием своего геоморфологического строения, сложностью развития древних и современных берегов, а также их генезиса. Эти разнообразия обусловлены различием геологического строения, тектонического режима и гидрометеорологических условий, своеобразно влияющих на формирование и динамику побережья.

Анализ геоморфологического строения побережья показывает, что геологические структуры и новейшие тектонические движения в условиях Азербайджана в течение всей четвертичной истории развития побережья, явились ведущими и определяющими факторами, формирующими берега.

Структурные особенности и новейшая тектоника побережья совместно с другими геологическими факторами (литология и степень дислокации пород, количество терригенного материала и др.), находят свое отражение в характере строения рельефа подводного склона и прибрежной суши, которые направляют и контролируют в свою очередь гидродинамические процессы. Последние определяют уже детали рельефа побережья.

Не менее важную роль в формировании побережья сыграли колебания уровня в течение всего четвертичного периода, следы которых наблюдаются в виде террас и береговых линий на абсолютных высотах до 350—390 м и на глубинах до 4 м*.

Интенсивность гидродинамических процессов в отдельные отрезки времени четвертичного периода была весьма различна, что обусловлено колебанием уровня моря и изменением характера и скорости тектонических движений.

В нижнехазарское (гюргянское), нижнехвалынское и частично в верхнебакинское время, когда подъем уровня моря происходил на фоне усиления тектонических движений, преобладали абразионные процессы, следами которых являются абразионные и абризонно-аккумулятивные террасы, скопления грубообломочных образований вдоль древних береговых линий, наличие абразионных ниш и клифов.

* Всюду даны абсолютные отметки.

В нижебакинское, верхнехазарское, верхнехвалынское и новокаспийское время, наоборот, широкое развитие получили формирования аккумулятивных форм рельефа.

На азербайджанском побережье Каспия, на основании морфологии, генезиса и динамики берегов, нами выделяются шесть районов, территориально соответствующих основным структурным элементам побережья. Эти районы следующие: Самур-Дивичинский, Киязинский, Апшеронский, Ширванский, Нижнекуруинский и Ленкоранский. Районы в свою очередь подразделяются на подрайоны, отвечающие отдельным морфологическим типам берегов (рисунок).

Самур-Дивичинский район в структурном отношении приурочен к Кусаро-Дивичинскому синклинорию. Прибрежная суша представлена Кусарской и Шолларской наклонными равнинами, сложенными флювиогляциальными и аллювиально-пролювиальными выносами рек. Современные берега характеризуются выпуклостью и ровным очертанием береговой линии.

На подводном склоне развиты исключительно аккумулятивные формы рельефа. Береговая зона в течение всего четвертичного периода испытывала погружение, где накопились отложения мощностью от 500 (в районе с. Дивичи) до 1000 м (в море) [8].

При этом максимальное погружение испытывала осевая часть синклинория в районе устья р. Самур, о чем свидетельствует наиболее низкое положение на этом участке побережья древних затопленных морских террас, обнаруженных Н. С. Скорняковой [6].

На участках, где погружение не компенсируется осадконакоплением, наблюдается нарастание глубин, перемещение береговой линии в сторону суши и абразия. В направлении к северу и югу от осевой линии синклинория (устья р. Самур) интенсивность погружения уменьшается и выносимый реками материал полностью компенсирует погружение.

Волновая равнодействующая здесь направлена под острым углом к береговой линии, обуславливая тем самым вдольбереговое перемещение избытков материала в южном направлении.

В этом районе выделяются четыре подрайона: Присамурский, Яламинский, Хачмасский и Агзыбирский.

Присамурский подрайон характеризуется аккумулятивно-дельтовыми берегами и отвечает современной дельте р. Самур.

Современная дельта р. Самура, несмотря на большое количество ежегодного твердого стока реки — 7 млн т [3], занимает сравнительно небольшую площадь — 300—350 км². Это является следствием интенсивного погружения приустьевое пространство и затраты значительной части обломочного материала на построение авандельты.

Яламинский подрайон приурочен к древней дельте р. Самур. Вследствие смещения основного русла р. Самур к северу, вызванного прогибанием Дербентской впадины и недостаткам наносов, берега в настоящее время размываются.

Выносимые к береговой полосе наносы не в состоянии компенсировать скорость погружения. Поэтому несмотря на эвстатическое падение уровня моря на 2,5 м после 1929—1930 гг., берега продолжают размываться. По данным О. К. Леонтьева [3], за десять лет (1946—1956 гг.) здесь смыта полоса суши длиной 2 км и шириной 300 м.

Хачмасский подрайон, расположенный между низовьями Кусарчай и Вельвеличай, отвечает южному крылу Кусар-Дивичинского синклинория, где наблюдается ослабление интенсивности погружения. Вследствие этого выносимый реками аллювиально-пролювиальный материал полностью компенсирует скорость погружения и наращивает берега в сторону моря.

Современный пляж подвергается эоловым воздействиям господствующих здесь северо-восточных ветров.

Выносимый ветрами песчаный материал аккумулируется в прибрежной полосе низменности, образуя при этом дюны, песчаные гряды и бугристые пески. Дюны часто затрудняют сток рек в море и являются причиной заболачивания низменности.

Ровный характер береговой линии и отклонение устья рек к югу обусловлено наличием, в прибрежной части моря, продольного перемещения наносов.

Агзыбирский подрайон, расположенный между низовьями Вельвеличай и Гильгинчай, характеризуется развитием лагунного типа берегов. Прибрежная суша представляет собою заболоченную низменность. В центральной части этой низменности расположено оз. Агзыбир, куда впадают рр. Шабранчай, Дивичичай и Тахта-Керпи. Оз. Агзыбир является реликтом лагуны, ранее существовавшей на этом месте.

Киязинский район простирается от устья р. Гильгинчай до р. Сумгаит и в структурном отношении соответствует тектонически активному северо-восточному крылу мегантиклинория Б. Кавказа. Здесь верхнехазарская терраса (128 м) почти на 50 м, а нижнехвалынская (91 м) на 40 м выше, чем на других участках побережья.

Район характеризуется отрицательной седиментацией, что вызвано дефицитом насосов.

Подводный склон представлен скульптурно-грядовым рельефом, сложенным коренными породами и лишь местами перекрытый тонким плащом современных осадков.

Волновая равнодействующая направлена так же, как в Самур-Дивичинском районе под острым углом к береговой линии, обеспечивая вдольбереговое перемещение наносов в южном направлении. Вдольбереговой поток наносов, доходя до Киязинской косы, теряет значительную часть своей энергии и переносимый материал начинает аккумуляроваться.

В районе выделяются два подрайона: Сиазанский и собственно Киязинский.

Сиазанский подрайон занимает береговую полосу между устьем р. Гильгинчай и пос. Киязи. Берег здесь в течение почти всего четвертичного периода был абразионным, на что указывают абразионные обрывистые северо-восточные склоны Бешбармакского хребта и более молодые абразионные клифы, окаймляющие современный пляж. Падение уровня моря за последние тридцать лет привело к прекращению абразии и смене ее аккумуляцией.

В связи с резким изменением направлений береговой линии вблизи с. Сиазань наблюдается значительное сокращение мощности вдольберегового потока наносов. Дефицит наносов в прошлом вызвал абразию м. Амия и участка побережья, расположенного южнее его.

Собственно Киязинский подрайон является сложной абразионно-аккумулятивной формой типа томболо, в образовании которого участвовали не только бары и пересыпи, но и выходы скальных пород. Дугообразные возвышенности представляют собой пересыпи, часто с подстилающимися выходами коренных пород, а понижения между ними — остатки древних лагун.

В настоящее время наиболее молодые пересыпи, сложенные песками, подвергаются интенсивному воздействию ветра, деятельность которого обуславливает надвигание песков на расположенные южнее плоские солончаковые понижения.

Аккумулятивные формы косы подстилаются древним бенчем. Продолжение этого бенча прослеживается на подводном склоне, наивыс-

шие точки которого выражены в виде подводных и надводных каменных гряд.

Апшеронский район территориально совпадает с одноименным полуостровом, соответствующим восточному продолжению мегаантиклинария Б. Кавказа. Сам полуостров обусловлен воздыманием присводовой части этой крупной структуры.

Современные берега характеризуются широким развитием абразионно-аккумулятивных бухтовых форм. Преобладают аккумулятивные берега, что связано с падением уровня моря и блакировкой абразионных клифов широким песчаным пляжем.

Подводный склон характеризуется скульптурно-грядовым рельефом с наличием огромного количества банок и островов. Положительные формы подводного рельефа в подавляющем большинстве соответствуют антиклинальным поднятиям, что свидетельствует о превышении темпа тектонического роста складок над интенсивностью абразии дна.

В Апшеронском районе выделяется три подрайона: Северо-Апшеронский, собственно Апшеронский и подрайон Шаховой косы.

Северо-Апшеронский подрайон занимает участок побережья между устьем р. Сумгаит и мысом Калагя и характеризуется аккумулятивно-бухтовыми берегами с тенденцией к выравниванию. Преобладающие северные ветры подходят к берегу под прямым углом, вызывая интенсивные волнения и поперечное перемещение наносов. Это в значительной степени ограничивает возможность продольного перемещения наносов.

Таким образом, современный пляж формируется исключительно за счет выноса волнением донного материала. В дальнейшем пляжи, преимущественно в синклинальных бухтах, подвергаются усиленному воздействию золотых процессов, сыгравших значительную роль в динамике северного побережья Апшеронского полуострова.

Вынос песка с пляжа, по мнению О. К. Леонтьева [3], является своеобразным регулятором баланса наносов в береговой зоне, ограничивающим нарастание за счет накопления больших масс песка непосредственно у береговой черты.

Для подрайона характерно чередование обширных синклинальных бухт с развитием в них аккумуляции и антиклинальных абразионных мысов. Вследствие падения уровня моря абразионные клифы мысов отделены от современной береговой линии широким песчаным пляжем.

Собственно Апшеронский подрайон охватывает береговую полосу между мысами Калагя и Гюргян на северо-восточном и между мысами Гоусан и Пута на южном побережье Апшеронского полуострова и характеризуется абразионно-аккумулятивным бухтовым берегом. Здесь, как и в предыдущем подрайоне, наблюдается чередование обширных синклинальных бухт с антиклинальными мысами. Бухты характеризуются аккумуляцией, а мысы в отличие от предыдущего подрайона, наличием современных абразионных уступов. Последние местами приурочены к выходам апшеронских известняков, залегающих почти горизонтально.

Рельеф мелководья Апшеронского архипелага, прилегающего к берегу, представляет собой абразионную платформу (бенч).

Накопление современных осадков наблюдается в Северо-Апшеронском заливе, образовавшемся после присоединения о. Артема с Апшеронским полуостровом дамбой, и в южной оконечности о. Артема (Змеиная коса).

Подрайон Шаховой косы расположен в юго-восточной оконечности Апшеронского полуострова и характеризуется аккумулятивными ровными берегами, намывающимися течениями с двух сторон. Поверхность прибрежной равнины новокаспийского возраста осложне-

на плоскодонными солончаковыми впадинами и эоловыми формами рельефа.

Современный пляж имеет ширину до 500 м. Береговых валов не наблюдается, по-видимому, вследствие небольшой глубины моря в прибрежной части. Поэтому высокие волны не образуются даже при сильных штормовых ветрах.

Ширванский район занимает прибрежную полосу Кобыстана, аллювиально-морскую равнину Юго-восточной Ширвани и характеризуется классическим развитием абразионно-аккумулятивных бухтовых берегов. Обширные дугообразные синклинальные бухты с аккумулятивными берегами чередуются узкими, глубоко выдающимися в море антиклинальными мысами. Мысы, где в настоящее время происходит интенсивная абразия, сложены в основном скальными породами и осложнены конусами грязевых вулканов.

В море, на продолжении мысов, наблюдаются острова и банки, представляющие собой в основном грязевые вулканы, насаженные на свод антиклинальных складок.

Район подразделяется на два подрайона: Джейранкечмазский и подрайон Бакинского архипелага.

Джейранкечмазский подрайон приурочен к береговой полосе Кобыстана и в структурном отношении отвечает одноименной депрессии. Прибрежная суша характеризуется наличием инверсионного рельефа и крупных конусов грязевых вулканов, отделенных от моря узкой полосой приморской абразионно-аккумулятивной новокаспийской равниной.

Подводная часть побережья в течение всего четвертичного периода испытывала погружение, которое привело к накоплению отложений мощностью до 1800 м [8].

Подрайон Бакинского архипелага отличается своеобразным строением поверхности прибрежной суши и подводного склона. Прибрежная суша представляет собой молодую, новокаспийскую аллювиально-морскую равнину (Ю-В Ширвань).

Бухты, приуроченные к синклинальным структурам, характеризуются современной аккумуляцией, а антиклинальные мысы — абразией. Местами (южнее м. Бяндован), ранее аккумулятивные берега, в настоящее время подвергаются интенсивному размыву.

Волновая равнодействующая направлена к береговой линии под углом около 40—50°, что обеспечивает вдольбереговое перемещение наносов в южном направлении. Наряду с этим в бухтах наблюдается поперечное перемещение.

Южнее Ширванского канала берег на протяжении 9 км интенсивно размывается. Размыву подвергается новокаспийская терраса и береговой вал 1929 г. Скорость размыва достигает 10—15 м в год, что объясняется дефицитом материала при наличии вдольберегового потока наносов. Продукты размыва аккумулируются южнее, вблизи пос. Нордостов Култук, где скорость наращивания берега достигает 20 м в год.

Подводный склон мелководен, изобилуют банки и острова. На большом пространстве дно абрадируется, что обусловлено недостатком наносов. Рельеф дна пересеченный, абразионно-скульптурный и осложнен грязевыми вулканами.

Нижнекуринский район в структурном отношении соответствует одноименной синклинальной впадине и характеризуется аккумулятивными береговыми формами рельефа. Район в течение всего четвертичного периода испытывал интенсивное опускание, которое полностью было компенсировано выносами рек Куры и Аракса. Отложения, накопившиеся за этот период достигают более 1400 м мощности [4].

Прибрежная суша низменная, ввиду незначительного уклона, заболочена.

Рельеф дна, если исключить небольшие конусы грязевых вулканов, выровненный.

В районе выделяется три подрайона: дельта Куры, Куринская коса и Кызылагачский залив.

Подрайон дельты Куры полностью является аккумулятивным образованием.

Ежегодный твердый сток р. Куры, игравший очень важную роль в формировании побережья всего Нижнекуринского района, по данным гидрологических ежегодников, в настоящее время равен 16—24 млн т. До сооружения Мингечаурской плотины, он составлял 37 млн т [5].

До 1960 г. происходило наращивание дельты. Максимальный ее рост наблюдался в районе устья главного протока Куры, где он доходил до 100 м в год. В остальной части дельты скорость ее роста равнялась 20—25 м в год. По данным А. И. Халилова [7], начиная с 1960 г., лобовая часть дельты подвергается интенсивному размыву со скоростью 15—20 м в год, что связано с дефицитом наносов и стабилизацией уровня моря после 1956 г.

Подрайон Куринской косы полностью соответствует площади одноименной косы, которая имеет островное происхождение. В связи с началом формирования современной дельты Куры, поступление материала в район залива Кирова заметно уменьшилось, что привело к размыву внешней стороны старой дельты. Размываемый материал выносился к югу и накапливался у входа в залив и начал, вместе с поступающим сюда куринским материалом, формировать Куринскую косу. По мере продвижения современной дельты Куры на восток, коса лишилась базы питания, что вызвало интенсивный размыв ее северной части. Скорость размыва в среднем измеряется величиной 6 м в год, имея местами катастрофический характер (20—50 м в год).

Материалы размыва переносятся на юг и наращивают со скоростью 125 м в год южную заболоченную половину косы.

Анализ поперечного профиля косы свидетельствует о том, что полоса размыва представляла собою центральную, наиболее возвышенную часть ее. Западная же часть косы наращивалась за счет обмеления залива и аккумуляции материалов, проносимых нагонами.

В дальнейшем, при существующих процессах размыва и аккумуляции, коса вначале превратится в остров, а затем причленится к полуострову Сара.

Кызылагачский подрайон охватывает береговую полосу залива Кирова (бывшего Кызылагачского залива). В связи с формированием Куринской косы залив отделился от моря и приобрел свои современные очертания.

Современная береговая линия развивается лишь под действием сгонно-нагонных явлений. Дно залива имеет пологий профиль, что способствует его быстрому осушению.

Целый архипелаг островов и банок—Б. и М. Кулагин, Ивановский, Солонец, Собачий зуб, Сара и др. в связи с падением уровня моря слились между собой, образуя полуостров Сара.

Ленкоранский район охватывает прибрежную полосу одноименной низменности. Низменность с заболоченными понижениями (морцо), представляющими собою древние лагуны, отделена от современного берега древними (новокаспийскими) и современными (1929—1940 гг.) береговыми валами. Здесь местами наблюдается серия параллельно расположенных валов общей шириной до 300 м. После 1929 г. прирост берега здесь составляет 93 м.

В северной части района волновая равнодействующая направлена к берегу под углом, близким к прямому, вследствие чего здесь происходит в основном поперечное перемещение наносов.

Южнее устья Ленкоранчай береговая линия принимает почти меридиональное направление и волновая равнодействующая направлена к нему под углом около 50°, что обуславливает интенсивный размыв берега на участке сс. Вель, Шахагач и Шихарки.

Размыв берега вызван, по-видимому, наряду с волновыми процессами, еще и погружением прибрежной полосы суши. При волнениях восточного направления происходит слабая аккумуляция.

Южнее с. Каладагня, вплоть до государственной границы, берега аккумулятивные.

Анализ геоморфологического строения Ленкоранского района показывает, что в нижнехвалынское время берега развивались как абразионные. В верхнехвалынское время абразионный режим сменился на аккумулятивный.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Б. А. К геоморфологии береговой полосы Самур-Дивичинского побережья Каспийского моря. «ДАН Азерб. ССР», 1949, т. V, № 3.
2. Волобуев В. Р. Устройство поверхности юго-восточной Ширвани. «ДАН Азерб. ССР», 1946, т. III, № 8.
3. Леонтьев О. К. Основные черты морфологии и эволюции Северо-Азербайджанского побережья Каспийского моря. Тр. океанографической комиссии АН СССР, т. VIII, 1961.
4. Путкарадзе А. Л. Бакинский архипелаг. Азнефтенешр, 1958.
5. Самойлов И. В. Устья рек. Географгиз, 1952.
6. Скорнякова Н. С. К четвертичной истории Каспийского моря. «ДАН СССР», 1955, т. 102, № 2.
7. Халилов А. И. Результаты инструментальной съемки экспедиции КНИСА ИГ АН Азерб. ССР за 1960—1961 гг. Фонды ИГ АН Азерб. ССР, 1961.
8. Шарков В. В. Геология подводного склона западного берега Каспийского моря. Изд. «Наука», М.—Л., 1964.
9. Ширинов Н. Ш. Морфология и некоторые вопросы динамики современных берегов Апшеронского полуострова. «Изв. АН Азерб. ССР, серия геол.-геогр.», 1959, № 6.
10. Ширинов Н. Ш., Мехтиева Н. Н. Некоторые вопросы геоморфологии и динамики азербайджанских берегов Каспийского моря. «Тр. Азерб. геогр. об-ва», т. 1, 1960.

Н. Ш. Ширинов, Н. Н. Мехтиева

Хәзәр дәнизинин Азәрбајҗан саһилләринин кеоморфоложи районлашдырылмасы

ХУЛАСӘ

Хәзәр дәнизинин Азәрбајҗан саһилләри мәншәји вә инкишафынын мүрәккәблији илә сәчијјәләнир. Саһилләрин морфолокијасындакы бу мүхтәлифлик әразинин кеоложи гурулушу, тектоник һәрәкәтләр вә гидрометеороложи шәрәтин мүрәккәблији илә изаһ олунур.

Саһилин ири кеоморфоложи элементләри әразинин кеоложи гурулушу илә мүәјјән едилдији һалда, гидродинамик просесләр онун гурулушунун кичик элементләринин мүәјјәнләшдирир.

Дөрдүнчү дөвр мүддәтиндә дәниз сәвијјәсинин тәрәддүд етмәси дә саһилләрин формалашмасында аз рол ојнамамышдыр. Сәвијјәнин ритмик сурәтдә дәјишмәси нәтиҗәсиндә әмәлә кәлән терраслар вә гәдим саһил хәтләри 350—390 м јүксәкликдә вә 40 м-ә гәдәр дәринликдә мүшәһидә едилир.

Морфолокијасы, кенезиси вә динамикасына көрә Азәрбајҗан саһилләриндә алты рајон мүәјҗән едилмишдир ки, бунлар да саһил зонасынын әсас кеоложи структур элементләринә ујҗун кәлир. Бунлар Самур-Дәвәчи, Киләзи, Абшерон, Ширван, Ашағы Күр вә Ләнкәран рајонларыннан ибарәтдир. Саһилләрин бу вә ја дикәр морфокенетик типләрини јајылмасы вә группашмасы әсасында рајонлар өз нөвбәсиндә јарымрајонлара ајрылыр.

Азәрбајҗан әразисиндә мүасир аккумулятив саһәләр, абразион саһәләрә нисбәтән даһа кениш јајылмышлар ки, бу да башлыча олараг, Хәзәр дәнизи сәвијјәсинин ашағы дүшмәси илә изаһ олунур.

Аккумулятив саһилин гуру золағынын артма сүр'әти Бәндован бурнундан чәнубда илдә 15—20 м, Зудотс-Култук рајонунда 20 м, Күр дилинин чәнубунда 125 м, Күр делтасында исә (1960-чы илә гәдәр) 100 м олмушдур.

Интенсив сурәтдә абразијаја мәрүз галан саһәләр Күр дилинин шимал һиссәси (Саратовка-Прорва саһәси), Јалама саһилләри вә с.-дән ибарәтдир ки, бурада абразијанын сүр'әти илдә, мүвафиг олараг, 50—30 м-ә бәрәбәрдир.

1956-чы илдән башлајараг, дәниз сәвијјәсинин нисбәтән стабилләшмәси вә һидротехники гурғуларла әлағәдар олараг гурудан кәтирилән материалларын кәскин азалмасы нәтичәсиндә абразион саһилләр артмаға башламышдыр. Кечмишдә интенсив сурәтдә аккумулятив кедән Күр делтасы 1960-чы илдән башлајараг илдә 20—25 м сүр'әтлә јујулур. Самур делтасы вә Јалама саһилләриндә абразион һиссәнин јујулма сүр'әти исә хејли артмышдыр.

М. А. АБАСОВ

О СЕЛЕОБРАЗУЮЩИХ ОЧАГАХ БАССЕЙНОВ РЕК ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ АРАКСА В ПРЕДЕЛАХ ДЖУЛЬФИНСКОГО РАЙОНА НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР

Территория Джульфинского района имеет специфические физико-географические условия. К этим условиям относится резкая континентальность климата, почти полное отсутствие древесной и слабое развитие луговой растительности, соседство территории с обширными сухими плоскогорьями Армении, Ирана и т. д. В связи с этим рельеф исследуемого района, расположенный на абсолютных высотах 650—3900 м, характеризуется весьма интенсивным расчленением и мощным накоплением грубо-обломочных отложений. Интенсивному накоплению последних способствуют глубина и густота расчленения рельефа, достигающая 1000 м и более. Склоны гор характеризуются большой крутизной, способствующей усилению транспортировки материалов разрушения горных пород вниз по склону.

Одной из основных причин селеобразования является дивный осадки, проходящие вслед за длительным засушливым периодом, что характерно для территории Нахичеванской АССР.

Судя по количеству выпадающих годовых атмосферных осадков (300—600 мм) [3], при наличии большого количества обломочного материала, ежегодные селевые явления должны были иметь место, но они фактически не наблюдаются.

Кроме сказанного, повсеместное шурфование склонов и неравномерный выпас скота в летнее время также создают условия для селеобразования.

Селевые явления на территории Нахичеванской АССР не подвергались детальному и всестороннему изучению. Отдельные данные об этом грозном явлении природы, для территории Нахичеванской АССР, имеются в работе С. Г. Рустамова [2], который по степени селеобразования разделяет данную территорию на два различных района: 1) наиболее активной селевой деятельности, охватывающий территорию восточнее р. Гиланчай; 2) со слабовыраженной, почти затухающей селевой деятельностью, охватывающий территорию западнее р. Гиланчай.

Изучаемая нами часть республики полностью относится к первому району. Селеносными реками этого района считаются Ванандчай, Дюглюнчай, Айлисчай, Ордубадчай, Ганзачай, Кетамчай и Килитчай.

Главный селеобразующий очаг Ордубадчая расположен на абсолютной высоте 2000—3500 м. В геоморфологическом от-

ношении он имеет воронкообразную форму, длиной 6 км, шириной 4 км. Глубина расчленения рельефа здесь составляет 1200 м. Самая южная часть очага представляет собой горловину, шириной в несколько метров (рис. 1).



Рис. 1

Небольшой участок главного селевого очага р. Ордубадчай. На переднем плане накопление грубообломочного материала.

Основные расширенные участки долины р. Ордубадчай, расположенные в пределах среднегорья и низкогорья, где русла заполнены валуно-галечными отложениями и конусы выноса, расположенные вдоль подножья склонов долин, являются источниками питания селей*.

Общая площадь главного селевого очага Ордубадчая составляет 24 км². По данным С. Г. Рустамова [2], площадь очагов образования селя в бассейне р. Ордубадчай составляет 11 км², нижняя граница которых проходит по высоте 2500 м. Для Ордубадчая характерны водокаменные несвязные сели.

Главный очаг селеобразования характеризуется широким развитием скальных обрывистых склонов, где осыпи, россыпи являются весьма подвижными. В северо-западной части очага местами имеется каменный поток длиной от 10—15 до 300—400 м, при ширине от 3—4 до 5—8 м. Мощность этих потоков у русла реки местами доходит до 0,5 м.

Кроме сказанного в селепроявлении значительная роль принадлежит морфологическому строению долин рек, которые не всегда привлекают внимание исследователей. Так, р. Ордубадчай, почти на всем своем протяжении (до юго-западной части гор. Ордубада) имеет неширокую, но глубоко врезанную долину. Средний уклон реки до выхода на конус выноса — 126,3‰ [2]. Во время сильных ливневых дождей, в большом количестве, обломочно-рыхлые материалы не разбрасываясь на пойме, в виде связанного потока, двигаются по узкой долине.

* Характеризуемые участки бассейнов рек (в отдельности для каждой реки) являются дополнительными селевыми очагами.

Поэтому наблюдаемые селевые потоки по р. Ордубадчай являются очень разрушительными и опасными для гор. Ордубада.

Главный селеобразующий очаг Гиланчая расположен на абсолютных высотах 2400—3500 м. Этот селевой очаг, в отличие от других, занимает обширную площадь и протягивается с востока на запад около 8 км, шириной около 5 км. Морфологически очаг представляет собой воронкообразную форму и характеризуется мягким рельефом поверхности, сильно расчлененной множеством суходолов западного склона Зангезурского хребта. В большом количестве обломочный материал покрывает северо-восточную часть селевого очага.

Начиная от притока Сакарсу до притока Насервас, по левому берегу р. Гиланчая, расположены небольшие селевые очаги. Глубина расчленения здесь около 1500 м, крутизна склонов 70° и более.

Обломочный материал имеет широкое развитие в районе распространения моноклиального рельефа. Средний уклон Гиланчая до выхода ее на конус выноса реки 41‰, что значительно меньше уклонов других рек Джульфинского района. Сравнительно большая протяженность ее (55 км), очень широкая долина в нижнем течении и т. д. уменьшают силу селевого потока.

Главный селевой очаг Ванандчая расположен в пределах высокогорья — 220—2800 и более метров. Морфологически он имеет воронкообразную форму. Средняя ширина очага 6 км, длина 5 км. Очаг, суживаясь к юго-западу, превращается в горловину с глубиной расчленения в среднем до 500 м, долина V-образная, поймы отсутствуют, ширина русла 3—4 м. Крутизна склонов здесь доходит до 70—80°. Северо-восточная часть селевого очага сильно расчленена тремя основными притоками и их разветвленными суходолами. Русло основных притоков и многих суходолов заполнено продуктами выветривания, различного состава. В районе перевалов, расположенных в пределах описываемого очага, наблюдается огромный каменный поток и камни, затрудняющие движение пешеходов.

Уклон долины р. Гиланчай 94,8‰, верховья и среднее течение долины V-образные, на большом расстоянии пойма отсутствует, русло узкое — 3—4 м, сама долина глубокая и оврагообразная.

Селевой поток, проходивший по долине р. Ванандчай, значительно обогащается в пределах низкогорья, до выхода долины из гор. Сюда входит отрезок долины р. Ванандчай к югу от сел. Корухлар, где в процессе селепроявления большое участие принимают незакрепленные делювиально-суглинистые отложения. Таким образом, бассейн р. Ванандчай обладает необходимыми условиями селепроявления, за исключением ливневых дождей.

Главный селевой очаг Айлисчая морфологически резко отличается от предыдущих и характеризуется двухсторонней воронкообразной формой. Центральная часть очага в направлении к северо-востоку и юго-западу сильно суживается. Длина его 5 км, а ширина 4 км. Очаг расположен на абсолютной высоте 2000—3500 и более метров. Поверхность очага сильно расчленена множеством узких суходолов и лишена растительного покрова. Всюду обнажаются вулканогенные породы, образующие скалистые склоны. Последние подвергаются сильному физическому выветриванию, материал которого заполняет русло основных и множество второстепенных суходолов. Уклон склонов здесь от 60 до 80° и более. Местами имеются каменные потоки, где величина обломочных пород в диаметре доходит до нескольких метров. Юго-западная оконечность селевого очага, представляющая собой горловину, является местом слияния трех притоков. Средний уклон Айлисчая — 102,7‰. В нижнем течении долина имеет оврагообразную

форму. Таким образом, необходимые условия селеобразования имеются и в пределах бассейна р. Айлисчай (рис. 2).

Главный селевой очаг Ганзачая расположен в пределах высокогорья. Морфологически очаг представляет собой воронкообразную форму, горловинная часть которой значительно расширена. Длина селевого очага около 4 км, а ширина 3 км, уклон склонов 80° и более. Оголенная поверхность очага расчленяется тремя небольшими притоками и многочисленными суходолами.



Рис. 2

Селевые выносы р. Айлисчай в районе сел. Ашаги Айлис.

В отличие от других рек селевые потоки здесь обогащаются обломочными материалами только в пределах среднегорья. Средний уклон долины 129% , что значительно больше уклонов долин других рек. Условия селеобразования, указанные для бассейна предыдущих рек, имеются также и в бассейне р. Ганзачай.

Главный селевой очаг Кетамчая занимает небольшую часть западного склона Зангезурского хребта. Морфологически он имеет продолговатую воронкообразную форму и протягивается вдоль Зангезурского хребта на расстоянии около 5 км, при ширине около 3 км. Крутизна склонов $70-80^\circ$, местами и более. Поверхность очага расчленена сетью разветвленных суходолов. Материалы разрушения оголенных склонов накапливаются на поверхности дна очага путем гравитации, где их мощность доходит до 3 м.

Селевые потоки, проходящие по долине р. Кетамчай, очень интенсивны, что объясняется близостью базиса эрозии р. Аракса, резким воздыманием Зангезурского хребта и следовательно большим уклоном реки. Нижнее течение р. Кетамчай расположено в пределах чрезвычайно расчлененных низких гор. Основными материалами селеобразования здесь являются делювиальные, пролювиальные отложения, которыми сложены конусы выноса боковых притоков и обвальные шлейфы. Широко распространенные по правому и частично по левому берегам реки. Среди обломочных образований преимущество принадлежит делювиальным отложениям, которые местами протягиваются на расстоя-

нии 100 м с мощностью 10—15 м. Несмотря на небольшое протяжение реки, при наличии большого уклона (240%) рыхло-обломочные материалы селевого очага активно участвуют в процессах селеобразования. Наибольший уклон, среди рек Джульфинского района после Килитчая, принадлежит Кетамчаю. Поэтому, в случае обильных дождей, можно ожидать сильный водокаменный селевой поток, от разрушительной деятельности которого более всего пострадает сел. Кетам, расположенное на конусе выноса Кетамчай и часть железнодорожного полотна, протягивающаяся вдоль устья одноименной реки.

Килитчай. Эта небольшая река протягивается параллельно Зангезурскому хребту до р. Аракс. В связи с этим главный селевой очаг Килитчая протянут вдоль хребта и расположен в пределах высокогорья; — морфологически он представлен в виде небольшой воронки длиной 2 км, при ширине 1,5 км. Поверхность очага расчленена сложно-разветвленными суходолами, склоны которых покрыты материалами разрушения пород.

Селевые потоки р. Килитчай, по аналогичным причинам, указанным нами для р. Кетамчай, обогащаются обломочным материалом лишь только в пределах низкогогорья, где в условиях Нахичеванской АССР также происходит интенсивное физическое выветривание.

Морфологически долина р. Кетамчай узкая, V-образная, поймы почти отсутствуют. Все это создает благоприятные условия для селепроявления. Самый большой уклон среди рек Джульфинского района принадлежит Кетамчаю (320%), от которого в значительной мере зависит характер селепрохождения.

Таким образом, вышесказанное дает возможность отметить, что реки Джульфинского района являются селеносными. Последний обособливается геологическим строением территории, геоморфологической характеристикой рельефа местности, отсутствием леса, резкой континентальностью климата, наличием весьма интенсивного физического выветривания в условиях Нахичеванской АССР по всей территории и трудовой деятельностью человека, а также жизненной деятельностью животного мира Джульфинского района.

Для бассейнов селеносных рек Джульфинского района в отдельности выделяется нами Главный селевой очаг. Морфологически выражены они по всем рекам Джульфинского района в виде обширных в основном неправильных воронкообразных форм и расположены в пределах высокогорья (2500—3500 м).

В условиях Нахичеванской АССР, в пределах главных селеобразующих очагов, подготовка и накопление (выветривание и гравитация) рыхло-обломочного материала происходит весьма интенсивно. Поэтому указанные очаги являются основными поставщиками рыхло-обломочных материалов для селевых явлений.

Средние и нижние течения бассейнов рек Джульфинского района являются районами сравнительно меньшего накопления рыхло-обломочного материала. Но здесь имеется суглинистый материал, активно участвующий, а также закрепленные аллювиальные, делювиальные отложения, пассивно участвующие в процессах селеобразования, что не наблюдается в пределах главных селевых очагов.

В пределах Джульфинского района территория селевых очагов лишена растительного покрова, уклон склонов $70-80^\circ$, местами и более (90°); долины рек узкие, глубокие, пойма почти отсутствует, русло каменистое. Все это способствует прохождению сильных селевых потоков. Таким образом, верхние течения всех рек Джульфинского района естественно приспособлены для прохождения селей.

Участки средних и нижних течений бассейна рек Джульфинского района, расположенные в пределах интенсивно-расчлененных средних

Р. Б. ТАРВЕРДИЈЕВ, Х. Ч. ЗАМАНОВ

БƏЈҮК ГАФГАЗЫН ДАГ КƏЛЛƏРИНИН ШƏФФАФЛЫҒЫ ВƏ РƏНКИ

(Азəрбајчан əразисиндə)

Бəјүк Гафгаз кəллəринин гидролокијасы, гидробиолокијасы вə ди-
кəр хусусијјэтлəринə даир бир чох елми мəгалəлəрин нəср едилмəsi-
нə бахмајараг [2, 3, 4, 5], нəмин əсəрлəрдə кəллəрин шəффафлығы вə
рəнкинə аид мəлүмат олдуґча аздыр. Она кəрə дə дəрч олунмуш мөв-
чуд əдəбијјатла танышылыг Бəјүк Гафгазын даг кəллəри сујунун шəф-
фафлығы вə рəнки һаггында долгун аилајыш јаратмыр. Буну нəзəрə
алараг, Бəјүк Гафгаз кəллəри һаггында индијə гəдəр дəрч олунмуш
елми əсəрлəрдən истифадə етмəклə вə 1959—1960-чы иллəр əрзиндə
(ијун-августда) нəмин кəллəрдə апарылан тəдгигатларымыз нəтичə-
синдə əлдə едилмиш мəлүматə əсасланараг, илк дəфə оларəг əрази кəл-
лəринин шəффафлығы вə рəнки һаггында нисбətən долгун əсəр јазыл-
масына тəшəббүс етмишик.

Мəлүм олдуґу кими, суларын шəффафлығынын мүəјјən едилмəsi
орада јашајан чанлы организмлəрин вə диб чөкүнтүлəринин өјрəнил-
мəсинə кəмəк едир. Кəллəрин шəффафлығы она тəkүлən сəтһ сулары-
нын кимјəви тəркибиндən вə лиллијиндən асылыдыр. Сујун тəркибиндə
бојајычы гарышыгларын (һумус маддəлəринин) олмасы она сарым-
тыл вə гəһвəји рəнк верəрək шəффафлығыны азалдыр.

Тəдгигат апардығымыз кəллəрин саһəsi кичик олдуґу үчүн тəбии
кəллəрин һеч биринə чəј шəклиндə ахар јохдур вə она кəрə дə кəл-
лəрдə шəффафлығын бу јол илə дəјишилмəsi баш вермир.

Бəјүк Гафгаз кəллəринин мүхтəлиф физики-чографи шəраитдə јер-
лəшмəsi илə əлагəдар оларəг, онларын сујунун шəффафлығы вə рəн-
ки дə мүхтəлифдир. Гејд етмəк лəзимдыр ки, тəдгигат саһəсиндəки
тəбии кəллəрдən ən јүксək шəффафлыға малик оланы Кирдиманчəј һөв-
зəсиндəки (Үзүгара чəји һөвзəsi) Гаранонур (2,9 м), сүн'и кəллəрдən
исə Нонургышлагдыр (3,5 м).

Əразинин дикəр кəллəриндə шəффафлыг адətən 0,25 м илə 2,5 м
арасында тəрəддүд едир. Кəллəрин шəффафлығы һаггындакы мəлүмат
1-чи чəдвəлдə верилмишдир.

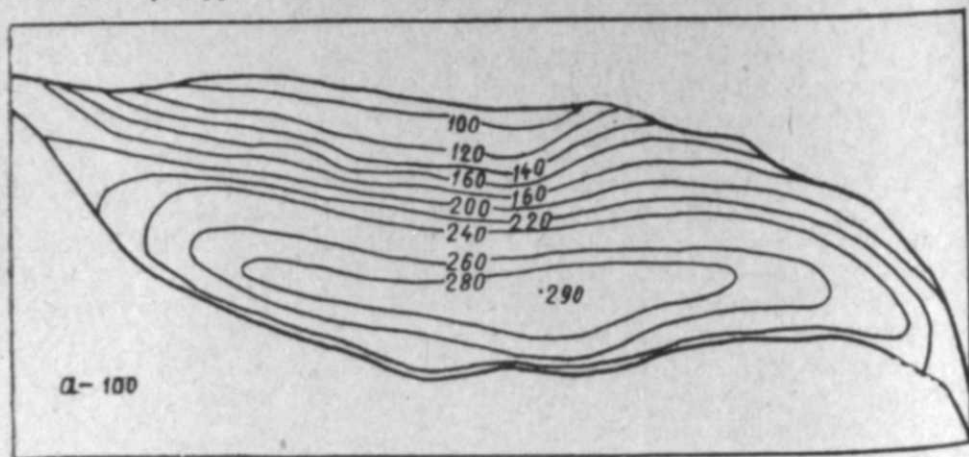
Тəдгигат ишлəри əксəрən јəј ајларында апарылдығындан, кəл сула-
рынын шəффафлығы һаггындакы мəлүмат да нəмин вахта аиддир.
1959—1960-чы иллəрдəки тəдгигат материаллары əсасында, илк дəфə

Бөжүк Гафгаз көллөрүндө шэффафлыгынын мүгајисэси

Сыра №-си	Көллөр	Чай һөвзэлери	Мүшәһидә дөврү	Сујун шэффафлыгы, м-дә
1	Нохур гышлаг	Көјчәј	29. IX 1954	1,1
2	"	"	28. I 1955	0,9
3	"	"	29. VII 1955	1,1
4	"	"	23. VI 1959	3,5
5	Јекәхана су анбары	"	8. VII 1959	2,1
6	Гараноһур	Кирдиманчај	4. VIII 1959	2,9
7	Гуруноһур	Гирсаатчај	28. VI 1960	0,4
8	Тахта көл	Сумгајыгчај	28. VI 1960	0,8
9	Агноһур	Килкилчај	11. VII 1960	0,25
10	Гараноһур	Атачај	11. VII 1960	0,9
11	Гаракөл	Килкилчај	14. VII 1960	1,5
12	Алаанмыш	Атачај	27. VII 1960	0,45
13	Гараноһур	Дәвәчичәј	7. VIII 1960	0,85
14	Агноһур	"	7. VIII 1960	0,6
15	Гаракөл	"	6. VIII 1960	0,45

олараг, әразинин характер көлләри үчүн шэффафлыг хәритәси тәртиб етмишик. Чөл тәдгигат ишләри нәтичәсиндә мүәјјән едилмишдир ки, көлләрин шэффафлыгына физики-чографи амилләрин тә'сири олдуғу кими, биоложи вә гидрологи амилләрин, еләчә дә көл чаласынын формасынын, онун дәринлијинин дә тә'сири вардыр. Бөжүк Гафгаздакы көл суларынын шэффафлыгына тә'сир едән әсас амилләрдән бири иглимдир. Көлләрин әксәр һиссәси дајаз олдуғундан күчлү күләкләр заманы онун су күтләси гарышыр вә шэффафлыг тез дәјишир. Дикәр тәрәфдән, лејсан јағышлары заманы јамачлардан көлә кәлән сулар онун шэффафлыгына мәнфи тә'сир көстәрир. Көлдә мөвчуд олан су биткиләринин исә шэффафлыга тә'сири мүсбәтдир. Характер көлләрин шэффафлыгы һагғында ашағыда мә'лумат верилир.

Гараноһур (Кирдиманчај һөвзәси). Бу көлдә шэффафлыг ганунаујуғун олараг дәјишир. Бурада саһилдән көлүн мәркәз һиссәсинә кедикчә шэффафлыг тәдричән артыр. Лакин шэффафлыг һәр ики саһилдә ејни дәрәчәдә артмыр. Сағ саһилдән көлүн ортасына гәдәр шэффафлыг 100—240 см арасында тәрәддүд едир. Максимал шэффафлыг сол саһил тәрәфдә мүшәһидә едилмиш вә онун максимал гијмәти 290 см олмушдур. Сол саһил боју 240 см-лик изохәтт узаныр (1-чи шә-

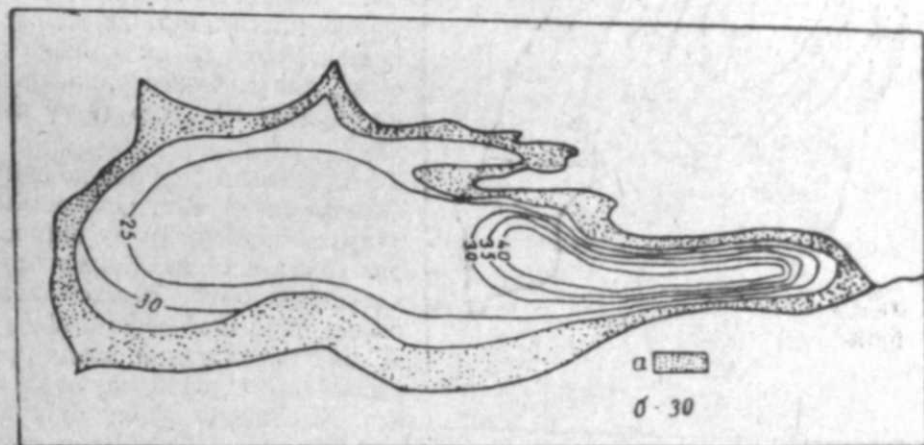


1-чи шәкил

Гараноһурун (Кирдиманчај һөвзәси) шэффафлыг хәритәси (4. VII 1959). а—шэффафлыг, см-лә.

кил). Гараноһурда шэффафлыгынын үфғи истигамәтдә пајланмасында ганунаујуғунлуғун олмасы көлдә ики һиссә ајырмаға имкан верир. Биринчи, көлүн сағ саһилә тәрәф олан һиссәсидир ки, бурада шэффафлыг 100—220 см арасында дәјишир. Икинчи исә сол саһил истигамәтиндә олан һиссәсидир ки, бурада шэффафлыг биринчи һиссәјә нисбәтән хејли јүксәк олуб, 240—290 см арасында тәрәддүд едир.

Агноһур (Килкилчај һөвзәси). Бурада да шэффафлыгынын үфғи истигамәтдә пајланмасында үмуми ганунаујуғунлуғ мүшәһидә едилир. Лакин Гараноһура (Килкилчај һөвзәси) нисбәтән Агноһурун шэффафлыгы аздыр. Бу көлүн саһил бојунча шэффафлыгы 25 см. мәркәзиндә исә 40 см-дән јухары олмамышдыр (2-чи шәкил).



2-чи шәкил

Агноһурун (Кирдиманчај һөвзәси) шэффафлыг хәритәси. а—су биткиси; б—шэффафлыг, см-лә.

Көлүн морфоложи гурулушу ону ики әсас һиссәјә бөлмәјә имкан верир. Биринчи, көлүн кениш олан чәнуб-гәрб һиссәсидир. Бурада шэффафлыг чох чүз'и дәјишир вә 25 см-ә јахын тәрәддүд едир. Саһилдә шэффафлыгынын аз дәјишмәсинә сәбәб орада сых гамышын олмасыдыр. Дикәр тәрәфдән, әсән күләкләр су сәтһини гарышдырараг шэффафлыгынын нисбәтән бәрәбәр гајдада пајланмасына сәбәб олур.

Көлүн икинчи һиссәси онун енсиз шимал-шәрг жарысыдыр. Бурада саһил су биткиләри илә өртүлдүјүндән әсән күләкләрин тә'сири зәиф олур вә сујун сәтһи аз гарышыр. Она көрә дә бурада шэффафлыг дәринликдән асылы олараг ганунаујуғун дәјишир. Көлүн ән јүксәк шэффафлыгы онун шимал-шәрг һиссәсиндәдир. Агноһурун чәнуб-гәрб һиссәсиндәки кичик јарғанларла јағышлар заманы кәлән су өзү илә бәрәбәр чохла лил материаллары кәтирир вә шэффафлыгынын азалмасына сәбәб олур. Онун шимал-шәрг јамачларындан исә аз лил материаллары кәтирилдијиндән сујунун шэффафлыгы нисбәтән јүксәкдир.

Гаракөл (Килкилчај һөвзәси). Бурада шэффафлыг, адәтән 1 м-дән артыгдыр. Көл бүтүн саһил боју гамышла өртүлмүшдүр. Бунун исә шэффафлыгынын јүксәк олмасында бөјүк ролу вардыр.

Башга көлләрдән фәргли олараг, Гаракөлдә шэффафлыгынын үфғи истигамәтдә пајланмасында үмуми ганунаујуғунлуғ мүшәһидә едилмәмишдир (3-чү шәкил). Бурада саһил боју 150 вә 140 см-лик изохәтләр кечирсә, көлүн орта һиссәсинә кетдикчә шэффафлыг азалыр. Гаракөлдә шэффафлыгынын үмуми пајланмасында әкс һал мүшәһидә едилмишдир. Бу просес елми әдәбијјатда инверсија адыны алмышдыр.

Көлүн мәркәз һиссәсиндә шэффафлыгынын хејли ашағы олмасы, бурада су сәтһинин гидрометеорологи просесләрин тә'сириндән тез-тез

дәјишмәси нәтижәсиндә баш верир. Саһил илә көлүн мәркәз һиссәси арасындакы шәффафлыг фәрги 40 см-дир.

Алланмыш көлү (Атачај һөвзәси). Бурада сујун шәффафлығынын максимал гијмәти онун мәркәз һиссәсиндә олуб, 45 см-дән артыг дејилдир. Тәдгигатларымыз көстәрир ки, көлдә эн аз шәффафлыга малик олан онун анчаг чәнуб һиссәсидир ки, бурада шәффафлыг 25 см-ә бәрабәр олуб, көлүн башга саһәләриндә тәкрат олунмур (4-чү шәкил).

Алланмыш көлүндә дә шәффафлығын дәринликдән асылы олараг ганунаујгун дәјишмәси мүшаһидә едилр. Саһил боју илә көлүн орта һиссәси арасында олан шәффафлыг фәрги 20 см-и тәшкил едир. Бу да жүксәк кәмијјәт һесап олуна билмәз. Алланмыш көлү сују аз шәффафлыга малик олан көлләр сырасына дахил едилә биләр. Көлүн аз шәффафлыга малик олан һиссәси үмумијјәтлә дајаз олуб, саһили битки өртүјүндән азаддыр. Буна көрә дә һидрометеороложи просесләр нәтижәсиндә бурада су күтләси гарышыр вә шәффафлыга мәнфи тәсир көстәрир.

Гараноһур (Дәвәчичај һөвзәси). Шәффафлығын үфги истигамәтдә пајланмасында јахшы ганунаујгунлуг мүшаһидә едилр. Адәтән, саһилдән көлүн мәркәзинә кетдикчә шәффафлыг артыр Тәдгигат заманы (7. VIII 1960) саһилдә шәффафлыг 55 см олдуғу һалда, көлүн орта һиссәсиндә 90 см иди. Гараноһурда сујун шәффафлығына саһил биткиләри вә дәринликдән башга, көлүн дибиндәки јосунлар да мүсбәт тәсир едир.

Јекәхана су анбары (Көјчај һөвзәси). Бу анбар өз гидасыны Көјчајын голу Әјричајдан алыр. Тәдгигат нәтижәсиндә мүјјән едилмишдир ки,

тәбии көлләрдә олдуғу кими, Јекәхана көлүндә дә шәффафлығын үфги истигамәтдә пајланмасында үмуми ганунаујгунлуг вардыр. Бу ганунаујгунлуг тәбии көлләрә нисбәтән даһа ајдын көзә чарпыр. Нәр ики саһилдән онун мәркәзинә тәрәф шәффафлыг тәдричән артыр.

Анбарда максимал шәффафлыг бәндин јахынлығында мүшаһидә едилмиш вә 210 см-ә бәрабәр олмушдур. Саһилдәки шәффафлыг илә онун максимал шәффафлығы арасындакы фәрг 130 см олмушдур. Јекәхана су анбары эразинин башга тәбии көлләринә нисбәтән жүксәк шәффафлыга малик олан су объектидир.

Тәдгигатлар нәтижәсиндә мүјјән едилмишдир ки, көл суларынын шәффафлығы илин фәслиндән асылы олараг кәскин дәјишиклјә мәрүз галыр. Мәсәлән, М. В. Журавлјовун (1959) тәдгигатына көрә, Нохургышлаг көлүндә шәффафлыг 110 см илә (IX 1954) 45 см (VII 1955) арасында тәрәддүд едир. Мүлаһизәмизә көрә, онун Нохургышлаг көлүнүн шәффафлығы һаггында вердији бу рәгәмләри дүзкүн һесап етмәк олмәз. Чүнки о, көлүн мәркәзиндә јох, јалныз саһил зонасында мүшаһидә апармышдыр. Она көрә дә шәффафлыг һаггындакы рәгәмләри көлүн јалныз саһил зонасына аид етмәк ләзимдыр. Бу фикирлә әлағәдар олараг, 1959-чу илдә апардығымыз тәдгигат заманы (23. VI 1959) мүјјән едилди ки, Нохургышлаг көлүндә максимал шәффафлыг онун мәркәз һиссәсиндә 3,5 м-ә чата билр. Јәгин ки, пајызда, көл сәтһ сулары илә аз гидаландығы вахтда шәффафлығы даһа жүксәк гијмәтә чатыр.

Көлләрдә сујун рәнки

Тәдгиг олунан саһәнин көлләриндә сујун рәнкинә аид әдәбијјатда мә'лумат чох аздыр. Х. Ч. Замановун [3] Шимал-шәрғи Азәрбајчан көлләринин рәнкинә даир вердији бәзи мә'луматлар чүз'и олуб, эразинин бүтүн көлләрини әһәтә етмир.

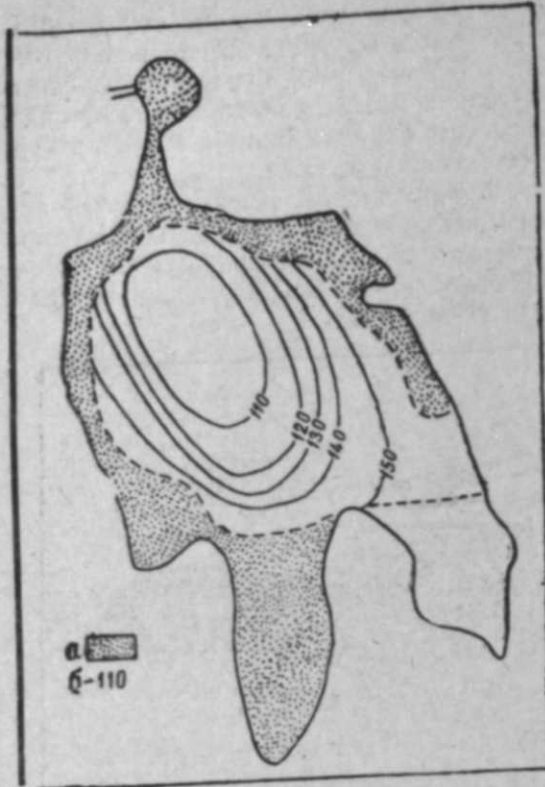
1959—1960-чы илләрдәки чөл тәдгигатлары заманы көлләрдә сујун рәнки дә өјрәнилмишдир. Сујун рәнки Форел-Уле рәнк шкаласы васитәсилә мүјјән едилмишдир. Көлләрдә шәффафлыг мүхтәлиф олдуғу кими, сујун рәнки дә мүхтәлифдир. Бу, көлләрин мүхтәлиф физико-географи шәраитдә јерләшмәсиндән, онун дахилиндә баш верән биоложи вә микробиоложи просесләрин дәјишмәсиндән, еләчә дә сујун тәркибиндә һумус маддәләринин олмасындан ирәли кәлир. Бәзи көлләрин рәнки һаггындакы мә'лумат 2-чи чәдвәлдә верилмишдир.

2-чи чәдвәлдән мә'лумдур ки, һәтта бир-биринә јахын олан көлләрдә белә сујун рәнки мүхтәлифдир. Јаз вә јәј ајларында планктон организмләринин шиддәтли инкишафы нәтижәсиндә көлләрдәки сујун рәнки аз да олса дәјишир.

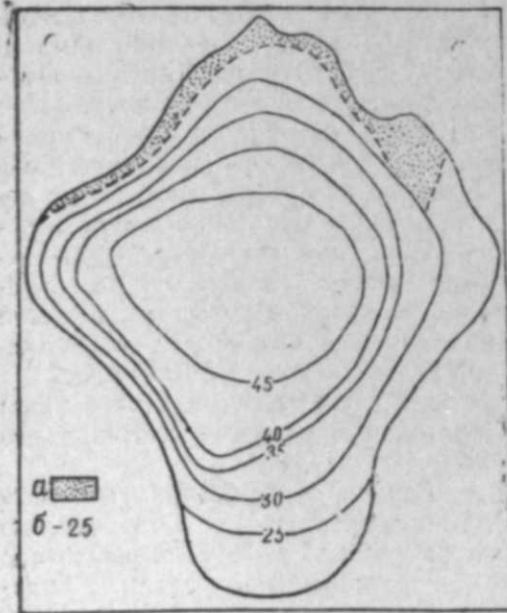
2-чи чәдвәл

Бөјүк Гафгазын бәзи көлләриндә сујун рәнки

Көлләр	Чај һөвзәләри	Мүшаһидә дөврү (1960)	Сујун рәнки
Гараноһур	Пирсаатчај	28. VI	көј-јашыл
Тахтакөл	Сумгајытчај	28. VI	јашыл
Гараноһур	Атачај	11. VII	тутгун јашыл
Агноһур	Килкилчај	12. VII	сары
Гаракөл	.	14. VII	гарамтыл
Алланмыш	Атачај	27. VII	ачыг јашыл
Гараноһур	Дәвәчичај	7. VIII	гүндә јашыл
Гаракөл	.	6. VIII	тутгун
Агноһур	.	7. VIII	ачыг сарымтыл



3-чү шәкил
Гаракөлүн (Килкилчај һөвзәси) шәффафлыг хәритәси.
а—су биткиси; б—шәффафлыг, см-лә.



4-чү шәкил
Алланмыш көлүнүн шәффафлыг хәритәси.
а—су биткиси; б—шәффафлыг, см-лә.

Бөјүк Гафгазын даг көллөрүнүн шэффафлыгы, рэнкинэ даир вер-
джимиз бу гыса ма'лумат эразинин бүтүн көллөрүнүн эһатэ етмәсә дә,
орадакы әсас вә характер көлләрин шэффафлыгы, рэнки һаггында
анлајыш јарадыр. Лакин көл суларынын шэффафлыгынын вә рэнки-
нин фәсилләр үзрә нечә дәјишмәсини өјрәнмәк мәгсәдилә һәмин көл-
ләрдә әләвә тәдгигат ишләринин апарылмасы вачибдир.

ӘДӘБИЈАТ

1. Журавлев М. В. вә башгалары. Азәрбајчанын даг вә мешә гуршагы көл-
ләринин гидробиологикасына даир. Азәрбајчан ССР ЕА Зоологика Институтунун
Әсәрләри, XX чилд. Бақы, 1959.
2. Заманов Х. Ч. Азәрбајчанын су анбарлары, көлләри вә јединликдә онла-
рын халг тәсәрруфаты әһәмијјәти. Бақы, 1960.
3. Заманов Х. Ч. Шимали-шәрғи Азәрбајчан вә Гобустанын даг көлләринин
гидрохимјәви вә физики хусусијјәтләри. «Азәрбајчан ССР ЕА Хәбәрләри», № 7, 1954.
4. Әлизадә Ә. Н. Азәрбајчанын јүксәк дағлыг көлләринин фаунасы. ССРИ
Еямләр Академијясынын Азәрбајчан Филналы, Бақы, 1940.
5. Қарәмов Н. К. Дәвәчи рајонунун Ноһурлар кәнди эразисиндаки көлләр
һаггында. «Азәрбајчан ССР ЕА Хәбәрләри», № 6, 1953.

Р. Б. Тарвердиев, Х. Д. Заманов

Прозрачность и цвет воды горных озер Большого Кавказа

(в пределах Азербайджана)

РЕЗЮМЕ

Как известно, в научной литературе очень мало данных о прозрач-
ности и цвете воды озер Большого Кавказа в пределах Азербайджана.
Учитывая это, на основе личных исследований авторов 1959—1960 гг.
(июнь—август) впервые в работе более подробно рассматривается этот
вопрос.

В связи с распространением озер в различных физико-географиче-
ских зонах характер распределения прозрачности различен. Так, по ис-
следованиям авторов она колебалась в пределах 0,25—3,5 м (табл. 1).
С другой стороны, стало ясно, что на изменение прозрачности воды ока-
зывает определенное влияние характер почвенного покрова, геологи-
ческое строение водосборной площади и характер растительного по-
крова береговой зоны.

В период исследований нами проделана синхронная съемка про-
зрачности в отдельных озерах, на основе которой составлена карта
прозрачности для ряда озер (рис. 1—4).

Как показали результаты синхронных съемок, в озерах Караноур
(бас. р. Гирдыманчай), Агноур (бас. р. Гильгильчай), Алланмыш (бас.
р. Атачай) и др. в горизонтальном распределении прозрачности наблю-
дается определенная закономерность. С удалением от берега обнару-
живается повышение прозрачности, которая в середине озера достигает
своего максимального значения. Но вместе с тем в некоторых озерах
(Карагель, бас. р. Гильгильчай) был обнаружен обратный ход в рас-
пределении прозрачности воды. Это явление известно в литературе под
названием «инверсии прозрачности».

По данным других исследователей (М. В. Журавлев и др.), в Ноур-
Кишлакском водохранилище прозрачность воды колебалась в пределах
от 1,1 м (IX. 1954 г.) до 0,45 (VII. 1955 г.). Однако их наблюдения от-
носились в основном к береговой зоне. Дальнейшие наши наблюдения
(23 VI. 1959 г.) в середине водохранилища показали, что прозрачность
намного превышает данные вышеуказанных авторов и равна 3,5 м.

Не постоянен и цвет воды в озерах. По этой части в литературе
также мало данных, лишь некоторые имеются в работе Х. Д. Заманова
(1954) и те относятся к северо-восточному Азербайджану.

Однако на основе наших исследований для многих озер Большого
Кавказа определен цвет воды (см табл. 2). Отсюда ясно, что и цвет во-
ды в озерах подвергается большим изменениям, связанным главным
образом с физико-географическими условиями. На изменение как
прозрачности, так и цвета воды имеет влияние также развитие планк-
тонных организмов в весенне-летнее время.

Учитывая, что в горных озерах проводятся незначительные наблю-
дения за прозрачностью и цветом воды желательнее, чтобы в дальней-
шем проводились исследования по сезонам, это даст возможность выя-
вить закономерность изменения данных, процессов в течение года.

МҮНДӘРИЧАТ

А. М. Дадашов. Кәниздаг районунун Орта Плиосен вахтында кеоложи инкишафы	3
Ж. Д. Чәфәрова. Шамахи району Мајкоп чөкүнтүләрindən <i>Clupeidae</i> вә <i>gadidae</i>	11
Н. В. Пашалы. Шәрги Азәрбајчан антропокенин моласе формасијасында аутикен минерал әмәлә кәлмәсинә даир	21
А. Н. Сејидов, Х. А. Әлизадә. Азәрбајчанын бентонит килләринин минералокијасы вә әмәләкәлмә шәраити	29
Ч. М. Сүләјманов, И. С. Башинчагјан. Ашағы Күр депрессија- сынын шимал-шәрг кәнарында сүрүшмә һадисәси	37
Ч. Ә. Султанов. Шәрги Ортагаш районунда јайылмыш Абшерон јашлы кил чөкүнтүләринин литоложи вә физики-механики хүсусијәтләри (Гәрби Азәр- бајчан)	45
З. М. Атакишијев. Јачын антиклинорисиндә диабаз силләри	53
С. М. Гулијев, М. А. Абдинов, А. М. Рзагулијев. Мүһитин температур дәјишмәсинин сементин кәмәрлә тутушмасына тәсири һаггында	57
Ф. И. Сәмәдов, Б. М. Листенгартен, Ч. А. Султанов. Азәр- бајчанда газ вә газконденсат јатагларынын газвермә әмсалы һаггында	67
А. М. Гулијев, О. Ә. Мәммәдов. Гејри-бирчинсә ләјдә газлы нефтин гујуја ахынынын һесаблинамасы	75
С. И. Әләкбәров. Кечиричилијә көрә бирчинсли олмајан еластики ләј- дә газ-су сәрһәдди һәрәкәти һаггында	83
А. Б. Тумасјан, Г. А. Бабалјан, И. Л. Мархасин. Күрөвдаг јатағы нефтиндән асфалтенин адсорбсијасы мәсәләсинә даир	91
Н. Ш. Ширинов, Н. Н. Мәһдијев. Хәзәр дәнизинин Азәрбајчан саһилләринин кеоморфоложи рајонлашдырылмасы	95
М. Ә. Аббасов. Нахчыван МССР-ин Ордубад рајонунда чај һөвзәләри- нин селәмәләкәтиричи очаглары һаггында	103
Р. Б. Тарвердијев, Х. Ч. Заманов. Бөјүк Гафгазын даг көлләри- нин шәффафлығы вә рәнки	111

СОДЕРЖАНИЕ

А. М. Дадашев. История геологического развития Кянизадагского района в среднеплиоценовое время	3
Ж. Д. Джафарова. <i>Clupeidae</i> и <i>gadidae</i> из майкопских отложений Шемахинского района	11
Н. В. Пашалы. К вопросу аутигенного минералообразования в молоссовой формации антропогена Восточного Азербайджана	21
А. Г. Сеидов, Х. А. Ализаде. Минералогия и условия образования бентонитовых глин Азербайджана	29
Д. М. Сулейманов, И. С. Башинджагян. Оползневые явления на северо-восточном борту нижекуруинской депрессии	37
Д. А. Султанов. Литологические и физико-механические свойства глинистых глин (Азербайджан)	45
З. М. Атакишиев. Диабазовые силы лачинского антиклинория	53
С. М. Кулиев, М. А. Абдинов, А. М. Рзакулиев. О влиянии изменения температуры среды на связь цементного камня с колонной	57
Ф. И. Самедов, Б. М. Листенгартен, Ч. А. Султанов. О коэффициенте газоотдачи газовых и газоконденсатных залежей Азербайджана	67
А. М. Кулиев, О. А. Мамедов. Расчет притока газированной нефти к скважине в неоднородных пластах	75
С. И. Алекперов. О перемещении газовой контакта в неоднородном по проницаемости упругом пласте	83
А. Б. Тумасян, Г. А. Бабалян, И. Л. Мархасин. Об адсорбции асфальтенов нефтей месторождения Кюровдаг Азербайджана	91
Н. Ш. Ширинов, Н. Н. Мехтиев. Геоморфологическое районирование Азербайджанского побережья Каспийского моря	95
М. А. Абасов. О селеобразующих очагах бассейнов рек левобережья Аракса в пределах Джульфинского района Нахичеванской АССР.	103
Р. Б. Тарвердиев, Х. Д. Заманов. Прозрачность и цвет воды горных озер Большого Кавказа	111



Чапа имзаланмыш 3/Х 1964-чү ил. Кағыз форматы 70×108¹/₁₆. Кағыз варағи 3.75.
 Чап варағи 10,28. Нес. нәширлјат варағи 9,1. ФГ 06194. Сифарш 295. Тиражи 550.
 Гіјмәти 80 гәп.

Азербайжан ССР Назирләр Совети Дөвләт Мәтбуат Комитәсинин «Елм» мәтбуәси.
 Бақы, Фәһлә проспекти, 96.