

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК ТУРКМЕНСКОЙ ССР

**СЕРИЯ ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИХ, ХИМИЧЕСКИХ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

4

1 9 6 4

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Мамаев С. — Об электропроводности сплавов в системе $CdSnAs_2-2InAs_2$	3
Сергиенко С. Р., Таимова Б. А., Халлыева Д. П., Гарбалинский В. А., Гукасова Р. Г. — Состав и свойства высокомолекулярных углеводородов котур-тепинской нефти	8
Сергиенко С. Р., Таимова Б. А. — Каталитический крекинг высокомолекулярных фракций углеводородов котур-тепинской нефти	13
Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А., Абдуллаев Ф. З. — Химическая природа предельных высокомолекулярных углеводородов котур-тепинской нефти	19
Сергиенко С. Р., Атамередова К. Р., Гарбалинский В. А., Курбанова Г. К., Чирова Е. В., Петрова А. А. — К характеристике углеводородного состава конденсатов Каракумского газового месторождения	29
Ниязов А. Н., Якименко В. П. — Нефтеосные эфиры нафтеновых кислот	40
Балакаев Б. К. — О методике расчета размыва русел рек ниже водохранилищ	43
Балкулиев Ч. — Типы разрезов верхнемеловых отложений Восточной Туркмении	48
Езишвили А. Г. — О новых выходах верхнеюрских и валанжинских пород в Центральном Копет-Даге	56
Раевский М. И., Ткачук М. А., Халлиев С. П. — Палеоген Восточного Заунгузья	63
Соколовская Л. А. — Основные черты осадконакопления и палеогеографии верхнемеловых отложений Восточно-Заунгузских Кара-Кумов	69
Мередов Т. — О пограничных слоях мела и палеогена в районе среднего течения Аму-Дарьи и юго-восточной части Заунгузских Кара-Кумов	76
Томашаев К., Худошин И. М. — Распределение некоторых элементов в юрских отложениях Кугитангского района	82
Калдаров М. К. — Особенности зоны аэрации пресных и соленых грунтовых вод Заунгузских Кара-Кумов	87
Буркова Г. Н. — О некоторых пликатулах из верхнемеловых отложений Туркмении	95

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

103

Агаев Я., Михайлов А. Р. — Теплопроводность монокристаллов $AlSb$ (103). Беркелиев М. — Зимняя суточная аномалия ионизации F_2 слоя ионосферы (105). Сидоров Е. П., Джигирис Д. Д., Виноградов Б. Н. — Влияние некоторых геохимических факторов на свойства газосиликата (108). Джигирис Д. Д., Сидоров Е. П. — Газосиликат на основе диспергированной алюминиевой руды (110). Ильясов Б. — Исследование сейсмостойкости земных каналов с бетонными облицовками на моделях (112). Соколовская Л. А. — О двух литологических типах разрезов верхнемеловых отложений на площади Восточно-Заунгузских Кара-Кумов (115). Фартуков М. М. — К стратиграфии сеноманского яруса Северо-Западной Туркмении (117). Цепелев Н. С. — Об изменении климата на протяжении юрского периода в Туаркире (120).

ХРОНИКА

122

Габриэлянц Г. А., Раевский М. И. — О результатах работ Управления геологии и охраны недр при Совете Министров Туркменской ССР за 1963 г. (122). Таимова Б., Мурадова Г. — Совещание Научного совета по проблеме «Нефтехимия и химическая переработка углеводородных газов Среднеазиатского экономического района» (124).
--

МЕТЕОРНЫЙ БЮЛЛЕТЕНЬ

126

Саврухин А. П. — Наблюдения метеорных следов в августе 1962 г. в Ашхабаде (126).
--

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Отв. редактор—академик Академии наук Туркменской ССР С. Р. Сергиенко .
Зам. отв. редактора—академик Академии наук Туркменской ССР К. К. Машрыков .
Отв. секретарь—кандидат технических наук В. И. Кривенцов .
Академик Академии наук Туркменской ССР— П. И. Калуган ;
члены-корреспонденты Академии наук Туркменской ССР— А. А. Бердыев , Н. Ниязов ; кандидаты наук В. В. Семенович и Д. Д. Джигирис .

ТҮРКМЕНИСТАН ССР
ЫЛЫМЛАР АКАДЕМИЯСЫНЫҢ
ХАБАРЛАРЫ

ФИЗИКА-ТЕХНИКИ, ХИМИКИ ВЕ ГЕОЛОГИК
ЫЛЫМЛАРЫҢ СЕРИЯСЫ

4

1964

А ш г а б а т

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
ТУРКМЕНСКОЙ ССР

СЕРИЯ ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИХ, ХИМИЧЕСКИХ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

4

1964

Ашхабад

ОБ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ СПЛАВОВ В СИСТЕМЕ $\text{CdSnAs}_2 - 2\text{InAs}$

В настоящее время прогрессивное развитие полупроводниковой техники немислимо без широкого применения различных полупроводниковых материалов. Это в свою очередь ставит задачу изыскания новых полупроводниковых материалов, обладающих необходимыми, с точки зрения их технического применения, оптическими, тепловыми, электрическими и термоэлектрическими свойствами.

Настоящая работа посвящена экспериментальному исследованию температурной зависимости электропроводности твердых растворов в системе $\text{CdSnAs}_2 - 2\text{InAs}$ в широком интервале температур.

Образцы твердых растворов для исследования были синтезированы обычным методом сплавления исходных элементов высокой чистоты ($>10^{-4} - 10^{-5}\%$), взятых в стехиометрическом соотношении в вакуированных кварцевых ампулах. Синтез проведен медленным охлаждением с применением вибрационного перемешивания расплава при синтезе и охлаждении [1]. Полученные сплавы, с целью доказательства их гомогенности, были подвергнуты исследованию их физико-химических свойств. Микроструктурным, термическим и рентгеноструктурным анализами, а также исследованием микротвердости было показано, что сплавы твердых растворов в системе $\text{CdSnAs}_2 - 2\text{InAs}$, полученные после непосредственного синтеза, являются гомогенными [2].

Исследована температурная зависимость электропроводности на 14 составах сплавов в указанной системе в интервале температур 80—900°K. Измерения проводились компенсационным методом на постоянном токе. В качестве токовых и измерительных зондов применялись платиновые проволоки диаметром 0,05 мм, которые приваривались к образцам искровым разрядом конденсаторов. При этом получались омические и надежные контакты в образцах.

Образцы, изготовленные из полученных слитков, до исследования их температурной зависимости электропроводности, проверялись на электрическую однородность, путем измерения электропроводности (σ) вдоль их длины. Результаты измерения (σ) для некоторых образцов приведены на рис. 1.

Как видно из рис. 1 разброс значений электропроводности вдоль длины образцов находится в пределах 3—5%, что не превышает предела точности эксперимента и свидетельствует об их однородности.

Концентрация носителей тока в исследованных образцах, определенная по значениям коэффициента Холла (R) по формуле

$$n = \frac{7,38}{R} \cdot 10^{18},$$

где n — концентрация носителей тока (см^{-3}), R — коэффициент Холла ($\frac{\text{см}^3}{\text{кул}}$);

находится в пределах $4,1 \cdot 10^{18}$ — $1 \cdot 10^{19} \text{см}^{-3}$. По знаку термоэдс и эффекта Холла при комнатной температуре ($T=300^\circ\text{K}$) было обнаружено, что примерно в районе состава сплава $1p4^*$ происходит перемена знака типа проводимости сплавов. Сплавы, богатые CdSnAs_2 (n -тип), обладают проводимостью n -типа, а в сторону увеличения содержания InAs (n -тип) — проводимостью p -типа.

Значения электропроводности образцов, вычисленные по формуле

$$\sigma = \frac{L \cdot I}{S \cdot V},$$

где σ — электропроводность ($\text{ом}^{-1} \text{см}^{-1}$); L — длина образца (см); I — сила тока через образец (Ам); S — поперечное сечение образца (см^2); V — разность потенциалов между измерительными зондами (вольт) как для образцов n -типа, так и p -типа в зависимости от температуры представлена на рис. 2 и 3.

Из рис. 2 и 3 видно, что температурные зависимости электропроводности образцов как n -типов, так и p -типов имеют примерно одинаковый вид и характерны для полупроводниковых соединений. В области низких температур (80 — 380°K) электропроводность образцов, за исключением сплавов состава $1n0$, $2n3$ и $5n1$, в которых наблюдается минимум электропроводности, практически не зависит от температуры. Постоянство значений электропроводности образцов в области низких температур может быть объяснено полной ионизацией примеси. Минимум электропроводности в указанных составах сплавов наблюдается примерно при 365 , 350 и 370°K , что обусловлено уменьшением значений подвижности носителей тока в этих образцах при указанных температурах.

В области высоких температур, начиная примерно с 380°K , наблюдается экспоненциальный рост электропроводности для всех исследованных образцов, обусловленный наступлением собственной проводимости.

При измерениях температурной зависимости, особенно в области высоких температур, внешние условия могут оказывать сильное влияние на результаты измерений. Влияние внешних условий на результаты измерений может быть вызвано действием кислорода (окисление контак-

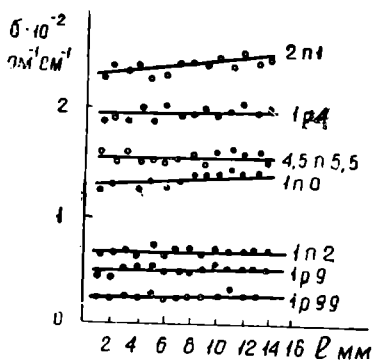


Рис. 1. Распределение значений электропроводности по длине образцов.

* Цифры 1 и 4 — соответственно процентные доли исходных соединений CdSnAs_2 и InAs в сплаве, p — тип проводимости. В дальнейшем состав и тип проводимости сплавов будут обозначены аналогичным образом.

тов из-за недостаточного вакуума в приборе с исследуемым образцом), а также частичной возгонкой легколетучей компоненты (мышьяка) сплава, которая может привести к нарушению стехиометрического состава сплава. Кроме того, в области высоких температур происходит как бы термическая обработка образца, что также может оказывать существенное влияние на его свойства.

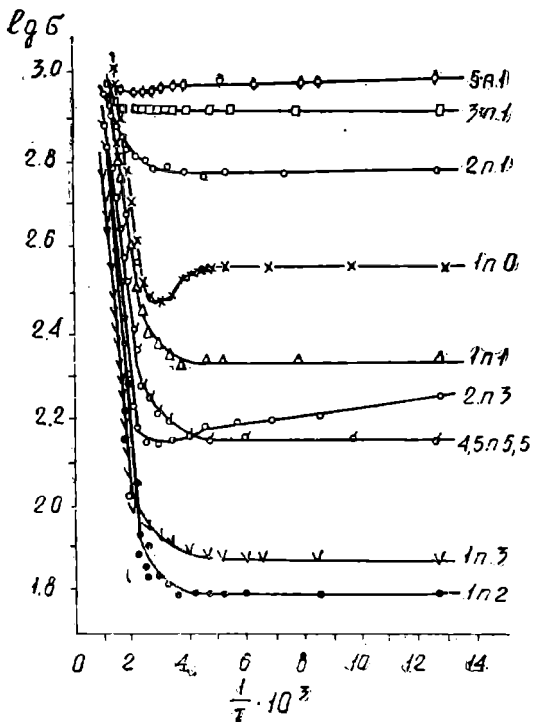


Рис. 2. Зависимость электропроводности от температуры для образцов n -типа.

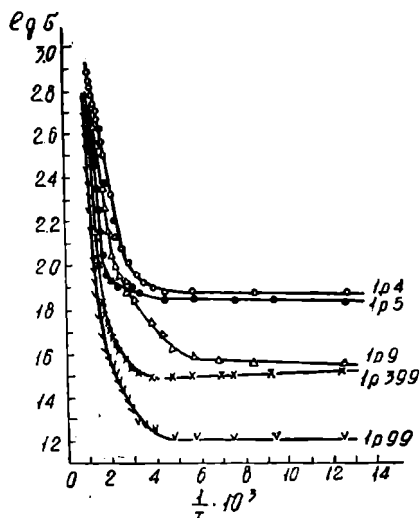


Рис. 3. Зависимость электропроводности от температуры для образцов p -типа.

Измерения прямого и обратного хода температурной зависимости электропроводности в исследуемых образцах показали, что полученные результаты во всем температурном интервале, в котором производились измерения, хорошо воспроизводятся.

В некоторых образцах была изменена также зависимость силы тока от напряженности электрического поля в образце при различных температурах (рис. 4). Как видно из рис. 4, в интервале токов и напряжений, использованных в эксперименте, во всех исследованных образцах выполняется закон Ома.

Можно предположить, что изменение типа проводимости сплавов обусловлено влиянием посторонних примесей в образце. Однако, как показано, синтез сплавов из исходных элементов с различной степенью чистоты, а также легирования их посторонними примесями, перемена знака типа проводимости сплавов в системе $CdSnAs_2-2InAs$ происходит в районе состава $1p4$, то есть сплавы, богатые $CdSnAs_2$, обладают проводимостью n -типа, а начиная примерно от состава $1p4$ в сторону увеличения концентрации $InAs$ в сплаве—проводимостью p -типа.

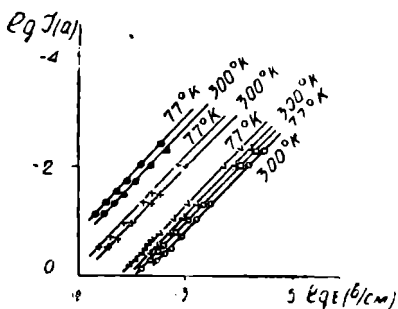


Рис. 4. Зависимость тока через образец от напряженности электрического поля (● — обр. $1p9$, + — обр. $4n6$, V — обр. $1n0$, O — обр. $4n1$).

Как было описано, измерения типа проводимости по эффекту Холла и термоэдс при комнатной температуре показали, что в районе состава p_4 обнаруживается изменение типа проводимости исследованных образцов в системе $\text{CdSnAs}_2 - 2\text{InAs}$.

Перемена типа проводимости сплавов от n -типа к p -типу может быть объяснена особенностями самих твердых растворов в указанной системе, образованных по принципу гетеровалентного замещения, а именно, природой взаимодействия исходных соединений InAs и CdSnAs_2 , обладающих соответственно структурой цинковой обманки и халькопирита.

В целях установления характера взаимодействия структур халькопирита и цинковой обманки и в связи с этим выяснения причины изменения типа проводимости сплавов в системе $\text{CdSnAs}_2 - 2\text{InAs}$ было выполнено рентгеновское исследование полученных сплавов по методу Дебая — Шерера.

Можно было бы предположить, что при растворении CdSnAs_2 в InAs параметр решетки последнего должен был бы меняться, с одной стороны, по прямой, соединяющей значения a_{InAs} и a_{CdSnAs_2} , а с другой стороны, — по прямой, соединяющей a_{InAs} и $c/2$ (рис. 5). Очевидно, совокупность этих двух тенденций должна была бы привести к тому, что параметр решетки цинковой обманки стал бы меняться по прямой между a_{InAs} и $1/2 [a_{\text{CdSnAs}_2} + c/2]$. Однако в системе $\text{CdSnAs}_2 - 2\text{InAs}$ изменение параметра решетки в зависимости от состава происходит по более сложной кривой, как это хорошо видно из рис. 5.

Для объяснения кажущейся на первый взгляд странной зависимости параметра решетки от состава следует рассмотреть образование твердых растворов, исходя из структур халькопирита и цинковой обманки. В пределах небольших концентраций CdSnAs_2 , структура халькопирита, которой CdSnAs_2 обладает, разупорядочивается и, как было нами показано, твердые растворы обладают структурой цинковой обманки. Тетрагональное сжатие в CdSnAs_2 обусловлено взаимодействием упорядоченно расположенных атомов Cd и Sn , связанных через As , как вторые ближайшие соседи. При малых концентрациях и при условии разупорядочения его структуры вероятность того, что атомы Cd и Sn будут связаны как вторые ближайшие соседи, будет мала и тетрагональное сжатие не будет проявляться. Поэтому параметр решетки в области, прилегающей к InAs , меняется по прямой, соединяющей a_{InAs} и a_{CdSnAs_2} . В пользу этого предположения говорит тот факт, что все сплавы в этом интервале составов обладают проводимостью p -типа, а в остальном интервале — проводимостью n -типа. В самом деле, атомы Cd , не связанные с атомами Sn как вторые ближайшие соседи, будут вести себя в решетке InAs как акцепторная примесь.

Рис. 5. Зависимость параметра решетки от состава сплавов в системе $\text{CdSnAs}_2 - 2\text{InAs}$.

Для объяснения кажущейся на первый взгляд странной зависимости параметра решетки от состава следует рассмотреть образование твердых растворов, исходя из структур халькопирита и цинковой обманки. В пределах небольших концентраций CdSnAs_2 , структура халькопирита, которой CdSnAs_2 обладает, разупорядочивается и, как было нами показано, твердые растворы обладают структурой цинковой обманки. Тетрагональное сжатие в CdSnAs_2 обусловлено взаимодействием упорядоченно расположенных атомов Cd и Sn , связанных через As , как вторые ближайшие соседи. При малых концентрациях и при условии разупорядочения его структуры вероятность того, что атомы Cd и Sn будут связаны как вторые ближайшие соседи, будет мала и тетрагональное сжатие не будет проявляться. Поэтому параметр решетки в области, прилегающей к InAs , меняется по прямой, соединяющей a_{InAs} и a_{CdSnAs_2} . В пользу этого предположения говорит тот факт, что все сплавы в этом интервале составов обладают проводимостью p -типа, а в остальном интервале — проводимостью n -типа. В самом деле, атомы Cd , не связанные с атомами Sn как вторые ближайшие соседи, будут вести себя в решетке InAs как акцепторная примесь.

При дальнейшем увеличении концентрации CdSnAs_2 взаимодействие структур происходит, вероятно, иным образом. Атомы Cd и Sn начинают располагаться как вторые ближайшие соседи (проводимость сплавов n -типа), но упорядоченного расположения слоев атомов еще нет, в то время как взаимодействие между этими атомами начинает проявляться и параметр решетки уменьшается.

Начиная от состава $3n1$, на дебаеграммах отмечается расщепление линий, соответствующее структуре халькопирита. Однако следует отметить, что во всем интервале наблюдаются и слабые линии цинковой обманки. Дело в том, что гетеровалентное замещение в пределах структуры халькопирита может происходить только при замене атомов Cd и Sn одновременно минимум на два атома In . Это должно привести к образованию в твердых растворах микрообластей, обладающих структурой цинковой обманки, что и было зафиксировано рентгеновским анализом.

Точную границу, в которой происходит перемена знака проводимости сплавов от n -типа к p -типу, установить не удалось. Определение точной границы перемены типа проводимости сплавов и влияния на их свойства посторонних примесей требует дальнейших всесторонних исследований в сплавах с малой концентрацией носителей тока.

В ы в о д ы

1. Исследована температурная зависимость электропроводности в четверных сплавах на основе арсенида индия, образованных по принципу гетеровалентного замещения.

2. Экспериментально обнаружено, что сплавы в системе $\text{CdSnAs}_2 - 2\text{InAs}$, начиная от CdSnAs_2 , примерно до состава сплава $1p4$ обладают проводимостью n -типа, а далее в сторону увеличения концентрации InAs (n -типа) — проводимостью p -типа.

3. Изменение типа проводимости сплавов в системе $\text{CdSnAs}_2 - 2\text{InAs}$ обусловлено особенностями самих твердых растворов, образованных по принципу гетеровалентного замещения на основе соединений, имеющих структуру халькопирита и цинковой обманки.

В заключение автор выражает признательность Н. А. Горюновой и В. Д. Прочухану за ценные советы и обсуждение результатов.

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
27 декабря 1963 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Боршевский А. С. и Третьяков Д. Н. — ФТТ, 1, 9, 1483, 1959.
2. Мамаев С., Наследов Д. Н. и Галаванов В. В. — ФТТ, 3, 11, 3405—3413, 1961.

С. Р. СЕРГИЕНКО, Б. А. ТАИМОВА, Д. П. ХАЛЛЫЕВА,
 В. А. ГАРБАЛИНСКИЙ, Р. Г. ГУКАСОВА

СОСТАВ И СВОЙСТВА ВЫСОКОМОЛЕКУЛЯРНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ КОТУР-ТЕПИНСКОЙ НЕФТИ

В ранее опубликованных работах [1, 2] было показано, что нефти западно-туркменских месторождений, в частности нефть месторождения Алигул (Челекен), весьма богаты предельными углеводородами.

Объектом настоящего исследования была нефть месторождения Котур-Тепе — одного из наиболее богатых месторождений Туркмении. Изучались состав и свойства углеводородов пятидесятиградусных фракций нефти, выкипающих выше 200°. Особое внимание было обращено на изучение химической природы предельных высокомолекулярных углеводородов, содержание которых в пятидесятиградусных фракциях колеблется от 60 до 77%, а также на потенциальные возможности высокомолекулярных углеводородов котур-тепинской нефти как сырья для каталитического крекинга.

В работе использовались химические и спектральные методы.

Экспериментальная часть

Для исследования была взята нефть из скважины № 26 месторождения Котур-Тепе, отобранная 31 октября 1962 г. Обезвоженная и отделённая от механических примесей нефть характеризуется следующими свойствами:

Удельный вес	0,8743					
Температура застывания, °С	+3					
Температура вспышки, °С	21					
Вязкость кинематическая при 20°С	36,1					
Молекулярный вес	310					
Нефть содержит, %:						
асфальтенов	0,9					
смола	13,9					
Фракционный состав нефти:						
начало кипения (25°) —	60°С	95	122	150	200	250
выкипает, %	0,2	2,7	4,6	6,7	17,7	24,3
до, °С	300	350	400	450	остаток выше 450°	
выкипает, %	33,5	43,5	50,4	55,6	42,0	

Нефть разгонялась на стандартные бензиновые и пятидесятиградусные керосиновые и масляные фракции на аппарате Гадаскина из куба (с электрообогревом) ёмкостью 5 литров. Однократная загрузка нефти в куб составляла 3,5–4,0 кг. При перегонке нефти температура жидкости в кубе не превышала 280–290°.

Выход и свойства фракций нефти приведены в табл. 1.

Для определения группового углеводородного состава пятидесятиградусных фракций, выкипающ х выше 200°С, был использован ранее описанный метод адсорбционной хроматографии на силикагеле марки АСК [3].

Границы раздела различных групп углеводородов, а также метод расчёта группового и углеводородного состава приведены нами в одной из предыдущих работ [1].

Из приведенных в табл. 2 данных видно, что парафиноциклопарафиновые углеводороды составляют основную массу высокомолекулярной части котур-тепинской нефти (от 59 до 84 %). С повышением температуры кипения фракций, содержание предельных углеводородов в них постепенно снижается. Так, во фракции 200–250° П.Ц.П. углеводороды составляют 84 %, а в углеводородной части выше 450°—59 %.

Таблица 1

Свойства полученных фракций котур-тепинской нефти

Температурный интервал отбора фракций, °С	Выход фракции на нефть, %	d_{4}^{20}	n_D^{20}
25–60	0,2	0,6857	1,3818
60–95	2,5	0,7184	1,4016
95–122	1,9	0,7502	1,4175
122–150	2,1	0,7726	1,4298
150–200	11,0	0,7963	1,4425
25–200	17,7	—	—
200–250	6,6	0,8262	1,4582
250–300	9,2	0,8386	1,4672
200–300	15,8	—	—
300–350	10,0	0,8508	1,4727
350–400	6,9	0,8724	1,4840
400–450	5,2	0,8976	1,4920
Выше 450	42,0	—	—

Таблица 2

Результаты хроматографического разделения пятидесятиградусных фракций нефти

Температурный интервал отбора фракций, °С	Групповой состав, %			Отношение	
	П. Ц. П.	М. Ц. А.	К. Б. Ц. А.	М. Ц. А. К. Б. Ц. А.	предельные ароматические
200–250	84,3	4,2	7,0	7,5	0,6
250–300	78,4	4,6	11,1	5,9	0,4
300–350	76,8	5,8	11,7	4,4	0,5
350–400	72,3	10,8	12,1	3,2	0,9
400–450	73,7	10,5	12,8	3,2	0,8
Углеводороды из остатка выше 450	58,7	10,1	23,4	1,8	0,4

Во всех фракциях нефти М.Ц.А. углеводороды содержатся в меньших количествах, чем К.Б.Ц.А. углеводороды; отношение М. Ц. А. : К. Б. Ц. А. колеблется в пределах 0,4–0,9. Отношение предельных углеводородов к ароматическим заметно снижается с повышением температуры кипения исходной фракции. Конденсированные полициклоароматические углеводороды ни в одной фракции исследованной нефти не обнаружены. Следовательно, можно считать, что если они и содержатся в этой нефти, то в весьма незначительных концентрациях.

Структурно-групповой состав

Данные о свойствах и химической природе фракций котуртепинской нефти суммированы в табл. 3.

На усредненную молекулу приходится около одного циклопарафинового и 0,2—0,3 ароматических кольца (табл. 3). Более 50% углерода в средней молекуле этих фракций приходится на парафиновые цепочки.

В предельной части керосиновых фракций соотношение циклопарафиновых и парафиновых С-атомов приблизительно равно 2:1.

Выделенные из керосиновых фракций ароматические углеводороды представляют собой гибридные парафино-циклопарафино-ароматические структуры. На 1—1,5 бензольных кольца в усредненной молекуле при-

Свойства и состав углеводородов, выделенных

Температурный интервал отбора фракций, С°	Углеводороды	Выход, %		Свойства				Структурно-групп			
		на нефть	на фракцию	d_{4}^{20}	n_D^{20}	M	ν_t	содержание С-атомов, %			
								Скол	С _А	С _{ЦП}	С
200—250	Суммарная	6,6	100,0	0,8262	1,4582	187	—	43	8	40	52
	П.Ц.П.	5,6	84,3	0,8100	1,4471	191	—	40	0	40	60
	М.Ц.А.	0,3	4,2	0,9280	1,5315	174	—	64	47	17	36
	К.Б.Ц.А.	0,5	7,0	0,9387	1,5421	159	—	66	59	7	34
250—300	Суммарная	9,2	100,0	0,8386	1,4672	229	—	41	11	30	59
	П.Ц.П.	7,2	78,4	0,8165	1,4514	232	—	30	0	30	70
	М.Ц.А.	0,4	4,6	0,9383	1,5349	219	—	65	43	22	35
	К.Б.Ц.А.	1,0	11,1	0,9544	1,5515	196	—	73	53	20	27
300—350	Суммарная	10,0	100,0	0,8508	1,4727	255	$\nu_{20}10,3$	41	10	31	59
	П.Ц.П.	7,7	76,8	0,8265	1,4571	276	—	32	0	32	68
	М.Ц.А.	0,6	5,8	0,9435	1,5348	240	—	64	41	23	36
	К.Б.Ц.А.	1,2	11,7	0,9785	1,5614	228	—	59	40	19	31
350—400	Суммарная	6,9	100,0	0,8724	1,4840	342	$\nu_{20}24,7$	39	11	28	61
	П.Ц.П.	5,0	72,3	0,8429	1,4652	352	—	31	0	31	69
	М.Ц.А.	0,7	10,8	0,9057	1,5035	314	—	46	25	21	54
	К.Б.Ц.А.	0,8	12,1	1,0065	1,5832	296	—	73	50	23	27
400—450	Суммарная	5,2	100,0	0,8976	1,4920	394	$\nu_{20}25,8$	48	6	42	52
	П.Ц.П.	3,8	73,7	0,8570	1,4721	407	—	32	0	32	68
	М.Ц.А.	0,5	10,5	0,9070	1,5023	378	—	41	21	20	59
	К.Б.Ц.А.	0,7	12,8	1,0021	1,5752	317	—	73	45	28	27
Остаток выше 450	Суммарная	42,0	100,0	0,8870	1,4920	538	$\nu_{20}47,9$	40	19	21	60
	П.Ц.П.	24,6	58,7	0,8502	1,4648	564	—	32	0	32	68
	М.Ц.А.	4,2	10,1	0,9048	1,5016	442	—	48	23	25	52
	К.Б.Ц.А.	9,8	23,4	0,9838	1,5630	405	—	67	43	24	33

* Предельные углеводороды и суммарные фракции рассчитаны по методу *n-d-M*, а ароматические — по Хазельвуду.

ходится от 0,2 до 0,9 циклопарафиновых колец. Содержание углерода в парафиновых цепочках этих углеводородов не превышает 27—35%.

В фракции 300—350° на усредненную молекулу углеводородов приходится около 0,6 ароматических и 0,8 циклогексановых колец (табл. 4). С увеличением температуры кипения фракции постепенно понижается содержание предельных, то есть парафино-циклопарафиновых углеводородов, и возрастает доля циклопарафиновых элементов структуры в них. Это положение можно иллюстрировать следующими примерами. Углеводороды фракции 300—350° отвечают общей формуле $C_nH_{2n-1,8}$ и на усредненную молекулу здесь приходится 1,1 циклопарафинового кольца, а углеводороды, выделенные из остатка выше 450°, имеют общую формулу $C_nH_{2n-7,1}$ и содержат до 3,0 циклопарафиновых

Таблица 3

из фракций котур-тепинской нефти

повой состав*			Элементарный состав, %		C H	Ф о р м у л а	
число колец в молекуле			C	H		эмпирическая	общая
K _O	K _A	K _{ЦП}					
1,1	0,2	0,9	86,33	13,75	6,3	$C_{13,4}H_{25,7}$	$C_nH_{2n-1,2}$
1,0	0,0	1,0	85,87	14,49	5,9	$C_{13,7}H_{27,7}$	$C_nH_{2n+0,3}$
1,7	1,1	0,6	89,76	10,05	8,9	$C_{13,0}H_{17,5}$	$C_nH_{2n-8,5}$
1,4	1,2	0,2	90,36	9,63	9,3	$C_{12,0}H_{15,3}$	$C_nH_{2n-8,7}$
1,2	0,3	0,9	86,18	13,99	6,1	$C_{16,4}H_{32,0}$	$C_nH_{2n-0,8}$
0,9	0,0	0,9	86,12	14,35	6,0	$C_{16,6}H_{33,3}$	$C_nH_{2n+0,1}$
2,1	1,2	0,9	88,50	10,38	7,8	$C_{16,1}H_{25,0}$	$C_nH_{2n-7,2}$
2,1	1,4	0,7	90,36	10,03	9,0	$C_{14,8}H_{19,7}$	$C_nH_{2n-9,9}$
1,4	0,6	0,8	86,20	13,63	6,3	$C_{18,3}H_{34,8}$	$C_nH_{2n-1,8}$
1,1	0,0	1,1	85,99	14,29	6,0	$C_{19,8}H_{39,4}$	$C_nH_{2n-0,2}$
2,3	1,3	1,0	89,29	10,91	8,2	$C_{17,5}H_{26,2}$	$C_nH_{2n-9,4}$
2,6	1,6	1,0	89,64	10,33	8,7	$C_{21,5}H_{29,8}$	$C_nH_{2n-13,2}$
1,9	0,5	1,4	86,68	13,37	6,5	$C_{24,7}H_{45,8}$	$C_nH_{2n-3,6}$
1,5	0,0	1,5	86,38	14,03	6,1	$C_{25,3}H_{49,5}$	$C_nH_{2n-1,1}$
2,1	0,9	1,2	87,71	12,64	6,9	$C_{23}H_{39,7}$	$C_nH_{2n-6,3}$
3,5	2,2	1,3	89,74	10,03	8,9	$C_{22,1}H_{29,6}$	$C_nH_{2n-14,6}$
1,6	0,3	1,3	86,58	13,38	6,5	$C_{28,5}H_{52,7}$	$C_nH_{2n-4,3}$
1,9	0,0	1,9	86,08	14,32	6,0	$C_{29,2}H_{58,3}$	$C_nH_{2n-0,1}$
2,3	0,9	1,4	87,92	12,39	7,1	$C_{27,5}H_{46,8}$	$C_nH_{2n-8,2}$
3,7	2,1	1,6	89,61	10,03	8,9	$C_{23,7}H_{32,0}$	$C_nH_{2n-15,4}$
3,3	1,3	2,0	86,55	13,11	6,6	$C_{38,8}H_{70,5}$	$C_nH_{2n-7,1}$
3,0	0,0	3,0	86,35	13,72	6,3	$C_{40,6}H_{77,4}$	$C_nH_{2n-3,8}$
3,3	1,3	2,0	87,70	12,48	7,0	$C_{32,2}H_{55,2}$	$C_nH_{2n-9,2}$
4,5	2,7	1,8	87,86	10,93	8,1	$C_{29,6}H_{44,2}$	C_nH_{2n-15}

колец на усредненную молекулу. Около 70% углерода в молекуле предельных углеводородов высокомолекулярных фракций приходится на парафиновые цепочки.

Моноциклоароматические углеводороды, выделенные из пятидесятиградусных фракций, относятся к гибридным парафино-циклопарафино-ароматическим структурам и содержат в своем составе от одного до 1,3 ароматических кольца на молекулу и от одного до двух циклопарафиновых кольца; содержание углерода в парафиновых цепочках остается достаточно высоким (50—60%).

Индекс (*), характеризующий недостаток водорода в формуле моноциклоароматических углеводородов $C_n H_{2n-x}$, колеблется в пределах 8—9, а в бициклоароматических углеводородах — 13—15. На конденсированное ароматическое ядро усредненной молекулы конденсированных бициклоароматических углеводородов приходится от 1,6 до 2,7 бензольных кольца; число циклопарафиновых колец в усредненной молекуле К.Б.Ц.А. колеблется от 1,0 до 1,8. Конденсированные полициклоароматические углеводороды в нефти месторождения Котур-Тепе обнаружены, что свидетельствует о том, что они либо совсем отсутствуют, либо содержатся в ничтожных количествах.

В ы в о д ы

1. Показано, что нефть месторождения Котур-Тепе (скважина № 26) относится к малосмолистым нефтям парафино-нафтенного основания.

2. Установлено, что керосиновые фракции нефти на 80—85%, а высокомолекулярные фракции на 60—77% состоят из предельных углеводородов.

3. Доказано, что на усредненную молекулу предельных углеводородов средних и высококипящих фракций исследованной котур-тепинской нефти приходится 1—2 циклопарафиновых кольца.

4. Выделены и охарактеризованы ароматические углеводороды высокомолекулярных фракций нефти; они представляют собой гибридные парафино-циклопарафино-ароматические структуры. На усредненную молекулу ароматических углеводородов приходится 1—2 циклопарафиновых и 1—3 бензольных кольца.

5. Конденсированные полициклоароматические углеводороды не обнаружены в исследованной нами нефти месторождения Котур-Тепе.

Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
15 марта 1964 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А., Таимова Б. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1963.
2. Сергиенко С. Р., Таимова Б. А., Гарбалинский В. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1963.
3. Сергиенко С. Р., Михновская А. А. — Труды комиссии по аналитической химии, т. VI (IX), стр. 162, 1955.

Б. А. ТАИМОВА
С. Р. СЕРГИЕНКО

КАТАЛИТИЧЕСКИЙ КРЕКИНГ ВЫСОКОМОЛЕКУЛЯРНЫХ ФРАКЦИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ КОТУР-ТЕПИНСКОЙ НЕФТИ

В предыдущем нашем исследовании [1] изучалось влияние молекулярного веса и группового углеводородного состава высокомолекулярной части нефти месторождения Алигул (Челекен) на состав и выходы продуктов каталитического крекинга. Объектом настоящего исследования служила нефть одного из весьма перспективных промыслов месторождения Котур-Тепе. Эта нефть хорошо представляет тип западно-туркменских нефтей, богатых парафиновыми и парафино-циклопарафиновыми углеводородами. 50-градусные фракции нефти отобраны в условиях, исключающих воздействие высоких температур. Углеводородный состав и строение основных групп углеводородов охарактеризованы с помощью адсорбционной хроматографии, избирательной жидкофазной дегидрогенизации и инфракрасной спектроскопии [3, 4].

Знание химической природы исходных фракций высокомолекулярных углеводородов нефти позволило выяснить, в какой степени молекулярный вес и строение углеводородов исходных 50-градусных фракций нефти будет сказываться на каталитическом крекинге их, проводимом в стандартных условиях на заводском алюмосиликатном катализаторе.

Экспериментальная часть

Крекинг высокомолекулярных фракций проводился в вертикальной проточной установке при температуре 450°C и объемной скорости 1,0 час.⁻¹. Продолжительность опыта 30 минут. Для каждой фракции проведено по четыре параллельных опыта. Катализаты разгонялись с отбором фракций: н. к. — 200°; 200—300°; 300°—н. к. исходной фракции; фракция, выкипающая в пределах температуры кипения исходной фракции (сырья), и остаток выше конца кипения исходной фракции. Для проверки активности катализатора проведен крекинг фракции 200—300°C исследуемой нефти ($d_4^{20}=0,8324$; $n_D^{20}=1,4683$) в стандартных условиях.

Для выяснения влияния температуры кипения и состава высокомолекулярных фракций нефти на направление и глубину превращений крекингу подвергались пятидесятиградусные фракции (300—350°, 350—400°, 400—450°) и углеводороды, выделенные из остатка выше 450°C. Свойства исходных фракций приведены в табл. 1.

Свойства исходных фракций

Температурный интервал фракций, °С	d_{4}^{20}	n_D^{20}	Молекулярный вес	γ_t	Элементарный состава, %	
					С	Н
300—350	0,8508	1,4727	255	$\gamma_{20} 10,3$	86,20	13,63
350—400	0,8724	1,4840	342	$\gamma_{20} 24,7$	86,68	13,37
400—450	0,8976	1,4920	394	$\gamma_{40} 25,8$	86,58	13,38
Выше 450	0,8870*	1,4920*	538	$\gamma_{70} 77,9$	86,55	13,11

* При 70 °С.

О глубине каталитического крекинга разных фракций углеводородов нефти можно судить по выходу продуктов крекинга (табл. 2).

Таблица 2

Выход продуктов крекинга высокомолекулярных фракций

Продукт	Температурный интервал отбора фракций, °С						
	200—300	300—350	300—400	350—400	350—450	400—450	остаток выше 450
Газ	16,9	18,8	19,4	19,6	18,8	20,1	18,3
Катализат	77,4	76,3	75,0	74,5	75,5	71,5	68,3
Кокс	2,8	3,9	4,7	5,2	5,3	6,6	9,2

Из приведенных в табл. 2 данных видно, что с повышением температуры кипения исходных фракций нефти постепенно снижается выход жидких катализатов и усиливается коксообразование.

Особенно интенсивное коксообразование (9,2%) наблюдается при крекинге углеводородов, выделенных из остатка выше 450°. Объяснение этому явлению мы находим в высоком содержании (33,5%) в этой фракции ароматических углеводородов (3).

Максимальный выход бензина получен при крекинге наиболее высокомолекулярных фракций (400—450° и остаток выше 450°; табл. 3).

Как видно из данных, приведенных в табл. 4, общая конверсия сырья, а равно и превращение их с образованием жидких и твердых (кокс) продуктов реакции возрастает с повышением температуры кипения исходных фракций. Отклонение от этой закономерности наблюдается лишь для фракции 400—450°, при крекинге которой резко снижается суммарная конверсия (0,63 против 0,86 у фр. 350—400°) и несколько снижается выход жидких продуктов реакции. Что касается удельной доли реакций газообразования, то она удерживается для всех фракций практически на одном уровне (0,17—0,20).

Выход и фракционный состав жидких продуктов крекинга

Исходные фракции, °С	Выход жидких продуктов крекинга, %:								
	всего катализата	Фр. н. к. — 200°		Фр. 200—300°		н. к. до н. к. исх. фракции		выше н. к. исх. фракции	
		на катализат	на исх. фракцию	на катализат	на исх. фракцию	на катализат	на исх. фракцию	на катализат	на исх. фракцию
200—300	77,4	35,6	27,6	57,8	44,8	35,6	27,6	59,6	46,2
300—350	76,3	39,7	30,3	55,1	26,8	74,8	57,1	20,3	15,5
350—400	74,5	43,3	22,2	13,6	10,3	81,4	60,7	14,3	10,7
400—450	71,5	48,4	34,6	19,2	13,7	78,3	56,0	17,7	12,7
Остаток выше 450	68,3	51,3	35,1	20,1	13,7	94,2	64,4	2,8	1,9

Таблица 4

Основные направления превращений углеводородов исходных фракций нефти

Исходная фракция, пределы выкипания, °С	Коэффициент конверсии исходной фракции			
	суммарное превращение	в жидкие продукты крекинга	в газообразные продукты	в кокс
200—300	0,478	0,28	0,17	0,028
300—350	0,799	0,57	0,19	0,039
350—400	0,852	0,61	0,20	0,052
400—450	0,628	0,56	0,20	0,066
Углеводороды из остатка выше 450	0,912	0,64	0,18	0,092

Таблица 5

Состав газа, образовавшегося при крекинге высокомолекулярных фракций (объемн. %) *

Компонент	Содержание, % объемн.				
	200—300°	300—350°	350—400°	400—450°	Выше 450°
H ₂	21,4	30,4	16,8	12,4	27,7
C ₂ H ₄	5,9	6,4	6,7	7,4	6,6
C ₃ H ₆	19,4	30,3	21,7	37,7	20,6
C ₄ H ₈	4,2	7,2	4,4	7,9	4,1
Сумма олефинов	29,5	43,9	32,8	53,0	31,3
C _n H _{2n+2}	41,1	25,7	50,4	34,6	41,0

* Состав газа определялся на газоанализаторе ВТИ-2.

Максимальное содержание непредельных в жидком катализате и в бензиновой фракции наблюдается в наиболее высококипящих фракциях (табл. 6).

Состав газа (табл. 5), полученного при крекинге разных фракций, сравнительно мало меняется. Исключение опять же составляет фракция 400—450°, при крекинге которой наблюдается максимальное содержание непредельных углеводородов в газе (53,0%), в основном за счет пропилена (38%).

Выход и свойства продуктов каталитического (режим процесса: температура 450°C, объемная скорость 1 час⁻¹,

Показатели	И с х о д										
	200—300°				300—350°				350—		
	ката- лизат	н.к.— 200	200— 300	300	ката- лизат	н.к.— 200	200— 300	300	ката- лизат	н.к.— 200	200— 300
Выход, % на фракцию	77,4	27,6	44,8	1,4	76,3	30,3	26,8	15,5	74,5	32,2	10,3
на катализат	10,0	35,6	57,8	1,8	100	39,7	35,1	20,3	100	43,3	13,6
	0,8032	0,7563	0,8408	1,0602	0,828	0,7390	0,8701	0,8753	0,8215	0,7348	0,9133
	1,4647	1,4328	1,4756	—	1,4659	1,4258	1,4978	1,5020	1,4719	1,4215	1,5296
Йодное число	35,8	35,4	17,6	—	34,6	33,2	29,0	—	34,3	31,6	25,5
Содержание сульфируе- мых, %	45	39	55	—	40	45	66	—	43	41	82
Фракцион- ный состав: %											
н.к. °С		26	205			28	208			28	198
10		44	214			52	236			60	204
20		50	223			65	244			71	212
30		60	228			78	255			82	220
40		82	234			89	268			92	226
50		128	241			103	279			104	238
60		148	248			120	286			119	254
70		156	255			142	290			125	262
80		189	259			160	294			151	274
90		191	263			182	297			172	282
95		—	267			189	—			194	—
к.к. °С		191	267			194	297			194	282
Выход. %		90	95			97	90			95	90
Остаток, мл		0,5	1,0			0,8	0,6			2,0	0,7

* При 50°.

** При 70°.

Специфическое поведение фракции 400—450° в процессе каталитического крекинга (низкая степень общей конверсии, высокое содержание в газах олефинов, особенно пропилена) находит свое объяснение в особенностях химического строения углеводородов, входящих в ее состав.

На основании данных, полученных при использовании таких методов исследования, как избирательная жидкофазная каталитическая дегидрогенизация и инфракрасная спектроскопия, было показано, что в этой фракции, в отличие от остальных фракций высокомолекулярных углеводородов, преобладают структуры с длинными неразветвленными парафиновыми цепочками, о чем свидетельствует рост численного показателя соотношения метиленные группы : метильные группы.

Данные о составе и свойствах продуктов каталитического крекинга высокомолекулярных фракций котуртепинской нефти суммированы в табл. 6.

С целью изучения влияния широты пределов выкипания исходных фракций на глубину и направление крекинга, были проведены опыты по крекингу стоградусных фракций (300—400° и 350—450°) в тех же условиях процесса.

Таблица 6

крекинга пятидесятиградусных фракций
продолжительность опыта 30 мин.)

н ы е ф р а к ц и и											
400°		400—450°					остаток выше 450°				
300—350	350	катализат	н.к.—200	200—300	300—400	400	катализат	н.к.—200	200—300	300—450	450
18,2	10,7	71,5	84,6	13,7	7,7	12,7	68,3	35,1	13,7	15,6	1,9
24,5	14,3	100	48,4	19,2	10,7	17,7	100	51,3	20,1	22,8	2,8
0,8913	0,8974	0,8221	0,7361	0,9164	0,9565	0,8785*	0,8235	0,7393	0,9025	0,9470*	0,9819**
1,5112	1,5198	1,4714	1,4198	1,5322	1,5620	1,4936*	1,4845	1,4237	1,5182	1,5520*	—
—	—	33,3	33,0	46,2	—	—	32,5	31,5	39,7	—	—
—	—	47	44	75	—	—	48	40	72	—	—
			27	198				26	203		
			58	202				63	207		
			70	210				78	216		
			81	218				91	222		
			91	227				101	233		
			103	238				114	240		
			118	246				127	247		
			135	259				145	259		
			153	272				162	263		
			185	280				192	268		
			197	—				197	—		
			197	280				197	268		
			95	90				95	90		
			1,0	1,0				0,8	0,8		

Как видно из табл. 2 и 7, по выходу основных продуктов крекинга (газ, катализат, кокс) и по глубине конверсии, 100-градусные фракции (300—400° и 350—450°) занимают промежуточное положение между соответствующими 50-градусными фракциями. Иными словами, расширение пределов выкипания исходных фракций от 50 до 100°, при близкой химической природе углеводородов, их составляющих, не оказывает существенного влияния на глубину и скорость процессов каталитического крекинга их.

Состав и свойства полученных при крекинге продуктов приведены в табл. 7.

Таблица 7

Состав и свойства продуктов крекинга стоградусных фракций

Показатели	И с х о д н ы е ф р а к ц и и							
	300—400°				350—450°			
	ката- лизат	н.к.— 200°	200— 300°	выше 300°	ката- лизат	н.к.— 200°	200— 300°	выше 300°
Выход, % на фракцию	75,0	31,2	21,3	19,4	75,5	32,1	13,5	27,3
на катализат	100	41,5	28,4	25,8	100	42,5	17,9	36,2
	0,8146	0,7415	0,8852	0,6784	0,8418	0,7535	0,9185	0,9020
Йодное число	1,4674	1,4264	1,5081	1,5017	1,4824	1,4291	1,5326	1,5158
Содержание суль- фируемых, %	40,0	32,3	35,3	—	46,6	6,4	63,4	—
	39	40	48	—	46	40	80	—

Выводы

1. Изучен каталитический крекинг высокомолекулярных фракций котур-тепинской нефти на промышленном алюмосиликатном катализаторе в условиях, близких к производственным.

2. Показано, что с повышением температуры кипения исходных фракций возрастает суммарная степень конверсии исходного сырья (исключение составляет фракция 400—450°C); общий выход катализата постепенно снижается, а выход бензина — возрастает. В той же последовательности повышается коксообразование.

3. Установлено, что фракция 400—450° не подчиняется этой общей закономерности (общая степень конверсии низкая, высокое содержание пропилена в газах), что находит объяснение в строении углеводородов, входящих в ее состав.

4. Показано, что удельная доля реакций газообразования остается практически постоянной (0,17—0,20) для всех изученных высокомолекулярных фракций котуртепинской нефти. Мало меняется и состав газа. Исключение составляет фракция 400—450°, при крекинге которой получен газ с максимальным содержанием олефинов (53%) и очень высоким содержанием пропилена (38%).

5. Установлено, что, при близости химической природы углеводородов, расширение пределов выкипания исходных высокомолекулярных углеводородов от 50-градусных до 100-градусных практически не сказывается на глубине каталитического крекинга.

Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
15 февраля 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А., Таимова Б. А. — Известия АН ТССР, серия ФТХиГН № 2, 30, 1963.
2. Сергиенко С. Р., Таимова Б. А., Гарбалинский В. А. — Сб. Нефтехимия, Изд. АН ТССР, Ашхабад, 1963, стр. 105.
3. Сергиенко С. Р., Таимова Б. А., Халлыева Д. П., Гарбалинский В. А., Гукасова Р. Г. — Известия АН ТССР, сер. ФТХ и ГН, № 4, 1964.
4. Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А., Абдуллаев Ф. З. — Известия АН ТССР, сер. ФТХ и ГН, № 4, 1964.

С. Р. СЕРГИЕНКО
В. А. ГАРБАЛИНСКИЙ
Ф. З. АБДУЛЛАЕВ

ХИМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ПРЕДЕЛЬНЫХ ВЫСОКОМОЛЕКУЛЯРНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ КОТУР-ТЕПИНСКОЙ НЕФТИ

В ранее опубликованном сообщении [1] были охарактеризованы состав и свойства взятой для исследования сырой нефти Ленинского месторождения (Котур-Тепе, скважина № 26), а также групповой углеводородный состав высокомолекулярных фракций и свойства выделенных из этих фракций основных групп углеводородов.

Настоящее исследование посвящено более детальной характеристике предельных высокомолекулярных углеводородов, выделенных из 50-градусных фракций этой нефти и подвергнутых дальнейшей дифференциации с помощью метода избирательной жидкофазной каталитической дегидрогенизации [2—4].

Этот метод позволяет провести прямое количественное определение содержания циклогексановых углеводородов в высокомолекулярных нефтяных фракциях, а уже по этим данным установить соотношение циклопентановых и циклогексановых колец в усредненной молекуле предельных углеводородов.

Экспериментальная часть

Дегидрогенизации подвергалась предельная часть углеводородов, выделенная хроматографически из 50-градусных фракций нефти. Процесс осуществлялся в две ступени (продолжительность каждой ступени 5 часов) при 315—320° при атмосферном давлении. Во второй ступени дегидрировались парафино-циклопарафиновые углеводороды, выделенные из продуктов дегидрогенизации первой ступени.

Катализатор—платинированный уголь (Pt—6,3%) с добавкой железа, готовился по описанной методике [5]. Для проверки активности катализатора пользовались индивидуальными синтетическими углеводородами (1,5-дициклогексил-3-метилциклогексилпентан и 1,3-дидекалил-2-нонилпропан). Ниже приведены результаты дегидрирования в этих условиях предельных углеводородов из высококипящей части котуртепинской нефти. В табл. 1 суммированы данные о составе и свойствах предельной части углеводородов из фракций нефти до и после дегидрирования.

Фракция 300—350°. Исходные парафино-циклопарафиновые углеводороды, выделенные методом адсорбционной хроматографии на силикагеле АСК из 50-градусной фракции котуртепинской нефти, характеризуются сравнительно низкими удельным весом и показателем преломления (табл. 1). В среднем на молекулу предельных углеводородов приходится немногим более одного циклопарафинового кольца. Исходные парафино-циклопарафиновые углеводороды содержат около 20 атомов углерода и 40 атомов водорода и отвечают общей формуле $C_n H_{2n+0,2}$.

В результате первой стадии дегидрогенизации предельных углеводородов фракции 300—350° выдѣлилось всего 0,28 моля H_2 на моль исходных углеводородов (рис. 1), причем за первые три часа выдѣлилось 0,26 моля, или 93% всего водорода, образовавшегося в результате реакции дегидрогенизации, а за последующие 2 часа — всего 0,02 моля, или 7%.

Содержание циклопарафиновых колец на усредненную молекулу предельных углеводородов в результате первой стадии дегидрогенизации снизилось примерно на 10%.

За вторую стадию дегидрогенизации выдѣлилось 0,24 моля водорода, причем, как и в первой стадии, основная доля водорода выдѣляется в первые часы дегидрогенизации (рис. 1).

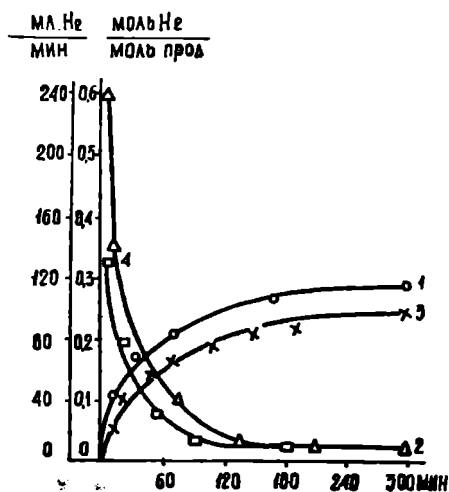


Рис. 1. Кинетика выделения водорода при дегидрогенизации предельных углеводородов фракции 300—350°. 1,3 — Количество образовавшегося водорода на первой и второй стадиях дегидрогенизации.

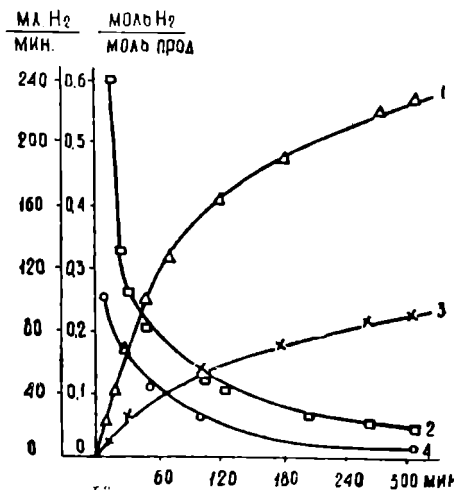


Рис. 2. Кинетика выделения водорода при дегидрогенизации предельных углеводородов фракции 350—400°. 1,3 — Количество образовавшегося водорода на первой и второй стадиях дегидрогенизации; 2,4 скорость выделения водорода на первой и второй стадиях дегидрогенизации.

Катализаторы обеих стадий дегидрогенизации подвергнуты адсорбционно-хроматографическому анализу на силикагеле АСК.

Границы раздела между отдельными группами углеводородов определялись по показателю преломления, а также по коэффициенту дисперсии

$$D_{F,C} = \frac{n_F - n_C}{n_D - 1,04} \cdot 10^4,$$

где разность $n_F - n_C$ находилась из уравнения

$$n_F - n_C = A + B \lambda,$$

σ определялась экспериментально, а коэффициенты A и B находились по n_D^{20} и σ из таблиц, прилагаемых к рефрактометру. В работе нами использован рефрактометр ИРФ-22.

В результате двух стадий дегидрогенизации предельных углеводородов фракции 300—350° образовалось 8,3% ароматических углеводородов, состоящих полностью из моноциклоароматических структур. Молекулы этих углеводородов содержат одновременно с бензольными кольцами также циклопентановые кольца и парафиновые цепочки, то есть относятся к гибридным структурам. В среднем на молекулу образовавшихся М.Ц.А. углеводородов приходится одно ароматическое и одно циклопарафиновое кольцо. Немногим более 50% углерода в молекуле приходится на парафиновые цепочки. По элементарному составу они отвечают общей формуле $C_n H_{2n-9,5}$.

Фракция 350—400°. Исходные предельные углеводороды этой фракции содержат в среднем около 1,5 циклопарафиновых кольца на молекулу и по элементарному составу отвечают общей формуле $C_n H_{2n-1,1}$. Число атомов углерода, входящих в кольца, составляет 30%, остальные 70% атомов углерода приходятся на парафиновые цепочки.

В первой стадии дегидрогенизации предельных углеводородов этой фракции выделялось 0,57 моля водорода на моль исходных углеводородов (рис. 2). Содержание циклопарафиновых колец снизилось при этом на 0,2 (около 13%).

Предельные углеводороды, выделенные методом адсорбционной хроматографии из катализата первой стадии, были подвергнуты повторной дегидрогенизации. Во второй стадии дегидрогенизации выдeлилось всего $0,22 \frac{\text{моля } H_2}{\text{моль продукта}}$, то есть в 2,5 раза меньше, чем в первой

ступени дегидрогенизации (рис. 2). Содержание циклопарафиновых колец снизилось на 0,1. В предельных углеводородах, выделенных из дегидрогенизата второй стадии, на усредненную молекулу приходится 1,2 циклопарафиновых кольца. Следовательно, подвергшиеся дегидрогенизации циклопарафиновые (циклогексановые) кольца составляют 20% от общего количества циклопарафиновых колец в исходных предельных углеводородах фракции 350—400°.

Общее количество ароматических углеводородов, полученных при двухстадийной дегидрогенизации, составило немногим более 16%. На усредненную молекулу моноциклоароматических углеводородов приходится одно ароматическое и 0,9 циклопентановых колец. По элементарному составу ароматические углеводороды отвечают общей формуле $C_n H_{2n-8}$.

Как и в случае предельных углеводородов из фракции 300—350°, при дегидрогенизации П. Ц. П. углеводородов фракции 350—400° не удалось выделить из продуктов реакции конденсированных ароматических углеводородов.

Фракция 400—450°. Предельные углеводороды этой фракции содержат около двух циклопарафиновых колец на усредненную молекулу и по элементарному составу отвечают общей формуле $C_n H_{2n+0,1}$. В циклопарафиновых кольцах содержится 38% атомов углерода.

В первой стадии дегидрогенизации предельных углеводородов этой фракции выделилось 0,45 моля водорода на моль углеводородов (рис. 3). Выход ароматических углеводородов, выделенных из катализата адсорбционной хроматографией, составляет 13,4%. Содержание циклопарафиновых колец на усредненную молекулу остаточных предельных углеводородов снизилось до 1,7, то есть более чем на 10%.

Пределы выкипания фракций нефти, °С										
1	2	3	4	5	6	7	8	9		
Углеводороды		Выход катализатора, %	Количество от катализатора, вес. %	d_{20}^4	n_D^{20}	Коэффициент дисперсии $\frac{n_D - n_C}{n_D - 1,04} \cdot 10^4$	Удельная дисперсия $\frac{n_D - n_C}{d} \cdot 10^4$	Интерцепт $\frac{d}{2} n_D$		
Исходные П.Ц.П.		100	—	0,8265	1,4571	204	103	1,044		
1 стадия дегидрогенизации**		неразделенный	95,8	100	0,8265	1,4593	207	105	1,045	
		П.Ц.П.	—	93,5	0,8235	1,4566	199	101	1,045	
		М.Ц.А.	—	4,0	—	—	—	—	—	
Исходные П.Ц.П.		100	—	0,8235	1,4566	199	101	1,045		
2 стадия дегидрогенизации		неразделенный	92,4	100	0,8265	1,4583	205	104	1,045	
		П.Ц.П.	—	94,9	0,8222	1,4553	195	98	1,044	
		М.Ц.А.	—	4,6	—	—	—	—	—	
Суммарное количество М.Ц.А. за две стадии		—	8,3	0,8993	1,5047	292	151	1,055		
Исходные П.Ц.П. уг-ды		100	—	0,8429	1,4652	209	105	1,044		
1 стадия дегидрогенизации		неразделенный	95,8	100	0,8449	1,4689	219	111	1,046	
		П.Ц.П.	—	85,2	0,8366	1,4625	209	105	1,044	
		М.Ц.А.	—	12,1	—	—	—	—	—	
Исходные П.Ц.П. уг-ды		100	—	0,8366	1,4625	209	105	1,044		
2 стадия дегидрогенизации		неразделенный	98,3	100	0,8380	1,4649	214	108	1,046	
		П.Ц.П.	—	93,7	0,8344	1,4616	207	104	1,044	
		М.Ц.А.	—	4,9	—	—	—	—	—	
Суммарное количество М.Ц.А. за две стадии		—	16,3	0,9039	1,5081	289	149	1,056		

350 — 400

300 — 350

* Расчет произволился по методу *n-d-M* для дегидрогенизаторов и П.Ц.П. и по Хазельвуду — для ароматических углеводородов.

до и после дегидрогенизации

Молекулярный вес	Структурно-групповой состав*							Элементарный состав, %		C H	Формула	
	содержание С-атомов, %				число колец в молекуле			C	H		эмпирическая	общая гомологического ряда
	Скол	СА	Сцп	Сп	К _о	К _А	Ацп					
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
276	32	0	32	68	1,1	0,0	1,1	85,99	14,29	6,0	C _{19,8} H _{89,4}	C _n H _{2n-0,2}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
278	28	1	27	72	1,0	0,0	1,0	85,75	14,47	5,9	C _{19,8} H _{40,2}	C _n H _{2n+0,6}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
278	28	1	27	72	1,0	0,0	1,0	85,75	14,47	5,9	C _{19,8} H _{40,2}	C _n H _{2n+0,6}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
288	27	0	27	73	0,1	0,0	0,1	85,47	14,40	6,0	C _{20,5} H _{41,5}	C _n H _{2n+0,5}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
265	48	30	18	52	1,8	0,9	0,9	89,05	11,30	7,9	C _{19,7} H _{29,9}	C _n H _{2n-9,5}
352	31	0	31	69	1,5	0,0	1,5	86,36	14,06	6,1	C _{25,3} H _{48,5}	C _n H _{2n-1,1}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
348	31	0	31	69	1,3	0,0	1,3	86,03	14,14	6,1	C _{24,9} H _{49,2}	C _n H _{2n-0,6}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
348	31	0	31	69	1,3	0,0	1,3	86,03	14,14	6,1	C _{24,9} H _{49,2}	C _n H _{2n-0,5}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
338	29	0	29	61	1,2	0,0	1,2	85,66	14,29	6,0	C _{24,1} H _{48,3}	C _n H _{2n+0,1}
—	4,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
272	49	31	18	51	1,9	1,0	0,9	88,25	11,77	7,5	C _{20,0} H _{32,0}	C _n H _{2n-8,0}

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Исходные П.Ц.П. уг-ды	неразделенный	99,0	100	0,8580	1,4761	219	111	1,047
	П.Ц.П.	—	85,6	0,8510	1,4698	207	105	1,044
	М.Ц.А.	—	13,4	—	—	—	—	—
	Исходные П.К.П. уг-ды	100	—	0,8510	1,4698	207	105	1,044
2 стадия дегадрогенизации	неразделенный	97,7	100	0,8551	1,4725	208	105	1,045
	П.Ц.П.	—	90,2	0,8466	1,4681	205	103	1,045
	М.Ц.А.	—	9,1	—	—	—	—	—
	Суммарное количество М.Ц.А. за две стадии	—	21,2	0,9080	1,5063	298	151	1,053
Исходные П.Ц.П. уг-ды	неразделенный	97,6	100	0,8499	1,4667	—	—	—
	П.Ц.П.	—	85,1	0,8454	1,4631	—	—	—
	М.Ц.А.	—	9,6	—	—	—	—	—
	К.В.Ц.А.	—	2,8	—	—	—	—	—
Исходные П.Ц.П. уг-ды	неразделенный	98,0	100	0,8492	1,4648	—	—	—
	П.Ц.П.	—	84,3	0,8412	1,4612	—	—	—
	М.Ц.А.	—	13,6	—	—	—	—	—
	К.В.Ц.А.	—	1,4	—	—	—	—	—
Суммарное к-во ароматических углеводородов за две стадии	М.Ц.А.	—	21,2	0,8729	1,4810	—	—	—
	К.В.Ц.А.	—	4,0	0,9222	1,5145	—	—	—

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
407	32	0	32	68	1,9	0,0	1,9	86,08	14,32	6,0	C _{29,2} H _{58,3}	C _n H _{2n-0,1}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
396	30	0	30	70	1,7	0,0	1,7	86,06	14,20	6,0	C _{28,4} H _{56,2}	C _n H _{2n-0,6}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
396	30	0	30	70	1,7	0,0	1,7	86,06	14,20	6,0	C _{28,4} H _{56,2}	C _n H _{2n-0,6}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
387	28	0	28	72	1,5	0,0	1,5	85,78	14,43	5,9	C _{27,7} H _{55,8}	C _n H _{2n+0,4}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
301	48	26	22	52	2,1	0,9	1,2	88,12	12,17	7,2	C _{22,1} H _{36,6}	C _n H _{2n-7,6}
564	32	0	32	68	3,0	0	3,0	86,35	13,72	6,3	C _{40,6} H _{57,4}	C _n H _{2n-0,8}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
526	30	0	30	70	2,6	0	2,6	86,19	13,69	6,3	C _{37,8} H _{72,0}	C _n H _{2n-3,6}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
526	30	0	30	70	2,6	0	2,6	86,19	13,69	6,3	C _{37,8} H _{72,0}	C _n H _{2n-3,6}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
481	30	0	30	70	2,4	0	2,4	85,86	14,17	6,1	C _{34,4} H _{68,2}	C _n H _{2n-0,6}
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
491	38	17	21	62	2,8	0,9	1,9	86,69	13,38	6,5	C _{35,5} H _{65,7}	C _n H _{2n-5,3}
—	—	—	—	—	—	—	—	88,12	11,75	7,5	—	—

Во второй стадии дегидрогенизации содержание циклопарафиновых колец снизилось еще на 10% и в предельных углеводородах, выделенных из катализата, составляют 1,5 кольца на усредненную молекулу.

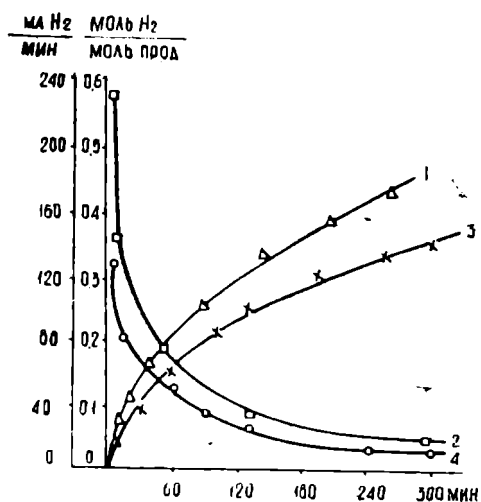


Рис. 3. Кинетика выделения водорода при дегидрогенизации предельных углеводородов фракции 400—450°. 1,3—Количество образовавшегося водорода на первой и второй стадиях дегидрогенизации; 2,4—скорость выделения водорода на первой и второй стадиях дегидрогенизации.

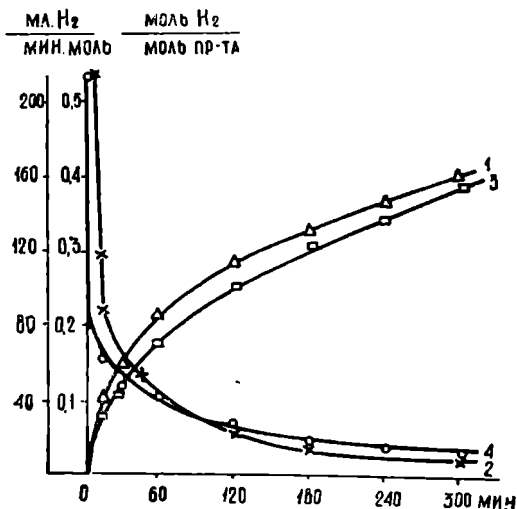


Рис. 4. Кинетика выделения водорода при дегидрогенизации предельных углеводородов фракции выше 450°. 1,3—Количество выделившегося водорода на первой и второй стадиях дегидрогенизации; 2,4—скорость выделения водорода на первой и второй стадиях дегидрогенизации.

Суммарный выход ароматических углеводородов за две стадии дегидрогенизации составил 21,2%, что хорошо согласуется с общим снижением содержания циклопарафиновых колец в остаточных предельных углеводородах (21%).

Как и при дегидрогенизации предельных углеводородов фракций 300—350° и 350—400°, в случае дегидрогенизации фракции 400—450° конденсированные бициклоароматические углеводороды не были обнаружены.

Выделенные из дегидрогенизаторов ароматические углеводороды относятся к группе моноциклоароматических и представляют собой гибридные структуры с одним ароматическим и 1,2 циклопентановым кольцами. В парафиновых цепочках содержится немногим более 50% атомов углерода. По элементарному составу эти углеводороды отвечают общей формуле $C_n H_{2n-7,6}$.

Углеводороды из остатка выше 450°. Предельные углеводороды составляют около 60% углеводородной части остатка выше 450°. Они характеризуются высоким содержанием циклопарафиновых колец (в среднем на одну молекулу приходится 3 кольца) и по элементарному составу отвечают общей формуле $C_n H_{2n-3,8}$.

В первой стадии дегидрогенизации выделилось 0,4 моля водорода на один моль исходных углеводородов (рис. 4). Как и в случае предыдущих фракций, дегидрогенизация практически заканчивается в первые два часа.



Методом адсорбционной хроматографии из катализата первой стадии процесса было выделено 12,8% ароматических углеводородов (9,6% моноциклоароматических и 2,8 конденсированных бициклоаро-

матических). Содержание циклопарафиновых колец в предельных углеводородах в результате первой стадии дегидрогенизации снизилось на 0,4, что составляет около 13%.

На второй стадии дегидрогенизации выделилось еще 0,4 моля водорода на моль углеводородов и образование 15% ароматических углеводородов (М.Ц.А.—13,6%, К.Б.Ц.А. — 1,4%). Суммарный выход ароматических углеводородов за две стадии процесса дегидрогенизации составил 25,2% (21,2% моноциклоароматических и 4% конденсированных бициклоароматических).

Таблица 2

Результаты жидкофазной каталитической дегидрогенизации предельных углеводородов высокомолекулярных фракций нефти месторождения Котур-Тепе

Температурный интервал отбора фракций, °С	Степень дегидрогенизации	Выход водорода моль Н ₂		Выход ароматических углеводородов, %					Количество тексаметиленовых колец от общей суммы циклопарафиновых колец, %	Отношение  :  в молекуле исходных предельных углеводородов
		моль продукта		М.Ц.А.		К.Б.Ц.А.		всего		
		по ступеням	суммарно	по ступеням	суммарно	по ступеням	суммарно			
300—350	первая	0,28		4,0		—	—	8,3	10	10,0
	вторая	0,24	0,52	4,6	8,3	—	—			
350—400	первая	0,57		12,1		—	—	16,3	20	4,0
	вторая	0,22	0,79	4,9	16,3	—	—			
400—450	первая	0,45		13,4		—	—	21,2	—	3,8
	вторая	0,34	0,79	9,1	21,2	—	—			
Выше 450	первая	0,40		9,6		2,8		25,2	21	4,0
	вторая	0,40	0,80	13,6	21,2	1,4	4,0			

Таким образом, в предельных углеводородах из остатка выше 450° циклогексановые кольца составляют 20% от общего числа циклопарафиновых колец.

Моноциклоароматические углеводороды, выделенные из катализаторов, представляют собой гибридные структуры с одним ароматическим и двумя циклопентановыми кольцами, по элементарному составу отвечающие общей формуле $C_n H_{2n-5,3}$.

Из данных, полученных при каталитической дегидрогенизации предельной части углеводородов высокомолекулярных фракций котуртепинской нефти, видно, что содержание циклогексановых колец в них сравнительно невысокое и составляет 10% от всех циклопарафиновых колец для фракции 300—350° и около 20% для фракций, кипящих выше 350°.

Интересно отметить, что декалиновые кольца обнаружены лишь в предельных углеводородах, выделенных из остатка нефти выше 450° и то в очень небольших количествах (4,0%). Во всех остальных фракциях предельных углеводородов методом избирательной жидкофазной каталитической дегидрогенизации декалиновые структуры нами не обнаружены.

Выводы

1. Изучено строение высокомолекулярных предельных углеводов нефти Котур-тепинского месторождения с использованием методов хроматографии и избирательной жидкофазной каталитической дегидрогенизации.

2. Показано, что углеводороды эти представлены преимущественно гибридными парафино-циклопарафиновыми структурами, содержащими в молекуле 1—3 циклопарафиновых кольца.

3. Установлено, что содержание циклогексановых колец на усредненную молекулу колеблется от 10 до 20% от суммарного количества циклопарафиновых колец; с повышением молекулярного веса предельных углеводородов, доля циклогексановых колец несколько повышается.

4. Показано, что конденсированные шестичленные ядра присутствуют, и то в небольших количествах, лишь в наиболее высокомолекулярной части котур-тепинской нефти

Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
10 мая 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сергиенко С. Р., Таимова Б. А., Халлыева Д. П., Гарбалинский В. А., Гукасова Р. Г. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1964.
2. Сергиенко С. Р., Лебедев Е. В., Петров А. А. — ДАН СССР, т. 123.
3. Сергиенко С. Р., Лебедев Е. В. — Тр. Института нефти АН СССР, т. 13, 1958, стр. 117.
4. Сергиенко С. Р., Лебедев Е. В. — Избирательная каталитическая дегидрогенизация высокомолекулярных углеводородов. Изд. АН ТССР, Ашхабад, 1961.
5. Ландсберг Г. С., Казанский Б. А. и др. — Определение индивидуального углеводородного состава бензинов прямойгонки комбинированным методом. Изд. АН СССР, 1959.

С. Р. СЕРГИЕНКО, К. Р. АТАМЕРЕДОВА, В. А. ГАРБАЛИНСКИЙ,
Г. К. КУРБАНОВА, Е. В. ЧИРОВА, А. А. ПЕТРОВА

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ УГЛЕВОДОРОДНОГО СОСТАВА КОНДЕНСАТОВ КАРАКУМСКОГО ГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Чем больше геологи открывают газовых месторождений в разных районах Туркмении, тем яснее становится, какие огромные потенциальные возможности, как химического сырья, таятся в конденсатах газовых месторождений. В ближайшие годы в широких масштабах начнет развиваться в нашей республике добыча природных газов. К этому времени мы должны дать научные основы для решения проблемы рационального использования конденсатов. Так как основным направлением потребления конденсатов несомненно будет использование их в качестве сырья в производстве нефтехимикатов, то, естественно, знание индивидуального углеводородного состава и концентрационных показателей их, а также изучение реакций основных углеводородов — является первой и важнейшей задачей исследователей.

Настоящее исследование является продолжением работ, проводимых лабораторией по изучению углеводородного состава конденсатов газовых месторождений Туркмении. Одной из основных задач этого исследования являлось выяснить, имеются ли существенные различия в углеводородном составе конденсатов, отобранных из разных скважин газового месторождения Централных Кара-Кумов.

Экспериментальная часть

Объектом исследования служил конденсат из скважин № 42 газового месторождения Централные Кара-Кумы (пл. Зеагли-Дарвазинская). Конденсат отобран в интервале перфорации 1040—1036 и 1033—1028 м 4 февраля 1962 г.

После высушивания конденсат подвергнут адсорбционно-хроматографическому разделению на силикагеле марки АСМ на предельную и ароматическую части.

Содержание ароматических углеводородов составляет 0,6%, а количество н. парафинов, образующих комплекс с карбамидом, в предельной части равно 2,5%. Общая характеристика конденсата дана в табл. 1.

Состав и свойства исходного конденсата

Углеводороды	Содержится в конденсате, % вес.	n_D^{20}	d_4^{20}	М. А. Т. °С
Исходный конденсат	100,0	1,4279	0,7425	55,8
Парафино-циклопарафины	99,4	1,4225	0,7360	53,5
Ароматика	0,6	1,4887	0,8612	—

После отделения ароматических углеводородов, предельная часть конденсата (194 г) была расфракционирована на ректификационной колонке с числом теоретических тарелок 60 на 10-градусные фракции (табл. 2 и рис. 1).

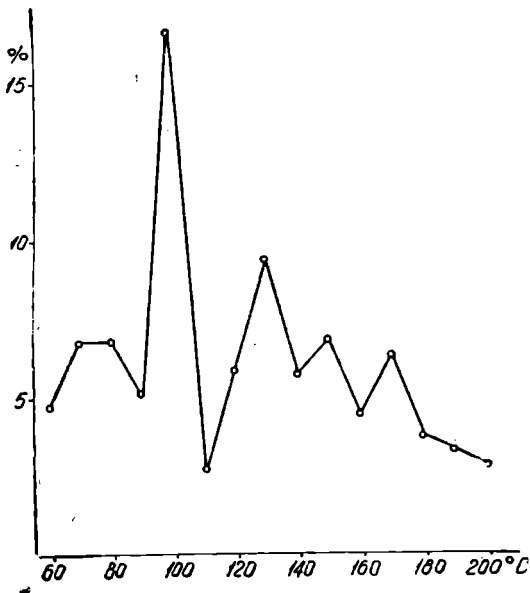


Рис. 1. Фракционный состав конденсата из скважины № 42.

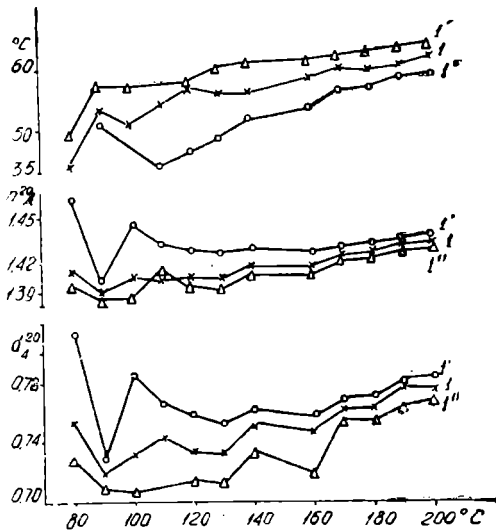


Рис. 2. Свойства дегидрогенизата предельной части углеводородов после дегидрирования. 1 — Плотность, 2 — показатель преломления, 3 — максимальная анилиновая точка предельной части углеводородов до дегидрирования; 1' — плотность, 2' — показатель преломления, 3' — максимальная анилиновая точка дегидрогенизата; 1'' — плотность, 2'' — показатель преломления, 3'' — максимальная анилиновая точка предельной части углеводородов до и после дегидрирования.

Как уже и раньше нами наблюдалось для конденсатов из других скважин газового месторождения Центральные Кара-Кумы [1, 2], максимальные выходы конденсата приходятся на фракции, выкипающие в пределах 90—100, 120—130, 140—150 и 160—170°.

Высокие плотность и показатель преломления и низкие анилиновые точки фракций, выкипающих в пределах 70—80 и 90—100° (рис. 2), свидетельствуют о высоком содержании в них циклопарафиновых углеводородов, преимущественно гексаметиленов: циклогексана (фракция 70—80°) и метилциклогексана (фракция 90—100°).

Углеводородный состав полученных при разгонке 10-градусных фракций предельных углеводородов конденсата исследовался с исполь-

Фракционный состав и свойства фракций конденсата

Пределы кипения фракций, °С	Выход фракций, вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	М. А. Т. °С
28—60	4,8	1,3682	0,6449	—
60—70	6,8	1,3842	0,6771	59,8
70—81	6,8	1,4161	0,7525	38,1
81—90	5,2	1,4012	0,7186	57,5
90—100	16,7	1,4110	0,7319	52,0
100—110	2,7	1,4082	0,7434	58,1
110—120	5,9	1,4100	0,7328	64,1
120—130	9,5	1,4097	0,7323	62,1
130—140	4,8	1,4181	0,7503	64,8
140—150	6,9	1,4117	0,7462	68,1
150—160	4,5	1,4173	0,7457	67,2
160—170	6,4	1,4247	0,7609	70,1
170—180	3,7	1,4261	0,7624	70,5
180—190	3,3	1,4322	0,7768	71,5
190—200	2,8	1,4317	0,7751	74,5
Выше 200	4,9	1,4430	0,8112	—
Потери	4,3			

зованием методов избирательной каталитической дегидрогенизации и комбинационного рассеяния света. Дегидрогенизация циклогексановых углеводородов проводилась по Зелинскому в паровой фазе в проточной системе на платинированном угле, содержащем 5% платины и небольшое количество железа [3]. Дегидрирование проводилось при температуре 300—304° и объемной скорости 0,1 час⁻¹. Активность катализатора проверялась по циклогексану.

Результаты дегидрогенизации суммированы в табл. 3 и на рис. 3.

Таблица 3

Результаты дегидрогенизации 10-градусных фракций предельных углеводородов конденсата

Температура кипения фракции (°С)	Выход жидкого катализата, вес. %	Выход водорода, л (НТД)	Свойства катализата			Содержание ароматич. в катализате, вес. %	
			n_D^{20}	d_4^{20}	М. А. Т. °С	по выходу водорода	прямое определ.
70—80	56,2	10,2	1,4610	0,8134	комн.	68,6	68,3
80—90	87,2	2,1	1,4087	0,7273	52,4	21,7	21,5
90—100	84,3	12,4	1,4470	0,7851	комн.	60,2	63,5
100—110	74,6	1,0	1,4315	0,7650	84,4	37,7	46,0
110—120	88,0	4,1	1,4293	0,7581	43,0	38,4	37,7
120—130	86,4	2,3	1,4268	0,7520	47,2	37,1	38,5
130—140	92,0	1,6	1,4292	0,7616	53,1	30,0	29,7
150—160	94,2	2,2	1,4272	0,7571	57,3	30,0	33,6
160—170	90,0	0,7	1,4314	0,7614	63,0	21,2	22,3
170—180	91,7	1,3	1,4325	0,7644	64,3	24,5	22,7
180—190	88,0	0,8	1,4366	0,7810	66,4	22,9	17,3
190—200	92,7	1,0	1,4379	0,7819	68,3	27,8	—

Полученные дегидрогенизаты разделялись методом адсорбционно-хроматографического анализа на активированном мелкопористом силикагеле марки АСМ на предельные и ароматические углеводороды.

Содержание ароматических углеводородов в катализатах предельных углеводородов представлено в табл. 3, а их свойства — в табл. 4.

Содержание ароматических углеводородов в фракциях дегидрогенизата, определенное методом адсорбционного хроматографического анализа, хорошо совпадает с данными, полученными расчетом по выходу водорода при дегидрогенизации.

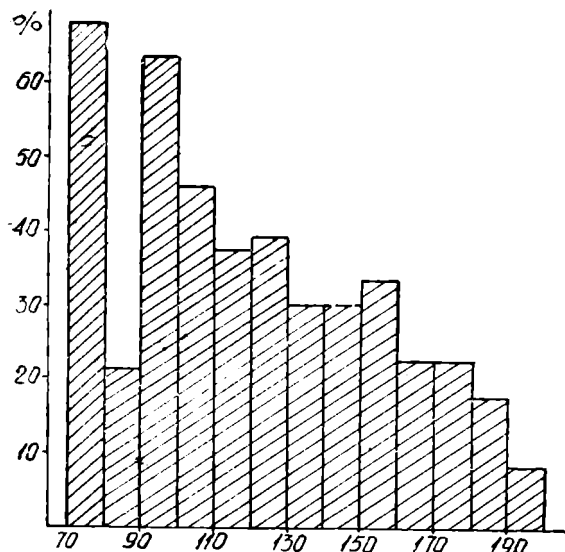


Таблица 4

Свойства ароматических углеводородов, полученных при дегидрировании предельных углеводородов фракций конденсата

Пределы кипения фракций, °C	n_D^{20}	d_4^{20}
70—80	1,4920	0,8669
90—100	1,4852	0,8490
110—120	1,4925	0,8629
120—130	1,4918	0,8674
130—140	1,4878	0,8607
150—160	1,4805	0,8682
160—170	1,4855	—
170—180	1,4820	—
180—190	1,4814	—
190—200	1,5014	—

Рис. 3. Распределение циклогексановых углеводородов в 10-градусных фракциях конденсата из скважины № 42.

Данные о свойствах дегидрогенизатов, а также предельных углеводородов до и после дегидрогенизации приведены в табл. 5 и на рис. 2.

Таблица 5

Свойства дегидрогенизата, а также предельной части углеводородов до и после дегидрирования фракции конденсата

Пределы кипения фракций, °C	d_4^{20}			n_D^{20}			Максимальная анилиновая точка предельной части		
	дегидрогенизата	предельной части		дегидрогенизата	предельной части		дегидрогенизата	предельной части	
		до дегидрирования	после дегидрирования		до дегидрирования	после дегидрирования		до дегидрирования	после дегидрирования
70—80	0,8134	0,7525	0,7277	1,4610	1,4161	1,4060	комн.	38,1	49,6
80—90	0,7273	0,7186	0,7080	1,4087	1,4012	1,3975	52,4	57,5	65,5
90—100	0,7851	0,7319	0,7056	1,4470	1,4110	1,3980	комн.	52,0	65,1
100—110	0,7650	0,7434	—	1,4315	1,4082	1,4125	38,4	58,1	—
110—120	0,7581	0,7328	0,7581	1,4293	1,4100	1,4040	43,0	64,1	65,9
120—130	0,7520	0,7323	0,7122	1,4268	1,4097	1,4022	47,2	62,1	71,9
130—140	0,766	0,7503	0,7334	1,4292	1,4181	1,4119	53,1	64,8	72,7
150—160	0,7571	0,7457	0,7192	1,4272	1,4173	1,4116	57,3	67,2	73,2
160—170	0,7694	0,7609	0,7535	1,4314	1,4247	1,4210	63,0	70,1	74,9
170—180	0,7699	0,7624	0,7543	1,4325	1,4261	1,4222	64,3	70,5	76,4
180—190	0,7810	0,7768	0,7645	1,4366	1,4322	1,4283	66,4	71,5	77,2
190—200	0,7815	0,7751	0,7679	1,4379	1,4317	1,4286	63,3	74,5	78,2

Данные об индивидуальном углеводородном составе предельной части фракций конденсата до и после дегидрогенизации, полученных при помощи метода комбинационного рассеяния света

Пределы кипения фракций, °С	До дегидрогенизации		Углеводороды	После дегидрогенизации						
	содержание, %	частоты, см ⁻¹		содержание, %	частоты, см ⁻¹					
60—70	44	374 (2,5 ш), 871 (2,0)	н. гексан 2-метилпентан 3-метилпентан метилциклопентан		дегидрогенизации не подвергались					
	18	329 (1,0), 447 (1,3)								
	14	751 (1,2)								
	24	535 (1,0ш), 843 (1,0ш)								
70—80	17	302 (0,9), 467 (0,6), 957 (0,8)	$\left\{ \begin{array}{l} 2,2\text{-диметилпентан} \\ 2,4\text{-диметилпентан} \end{array} \right.$	8	742 (1,0)					
		15				531 (0,8), 824—845(0,7)	метилциклопентан	24	30 ⁰ (0,8) 954 (0,8)	
	68		890 (2,5) 386 (2,5), 427 (3,5), 1158 (4,5), 1348 (4,0)	циклогексан	10	696 (1,2)				
		34	533 (1,0), 840 (1,0)							
80—90	21	383 (0,6), 425 (1, 2 ш), 1029 (4,5)		32	305 (2,0), 411 (0,8)					
						33	307 (2,0ш)	2-метилгексан	29	328 (1,5), 451 (1,0)
							18			
						13		348 (0,8), 562 (1,2)	1,1-диметилциклопентан	11
	10	497 (1,5ш), 770 (1,2)	транс-1,2-диметилциклопентан	14	376 (0,6), 802 (2,5)					
		6				828 (1,5)	транс-1,3-диметилциклопентан	следы	1210 (0,8ш)	
20	384 (1,0) 1160 (2,5) 1266 (4,0ш)		циклогексан							
90—100	29	$\left\{ \begin{array}{l} 311 (2,5) \\ 824 (0,8) \end{array} \right.$	н. гептан	55	310 (4,0), 846 (1,2)					
						7	$\left\{ \begin{array}{l} 561 (0,5) \\ 497 (0,6) \end{array} \right.$	2-метилгексан	15	820 (0,7)
	64	408 (3,5), 446 (5,0) 544 (4,0), 974 (4,0), 1266 (5,0)	1,1-диметилциклопентан	11	347 (0,6), 561 (1,0)					
						метилциклогексан	9	500 (1,2)		
				7	774 (3,0), 1262 (0,8)					

Пределы кипения фракций, °C	До дегидрогенизации		Углеводороды	После дегидрогенизации	
	содержание, %	частоты, см ⁻¹		содержание, %	частоты, см ⁻¹
100—110	19	{ 310 (1,5ш), 905 (1,2), 955 (1,2)	н. гептан 2,4-диметилгексан 2,5-диметилгексан этилциклопентан цис-транс-цис-1,2,4-триметилциклопентан 1,1,3-триметилциклопентан метилциклогексан		исследованию не подвергались
	16				
	6	892 (1,0)			
	15	493 (2,0ш), 811 (0,8)			
	16 23	345 (1,0ш), 931 (1,2) 408 (2,5), 444 (4,0)			
110—120	18	{ 183 (1,2ш) 315 (1,2), 329 (2,0)	{ н. октан 2-метилгептан 2,4-диметилгексан 3,3-диметилгексан 1,1,2-триметилциклопентан транс-1,2-диметилциклогексан транс-1,3-диметилциклогексан транс-1,4-диметилциклогексан	15 31 35 13 — 6 —	285 (1,2ш) 313 (1,2), 828 (3,0) 728 (3,5ш) 688 (1,2ш), 893 (2,0) 540 (1,0), 769 (1,5)
	26				
	9	685 (1,0)			
	7	502 (1,8), 749 (1,0)			
	5	420 (3,5), 543 (5,0)			
	27	378 (2,5), 760 (4,0)			
	8				
120—130	34	284 (3,5) 309—327 (1,0), 820 (3,0)	н. октан 2,3,5-триметилгексан		исследованию не подвергались
	20				
	8	891 (1,0)			
	17	347—378 (1,5) 795 (3,0)			
	3	704 (2,0)			
	10	500 (5,0)			
	8	771 (2,5)			

130—140	30	253 (1,0), 286 (1,0)	{ н. октан 2-метилоктан 3-метилоктан 2,6-диметилгептан }	40	247 (0,7), 285 (0,6)
	16	704 (1,5), 937 (1,0)			
	17 27	891 (1,0) 457 (1,0), 750 (3,0) 795 (3,0), 842 (3,0), 1032 (6,0)	этилциклогексан	}	с л е д ы
	10	556 (1,5), 728 (4,0), 1194 (1,5)			
140—150	55	{ 245 (2,0), 266 (3,0), 287 (1,0), 1304 (8,0)	{ н. нонан 2-метилоктан 3-метилоктан 4-метилоктан }		исследованию не подвергались
	21 18	305 (1,0), 964—985 (2,5) 705 (1,5)			
	6	342 (1,2ш), 1246 (1,5)			
150—160	30	248 (1,0), 267 (1,5)	н. парафины и изопарафины с одним и двумя разветвлениями циклопентановые углеводороды н. пропилциклогексан транс-1-метил-4-этилциклогексан }	46 48 6	243 (0,6) - 264 (0,8) 893 (2,0) 750 (1,0), 780 (0,8)
	40	890 (3,0), 1020 (1,2)			
	11 19	141 (1), 781 (1,0), 1035 (2,0) 750 (3,0), 1251 (2,0)			
160 - 170	32	251 (1,2ш)	н. декан 2,2,4-тетраметилгептан транс-1-метил-2- н. бутилциклопентан н. пропилциклогексан изобутилциклогексан 1-метил-1-пропил- циклогексан		
	11	742 (1,6), 926 (1,0)			
	30	503 (1,0), 890 (3,0)			
	10	444 (1,0), 761—787 (3,0)			
	10 7	460 (1,0), 761—787 (3,0) 715 (1,6ш)			

Индивидуальный углеводородный состав газового конденсата из скважины № 42

Число С-атомов	Углеводороды	Содержание, %	
		на конденсат	на фракцию 60—170°
C ₆	н. гексан	3,00	3,93
	2-метилпентан	1,22	1,60
	3-метилпентан	0,95	1,24
	метилциклопентан	2,65	3,47
	циклогексан	5,66	7,41
C ₇	н. гептан	5,35	7,01
	2-метилгексан	1,72	2,25
	3-метилгексан	0,94	1,23
	2,2-диметилпентан	0,18	0,24
	2,4-диметилпентан	0,54	0,71
	3,3-диметилпентан	0,22	0,29
	1,1-диметилциклопентан	1,35	1,77
	транс-1,2-диметилциклопентан	1,02	1,34
	транс-1,3-диметилциклопентан	0,31	0,41
	этилциклопентан	0,16	0,21
метилциклогексан	11,43	14,97	
C ₈	н. октан	3,23	4,23
	2-метилгептан	1,06	1,39
	2,4-диметилгексан	1,53	2,00
	2,5-диметилгексан	0,43	0,56
	3,3-диметилгексан	0,53	0,69
	1,1,2-триметилциклопентан	0,41	0,54
	1,1,3-триметилциклопентан	0,33	0,56
	цис, транс, цис-1,2,4-триметилциклопентан	0,41	0,54
	н. пропициклопентан	0,76	1,00
	1,1-диметилциклогексан	0,29	0,38
	транс-1,2-диметилциклогексан	1,25	1,64
	транс-1,3-диметилциклогексан	2,35	3,08
транс-1,4-диметилциклогексан	0,47	0,62	
этилциклогексан	2,92	3,83	
C ₉	н. нонан	5,24	6,86
	2-метилоктан		
	3-метилоктан		
	4-метилоктан		
	3,4-диметилгептан	1,45	1,90
	2,3,5-триметилгексан	1,90	2,49
	цис, транс, цис-1,4-диметил-2-этилциклопентан	1,24	1,62
1,1,3-триметилциклогексан	0,48	0,63	
транс-1-метил-4-этилциклогексан	1,17	1,53	
н. пропициклогексан	1,14	1,49	
C ₁₀	н. декан	2,05	2,69
	2,2,4,6-тетраметилгексан	0,70	0,92
	транс-1-метил-2-н. бутилциклопентан	1,92	2,52
	1-метил-1-пропилциклогексан	0,45	0,59
	н-обутилциклогексан	0,64	0,84
Суммарно C ₆ —C ₁₀	45 углеводородов	71,15	93,22

Во всех случаях выделенные из дегидрогенизатов предельные углеводороды характеризуются более низкими значениями плотности и показателя преломления и более высокими показателями максимальной анилиновой точки по сравнению с исходными предельными углеводородами. Максимальное снижение n_D^{20} и d_4^{20} наблюдается для фракций предельных углеводородов, выкипающих при 70—80 и 90—100°C, совпадающих с наибольшим содержанием ароматических углеводородов в катализате.

Таблица 8

Групповой углеводородный состав газового конденсата из скважины № 42

Число С-атомов	Группа углеводородов	Содержание, %	
		на конденсат	на фракцию 60—170°
C ₆	парафиновые	5,17	6,77
	циклопентановые	2,65	3,47
	циклогексановые	5,66	7,41
C ₇	парафиновые	8,95	11,73
	циклопентановые	2,84	3,73
	циклогексановые	11,43	14,97
C ₈	парафиновые	6,78	8,87
	циклопентановые	2,01	2,64
	циклогексановые	7,28	9,55
C ₉	парафиновые	8,59	11,25
	циклопентановые	1,24	1,62
	циклогексановые	2,79	3,65
C ₁₀	парафиновые	2,75	3,61
	циклопентановые	1,92	2,52
	циклогексановые	1,09	1,43
Суммарно C ₆ —C ₁₀	парафиновые	32,24	42,23
	циклопентановые	10,66	13,98
	циклогексановые	28,25	37,01

Количественное распределение циклогексановых углеводородов по 10-градусным фракциям предельных углеводородов показано на рис. 3. Фракции 70—80 и 90—100 более чем на 60% состоят из циклогексана и метилциклогексана.

В табл. 6 суммированы данные об индивидуальном углеводородном составе предельных углеводородов фракций конденсата до и после дегидрогенизации, полученных при исследовании их методом комбинационного рассеяния света.

Обсуждение полученных результатов

Комплексное использование химических и спектральных методов исследования позволило более чем на 93% расшифровать состав индивидуальных углеводородов, выкипающих в пределах 60—170°, что составляет более 71% на весь конденсат. В результате применения методов каталитической дегидрогенизации гексаметиленовых углеводородов

и спектров комбинационного рассеяния света удалось расшифровать содержание около 45 индивидуальных углеводородов в газовом конденсате из скважины № 42 (табл. 7).

Как и исследованные нами ранее газовые конденсаты Зеагли-Даргазинской площади [1, 3], конденсат из скважины 42 богат циклогексановыми углеводородами. Соотношение циклогексаны : циклопентаны : изопарафины : н. парафины составляет примерно 2:1:1:1 (табл. 8).

Содержание циклогексана во фракции 70—80° достигает 68%, что составляет более 5,6% циклогексана на конденсат. Фракция 90—100°, составляющая около 17% конденсата, на $\frac{2}{3}$ состоит из метилциклогексана. Содержание метилциклогексана на конденсат составляет 11,4%, а на фракцию 60—170°—15%. Указанные фракции являются превосходным сырьем для получения циклогексана и метилциклогексана или их производных — бензола и других продуктов.

С повышением температуры кипения фракций содержание в них циклогексановых углеводородов несколько снижается и составляет для фракций в пределах 130—190° — 20—30%.

В исследованном конденсате (скважина № 42) значительно содержание парафинов нормального строения, особенно н. гексана (4% на фракцию 60—170°), н. гептана (7%) и н. октана (4%).

В выполнении отдельных разделов экспериментальной части работы принимали участие лаборанты Е. Голощапова и С. Грубич.

В ы в о д ы

На основании детального исследования состава и свойств конденсата из скважины № 42 газового месторождения Центральных Каракумов с использованием комплекса физических и химических методов установлено:

1. Основная часть конденсата выкипает в пределах 30—200° и состоит из парафино-циклопарафиновых углеводородов.

2. Определен индивидуальный углеводородный состав фракции 60—170°, составляющей более 70% конденсата; в конденсате, выкипающем до 170°, идентифицировано 45 индивидуальных углеводородов, которые следующим образом распределяются по группам углеводородов: парафинов 22 (49%), в том числе разветвлённых структур 17 и нормальных 5; циклопарафинов 23 (51%), из них циклогексанов 12 и циклопентанов 11.

3. Определен групповой состав конденсата и показано, что циклопарафиновые углеводороды составляют 55—60% и парафиновые — 40—45%.

4. Показано, что соотношение циклогексановых и циклопентановых углеводородов во всем конденсате приблизительно равно 2:1, но распределение их по фракциям неравномерно. В легких фракциях (C₆—C₈) циклогексановые углеводороды содержатся в количестве, в 2—5 раз превышающем содержание циклопентановых углеводородов, а в более высококипящей части (C₁₀ и выше) преобладают циклопентановые углеводороды.

5. Сопоставление группового и индивидуального углеводородного состава конденсата из скважины № 42 с ранее исследованными нами конденсатами из скважин № 16, 17, 125, 153 и 156 показывает, что они весьма близки по своей химической природе. Наблюдаемые же различия в соотношении отдельных групп углеводородов в конденсатах из разных скважин обусловлено, главным образом, разницей в их фракционном составе, что зависит от большей или меньшей потери легкой

части конденсата при его отборе. Близость углеводородного состава конденсатов из разных скважин с несомненностью свидетельствует о том, что мы имеем дело с единой газовой залежью в Центральных Кара-Кумах.

6. Исследованный конденсат из скважины № 42, как и ранее исследованные конденсаты, является хорошим источником химического сырья. Из этих конденсатов можно сравнительно легко и просто выделить значительные количества циклогексана, метилциклогексана или получить путем дегидрогенизации их бензол и другие продукты.

Из легких фракций можно также выделить значительные количества н. парафинов, а из средних — циклопентанов.

Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
15 февраля 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сергиенко С. Р., Атамередова К. Р., Петрова А. А., Чирова Е. В. — Нефтехимия. Изд. АН ТССР, Ашхабад, 1963.
2. Сергиенко С. Р., Атамередова К. Р., Гарбалинский В. А., Курбанова Т. К. — Известия ТССР, сер. ФТХ и ГН, № 1, 1964.
3. Мусаев И. А., Гальперн Г. Д. — ДАН СССР, т. 88, стр. 71, 1953.

А. Н. НИЯЗОВ
В. П. ЯКИМЕНКО

НАФТЕНОВЫЕ ЭФИРЫ НАФТЕНОВЫХ КИСЛОТ

В литературе описаны различные эфиры нафтеновых кислот, из них наиболее известные — метиловые, этиловые, бутиловые, гликолевые и некоторые другие. Сложные эфиры нафтеновых кислот могут быть получены одним из общих способов этерификации.

Ш. Мамедов [1] синтезировал гликолевые эфиры нафтеновых кислот, исходя из дихлорэтана и нафтената натрия.

Эфиры нафтеновых кислот хорошие растворители жиров, лаков, красок и других органических соединений. Гликолевые эфиры применяются как пластификаторы. В доступной нам литературе отсутствуют данные о сложных эфирах нафтеновых спиртов и нафтеновых кислот. Между тем такие соединения также должны представлять интерес по своим физико-химическим свойствам и могут, вероятно, найти применение в качестве растворителей и пластификаторов.

Для синтеза сложных эфиров нафтеновых спиртов и нафтеновых кислот мы использовали заводские нафтеновые кислоты, выделенные из керосиновых дистиллятов туркменских нефтей, и нафтеновые спирты, полученные восстановлением их метиловых эфиров.

Известно, что низкокипящие нафтеновые кислоты обладают сильно выраженным неприятным запахом, что служит препятствием к непосредственному их применению. Поэтому переработка этой части заводских кислот в спирты для синтеза на их основе эфиров и других производных нафтеновых кислот открывает новые перспективы их рационального использования.

Метиловые эфиры нафтеновых кислот мы восстанавливали в спирты с хорошим выходом во вращающемся автоклаве под начальным давлением водорода 100—110 атм при температуре 240—260° в присутствии катализатора Адкинса [2].

Этерификацию проводили двумя способами. Смесь кислоты и спирта в отношении 2:1 нагревалась 10—15 часов до слабого кипения. По второму способу к сухому нафтенату натрия при температуре 140° по каплям прибавлялся бромид, полученный из нафтенового спирта.

В том и другом случаях получался сложный эфир нафтенового спирта и нафтеновых кислот, представляющий собой прозрачную вязкую жидкость со специфическим эфирным запахом.

Исходные нафтеновая кислота и нафтеновый спирт характеризуются следующими константами: нафтеновая кислота — температу-

Нафтенновые эфиры нафтенновых кислот

Вещество	Температура кипения	n_D^{20}	d_4^{20}	Кислотное, эфирное, гидроксильное число	А н а л и з						Эмпирическая формула	
					найдено			вычислено			найдена	вычислена
					С	Н	Br	С	Н	Br		
Нафтенная кислота	160—170 (4 мм)	1,4740	0,9648	258,8	74,19	12,00	—	—	—	—	$C_{14,36}H_{27,9}O_2$	—
Нафтенный спирт	130—145 (10-14 мм)	1,4720	0,8999	283,5	78,82	13,08	—	78,78	13,13	—	$C_{12,88}H_{25,64}O$	$C_{13}H_{16}O$
Нафтенный эфир нафтенной кислоты (этериф.)	190—220 (6—7 мм)	1,4734	0,9290	276,5	79,97	12,47	—	79,41	12,74	—	$C_{28,31}H_{53,06}O_2$	$C_{27}H_{52}O_2$
Нафтенный эфир нафтенной кислоты (через бромид)	200—245 (8 мм)	1,4720	0,9263	143,57	80,19	12,31	—	78,39	13,56	—	$C_{28,42}H_{52,88}O_2$	$C_{26}H_{51}O_2$
Нафтилбромид	115—130 (7 мм)	—	—	—	56,62	10,24	30,5	59,77	9,578	30,65	$C_{12,35}H_{26,87}Br$	$C_{13}H_{25}Br$

ра кипения 160—170° при 4 мм рт. ст., кислотное число 258,8, молекулярный вес, вычисленный по кислотному числу, 216,8; n_D^{20} 1,4740; d_4^{20} 0,9648.

Нафтенный спирт — температура кипения 130—145° при 14 мм рт. ст., гидроксильное число 283,5; молекулярный вес, вычисленный по гидроксильному числу, 198; n_D^{20} 1,4720; d_4^{20} 0,8999.

Реакции проводили в трехгорлой колбе, снабжённой механической мешалкой и холодильником. Смесь кислоты и спирта нагревалась на масляной бане. Температура реакционной смеси постепенно повышалась до 190—210°. Конец реакции определялся по прекращению выделения воды, которая отгонялась через нисходящий холодильник. Продукт реакции разбавлялся равным объёмом серного эфира, промывался слабым раствором соды и водой до нейтральной реакции. После сушки над хлористым кальцием и отгонки растворителя продукт перегонялся в вакууме. Была отобрана фракция 190—220° при 6 мм рт. ст., которая характеризуется следующими показателями: d_4^{20} 0,9290; n_D^{20} 1,4734 и эфирным числом 276,5.

По данным анализа синтезированный эфир отвечает формуле, близкой к вычисленной (табл. 1).

Тот же эфир был синтезирован через бромид, полученный из нафтенного спирта. В реакционной колбе с механической мешалкой и нисходящим холодильником к 50 г нафтенной кислоты, нагретой до 90°, при перемешивании небольшими порциями добавлялось 9,2 г порошкообразного NaOH и 30 мл сухого толуола. Температура реакционной массы доводилась до 120°. Выделяющаяся вода и толуол отгонялись через нисходящий холодильник. Затем температура повышалась до 140°, и при этой температуре к реакционной смеси по частям добавлялось 30 г бромида с температурой кипения 115—130° при 7 мм рт. ст. По прибавлении всего количества реакция продолжалась еще 5 часов. Затем смесь охлаждалась и разбавлялась водой. Продукт реакции извлекался эфиром, промывался содой, водой и сушился хлористым кальцием. После отгонки растворителя была собрана фракция 200—245° при 8 мм рт. ст. Нафтенный эфир имел свойства, аналогичные свойствам предыдущего эфира.

Приведённые данные подтверждают возможность непосредственной этерификации нафтенных кислот нафтенными спиртами без катализатора.

Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
8 апреля 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мамедов Ш. А. и др. — Химическая промышленность, № 7, 580—582, 1959.
2. Болотов Б. А. и др. — Практические работы по органическому катализу. Изд. ЛГУ, 164, 1959.

Б. К. БАЛАКАЕВ

О МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА РАЗМЫВА РУСЕЛ РЕК НИЖЕ ВОДОХРАНИЛИЩ

Возведение водозаборных узлов и водохранилищ нарушает режим рек и создает новые условия протекания потока. Этим объясняются значительные русловые процессы, которые происходят на реках после строительства водохранилищ. На участке выше плотины на большом расстоянии образуется кривая подпора воды, которая способствует выпадению наносов и заилению водохранилища. В результате отложения наносов в верхнем бьефе, ниже водохранилищ поступает осветленная вода, которая размывает русло и насыщается наносами. Размыв русла реки ниже водохранилища в свою очередь приводит к понижению уровня свободной поверхности воды на этом участке, вследствие чего ухудшаются условия эксплуатации водозаборного узла и забора воды в существующие оросительные каналы ниже плотины, а также ухудшаются судоходные условия реки.

Указанное многообразие явлений, происходящих вследствие изменений гидрологического режима рек, следует предвидеть и правильно прогнозировать при гидротехническом строительстве. В связи с этим большое внимание уделяется совершенствованию методики расчета русловых процессов, происходящих на реках в результате изменений гидрологического режима.

Особенно важное значение имеет уточнение методики расчета размыва русел рек ниже водохранилищ, русла которых сложены из легко-размываемых грунтов.

Методы прогнозирования размыва в нижних бьефах сооружений, разработанные С. Т. Алтуниным, Г. И. Шамовым, И. И. Леви, Е. А. Замариным, А. В. Караушевым и П. В. Михеевым, позволяют в отдельных случаях определить величину размыва, удовлетворительно совпадающей с данными наблюдений. Тем не менее, на основании данных многочисленных натуральных и лабораторных исследований можно полагать, что методы расчета размыва русел рек в нижних бьефах подпорных сооружений недостаточно разработаны и нуждаются в уточнении и усовершенствовании.

Для проверки и подбора методов расчета нами были сделаны сравнения данных натуральных исследований по размыву русла Теджена ниже первого и второго водохранилищ с расчетными. Расчетные данные

размыва вычислены методами [1, 3, 4] по участкам, примыкающим к плотине.

Ниже первого Тедженского водохранилища расчеты велись: в 1957 г.—на одном участке 0—85 км, в 1958—1959 гг.—на двух участках 0—55 и 0—85 км. Ниже второго водохранилища в 1960 г. расчетными участками были 0—1,1 и 0—54 км, а в 1961—1962 гг. — участки 0—3 и 0—33 км.

Наблюденные гидрографы ниже водохранилищ разбивались по времени на 161 расчетный период с примерно одинаковыми расходами воды в каждом расчетном периоде и для каждого периода определялись средние гидравлические элементы потока [2].

Для определения средних значений гидравлических элементов с 36 промерных поперечников, расположенных на расчетных участках Теджена ниже водохранилищ, снимались ширина и площадь живого сечения русла для соответствующих расходов воды. По этим данным определялись значения средней скорости ($V_{ср}$) и средней глубины ($H_{ср}$) по общеизвестным формулам гидравлики [2].

Результаты сопоставления расчетных данных по размыву русла Теджена ниже первого и второго водохранилищ, подсчитанные по методам [1, 3, 4], с данными наблюдений (рис. 1 и 2) показывают, что эти

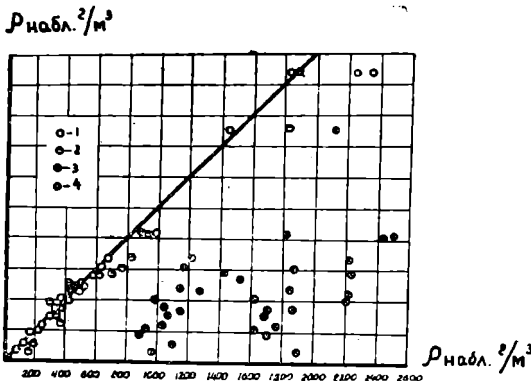


Рис. 2. Сравнение расчетных мутностей на р. Теджен ниже второго водохранилища. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

Рекомендуемый нами метод расчета размыва русла основан на наличии закономерности в распределении по крупности насыщающих поток наносов, что позволило избежать применения при расчетах указанных условных величин крупности наносов. Этот метод основан также на

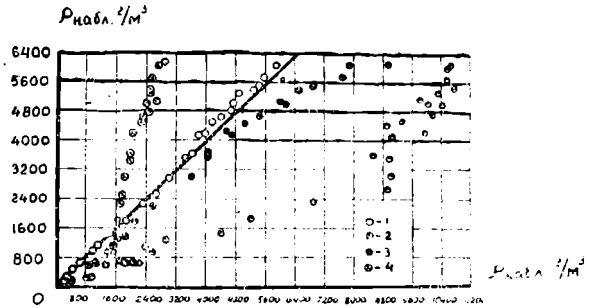


Рис. 1. Сравнение расчетных мутностей на р. Теджен ниже первого водохранилища, вычисленных по методам: 1 — рекомендуемому; 2 — А. В. Караушева [3]; 3 — С. Т. Алтуняна [1]; 4 — П. В. Михеева [4].

уравнении баланса наносов в конечных приращениях, которое представляется в следующем виде:

$$\frac{P_1 - P_2}{\gamma_n} \Delta t = \Delta W, \quad (1)$$

где P_1 — весовой расход наносов, поступающих на заданный участок; P_2 — весовой расход наносов, выходящих за его пределы; ΔW — объем деформации дна на участке; Δt — расчетный интервал времени; γ_n — объемный вес наносов.

Расчет размыва по рекомендуемому методу производится так же, как в предыдущих методах по расчетным участкам реки для отдельных отрезков времени с относительно одинаковыми расходами воды. Для определения расхода взвешенных и донных наносов использованы зависимости, предложенные А. Г. Хачатряном [5] для расчета гидравлической промывки отстойников. Эти зависимости приспособлены для расчета размыва русел рек ниже водохранилищ в условиях р. Теджен с внесением в них следующих допущений:

а) ввиду весьма малого количества наносов в нижних бьефах водохранилищ, состоящих из мельчайших частиц, значение начальной мутности принято $\rho_0 = 0$.

б) наличие закономерности в распределении по крупности взвешенных наносов, которые образуются в результате размыва грунта ложа реки (рис. 3). Эта закономерность имеет вид

$$j_{гр} = C_{гр} \left(\frac{1}{W_{гр}} - \frac{1}{W_{(n+1)гр}} \right) \frac{\text{кг/м}^3}{\text{м/сек}}, \quad (2)$$

где $C_{гр}$ — постоянная кривой распределения наносов определяется по формуле:

$$C_{гр} = \frac{1}{\ln \frac{W_{(n+1)гр}}{W_{1гр}} - \frac{W_{(n+1)гр} - W_{1гр}}{W_{(n+1)гр}}} \text{ кг/м}^3, \quad (3)$$

где $W_{1гр}$ и $W_{(n+1)гр}$ — наименьшая и наибольшая гидравлические крупности частиц грунта (м/сек), которые определяются по данным механического анализа грунтов ложа реки.

С учетом указанных допущений полное количество наносов, транспортируемое потоком во взвешенном и донном состоянии, составляет:

$$m \rho_{гр}(W_{1гр}, W_{(n+1)гр}) = \rho_{вгр}(W_{1гр}, U_B) + \rho_d(W_{xm}, U_B) \text{ кг/м}^3, \quad (4)$$

где $\rho_{вгр}(W_{1гр}, U_B)$ — количество наносов, транспортируемое потоком во взвешенном состоянии (рис. 3)

$$\rho_{вгр}(W_{1гр}, U_B) = m \rho_{вгр}(W_{1гр}, W_{xm}) + \rho_T(W_{xm}, U_B), \quad (5)$$

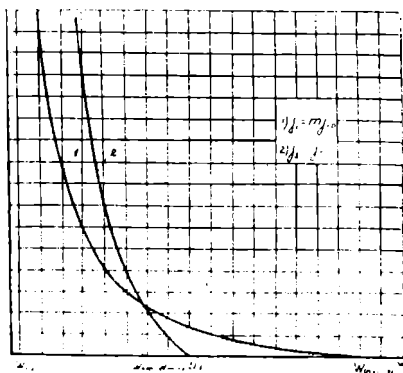


Рис. 3. Кривые распределения по крупности наносов при размыве русел рек ниже водохранилищ.

где $m\rho_{вгр}(W_{1гр}, W_{xm})$ и $\rho_{т}(W_{xm}, U_b)$ — количество взвешенных наносов с гидравлической крупностью соответственно в пределах от $W_{1гр}$ до W_{xm} и от W_{xm} до U_b , определяемое по формулам:

$$m\rho_{вгр}(W_{1гр}, W_{xm}) = mC_{гр} \left(\ln \frac{W_{xm}}{W_{xm}} - \frac{W_{xm} - W_{1гр}}{W_{(n+1)гр}} \right) \text{ кг/м}^3, \quad (6)$$

$$\rho_{т}(W_{xm}, U_b) = C_{т} \left(\ln \frac{U_b}{W_{xm}} - \frac{U_b - W_{xm}}{U_b} \right) \text{ кг/м}^3, \quad (7)$$

$\rho_{д}(W_{xm}, U_d)$ — количество донных наносов определяется:

$$\rho_{д}(W_{xm}, U_d) = C_{д} \left[\ln \frac{U_d}{U_b} - \frac{1}{U_b} - \frac{1}{U_d} W_{xm} \right] \text{ кг/м}^3. \quad (8)$$

В указанных формулах значение наибольшей взвешивающей скорости (U_b) определяется по формуле.

$$U_b = 0,065 \frac{n^{1/2} V_{ср} (V_{ср} - 0,05)}{R^{1/3}} \text{ м/сек}, \quad (9)$$

где $V_{ср}$ — средняя скорость течения в метрах; R — гидравлический радиус потока в метрах; n — коэффициент шероховатости реки.

Постоянная кривой распределения насыщающих поток взвешенных наносов равна:

$$C_{т} = 200 U_b \text{ кг/м}^3, \quad (10)$$

U_d — наибольшая гидравлическая крупность наносов, которую поток может транспортировать в донном состоянии. Значение U_d соответствует диаметру частиц донных наносов (d_{max}), определяемому по следующей преобразованной формуле В. Н. Гончарова:

$$d_{max} \left(\lg \frac{8,8 H}{d_{max}} \right)^2 = 0,053 V_{ср}^2 \text{ м}, \quad (11)$$

где H — средняя глубина в метрах.

Постоянная кривой распределения донных наносов $C_{д}$ равна

$$C_{д} = 0,73 U_d \text{ кг/м}^3. \quad (12)$$

Для определения значения m и наименьшей гидравлической крупности взвешенных наносов W_{xm} при насыщении потока наносами донных отложений даются следующие формулы:

$$m = \frac{\frac{C_{т}}{W_{xm}} - \frac{C_{т}}{U_b}}{\frac{C_{д}}{W_{xm}} - \frac{C_{гр}}{W_{(n+1)гр}}}, \quad (13)$$

$$m = \frac{C_{т} \left(\ln \frac{U_b}{W_{xm}} - \frac{U_b + W_{xm}}{U_b} \right) + C_{д} \left[\ln \frac{U_d}{U_b} - \left(\frac{1}{U_b} \frac{1}{U_d} \right) \cdot W_{xm} \right]}{C_{гр} \left[\ln \frac{W_{(n+1)гр}}{W_{xm}} - \frac{W_{(n+1)гр} - W_{xm}}{W_{(n+1)гр}} \right]}, \quad (14)$$

Приравнивая правые части уравнений (13) и (14) способом подбора, находим значение $W_{см}$, а по нему из уравнения (13) или (14) находим m .

Выводы

1. Наиболее приемлемым методом расчета русел рек ниже водохранилищ в легкоразмываемых грунтах является рекомендуемый метод, расчетные данные которого более близки к натурным.

2. Преимуществом рекомендуемого метода по сравнению с существующими является также то, что здесь используются кривые распределения наносов по гидравлическим крупностям частиц, что исключает необходимость условной величины среднего диаметра частиц или средней гидравлической крупности.

Институт водных проблем и гидротехники

Поступило
21 апреля 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтунин С. Т. — Методы расчета русловых процессов рек в связи с их регулированием. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1955.
2. Балакаев Б. К. — Научно-технический отчет. Изучение русловых процессов на р. Теджен ниже первого и второго Тедженских водохранилищ за 1957—1962 гг. ИВПиГ, Ашхабад, 1962.
3. Караушев А. В. — Проблема динамики естественных водных потоков. Гидрометеиздат, 1960.
4. Михеев П. В., Юневич Д. П. — Регулирование русел рек в мелниротивных целях. Сельхозгиз, 1959.
5. Хачатрян А. Г. — Отстойники на оросительных системах. Сельхозгиз, 1957.

Ч. БАЛКУЛИЕВ

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ТУРКМЕНИИ

Верхнемеловые отложения Восточной Туркмении широко распространены. Они образуют сплошной покров, залегающий согласно на образованиях нижнего мела.

Первоначальные представления о составе и строении верхнемеловых отложений явились результатом исследований в Горном Бадхызе, Гаурдак-Кугитангском районе, Восточном Копет-Даге, у станции Кабаклы, в районе Дарган-Ата и Питнякском районе. В последние годы данные о меловых отложениях существенно пополнены материалами бурения на разных структурах.

В результате накопился обширный, хотя и с различной детальностью изученный, материал по верхнему мелу платформенной и геосинклинальной областей Восточной Туркмении. Знакомство с этим материалом вскрывает неоднородность строения разрезов не только различных тектонических областей, но иногда даже в пределах одной тектонической области. Это обстоятельство делает необходимой систематизацию разрезов путем группировки их в отдельные типы, тем более, как показали Н. М. Страхов [10], А. Г. Бабаев [3] и др. исследователи, подобное обобщение материала облегчает разработку корреляционных схем, позволяет уточнить суждения об истории геологического развития, а в ряде случаев оказывается полезным и для решения других вопросов.

При обобщении материала по верхнему мелу Восточной Туркмении с целью выделения основных типов разрезов мы учитываем строение разрезов, приуроченность их к различным структурным зонам, изменчивость петрографического состава пород, слагающих колонки, а также суммарные мощности отложений. При таком подходе все разрезы верхнемеловых отложений Восточной Туркмении удобно объединить в следующие типы: Гаурдак-Кугитангский, Фараб-Наразымский, Питнякский, Восточно-Заунгузский, Байрамалийский, Бадхызский.

Гаурдак-Кугитангский тип разрезов располагается (рис. 1) главным образом в пределах юго-западного окончания Гиссарской мегантиклинали и, вероятно, Бешкентского прогиба [5, 6].

Сеноманские отложения в разрезах этого типа четко подразделяются на три пачки. Нижняя представлена известковыми алевритистыми глинами и, в меньшей мере, мелко- и реже крупнозернистыми, обычно глауконитовыми алевритами и маломощными прослоями ор-

ганогенно-обломочных известняков и мелкозернистых песчаников. Средняя пачка — известковыми, местами алевроитовыми глинами с редкими пластами мелкозернистых алевролитов и мергелей, а верхняя — мелкозернистыми песчаниками с подчиненными пластами оолитовых и крупнодетритовых известняков, местами (Керки-Даг и Карамет-Нияз) замещающимися алевролитами. Мощность отложений сеноманского яруса изменяется от 250 до 340 м, максимальна она в Гаурдаке.

Отложения туронского яруса представлены почти исключительно глинами. По петрографическому составу пород, встречающихся в глинах, разрез расчленяется на две части. В нижней прослой выражены мергелями, глинистыми известняками и очень редко мелкозернистыми алевролитами, в верхней — алевролитами. Заметим, однако, что в ряде пунктов (например в Гаурдаке) в верхней пачке турона появляются прослой гипса, а кровля выражена мергелями и глинистыми известняками.

Мощность отложений туронского яруса колеблется от 258 до 473 м. Максимальна она в Гаурдаке, минимальна — в Карамет-Ниязе.

Отложения коньякского яруса в разрезах рассматриваемого типа — в Гаурдак-Кугитангском районе — представлены известняками, мергелями и имеют мощность 60—45 м. По мере смещения к юго-западу (Керки-Даг) мощность коньякского яруса возрастает до 214 м за счет появления пластов глин и алевролитов.

Сантон представлен в большинстве разрезов глинами, но в Карамет-Ниязе и Керки-Даге среди них наблюдаются прослой алевролитов.

Мощность сантонского яруса колеблется от 164 (Кугитанг) до 190 м (Гаурдак и Керки-Даг).

Отложения кампанского яруса представлены алевролитами и глинами, среди которых имеются прослой мелкозернистых песчаников, органогенно-обломочных и микрозернистых известняков.

Мощность кампана колеблется от 200—230 м в Керки-Даге и Кугитанге до 275 м в Гаурдаке.

Разрез маастрихтского яруса характеризуется двучленным строением. В нижней части он сложен песчанистыми алевролитами (Кугитанг) и глинами (Гаурдак, Керки-Даг, Карамет-Нияз), а в верхней — известняками. Мощность маастрихта также испытывает значительное изменение. Максимальна она в Керки-Даге (95 м), минимальна — в Гаурдаке и Кугитанге (20 м), а разрез Карамет-Нияза характеризуется средним значением (56 м).

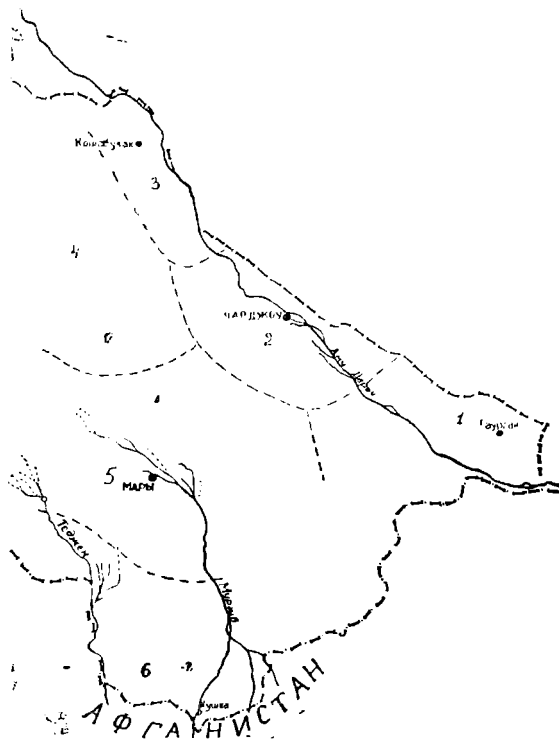


Рис. 1. Схема районирования Восточной Туркмении по типам разрезов верхнемеловых отложений. Условные обозначения: 1—гаурдак-кугитангский тип; 2—фараб-наразымский; 3—питнякский; 4—восточно-заунгузский; 5—байрамалийский; 6—бадхызский.

Таким образом, характерными особенностями разрезов данного типа являются их значительная мощность (1120—1350 м) и доминирующая роль глин в их строении.

Суммарная мощность верхнего мела всех других типов разрезов меньше.

Фараб-Наразымский тип разрезов приурочен к Чарджоускому выступу Аму-Дарьинской впадины [1, 2. 6].

Сеноман здесь представлен преимущественно глинами с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников, разнозернистых алевролитов в нижней и верхней частях разрезов. Встречаются также маломощные прослои известняков. Мощность сеноманского яруса колеблется от 255 (Наразым) до 270 м (Фараб).

В разрезе туронского яруса выделяются две пачки. Первая сложена преимущественно глинами с редкими прослоями алевролитов, вторая — песчаниками и песками с маломощными пластами алевролитов. Мощность турона варьирует от 230 (Фараб) до 260 м (Наразым).

Разрез сеноманского надъяруса представлен песчаниками, алевролитами, глинами и известняками. Количественное соотношение этих пород для отдельных ярусов не остается постоянным. Так, разрез коньякского яруса (178—186 м) представлен преимущественно глинами, сантонского яруса (143—149 м) — песчаниками и алевролитами, кампанского (157—176 м) — алевролитами и маастрихтского (76—79 м) — глинами и известняками.

Необходимо подчеркнуть, что между отдельными разрезами описываемого типа не наблюдается заметных различий, за исключением небольших изменений в суммарных мощностях. В частности, разрез Наразымской структуры характеризуется несколько большей мощностью (1108 м) по сравнению с Фарабской (1040 м).

Как видим, разрезы Фараб-Наразымского типа значительно отличаются от уже рассмотренного Гаурдак-Кугитангского. Для данного типа, в общем, характерны гораздо большая насыщенность всех секций песчано-алевритовыми породами и несколько меньшая суммарная мощность (1040—1108 м).

Питнякский тип. В структурном отношении разрезы питнякского типа приурочены к Султан-Санджарскому и Мешеклинскому валам, Гугуртлинскому, Кабаклинскому выступам и частично Заунгузскому прогибу [2, 4, 6, 9].

Отложения сеноманского яруса представлены в нижней части преимущественно мелкозернистыми, полевошпатово-кварцевыми, местами глауконитовыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и глин, в верхней части — алевролитами с маломощными прослоями песчаников и глин.

Мощность сеноманского яруса варьирует от 174 (Коша-Булак) до 234 м (Кабаклы). В этом же направлении происходит некоторое уменьшение песчаности разреза.

В разрезе туронского яруса четко выделяются две пачки, нижняя из которых представлена алевролитистыми, известковистыми, местами тонкоотмученными и не карбонатными глинами с редкими, маломощными пластами алевролитов. Верхняя пачка представлена переслаиванием мелкозернистых, алевролитовых песчаников, разнозернистых алевролитов и алевролитистых глин.

Мощность туронского яруса колеблется от 190 (Коша-Булак) до 230 м (Кабаклы).

Разрез коньякского яруса выражен переслаиванием микрозернистых, детритовых, иногда песчано-алевритовых известняков, разнозер-

нистых алевролитов, известковистых, алевритистых, местами тонкоотмученных глин и мелкозернистых песчаников.

Изменение мощности коньяка подчинено той же закономерности, что и для нижних ярусов. Она минимальна в Коша-Булаке (104 м) и максимальна в Кабаклы (168 м).

В разрезе сантонского яруса по литологическому составу выделяются три пачки. Нижняя пачка сложена мелкозернистыми, алевритовыми песчаниками с подчиненными прослоями известняков; средняя — известковистыми, алевритовыми, местами тонкоотмученными глинами; верхняя — разнозернистыми, иногда песчанистыми, глауконитовыми алевролитами и маломощными прослоями песчаников и глин.

Мощность сантонского яруса колеблется от 60 (Коша-Булак) до 149 м (Кабаклы).

Разрез кампанского яруса представлен известковыми, алевритистыми (в верхней части), тонкоотмученными (в нижней части) глинами с подчиненными прослоями мелкозернистых алевролитов. В более северных разрезах описываемого типа (Коша-Булак, Султан-Санджар) количество алевролитовых пластов увеличивается; местами появляются маломощные пласты мелкозернистых песчаников и прослойки фосфоритов.

Мощность кампанского яруса варьирует от 65 в Коша-Булаке до 153 м в Кабаклы.

Разрез маастрихтского яруса имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза представлена рыхлыми, реже плотными, разнозернистыми алевролитами с подчиненными пластами известковистых глин (Коша-Булак) и алевритовыми глинами с единичными маломощными прослоями алевролитов (Кабаклы). Верхняя — сложена крупнодетритовыми, иногда песчанистыми, доломитизированными известняками. В разрезах Кабаклинской структуры появляются также пласты известковистых доломитов.

Мощность маастрихтского яруса колеблется в пределах 25—40 м.

В районе распространения описываемого типа разрезов на отложениях маастрихтского яруса с размывом залегают глины эоцена (?).

Суммарная мощность верхнемеловых отложений для данного типа разрезов колеблется от 670 в Коша-Булаке до 870 м в Кабаклы.

Как видим, Питнякский тип разреза верхнего мела отличаются несколько меньшие мощности, резко выраженная гетерогенность петрографического состава пород, более значительная обогащенность песчано-алеваитовыми породами.

Таким образом, если колонки верхнего мела юго-западных отрогов Гиссара сложены, в основном, глинами, то по мере смещения на северо-запад они сменяются разрезами, более обогащенными песчано-алеваитовыми породами. В этом же направлении происходит и сокращение мощностей.

Восточно-Заунгузский тип разрезов располагается на территории Заунгузского прогиба [2, 6, 9].

Отложения сеноманского яруса в нижней части представлены мелкозернистыми, полевошпатово-кварцевыми, алевритистыми, иногда глауконитовыми песчаниками с подчиненными пластами разнозернистых, алевритистых, местами тонкоотмученных глин, в верхней части — разнозернистыми алевролитами с маломощными пластами слабосцементированных, мелкозернистых, глауконитовых песчаников и алевритовых глин. Мощность — 255 м.

В разрезе туронского яруса по литологическому составу выделяются две пачки. Нижняя сложена в основном известковистыми, алевролитовыми глинами и мелко-, реже крупнозернистыми, слабо слюdisty-

ми алевролитами. Встречаются также единичные, маломощные пласты мелкозернистых песчаников. Строение верхней пачки иное. Она представлена частым переслаиванием разнозернистых алевролитов, алевритовых глин, мелкозернистых песчаников и глинистых микрозернистых известняков. Мощность колеблется от 264 до 281 м

Коньякский ярус представлен разнозернистыми, крепкими алевролитами и алевритовыми, местами тонкоотмученными глинами, среди которых прослеживаются горизонты мелкозернистых, плотных песчаников. Мощность—в пределах 62—69 м.

Сантон выражен, в основном, мелкозернистыми алевролитами, известковистыми, алевритистыми, местами тонкоотмученными и известковистыми глинами. В нижней части разреза отмечаются единичные маломощные прослойки мелкозернистого песчаника. Мощность от 102 (скважина № 64) до 61 м (скважина № 55). В последней она сокращена за счет размыва.

Разрез кампанского яруса сложен преимущественно крепкими мергелями с подчиненными пластами микрозернистых, глинистых известняков в нижней части и тонкоотмученных, известковистых глин в средней и верхней частях разреза. Мощность изменяется в пределах 90—100 м. Местами между кампаном и маастрихтом наблюдаются следы размыва.

В разрезе маастрихтского яруса четко выделяются три пачки. Первая представлена плотными мергелями с подчиненными им пластами известняков и известковистых, тонкоотмученных глин, вторая—алеваитистыми, карбонатными глинами с разнозернистыми алевролитами.

Верхняя пачка сложена разнозернистыми, кварцевыми, слабоцементированными песчаниками с пластами микрозернистых и детритовых известняков в верхней и нижней частях. Мощность маастрихтского яруса колеблется от 130 до 176 м. На отложениях маастрихта с размывом залегают глины и известняки верхнего палеоцена — эоцена. Максимальная мощность верхнемеловых отложений данного типа 977 м.

Описываемый тип разреза отличается от предыдущего большей мощностью и обогащенностью карбонатными породами.

Байрамалийский тип разрезов верхнего мела располагается по южной окраине Каракумской эпигерцинской платформы [1, 2, 6]. Сенноман четко расчленяется на нижнюю часть, сложенную крупнозернистыми алевролитами, темно-серыми, слабоизвестковистыми глинами, мелкозернистыми, иногда глауконитовыми песчаниками, среднюю — глинистую и верхнюю, — выраженную разнозернистыми алевролитами, переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками и маломощными прослоями глин. Мощность колеблется от 307 (Майская структура) до 475 м (Келийская структура).

В разрезе турона выделяются две пачки: нижняя глинистая с подчиненными пластами алевролитов и единичных маломощных прослоек мелкозернистых песчаников и мергелей, и верхняя, представляющая собою переслаивание серых, мелкозернистых песчаников и песков с темно-серыми глинами и маломощными пластами алевролитов и известняков. Мощность — 245—265 м.

Коньякский ярус представлен преимущественно зеленовато-серыми, крепкими, тонкоотмученными, реже алевритистыми, известковистыми глинами и разнозернистыми, массивными алевролитами (в средней части). Мощность — 142—148 м.

Более сложное строение имеет сантон. В нижней части его развиты разнозернистые, слабоцементированные, местами плотные, песча-

нистые алевролиты с прослоями (2—3 м) мергелей и известняков, в средней — серовато-голубые, крепкие, известковистые, алевритистые глины, а в верхней — разнозернистые, песчанистые, слабосцементированные, слюдистые алевролиты с единичными прослоями (2 м) мергелей). Мощность — 108—110 м.

Кампан выражен в нижней части разнозернистыми, голубовато-серыми, слабосцементированными, массивными алевролитами и в верхней части — серыми, известковистыми, алевритистыми, местами тонкоотмученными глинами с подчиненными пластами мергелей, известняков и алевролитов. Мощность от 151 до 182 м.

В разрезе маастрихта выделяются две пачки, нижняя из которых сложена серыми, слабосцементированными, разнозернистыми алевролитами с единичными маломощными прослоями мергелей и известковистых глин, и верхняя — серыми, рыхлыми, известковистыми, глинистыми доломитами с прослоями доломитизированных известняков. Мощность — 69—73 м. Суммарная мощность верхнемеловых отложений колеблется от 1060 (Майская структура) до 1200 м (Байрамалийская структура).

Как видим, для разрезов байрамалийского типа показательна относительная обогащенность их глинами и сравнительно большие мощности сеномана и всего разреза верхнемеловых отложений.

Бадхызский тип разрезов располагается в области альпийской складчатой зоны и ее предгорном прогибе [2, 6, 8]. К ним относятся разрезы Восточного Копет-Дага, Бадхыза и Кушкинского района.

Разрезы предыдущих типов сложены только морскими образованиями. В данном типе принимают участие три генетические группы пород: морские, лагунные и лагунно-континентальные.

Морскими образованиями представлен сеноман, турон, коньяк, сантон, кампан и основная часть маастрихта, а континентальными и лагунными — верхи маастрихта и датско-монский комплекс.

Отложения сеноманского яруса в разрезах Бадхызского типа характеризуются малой мощностью (100—110 м) и изменчивостью литологического состава по площади. Так, если в Восточном Копет-Даге и Горном Бадхызе сеноман выражен известковыми глинами с пластами алевролитов и глауконитовых песчаников, то в Кушкинском районе — тонкоотмученными, известковистыми глинами.

Большой изменчивостью характеризуются также разрезы туронско-го яруса. В Горном Бадхызе он (132 м) представлен алевролитами и подчиненными пластами мелкозернистых песчаников, известковистых глин и мергелей. В Кушкинском районе отложения туронского яруса (22 м) выражены мелкозернистыми известняками, а в Восточном Копет-Даге (68 м) — преимущественно глинами с подчиненными пластами песчаников и алевролитов в нижней части и мергелей в верхней. Коньяк в Горном Бадхызе (56 м) представлен известняками, мергелями и чередующимися с ними (в верхней части) алевролитами. В Кушкинском районе он (44 м) выражен карбонатными глинами, а в Восточном Копет-Даге (30 м) — мергелями и известковистыми глинами.

Сантон в Кушкинском районе сложен мергелями, глинами, известняками и имеет мощность порядка 190—200 м. В западных районах его мощность уменьшается от 105 (Бадхыз) до 80 м (Восточный Копет-Даг) и выражен он алевролитами, мергелями и известковистыми глинами.

Иначе построен кампанский ярус. Он представлен в этих районах мергелями, глинами и известняками. Мощность его от 193 (Восточный Копет-Даг) до 235 м (Кушкинский район).

Морские образования маастрихтского яруса в Кушкинском районе и в Восточном Копет-Даге представлены, в основном, органогенно-обломочными, микрозернистыми, песчанистыми известняками, мергелями и известковыми глинами, тогда как в Горном Бадхызе — преимущественно алевролитами, песчаниками и в подчиненном значении карбонатными породами.

Верхи маастрихта и отложения датско-монского комплекса в разрезах данного типа представлены песчаниками, гипсами, переслаивающимися с алевролитовыми глинами, алевролитами, доломитизированными мергелями, доломитами и характеризуются изменчивостью состава и мощностей.

Мощность* маастрихтского яруса варьирует от 370 (Бадхыз, Кушкинский район) до 484 м (Восточный Копет-Даг).

Таким образом, отличительными особенностями разрезов Бадхызского типа являются малые мощности сеномана, турона и коньяка, резкое увеличение мощности маастрихта, насыщенность всего разреза, в особенности разреза кампана, карбонатными породами и широкое развитие в маастрихтском и датско-монском ярусах красноцветных образований лагунно-континентального генезиса.

Из изложенного видно, что различия в строении разрезов выделенных типов существенны. Они еще больше выявляются при сравнении разрезов платформенной и складчатой областей. Однако, возможно и их сопоставление, если учесть, что главные этапы истории геологического развития этой огромной территории появились однозначно.

Вся рассматриваемая территория начиная с альбского века стала ареной активного осадконакопления в условиях морского водоема. Опускания альбского этапа ознаменовали начало нового крупного цикла осадконакопления, охватившего весь верхний мел и завершившегося в датском веке. Таким образом, вместе с альбскими накоплениями толща верхнего мела включает, как несомненно трансгрессивные накопления, отложения моря относительно стабильного режима развития и, наконец, регрессивную свиту.

В течение почти всего верхнего мела описываемая территория прогибалась. На этом общем процессе опусканий временами проявлялись малоамплитудные поднятия. Интенсивность этого процесса в разных районах была неодинаковой и это, в сочетании с удаленностью каждого района от областей сноса, определило характер строения разрезов и фациальные особенности свит.

Интересно отметить смещение фокусов основных погружений на разных этапах истории геологического развития. Так, в сеномане, туроне, коньяке и сантоне максимальные опускания были в платформенной области, а минимальные — в геосинклинальной. Начиная с кампанского века интенсивность прогибаний в платформенной области существенно уменьшается, а в геосинклинальной резко возрастает. Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что для разрезов Гаурдак-Кугитангского и Байрамалийского типов показательна насыщенность всей колонки верхнего мела глинистыми породами. Петрографический состав пород всех остальных типов разрезов по сравнению с ранее отмеченными, напротив, гетерогенен. Заметим, наконец, несравненно большую насыщенность колонки разрезов Бадхызского типа известняками и мергелями, не характерными для колонок других типов разрезов.

* Верхняя граница маастрихта во всех разрезах описываемого типа условна.

Выводы

Объединение всех разрезов верхнего мела Восточной Туркмении в описанные типы облегчит их корреляцию, окажется полезным при выяснении истории геологического развития этой территории, а также явится отправной позицией при палеогеографических построениях.

Институт геологии
АН Туркменской ССР

Поступило
2 августа 1963 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзберг Р. Е. — Меловые отложения Приамударьинского района Юго-Восточной Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, Ленинград, 1961.
2. Амурский Г. И., Мильштейн Д. М., Смирнов Л. Н. — Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-Восточной Туркмении. Ашхабад, АН ТССР, 1961.
3. Бабаев А. Г. — Типы разрезов меловых отложений Западного Узбекистана. ДАН УзССР, № 1, 1955.
4. Бабаев А. Г. — Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана. Ташкент, АН УзССР, 1959.
5. Джабаров Г. Н., Балкулиев Ч. К., Арустамов А. Л., Буркова Г. Н., Курылева А. М. — Верхний мел Гаурдак-Кугитангского района. Фонды ИГ АН ТССР, Ашхабад, 1962.
6. Дикенштейн Г. Х. — Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. ВНИГНИ, М., 1963.
7. Ильин В. Д. и др. — Стратиграфия, литология, фации и перспективы нефтегазоносности мезозойских отложений Бухаро-Хивинской области. Фонды ВНИГНИ, М., 1961.
8. Калугин П. И., Дмитриев А. В. — Верхний мел Горного Бадхыза. Тр. Института геологии АН ТССР, № 4, 1962.
9. Соколовская Л. А. и др. — Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений востока и юга ТССР. Фонды ЦКТЭ, Ашхабад, 1963.
10. Страхов Н. М. — Очерки геологии Кунгуро-Ишимбаевского нефтеносного района. БМОИП, отд. геол., 1947.

А. Г. ЕЗИАШВИЛИ

О НОВЫХ ВЫХОДАХ ВЕРХНЕЮРСКИХ И ВАЛАНЖИНСКИХ ПОРОД В ЦЕНТРАЛЬНОМ КОПЕТ-ДАГЕ

Выходы верхнеюрских и валанжинских пород на территории Центрального Копет-Дага в литературе известны в районе подземного озера Коу [6, 7, 8] и на Келятинском участке [1, 2, 3].

В 1963 г. автор, при проведении исследований передовой зоны Центрального Копет-Дага, обнаружил новые выходы верхнеюрских и валанжинских пород на правом борту долины Мегин-Су (Бахча), расположенном к югу от станции Келята и к юго-востоку от Бахарденского подземного озера Коу (рис. 1).

Участок выходов юрских и валанжинских пород на правом борту долины

Мегин-Су представляет собой горстовую структуру, расположенную в присводовой части главной передовой антиклинали Центрального Копет-Дага.

Горстовая структура имеет форму неправильного четырехугольника, вытянутого в северо-восточном направлении (рис. 2). Максимальная ширина структуры юго-западной части — 1,85, длина — 4,3 км. Северо-восточная половина структуры скрыта под четвертичными пролювием, но, судя по отдельным выходам валанжинских пород вдоль восточной окраины пролювиального шлейфа,

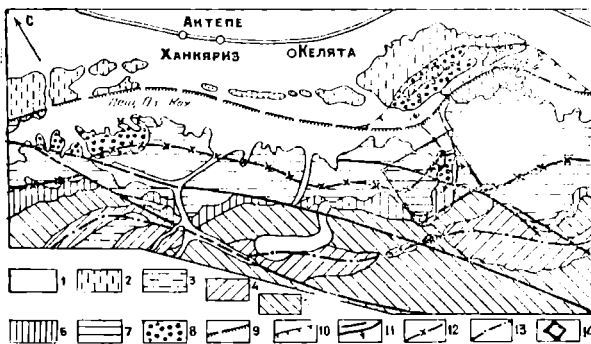


Рис. 1. Обзорная геологическая карта района выходов верхнеюрских и валанжинских пород в Центральном Копет-Даге. 1—Четвертичные отложения; 2—неоген и палеоген; 3—нижний альб; 4—верхний апт; 5—нижний апт; 6—верхний баррем; 7—нижний баррем и готерив; 8—валанжин и верхняя юра; 9—главный взброс термальной зоны; 10—главный Копетдагский надвиг; 11—прочие тектонические нарушения; 12—шарниры антиклиналей; 13—шарниры синклиналей; 14—участок, отображенный на рис. 2.

можно утверждать, что валанжин там прослеживается на северо-восток под покровом пролювия вплоть до выходов разновозрастных пород на Келятинском участке (рис. 1). От последних, по-видимому, их отделяет продольный разрыв, который является молодым проявлением

главного надвига и назван нами Главным взбросом термальной зоны [3, 4].

Разрывные нарушения, окружающие горстовую структуру, представляют собой сбросы и взбросы. Наиболее крупный сброс срезает структуру от неокомских пород с юго-запада и является северо-западным продолжением диагонального разлома, известного в литературе под названием Бахчинского сбросо-сдвига [5]. Стратиграфическая амплитуда вдоль плоскости этого разлома достигает максимальной (около 1,5 км) величины в юго-западной части структуры, где нижний валанжин приведен в соприкосновение с нижним барремом (рис. 2). Бахчинский сбросо-сдвиг прослеживается и северо-западнее от горстовой структуры. В указанном направлении резко уменьшается амплитуда вертикального перемещения, которая не превышает 40—50 м, что касается горизонтального смещения по разлому, то оно почти совершенно отсутствует.

Бахчинский сбросо-сдвиг затухает в отложениях нижнего мела у подножья северного склона передового хребта (рис. 1). Менее крупным является разлом-сброс, ограничивающий горст с северо-запада. Максимальная стратиграфическая амплитуда взброса, наблюдаемая в юго-западной части, где верхняя юра контактирует с нижними горизонтами верхнего готерива, равна примерно 1 км. Сброс с северо-восточной части структуры приобретает северное направление и, по-видимому, сливается с Главным взбросом термальной зоны (рис. 1). Гораздо меньшую амплитуду смещения имеет разлом-сброс, ограничивающий горстовую структуру с юго-востока, величина ее колеблется в пределах 40—250 м. Кроме рассмотренных разломов, ограничивающих горстовую структуру, последняя рассекается еще продольным (к структуре) разломом-взбросом северо-восточного направления. Этот разлом разделяет структуру на два неравных по размеру блока: северо-западного и юго-восточного (рис. 2). В строении северо-западного блока участвуют верхнеюрские, валанжинские и нижнеготеривские отложения, а в строении юго-восточного блока, помимо перечисленных, и верхнеготеривские.

Таким образом, рассматриваемый участок выходов верхнеюрских и валанжинских пород в правом борту долины Мегин-Су представляет собой горстовую структуру, образовавшуюся в результате блоков в поднятий присводовой части главной передовой антиклинали Центрально-

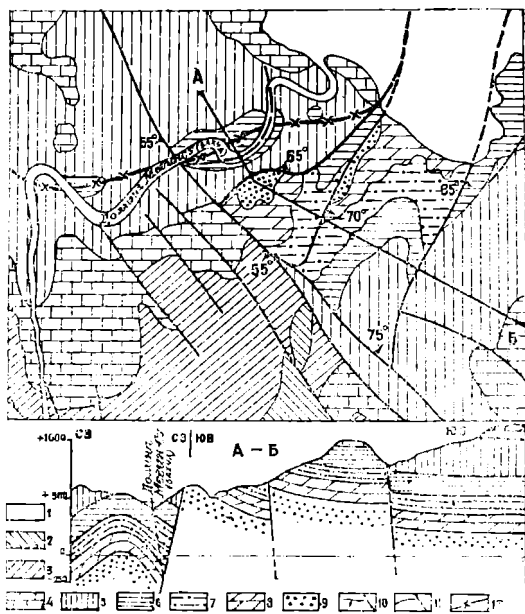


Рис. 2. Геологическая карта правого борта долины Мегин-Су (Бахча). 1—Четвертичные отложения; 2—нижний апт; 3—верхний баррем; 4—нижний баррем; 5—верхний готерив; 6—нижний готерив; 7—верхний валанжин; 8—нижний валанжин; 9—верхняя юра (титон?); 10—линии взбросов и сбросов с указанием направления падения сместителя; 11—те же линии предполагаемые; 12—шарнир антиклинали.

го Копет-Дага, то есть в южном крыле Главного взброса термальной зоны.

Эти поднятия, по-видимому, происходили по ранее существующим и отчасти по вновь проявившимся разрывным нарушениям в процессе роста складчатых структур предгорий и общего воздымания передовых хребтов Копет-Дага на рубеже плиоцена и четвертичного времени [3, 4].

На основании петрографического изучения шлифов (М. Кривошеева, ЦКТЭ) и палеонтологического определения ископаемой фауны (Т. Н. Богданова, С. В. Лобачева и В. А. Прозоровский, ВСЕГЕИ) из наших сборов приводим литолого-стратиграфическую и палеонтологическую характеристику верхнеюрских и валанжинских пород, обнажающихся в юго-западной части горстовой структуры.

Верхняя юра. В основании разреза горстовой структуры залегают известняки темно-серые, серые и светло-серые, толстослоистые, крепкие, преимущественно пелитоморфные, реже органогенные, в отдельных горизонтах песчанистые, в нижней части разреза доломитизированные.

Микроскопически пелитоморфные известняки состоят в основном из пелитоморфного кальцита и 10—15% органогенного материала. Кальцит по пустотам и трещинам, перекристаллизованный до микро-, мелко- и среднезернистого, в отдельных шлифах криптокристаллический. Пелитоморфные известняки в кровле толщи обломочные, имеют неровную поверхность выветривания, что придает им вид брекчий.

Органогенный материал, являющийся основной составной частью органогенных известняков и входящий в состав пелитоморфных известняков, представлен плохо сохранившимися обломками раковин моллюсков, иглокожих, мшанок и фораминифер. Большинство обломков раковин сложено микро- и мелкозернистым кальцитом, встречаются раковины, выполненные гипсом и халцедоном, единичные остатки фосфоритизированные. Цемент органогенных остатков состоит из микро-, мелко- и среднезернистого кальцита.

Терригенный материал представлен угловатыми и полуугловатыми обломками кварца, полевых шпатов, реже кремнистых пород. Встречаются в рассеянном виде аутигенный кварц и глауконит. Терригенные и аутигенные обломки кварца трещиноватые. В некоторых шлифах отмечаются образования гидроокислов железа, окисленного пирита и присутствие в расеянном виде мелких ромбоэдров доломита. Содержание MgO в породах колеблется от 1,42 до 2,82. Лишь в основании разреза в доломитизированных известняках оно достигает 11,09%.

В описываемых отложениях фауна не обнаружена, но, судя по литологическим особенностям и залеганию этих пород в основании темных мергелей и органогенных известняков с фауной валанжина, эта толща сопоставляется с переходной пачкой коуского разреза, условно относимой к верхнеюрскому возрасту [7]. Отличием описываемых пород от последней является отсутствие в верхней части толщи прослоев доломитов, характерных для переходной пачки коуского разреза.

Мощность видимой части разреза, относимой к верхней юре, не превышает 18 м.

Валанжинский ярус. На двух (юго-западном и северо-восточном) участках горстовой структуры обнажаются валанжинские отложения (рис. 2). Последние по комплексу литолого-фациальных и фаунистических особенностей в основном сходны с разрезом валанжина района подземного озера Коу и также подразделяются на две свиты: нижнюю и верхнюю, названные В. М. Марченко соответственно коуской и инд-жеревской [7].

Коуская свита. В коуской свите валанжина, обнажающейся в правом борту долины Мегин-Су, нами выделены семь отличающихся друг

от друга по литологическим признакам пачек. Ниже приводим описание этих пачек.

П а ч к а 1. Темно-серые мергели с прослоями органогенных известняков. Последние преобладают в нижней части пачки. Мощность прослоев известняков от нескольких сантиметров до 0,40 м. Отдельные прослои заключают мелкие, размером до 0,10 мм, округлые стяжения серых микрозернистых известняков и содержат включения неправильной формы размером до 10 см темно-серых, микрозернистых известняков, обогащенных органогенными обломками.

Известняки окварцованные, кварц занимает место выщелоченного кальцита у большинства остатков скелетов мшанок и заполняет трещины и пустоты в породе. Кроме того, кварц встречается в виде мелких обломков вместе с полевыми шпатами. В шлифе отмечаются фосфатизированные остатки и отдельные лимонитизированные участки. В 3 м и выше от подошвы пачки найдены *Septaliphoria cf. Semenovi Moisseev.*, характерная для валанжина Мангышлака и нижнего валанжина Копет-Дага (озеро Кору); *Belbekella cf. Zesori (Pint.)*, встречающаяся в валанжине Швейцарии, и др. Мощность пачки 9 м.

П а ч к а 2. Темно-серые, очень крепкие известняки, состоящие из пелитоморфного, микро-, реже мелкозернистого кальцита и 15—25% органических остатков. Последние представлены обломками раковин моллюсков, фораминифер, скелетов мшанок, иглокожих и других организмов. Скелеты сложены микро- и мелкозернистым кальцитом, единичными раковинами, пустоты выполнены халцедоном (в основном волокнистые разности и сферолит). В шлифе встречены единичные фосфатизированные остатки. Известняки содержат незначительное (2—3%) количество терригенного материала, представленного обломками кварца, полевых шпатов, кремнистых пород и реже органогенных известняков, размеры обломков от алевролитовых до песчаных.

Из основания 2 пачки найдена *Terebratulidae*, *Cucullaea sp. indet.*, *Neithea cf. simplex Mordv.* — нижний валанжин Копет-Дага и Кавказа; *Argcomitilus couloni Margov* — нижний валанжин Копет-Дага, Кавказа, Швейцарии. Мощность пачки — 6,5 м.

П а ч к а 3. Темно-серые, очень крепкие, органогенные известняки, состоящие из органогенных остатков (от 60 до 95%) и цементирующей массы пелитоморфного и микрозернистого кальцита.

Содержание органических остатков увеличивается снизу вверх. В указанном направлении изменяется и состав цементирующего вещества. Пелитоморфная масса сменяется зернистым кальцитом. Органические остатки представлены теми же организмами, что и в известняках вышеописанной пачки. Отдельные прослои известняков (мощностью 2 и 3,2 м) в нижней половине пачки почти исключительно фораминиферовые. Раковины последних, имеющие округлые и овальные формы, выполнены мелкозернистым кальцитом и халцедоном. Фораминиферовые известняки серого цвета, на выветрелой поверхности с плитчатыми отдельностями, последние часто покрыты тонкой пленкой гидроокислов железа, что придает породам с поверхности желтоватый оттенок. В известняках в незначительном количестве (до 1%) встречаются терригенные обломки кварца, полевых шпатов с песчаной размерностью (0,04—0,15 мм). Из аутигенных минералов присутствует зеленый глауконит, который образует неправильные зерна и заполняет ячейки в скелетах мшанок. В основании пачки известняки мощностью 6,5 м окварцованные. На выветрелой поверхности с палочкообразными отдельностями. В середине пачки проходит прослой темно-серого глинистого алевролита мощностью около 2 м, а в верхней половине имеются тонкие прослои темно-серых мергелей. В кровле 3 пачки найдены *Argcomitilus couloni*

Marcov., *Pholadomya* sp. indet., *Lima* sp., соответствующие нижнему валанжину Копет-Дага (коуская свита). Мощность — 31,7 м.

Пачки 1, 2 и 3 общей мощностью 47,2 м, как видно из приведенного описания, состоят, главным образом, из темно-серых органогенных, реже пелитоморфных и зернистых известняков, темных мергелей и песчанистого материала в незначительном количестве. Эти породы по литологическим и внешним (цвет, трещиноватость, слоистость) и некоторым физическим (крепость) признакам резко отличаются от вышележащих слоев глинистых известняков и мергелей валанжина и по стратиграфическому положению сопоставляются с породами 1 пачки коуской свиты валанжина.

Породы 1 пачки в коуском разрезе сложены последовательно залегающими (снизу вверх) темно-серыми мергелями, пестрыми желтовато-серыми, песчанистыми, обломочными известняками с редкими обломками фосфатов и темно-бурыми детритусовыми известняками. Мощность пачки 40 м [7].

Таким образом, породы описанных пачек разреза Мегин-Су отличаются от пород 1 пачки валанжина коуского разреза отсутствием песчанистых обломочных известняков и сравнительно большой мощностью.

П а ч к а 4. Мергели темно-серые, с плитчатыми отдельностями и прослоями серых и темно-серых глинистых известняков. Мощность — 24,5 м.

П а ч к а 5. Известняки серые и темно-серые, глинистые, слоистые, мощность слоев от нескольких сантиметров до 0,30—0,40 м. Мощность — 19,8 м.

П а ч к а 6. Переслаивание серых мергелей, серых и темно-серых глинистых известняков, последние преобладают над остальными породами. В нижней половине пачки проходит прослой органогенного известняка мощностью 2,5 м. Мергели пачки 6 на поверхности после выветривания становятся белыми и хорошо прослеживаются на местности. Мощность — 16,5 м.

Породы пачек 4, 5 и 6 общей мощностью 60,8 м, состоящие из серых и темно-серых глинистых известняков и плитчатых мергелей аналогичны породам 2-й пачки коуской свиты валанжина. Отличием между этими породами в указанных разрезах является различная их мощность. Мощность 2-й пачки в коуском разрезе достигает 83 м [7].

П а ч к а 7. Известняк пелитоморфный, темно-серый, на выветрелой поверхности светло-серый с плитчатыми отдельностями. В верхней части пласта имеется прослой алевrolита 1,5 м мощности. Известняк под микроскопом состоит из глинисто-карбонатного вещества и 15% органического материала. Последний представлен остатками фораминифер, мшанок, иглокожих и других организмов. В основании пачки найдена *Gervillia* sp. indet., встречающаяся в плитчатых известняках нижнего валанжина Копет-Дага. Мощность пачки 23 м. По стратиграфическому положению 7 пачка сопоставляется с 3 пачкой коуского разреза нижнего валанжина. Но породы пачек в этих двух разрезах отличаются друг от друга по литолого-фаціальным особенностям. 3 пачка в коуском разрезе является переходной от коуской к инджеревской свите и представлена алевритистыми известняками мощностью 30 м, содержащими от 10% (внизу) до 50% (вверху) терригенного материала. Мощность коуской свиты в разрезе Мегин-Су 131 м, в районе озера Коу — 153 м [7].

Не исключена возможность, что в дальнейшем при дополнительной находке руководящей ископаемой фауны в разрезе Мегин-Су стратиграфическое положение некоторых пачек уточнится и граница между

коуской и инджеревской свитами, проведенная в основном по литологическим признакам, изменится.

Инджеревская свита. Отложения ее представлены исключительно алевролитами. Последние по цвету и литологическому составу разделяются на три пачки: нижнюю (восьмую), среднюю (девятую) и верхнюю (десятую).

П а ч к а 8 (нижняя). Представлена темно-серыми глинисто-известковистыми алевролитами. На выветрелой поверхности для алевролитов характерны высыпки и плитки желтовато-бурого, ржавого цвета, чем они резко отличаются от подстилающих и перекрывающих их пород валанжина. Породы состоят из пелитового вещества (30%), более крупного терригенного материала (30%) и карбонатных обломков органического происхождения.

Терригенный материал представлен угловатыми и полуокатанными обломками кварца, полевых шпатов и кремнистых пород размером от 0,02 до 0,1 мм. В породе отмечаются единичные неправильной формы зерна аутигенного минерала. Размеры зерен 0,06—0,08 мм. В кровле пачки найдены *Aucella* sp. indet., *Pholadomya gillierani* Pict. et Camp. — встречаются в готериве Швейцарии, Северного Кавказа и в верхнем валанжине Копет-Дага; *Ranore* sp. indet. Мощность пачки 37 м.

Описанные породы по характерным высыпкам и плиткам желтовато-бурого, ржавого цвета, сходны и сопоставляются с породами нижней (4, по В. И. Марченко) пачки инджеревской свиты коуского разреза валанжина. 4 пачка в коуском разрезе представлена известковыми преимущественно кварцевыми алевритовыми песчаниками мощностью 34 м [7].

П а ч к а 9 (средняя). Сложена темно-серыми (внизу) и темно-зеленовато-серыми (вверху) купнозернистыми, преимущественно кварцевыми алевролитами. Породы микроскопически состоят из угловатых, полуокатанных, корродированных обломков преимущественно кварца (составляет 90% общего числа обломков), полевых шпатов, кремнистых пород, чешуек биотита, мусковита и реже зерен циркона. Размеры обломков колеблются от 0,03 до 0,06—0,09 мм. Сцементированы они пелитоморфным и в некоторых участках микрозернистым кальцитом. В породе рассеяны ромбодры доломита размером 0,03—0,06 мм, вокруг некоторых из них наблюдается каемка из гидроокислов железа. Около 1% в породе составляет аутигенный глауконит зеленого и желтовато-зеленого цвета, форма зерен округлая, неправильная, размером 0,08—0,1 мм. Средняя часть пачки переполнена обломками и плохо сохранившимися ядрами устриц *Exogyra* cf. *falciformis* Leyp, *Exogyra* sp. Они же встречаются в основании пачки 9. Мощность пачки 25,5 м.

Пачка 9 по составу терригенного материала и присутствию устричных горизонтов сопоставляется с 5 пачкой инджеревской свиты коуского разреза валанжина, но между породами этих пачек в указанных двух разрезах имеются различия в отношении величины зерен эластического материала. Последний в коуском разрезе более крупнозернистый, следовательно, большая часть разреза 5 пачки представлена песчаниками. Мощность 5 пачки 32 м [7].

П а ч к а 10 (верхняя). Начинается пластом крепкого алевролита серовато-коричневого цвета, разнозернистого, песчанистого, доломитизированного, 2,5 м мощности. Сверху следуют рыхлые алевролиты темно-зеленовато-серого цвета.

Микроскопические серовато-коричневые алевролиты состоят из угловатых, полуокатанных и корродированных обломков кварца, значительно преобладающего в породе, полевых шпатов, кремнистых пород, чешуек биотита и мусковита. Размеры обломков колеблются в широких преде-

лах (от 0,02 до 0,1 мм). Обломки сцементированы глинистым веществом, а в отдельных участках мелкозернистым кальцитом. Полевые шпаты в шлифе пелитизированы. Встречаются плагиоклазы с полисинтетическими двойниками. По всей породе рассеяны ромбоэдры доломита размером 0,05—0,1 мм. Многие из них покрыты гидроокислами железа. Последние также образуют каемки у отдельных ромбоэдров доломита. Присутствуют единичные, неправильной, реже округлой формы зерна аутигенного глаукогита, светло-зеленого и синеваато-зеленого цвета, размер зерен 0,05—0,08 мм. Мощность пачки 11,9 м.

Алевролитами 10 пачки заканчивается разрез валанжина в описываемом участке. Далее сверху залегают отложения нижнего готерива, которые по своим литологическим и фаціальным особенностям аналогичны разновозрастным породам других разрезов передовой зоны Центрального Копет-Дага [7].

Пачка 10 по составу терригенного материала и наличию прослоя крепкого слабо поддающегося выветриванию алевролита, содержащего ромбоэдры доломита, сопоставляется с 7 пачкой коуского разреза валанжина, но по сравнению с последней для 10 пачки характерны меньшие размеры кластического материала, в результате чего она слагается исключительно алевролитами, а в составе 7 пачки коуского разреза валанжина значительную роль играют песчаники. Как видно из приведенного описания, на рассматриваемом участке отсутствуют породы, сопоставляемые породами 6 и верхней половины 7 пачек коуского разреза валанжина. Поэтому мощность инджеревской свиты в разрезе Мегин-Су не превышает 74,4 м, тогда как в коуском она достигает 136 м.

Значительное уменьшение инджеревской свиты, вызванное отсутствием некоторых ее верхних горизонтов, по-видимому, следует объяснить растяжением и проскальзыванием пластов в процессе формирования горстовой структуры.

В ы в о д ы

За время отложения осадков переходной пачки (верхней юры) в районе Коу располагался относительно приподнятый участок, где происходила частая смена лагунно-морских условий нормальными морскими. Аналогичные условия осадконакопления существовали в районе долины Мегин-Су в момент накопления нижней и средней части переходной пачки, но за время отложения верхней части пачки здесь происходит относительное углубление бассейна и лагунно-морские условия сменяются нормальными морскими. В начале раннемеловой эпохи условия седиментации осадков в обоих участках становятся почти одинаковыми, но характер отложений валанжина в разрезе Мегин-Су свидетельствует о том, что они отлагались на значительном, по сравнению с Коуским участком, удалении от береговой линии моря в относительно глубоководном и спокойном морском бассейне.

Управление геологии и охраны недр
при Совете Министров Туркменской ССР

Поступило
6 декабря 1963 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аманниязов К. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 1, 1964.
2. Аманниязов К. и Езиашвили А. Г. — ДАН СССР, т. 141, № 5, 1961.
3. Езиашвили А. Г. — Известия АН ТССР, сер. ФТХ и ГН, № 5, 1961.
4. Езиашвили А. Г. — Известия АН ТССР, сер. ФТХ и ГН, № 3, 1962.
5. Калугин П. И. — Тр. Туркменского геологического управления, вып. 1, 1945.
6. Крымгольц Г. Я. — Геология СССР, т. XXII, Туркменская ССР, ч. 1, 1957.
7. Марченко В. И. — Проблемы нефтегазоносности Средней Азии, вып. 1, Госгеолтехиздат, 1960.
8. Пчелинцев В. Ф. и Крымгольц Г. Я. — Тр. ВГРО, вып. 210, 1934.

М. И. РАЕВСКИЙ
М. А. ТКАЧУК
С. П. ХАЛЛИЕВ

ПАЛЕОГЕН ВОСТОЧНОГО ЗАУНГУЗЬЯ

Палеогеновые отложения Восточного Заунгузья до 1960 г. практически оставались неизученными. Начатые в конце 1960 г. Управлением геологии, под руководством С. П. Халлиева, буровые работы осветили строение палеогеновой толщи на глубину 30—220 м*. Изучение материалов бурения позволило расчленить палеогеновые отложения на нижнепалеоценовые (в низах которых, по-видимому, присутствуют слои датского яруса), верхнепалеоценовые, нижне-, средне- и верхнеэоценовые.

На большей части Восточного Заунгузья послепалеогеновым размывом уничтожены олигоценые и верхи верхнеэоценовых отложений.

Ниже приводится описание всех выделенных подразделений.

Даний (?)—нижний палеоцен. Небольшая пачка известняков, мергелей и глин, залегающая с размывом на фаунистически охарактеризованных отложениях маастрихтского яруса и перекрытая верхнепалеоценовыми образованиями, отнесена нами условно к данию (?)—нижнему палеоцену. Отложения этого возраста вскрыты большинством скважин, пробуренных в Восточном Заунгузье. Нижняя граница их проводится в основании слоя известняка, которому на диаграмме кажущегося сопротивления соответствует характерный пик. В скважине № 60 под этим известняком были обнаружены остатки рудиста *Gyropleura cf. laevis Holz. var. zergavschanensis Rojarcova* (определение Г. М. Беляковой).

Литологически датско(?) - нижнепалеоценовые отложения представлены пачкой светло-серых известняков и мергелей с прослоями зеленовато-серых известковых глин (скважина № 55). В юго-западном направлении известняки постепенно сменяются мергелями, последние известковыми глинами. В том же направлении отмечается увеличение глубины залегания описываемых отложений от 340 до 620 м. Южнее, к Мары-Байрамалийскому району, они погружены более значительно и вскрываются скважинами на глубинах 1000 и более метров. Там же, в разрезе дания (?)—нижнего палеоцена, появляются пласты гипсов и ангидритов. Мощность датско(?) - нижнепалеоценовых отложений изучаемой площади хорошо выдержана и составляет 18 м.

В районе поселков Дарваза и Серный Завод, в сравнительной близости от описываемой территории, присутствуют отложения датского

* Всего за период 1960—1963 гг. в восточном Заунгузье пробурено 17 скважин глубиной 600—1200 м, полностью вскрывших разрез палеогена (рис. 1).

и нижнепалеоценового возраста, которые очень легко сопоставляются с датско (?) -нижнепалеоценовыми отложениями Восточного Заунгузья [3]. На каротажных диаграммах эти отложения характеризуются двумя пиками кривой КС, разделенными небольшой депрессией. Значения кажущихся сопротивлений колеблются от 5 до 50 ом. Кривая спонтанной поляризации (ПС), как правило, невыразительна.

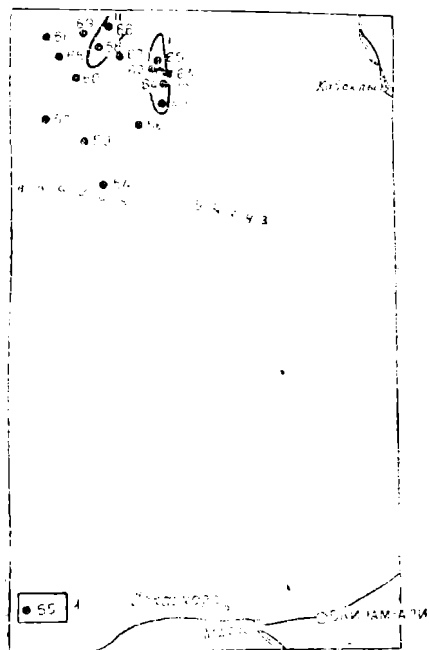


Рис. 1. Схема расположения скважин, пробуренных в Восточном Заунгузье. I—Местоположение и номера скважин; I—Гагаринская антиклиналь; II—Кирпичлинская.

остров или, что более вероятно, восточный берег бассейна, так как по данным В. Д. Ильина к востоку от Кабаклы датско (?) -палеоценовые отложения отсутствуют и породы эоцена залегают непосредственно на верхнемеловых.

Верхний палеоцен. Верхнепалеоценовые отложения, согласно перекрывающие датско (?) -нижнепалеоценовые, представлены серовато-зелеными известковистыми глинами, которые к юго-западу становятся более карбонатными. В этом же направлении происходит увеличение глубины залегания верхнепалеоценовой пачки от 338 до 615 м.

Мощность пачки выдержана по всей изученной территории Восточного Заунгузья и составляет 4 м. Нижняя граница описываемых отложений проводится по кровле пласта известняка (на северо-востоке изученной территории) или мергеля (на юго-западе), выше которого в глинах обнаружен следующий комплекс фораминифер: *Haplophragmoides cf. walteri* Grzyb., *Eponides saginarius* N. Bykova, *Stensioina caucasica* Subb., *St. whitei* Morozova, *Parella culter* (Park. et Jones), *Anomalina aff. granosa* Hantken, *A. cf. umbilicatulula* Mjatluk, *A. ex gr. acuta* Plummer, *Cibicides proprius* Brotzen, *Pullenia guiqueloba* Reuss, *Globigerina eocenica* Terq., *Acarinina subsphaerica* (Subb.), *Bolivinita exigua* Glaessner.

Подобный комплекс известен из верхнепалеоценовых отложений многих районов юга СССР.

Верхнепалеоценовые образования Восточного Заунгузья легко сопоставляются с одновозрастными отложениями Центральных и Северных

Кара-Кумов и Запада Туркмении, обнаруживая большое сходство в литологии и комплексах микрофауны.

На каротажных диаграммах верхнепалеоценовые отложения рисуются небольшой депрессией кривой КС с сопротивлениями, не превышающими 1—2 омм, в то время как выше- и нижележащие породы обладают более высокими сопротивлениями.

Тектонический режим и палеогеографическая обстановка описываемого времени мало отличалась от режима датско(?)-нижнепалеоценового века. Возможно, произошло некоторое углубление, а местами и потепление морского бассейна.

Нижний эоцен. Нижнеэоценовые отложения согласно перекрывают верхнепалеоценовые. Их нижняя граница проводится по смене литологии и комплексов фораминифер и по характеру изменения кривых КС и ПС.

Литологически отложения нижнего эоцена представлены темными зеленовато-серыми глинами. В некоторых скважинах (№ 55, 58) среди глин отмечаются прослои мергелей мощностью до 2 м. В направлении с северо-востока на юго-запад наблюдается постепенное увеличение в разрезе роли известковых глин и мергелей и погружение кровли отложений от 330 до 600 м. В этом же направлении уменьшаются мощности отложений от 19 м (скважина № 64) до 15 м (скважина № 55).

В известковых глинах описываемых отложений обнаружен и определен комплекс фораминифер: *Marginulina eofragaria* Balakhm., *Pseudoglandulina manifestata* (Reuss), *Valvulinera intenta* N. Bykova, *Aptomalina capitata* (Gümbel), *Acarinina subsphaerica* (Subb.), *A. pentacamerata* (Subb.), *camerata* Chalilov, *A. interposita* Subb. и другие.

Среди фораминифер этого комплекса присутствуют виды, руководящие для нижнего эоцена.

Очень близкая ассоциация видов из нижнего эоцена известна в прилегающих к Восточному Заунгузью районах, позволяя сопоставлять описываемые отложения с карышанским горизонтом Марыйского оазиса [5] и верхней частью кизылтакырской свиты (ее нижнеэоценовой частью) Центральной, Серверной и Западной Туркмении.

Геозлектрический разрез нижнего эоцена отличается слаборасчетливой кривой КС, образующей отдельные небольшие пики, соответствующие прослоям мергелей. Кажущееся сопротивление глин не превышает 2—3, мергелей — 5 омм.

Тектонический режим нижнеэоценового времени характеризовался незначительными нисходящими движениями. На всей территории существовало неглубокое открытое море с выровненным дном, более теплое в юго-западной части, чем в северо-восточной. Область сноса, по-видимому, располагалась на значительном удалении от изученного участка бассейна, вероятно в районе Султануиздаг—Питняк. Район Кабаклы, не покрывавшийся морем в течение датского и палеоценового времени, в начале нижнего эоцена опустился ниже уровня моря, о чем свидетельствует присутствие нижнеэоценовых глин на крыльях Кабаклинской антиклинали.

Средний эоцен. На глинах нижнего эоцена согласно залегают среднеэоценовые отложения, представленные серовато-зелеными мергелями мощностью 35—50 м с прослоями серых известняков и зеленоватых известковистых глин.

Характерным для описываемых отложений является повышенная карбонатность глин по сравнению с глинами подстилающих и перекрывающих образований. Эта особенность отмечается для всей Юго-Восточной Туркмении, что свидетельствует об одинаковых условиях осадконакопления на этой огромной территории. Впервые повышенная карбо-

натность пород среднего эоцена была отмечена С. П. Вальбе и А. М. Мамедовым [2] для Восточного Копет-Дага, а несколько позже—М. И. Раевским [4] для Теджен-Мургабского междуречья и М. А. Ткачук [5] для Марыйского района. Нижнеэоценовые отложения богаты остатками фораминифер. Из них определены: *Gaudryina subbotina* Welmin, *Globorotalia pseudoscutula* Glaessner, *Bulimina mitgarziana* Balakhm., *Cibicides limarius* N. Bykova, *Hopkinsina botryoides* Balakhm., *Anomalina ammophila* (Cümbel.), *Pulsiphonina orientalis* (Moroz.), *Bifarina millepunctata* (Tutk.), *Acarinina acarinata* Subb., *Globigerina pseudo-eocaena* Subb., *Hastigerina* cf. *micra* (Cole), *Anomalina pseudoacuta* Nikit., *Valvulineria intenta* N. Bykova, *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissler), *Robulus* ex gr. *iljini* (N. Bykova), *Nonionella ispharensis* N. Bykova. Присутствие видов *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissl.), *Acarinina acarinata* Subb., *Anomalina pseudoacuta* Nikit. позволяет отнести их к среднему эоцену, параллелизуя с зонами *Truncorotalia caucasina* и *Acarinina crassaformis* одновозрастных отложений Северного Кавказа. С другой стороны, они достаточно четко увязываются с алайскими слоями среднеазиатской схемы расчленения палеогена О. С. Вялова, так как для описываемых отложений Восточного Заунгузья весьма характерно совместное нахождение кавказских и среднеазиатских видов фораминифер.

Каротажная характеристика среднего эоцена позволяет легко выделять эти отложения. Для них характерна расчлененная кривая кажущихся сопротивлений со значениями 3—7 ом. Верхняя пачка отличается менее расчлененной кривой КС с пониженными значениями (2—4 ом) по сравнению с нижней.

Тектонический режим и палеогеографическая обстановка среднеэоценового времени мало отличаются от таковых нижнего эоцена. Повышенная карбонатность отложений, по-видимому, свидетельствует о существовании теплого открытого моря. Совместное нахождение кавказских и среднеазиатских видов фораминифер говорит о том, что морской бассейн, располагавшийся на территории Восточного Заунгузья, имел свободную связь с Кавказским и Среднеазиатским бассейнами.

Верхний эоцен. Отложения верхнего эоцена представлены мощной однообразной толщей зеленовато-серых глин, с редкими прослоями алевролитов. Они залегают совершенно согласно на среднем эоцене, часто с постепенными переходами. По степени карбонатности вся толща делится на 3 части: нижняя наиболее карбонатная, мощностью 40—60 м, средняя бескарбонатная — до 200—500 м и верхняя, неполная из-за размыва — 20—30 м, карбонатная.

Нижняя граница верхнего эоцена проводится по увеличению значений кажущегося сопротивления отложений и смене комплексов фораминифер. Мощность верхнеэоценовых глин изменяется от 270 до 544 м, значительно увеличиваясь к юго-западу от свода Гагаринской антиклинали. Тщательный анализ каротажных диаграмм позволил сделать вывод, что уменьшение мощности верхнего эоцена на своде Гагаринской структуры, вероятнее всего, вызвано преднеогеновым размывом верхней части образований. Литологический состав верхнеэоценовых отложений практически не изменяется на всей изученной территории.

Фораминиферы нижней карбонатной пачки очень разнообразны в видовом отношении. Отсюда известны многочисленные представители рода *Robulus*, в том числе *Robulus iljini* (N. Bykova), *R. gomeri* (Reuss), *R. laticostatus* (Tutk.) и другие. Наиболее характерными видами являются *Siphonina praelata* N. Bykova, *Cibicides hadjibulakensis* N. Bykova, *Bifarina millepunctata* (Tutk.), *Hopkinsina bykovae* Balakhm., *Acarinina kiewensis* Moroz., *Acarinina rotundimarginata* Subb., *Globi-*

gerina frontosa Subb. Комплекс фораминифер позволяет сопоставлять эту часть разреза с керестинским горизонтом, выделенным В. Г. Морозовой и Ю. А. Судариковым в 1959 г.

Из серо-зеленых бескарбонатных глин и алевроитов выделен и определен не очень богатый комплекс фораминифер, состоящий преимущественно из агглютинирующих видов: *Proteonina difflugiformis* Brady, *Ammomarginulina plana* (N. Bykova), *Spiroplectammina turgaica* Balakhm., *Gaudryina superturkestanica* N. Bykova, *Saracenaria arcuata* Orb., *Baggina* ex gr. *valvulineriaformis* (N. Bykova), *Anomalina acuta* Plummer, *taurica* Samoil., *Hastigerina micra* (Cole), *Globigerina bulloides* Orb., *Caucasina* sp., *Hopkinsina bykovae* Balakhm., *Uvigerina costellata* Morozova, *Bolivina* ex gr. *nobilis* Hantken. Кроме того, по всей толще отмечены радиолярии, чешуи рыб, обломки игл морских ежей. Большинство видов, имеющих песчаную стенку раковины, известно из верхнего эоцена Кизыл-Кумов.

В верхней карбонатной части глин (скважина № 54) обнаружен очень богатый комплекс бентосных видов, среди которых преобладают представители рода *Bolivina*. Присутствие руководящего вида *Bolivina antegressa* Subb. позволяет сопоставлять эту часть разреза с одноименной зоной Крымско-Кавказской области.

Следует отметить, что в одной из скважин (№ 55) по комплексам фораминифер удалось более подробно расчленить глинистую толщу верхнего эоцена, выделив аналоги туркестанских, риштанских и исфаринских слоев среднеазиатской схемы расчленения палеогена. Однако однообразие описываемой толщи, отсутствие литологических и геоэлектрических реперов затрудняет расчленение разрезов верхнего эоцена, менее изученных фаунистически.

Геоэлектрический разрез верхнеэоценовых отложений характеризуется совершенно нерасчлененной кривой КС со значениями, не превышающими 1—2 омм, увеличивающимися до 5 омм в карбонатных породах. Пласты алевролитов рисуются небольшим повышением кажущихся сопротивлений и депрессиями кривой ПС. По каротажным диаграммам отложения легко отличаются от вышележащих неогеновых и подстилающих среднеэоценовых образований.

Палеогеографическая обстановка верхнеэоценового времени характеризовалась спокойным тектоническим режимом. На изученной территории располагалось неглубокое, сравнительно прохладное море, удаленное от областей сноса, которое, видимо, в разные периоды своего существования имело связь то с Кизылкумским, то с Кавказским бассейнами.

Выводы

1. Впервые на территории Восточного Заунгузья буровыми работами установлено залегание палеонтологически охарактеризованных отложений палеогена на глубинах от 30 до 220 м.

2. В низах изученного разреза, по-видимому, присутствуют отложения датского яруса верхнего мела, неотличимые от вышележащих палеоценовых отложений. На маастрихтском ярусе изученные образования залегают с размывом.

3. Палеогеновые отложения исследуемой территории по своим литологическим особенностям, каротажной характеристике и комплексам фораминифер расчленяются на даний (?) — нижний палеоцен, верхний

палеоцен, нижний эоцен, средний эоцен и верхний эоцен. Последний на сводах антиклинальных структур частично размыт.

4. По фауне фораминифер удается параллелизовать отдельные части разреза Восточного Заунгузья со среднеазиатской и кавказской схемами расчленения палеогена.

Управление геологии и охраны недр
при Совете Министров Туркменской ССР

Поступило
16 июля 1963 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вальбе С. П., Джабарова В. В. — К стратиграфии пограничных слоев палеоцена и эоцена в Восточном Копет-Даге. Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1961.
2. Вальбе С. П., Мамедов А. — Новые данные об эоценовых отложениях Восточного Копет-Дага. Уч. записки ТГУ, т. 18, 1961.
3. Габриэлянц Г. А. — О границе датского и маастрихтского ярусов центральной части Кара-Кумов. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, 1961.
4. Раевский М. И. — Средне- и верхнеэоценовые отложения южной части Теджен-Мургабского междуречья. Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1962.
5. Качук М. А. — Стратиграфия палеогеновых отложений Марыйского оазиса. Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1962.

Л. А. СОКОЛОВСКАЯ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЗАУНГУЗСКИХ КАРА-КУМОВ

В верхнемеловую эпоху в восточной части Заунгузских Кара-Кумов существовал мелководный морской бассейн, в котором происходило накопление разнообразных фациальных гипсов пород.

Сеноманский ярус представлен морскими мелководными терригенными фациями песчаников, алевролитов и глин.

Основная масса песчаников сеномана состоит из неотсортированного и неокатанного обломочного материала с преобладанием кварца и обогащена глауконитом. Источником обломочного материала служили продукты разрушения удаленных от берега участков суши и продукты абразии берегов. Небольшие пути переноса и быстрое захоронение принесенного обломочного материала обусловили его незначительную измененность (особенно в восточных разрезах), присутствие средних разностей плагиоклазов, обломков эффузивных пород и таких сравнительно неустойчивых минералов, как гиперстен, щелочная роговая обманка, реже моноклинный пироксен, эпидот. Песчаники этого типа часто содержат прослойки и линзы глинистого материала, в них, как правило, отсутствуют карбонаты кальция, нередко скопления органического вещества растительного происхождения. Все эти признаки указывают на то, что они образовались в довольно мелководных условиях, где привносимый разнородный материал, не подвергаясь далее механическому сортирующему воздействию, захоронялся. Отмечается постоянная обогащенность пород фосфоритами и фосфатизированными остатками фауны, что является характерным признаком трансгрессивных серий. Редкие маломощные прослои более отсортированных песчаников с аномально высоким содержанием магнетита и группы прозрачных устойчивых минералов при незначительном количестве эпидота и зеленой роговой обманки свидетельствуют о периодической кратковременной стабилизации бассейна и более длительном пребывании осадка в зоне взмучивания. В этих условиях обломочный материал, находясь в сфере активного гидродинамического воздействия, перемывался, перекатывался по дну, отсортировывался, обогащаясь кварцем, магнетитом и устойчивыми аксессуарными минералами. Замедление поступления терригенного материала в эти периоды создавало благоприятные условия для выпадения карбонатов и увеличения их роли в цементации пород.

Для терригенных пород сеномана характерным является тип глауконитовых песчаников, которые широко распространены на западе Средней Азии. В изученных разрезах верхнего мела глауконитовые песчаники не образуют сплошных пачек, а встречаются в виде прослоев 3—4-метровой мощности, которые по разрезу нередко переходят в пласты сильно песчанистых глин. Менее интенсивно глауконитообразование захватывает алевролиты и песчанистые глины и обычно растет с увеличением в них кластической примеси. Как указывает Н. М. Страхов, ареной наиболее интенсивного глауконитообразования являются глубины не менее 30—40 м и не более 150—200 м [1].

Из органических остатков к глауконитовым песчаникам приурочены обломки крупных раковин, разнообразие же органической жизни для них не характерно.

Тот факт, что глауконитовые породы наблюдаются в толщах с частым чередованием алевролитов, песчаников и глин, возможно, свидетельствует о том, что интенсивности глауконитообразования благоприятствует сочетание условий, при которых наряду с достаточным привнесом тонкодисперсного глинистого материала геохимическая обстановка поддерживается на грани, близкой к нейтральной или слабо окислительной. Возможно, именно эти условия создавались в начальные этапы трансгрессии верхнемелового бассейна.

Образование алевролитов происходило, вероятно, в некотором удалении от наиболее мелководных частей бассейна. Среди них чаще отмечаются тонкослоистые разности, образующиеся в результате перигидрического привноса различного терригенного материала. Отмечается их обогащение органическим веществом, которое поступало сюда вместе с тонкоотмученным материалом. Слабая аэрация приводила к разложению органических веществ и образованию в застойных условиях разнообразных выделений пирита. Большинство алевролитов сеномана характеризуется нарушенной слоистостью и неправильным прихотливым расположением глинистых участков. Образование их шло, вероятно, в зонах с более активными волновыми движениями, которые взмучивали и перемешивали донный осадок.

Глины сеноманского яруса отличаются постоянным присутствием песчаного и алевролитового материала. Образование их, по-видимому, происходило во внешней части шельфа на глубинах, мало отличающихся от глубин образования алевролитов, а в некоторых случаях и песчаников, с которыми они нередко переслаиваются и в которых образуют микропрослон.

Движение волн иногда достигало зоны образования глин и вызывало перемешивание донного осадка, образование текстур взмучивания с неравномерным распределением обломочного материала.

Характер сеноманских отложений по площади существенно не изменяется, однако на востоке района в разрезе Кабаклинской структуры более четко выражены переслаивающиеся пачки песчаников и глин. Количество песчаников несколько увеличивается. Эти слабые литологические изменения приурочены к восточному борту Заунгузского прогиба и совпадают по направлению с серией глубинных разломов фундамента. Вероятно, в тектоническом развитии участков, расположенных к западу и востоку от Аму-Дарьи, в сеноманский век наметились некоторые особенности, наиболее резко проявившиеся значительно позже. Мощности сеноманского яруса 250—265 м. Терригенные породы сеноманского яруса образовались в мелководном довольно теплом бассейне в пределах шельфа на глубинах, не превышающих 200 м. Петрографический, минералогический и спектральный анализы показали, что обломочный материал подвергался интенсивному химическому и физическому воздействию. Однако короткие пути переноса и быстрое захороне-

ние обеспечили его малое изменение. Сеноманский бассейн отличался, по-видимому, высоким щелочным резервом и это способствовало осаждению максимальных для всего разреза количеств марганца. Обычен для отложений сеномана барит — характерный минерал мелководных и прибрежно-морских типов терригенных фаций. На нормальную соленость вод указывают остатки типично морских стеногаллиных животных (аммонитов, иноцерамов, морских ежей), о повышенной температуре вод свидетельствует присутствие некоторых теплолюбивых форм пелеципод и морских ежей.

Особенным богатством органический мир бассейна не отличался, что, вероятно, обуславливалось неблагоприятными условиями седиментации и захоронения.

О климате и характере растительности окружающей суши можно судить по спорово-пыльцевому комплексу (по данным З. В. Мархасёвой). Преобладание спор папоротников над пылью голосеменных растений и их разнообразие в видовом и родовом отношении свидетельствует о теплом и влажном климате.

Карбонаты для отложений сеномана не характерны. Кальцит присутствует, в основном, в виде цемента в отдельных прослоях песчаников и алевролитов. Несмотря на благоприятные климатические условия известняки в бассейне не образовывались и это, вероятно, было связано с сильно «разбавляющим» действием терригенного материала.

В связи с развивающейся трансгрессией моря и опусканием под уровень бассейна ранее существовавших областей сноса, начало туронского века характеризуется накоплением сравнительно хорошо отсортированных алевроитовых глин и алевролитов. Преимущественное развитие алевролиты получают в западных районах. На востоке бассейн отличался наибольшей глубиной и меньшей интенсивностью прогибания. В нижнетуронское время здесь происходит образование, в основном, алевроитово-глинистых пород, причем образование алевролитов шло, вероятно, в сравнительно удаленной от берега области моря, где волнения не достигали дна и не взмучивали осадок. Нередко встречающиеся обломки обуглившихся растительных остатков, некоторые длиной до 5 см, свидетельствуют о том, что это удаление не было особенно большим. Значительное количество пирита и нередкие выделения сидерита указывают на наличие восстановительных условий. Последние не были постоянными, а возникали периодически. Алевролиты с невыдержанной слоистостью и включением участков чистого глинистого материала образовались при более активном гидродинамическом режиме. Это ухудшало их сортировку и в условиях отсутствия постоянного поступательного движения не препятствовало установлению в осадках восстановительных условий.

Образование глин происходило при отсутствии заметных движений воды. В них нередко встречаются разности с ненарушенной тенкослойной текстурой. Реже отмечаются глины неравномерно обогащенные угловатыми обломками, обособляющимися в виде невыдержанных прослоев, линз и неправильных участков. Разложение органического вещества, столь обильно представленного в глинах, приводило к образованию сероводорода и к выпадению пирита. В некоторые моменты условия оказывались благоприятными для образования сидерита. Существование границы окислительно-восстановительного потенциала на некотором расстоянии от дна бассейна над поверхностью осадка привело, возможно, к установлению аномальных физико-химических условий. Последние не могли сказаться на развитии фораминифер, которые здесь немногочисленны и малы.

Со второй половины турона море заметно мелеет; об этом свидетельствуют прослои мелко- и реже среднезернистых песчаников, которые при увеличении карбонатного материала и органических остатков вверх по разрезу переходят в прослои известняков и доломитов.

Таким образом, на протяжении всего турона происходила смена восстановительных условий слабо восстановительными и далее слабо-окислительными, что отразилось в появлении в верхних горизонтах прослоя ожелезненного песчаника.

Нарушение закономерной последовательности в смене гранулометрического состава отложений по мере удаления от источников сноса и увеличение размера обломков в северном направлении указывает на существование источника сноса, расположенного на север от рассматриваемого района.

Анализ распределения литологического состава и фаций туронских отложений показывает дальнейшее углубление отличий, намечившихся в сеномане. Граница восточной и западной фациальных зон по-прежнему ориентируется параллельно зоне глубинных разломов, идущих вдоль современного течения Аму-Дарьи. Мощность отложений колеблется от 320 м на западе до 240 м на востоке. В туроне на рассматриваемой территории существовал морской бассейн с нормальной соленостью, отличающийся от сеноманского большой глубиной.

По данным З. В. Мархасёвой, высокий процент пыльцы хвойного *Brachyphyllum senonicum* Mark., имеющего вегетативные побеги в ископаемом состоянии с ксерофорным обликом (чешуйчатая хвоя), позволяет считать климат в туронский век засушливым и жарким. Большое количество пыльцы представителей рода *Brachyphyllum* в спектрах турона характерно для районов Центральных Кара-Кумов и Южного Приаралья, что дает возможность проводить корреляцию по этим районам и относить их к одной ботанико-географической области.

Отложения коньякского яруса в западных районах Восточного Заунгузья имеют алевритово-глинистый состав. В то же время в восточных районах происходило накопление толщи терригенно-карбонатных пород, в которой наблюдается частое переслаивание известняков, алевролитов и алевролитовых глин. Морской бассейн к этому времени не был однородным и отличался в восточных районах меньшей интенсивностью прогибания. Характер осадков свидетельствует о их отложении в условиях неглубокого бассейна. Глины обычно содержат примесь алевритового материала. Воды бассейна были нормально соленые, на что указывают постоянно встречаемые остатки иглокожих.

Образование алевритовых глин и алевролитов в западной части бассейна шло на глубинах, периодически доступных проникновению волновых движений, приводящих к смешиванию материала и образованию в глинах гнезд и прослоев алеврита. На востоке накопление сильно алевритовых и песчаных карбонатных осадков с большим количеством параллельно расположенных обломков раковин пеллеципод, ориентированных выпуклыми частями в противоположные стороны, шло в зоне активного волнового движения. Несколько глубже этой зоны отлагался отсортированный алевритовый и глинистый материал. Постоянные колебания береговой линии приводили к частой смене известняков, алевролитов и глин. Литолого-фациальный анализ показал, что различия в тектоническом развитии на западе и востоке района в коньякское время привели к образованию двух четко отличных фациальных зон, граница между которыми по-прежнему проходила по восточному борту Заунгузского прогиба. Мощности коньякского яруса на западе района 80 м, на востоке 134 м.

Сантонское время на площади Заунгузья отмечается активизацией тектонических движений, приводящих к значительным изменениям фациального характера пород и мощности яруса на сравнительно близко расположенных участках.

В нижнесантонское время план распределения фациальных зон близок в верхнеконьякскому. Отмечается лишь слабое подвижение на север глинистых осадков. Конец нижнего сантона ознаменовался поднятиями на западе территории и размывом отложившихся ранее осадков. В разрезе он зафиксирован пластом алевролита с крупными желваками фосфоритов и фосфатизированных остатков раковин. Мощность яруса колеблется в пределах 60—90 м. Отложения сантона представлены здесь, в основном, глинистыми и, в меньшей мере, алевролитовыми породами. На востоке в это же время располагалась мощная 130-метровая толща известняков с прослоями алевролитов и глин, роль которых вверх по разрезу растёт. В верхнем сантоне отложение глин происходит уже на значительной площади, заходя далеко на север. Спокойный и относительно неглубоководный характер сантонского бассейна подтверждается постоянными находками отпечатков и обломков крупных раковин пелиципод, тонкослоистой ненарушенной структурой глин, при слабой их известковистости, а также включениями крупных обуглившихся растительных остатков. Отложение глин происходило, вероятно, во внешней краевой части шельфа, куда не достигали волнения, вызываемые движениями воды. Ближе к берегу во внутренней области шельфа шло накопление алевролитового материала.

Восточные части бассейна, как и в коньяке, отличались наибольшей мелководностью. Здесь известняки содержат значительную примесь алевролитового и песчаного материала, а иногда обломки раковин, расположенные параллельно выпуклыми частями в противоположные стороны. Последнее обстоятельство свидетельствует об их образовании в условиях активного гидродинамического режима бассейна. Частые колебания береговой линии обусловили переслаивание в разрезе алевролитов и известняков с резко подчиненным количеством алевролитовых глин. Конец сантона в этом районе ознаменовался сокращением бассейна, приближением источников сноса, о чем говорит присутствие в верхах сантонского разреза толщи алевролитов и алевролитовых глин. Низкая карбонатность этих отложений свидетельствует о формировании осадка в более мелководных условиях по сравнению с теми, которые существовали в это время на западе района.

Начало кампанского века ознаменовалось новой трансгрессией моря. На территории Восточно-Заунгузских Кара-Кумов в кампане существовал наиболее глубоководный за всю историю верхнего мела, морской бассейн, в котором существовали условия, благоприятные для формирования обогащенных карбонатом кальция осадков. При движении с востока на запад происходит постепенная смена известковых глин мергелями с прослоями известковых глин и далее «чистыми» мергелями с редкими прослоями известняков. Общее направление границ между фациями вдоль течения Аму-Дарьи сохраняется. Отмечается, однако, некоторое перемещение их в западном направлении, причем смена фаций выражена менее резко. Мощность отложений на западе около 100 м, на востоке 154 м.

На западе распространены мергели с редкими прослоями известняков и известковистых глин. Породы, как правило, плотные и однородные, иногда содержат чешую рыб. Содержание обломочного материала незначительно. На всем облике пород сказываются спокойные гидродинамические условия бассейна. Мергели нижнего и низов верхнего

кампа не содержат многочисленных ходы илоедов, свидетельствующие, возможно, о существовании в это время микроперерывов, ничем более заметным себя не проявивших.

Необходимо отметить характерный для кампанского века расцвет органической жизни. В основном это относится к фораминиферам и остракодам, в меньшей мере — брахиоподам, гастроподам, мшанкам.

Опускания, охватившие огромную площадь, на востоке района не были столь интенсивными, однако и здесь они привели к смене некарбонатных пород нижнего сенона карбонатными алевролитовыми глинами. В нижней и верхней пачках глин обнаруживаются стяжения фосфоритов.

По сравнению с западными районами больше сказывается влияние фауны восточных участков моря (районов Бухарской области и Таджикской депрессии).

По данным спектрального анализа для кампанских отложений характерен контрастный тип распределения элементов. Это хорошо согласуется с интенсивными процессами химического и физического выветривания пород в это время в области сноса, что, вероятно, обусловлено некоторым потеплением и увлажнением климата.

Таким образом, на площади Восточно-Заунгузских Кара-Кумов в кампанский век существовал довольно теплый с нормальной соленостью бассейн глубиной около 200—300 м, имевший сообщение с открытым морем.

Начало маастрихта характеризуется сохранением условий, существовавших в конце кампана. Отложения представлены аналогичными мергелями, с богатой фауной фораминифер и с незначительным количеством обломочной примеси. Однако по сравнению с кампаном в нижнем маастрихте микрофауна отличается меньшим разнообразием. По данным Л. Г. Амурской, состав микрофауны указывает на значительное потепление. В комплексе фораминифер постепенно исчезают представители родов *Weisseliina*, *Orbignypa* (часто встречающиеся в верхнем кампане и нижних горизонтах нижнего маастрихта); широкое распространение получают представители рода *Reussella*, виды которого принадлежат к теплолюбивым формам. Мелководность бассейна подтверждается развитием видов семейства *Bolivinidae*, совершенно не выносящих увеличения глубины (Л. В. Захарова).

В восточных районах существенных изменений на границе с кампаном также не произошло и продолжался процесс образования известковых алевролитовых глин. Однако с середины маастрихта обнаруживаются признаки постепенной регрессии бассейна. Повсеместно отлагаются вначале обогащенные обломочным материалом прослойки глин, которые затем сменяются карбонатными алевролитовыми глинами, образующимися уже в значительно мелководных условиях.

Периоду некоторой стабилизации бассейна соответствуют органогенные и микрозернистые известняки с прослоями оолитовых разновидностей, а в восточных районах микро- и мелкозернистые доломиты с прослоями псевдооолитовых разновидностей. Общая обстановка маастрихтского осадконакопления не противоречит химическому выпадению доломита в виде двойной соли. Часть его, вероятно, обязана своим происхождением диагенетическим процессам в осадке.

В верхах маастрихтского яруса наблюдается присутствие плохо отсортированных средне- и мелкозернистых песчаников, которые при увеличении карбонатного материала переходят в прослойки сильно доломитизированных песчаных известняков. В описанных породах часты находки крупных толстостенных устриц, указывающих на мелководные

условия образования осадка, когда глубина бассейна не превышала нескольких десятков метров. Все это свидетельствует о существовании в конце маастрихта обмелевшего теплого бассейна с беспокойным гидродинамическим режимом. В самых верхах пачки песчаников в разрезах многих скважин Заунгузья отмечаются прослой и гнезда гипс-ангидрита, образование которых происходило в сильно обмелевших изолированных участках бассейна при сокращении количества приносимого обломочного материала. Мощность маастрихта изменяется по площади от 120—140 м на западе района до 93 м на востоке.

Региональные поднятия в конце маастрихта привели к размытию части отложений верхнего маастрихта и залеганию верхнепалеоценовых слоев на его различных горизонтах.

Выводы

1. В верхнемеловую эпоху на площади Восточного Заунгузья существовал мелководный морской бассейн, в котором шло накопление разнообразных фациальных типов пород.

2. Отложения верхнего мела соответствуют одному седиментационному циклу, началом которого является терригенная толща сеноман-турона, сменяющаяся карбонатными осадками кампана и низов маастрихта, и далее регрессивными терригенными породами верхнего маастрихта, знаменующими собой конец цикла.

3. Основная масса пород формировалась в условиях мелководного бассейна. Наиболее глубоководные отложения представлены карбонатным и глинисто-карбонатным комплексом и имеют ограниченное распространение.

4. На площади Восточно-Заунгузских Кара-Кумов в течение верхнего мела существовали две различные в фациальном отношении зоны, граница между которыми проходила параллельно современному течению Аму-Дарьи вдоль восточного борта Заунгузского прогиба.

5. Основные изменения структурного плана территории в верхнемеловую эпоху произошли в начале коньякского века. На распределение фаций верхнемеловых отложений, вероятно, существенное влияние оказывали глубинные разломы фундамента.

Центральная комплексная тематическая экспедиция
Управления геологии охраны недр
при Совете Министров Туркменской ССР

Поступило
21 июня 1963 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Страхов Н. М. — Основы теории литогенеза, т. I, II, III. Изд. АН СССР, 1962.
2. Ильин В. Д. — Верхнемеловые отложения Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Автореферат диссертации, ВНИГНИ, 1963.
3. Бабаев А. Г. — Литология, палеогеография и нефтегазопосность меловых отложений Западного Узбекистана. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1952.

Т. МЕРЕДОВ

О ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЯХ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА В РАЙОНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ АМУ-ДАРЬИ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАУНГУЗСКИХ КАРА-КУМОВ

Проблема мел-палеогеновой границы в районе среднего течения Аму-Дарьи и юго-восточной части Заунгузских Кара-Кумов в настоящее время остается нерешенной из-за резкой фациальной изменчивости пограничных слоев, крайней бедности их органическими остатками, наличия в одних местах и отсутствия в других перерыва в осадконакоплении и т. д.

В рассматриваемом районе пограничные слои мела и палеогена вскрыты многочисленными скважинами, в большинстве которых они пройдены со сплошным отбором керна. Благодаря этому в настоящее время накопился богатый фактический материал, позволяющий выяснить характер взаимоотношения этих слоев и восстановить историю геологического развития данной территории на границе мела и палеогена.

Всю описываемую территорию можно разделить на три района, каждому из которых соответствует определенный тип строений пограничных слоев.

Первый район охватывает территорию к северу и северо-востоку от Кабаклы. Пограничные слои мела и палеогена находятся в следующем соотношении: самые верхи мелового разреза представлены отложениями маастрихтского яруса. Литологически они отчетливо разделяются на две части: нижнюю — глинистую и верхнюю — известняково-песчанистую.

Нижняя часть, мощностью 50—60 м, представлена светло-серыми глинами и алевролитами, включающими остатки* *Inoceramus regularis* Orb., *Baculites* cf. *vertebralis* Lam., *Leda* sp. и др. Отсюда же определены фораминиферы *Gaudryina rugosa* (Orb.), *Grammostomum decurrens* Ehrenb., *G. kalinini* Vass., *Reussella minuta* Mars., *Bulimina monterelensis* Marie, *Cibicides veltzianus* (Orb.), *C. aktulagayensis* Vass., *Gyroldina turgida* var. *turgida* (Hagenov).

* Фауна аммонитов и пелеципод определялась В. Д. Ильиным и Г. М. Беяковой, фораминиферы мела — Е. В. Гречишниковой, палеогена — М. А. Ткачук и Г. И. Хасной.

Наличие таких видов, как *Grammostomum decurrens* Ehrenb. и *Reussella minuta* Mars., указывает на маастрихтский возраст вмещающих отложений.

Верхняя часть разреза представлена пачкой серых и светло-серых песчаных известняков и песчаников, отчетливо фиксирующейся на электрокаротажных диаграммах высокими значениями КС (20 ом) и депрессией на кривой ПС. В скважине № 5 — Кабаклы в известняках найдены характерные для маастрихта *Liostrea lehmanni* Rom., *Cerastreone spinosum* Math. var. *malikensis* Musaf., *Exogyra decussata* Goldf., *Camptonectes cf. virgatus* Nilss. Мощность пачки — 25—35 м.

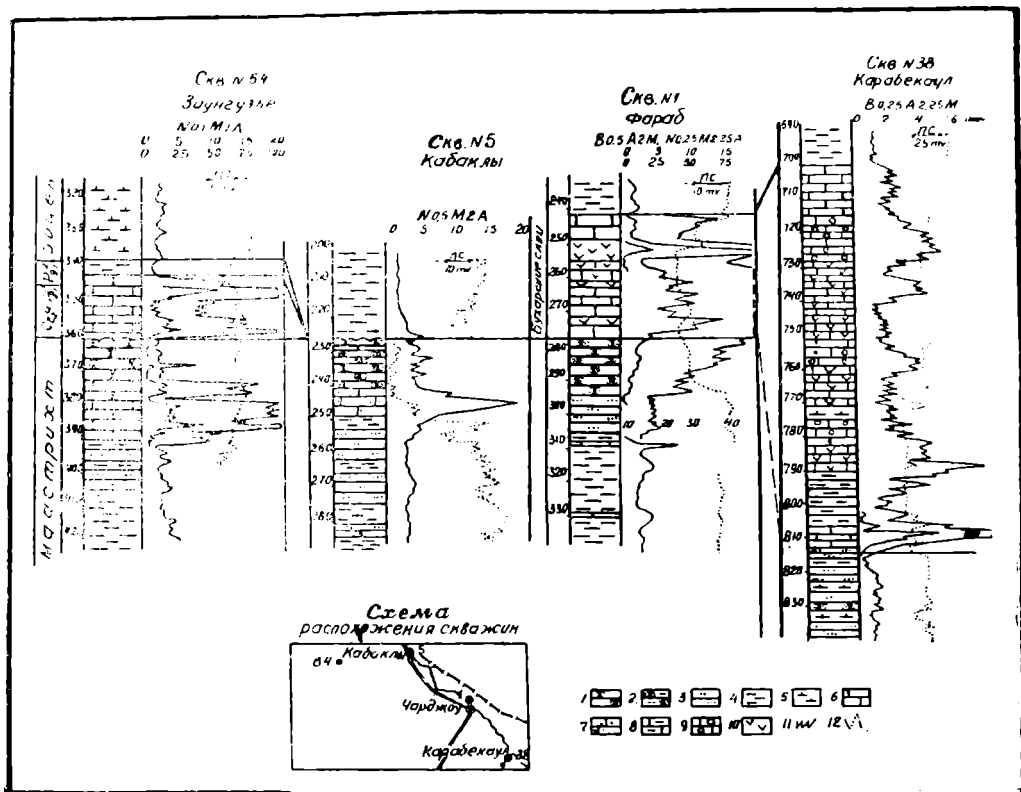


Рис. 1. Схема сопоставления пограничных слоев мела и палеогена района среднего течения Аму-Дарьи и юго-восточной части Заунгузских Кара-Кумов. 1—Песчаники; 2—песчаники глинистые; 3—алевролиты; 4—глины; 5—глины известковистые; 6—известняки; 7—известняки песчаные; 8—известняки глинистые; 9—известняки органогенно-обломочные; 10—гипсы; 11—кривые КС; 12—кривые ПС.

Выше с разрывом залегает глины нижнего эоцена — светло-зеленовато-серые, плотные, известковистые. В 0,2 м выше подошвы глин был встречен 0,15-метровый прослой черной сланцеватой глины. Описываемые глины содержат характерный для нижнего эоцена комплекс фораминифер: *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Marginulina fragaria* (Gumb.), *Pseudoglaudulina manifesta* (Reuss.), *Anomalina granosa* (Hantk.), *A. acuta* Plummer, *Cibicides suzakensis* N. Byk., *Acarinina subphaerica* (Subb.), *A. ex gr. pentocamerata* (Subb.), *Valvulineria intenta* N. Byk. и много мелких глобигерин. На каротажных диаграммах переход от известняково-песчаных отложений маастрихта к вышележащим глинам нижнего эоцена отражается резким спадом зна-

чений КС и отклонением кривой ПС в сторону положительных значений.

На Кабаклинской площади, где верхи мела выходят на поверхность, верхняя, известняково-песчанистая пачка маастрихта в обнажениях образует гривку и хорошо прослеживается по простиранию. Здесь описываемая пачка включает следующие слои (снизу вверх):

1. Песчаники зеленовато-серые с пятнами ожелезнения, мелкозернистые, слабо плотные. Примерно в средней части толщи залегает слой устричника мощностью 0,15 м, в котором найдены остатки фауны: *Exogyra spinosa* Math., *Lopha falcata* Morton., *Belemnitella* sp., обломки бакулитов, мелкие гастроподы. Выше прослоя устричника в песчаниках были встречены (в рассеянном виде) остатки кораллов. Видимая мощность — 5—6 м.

2. Известняки зеленовато-серые, плотные, песчанистые, с фауной *Liostrea lehmanni* Rom. Мощность — 7,2 м.

3. Известняки светло-серые (иногда белесовато-серые) и желтовато-серые, плотные, участками доломитизированные с включениями зерен глауконита. В известняках встречены раковины *Liostrea lehmanni* Rom., многочисленные панцири мелких угнетенных морских ежей, остатки бакулитов, мшанок, мелких гастропод и др. Мощность — 2 м.

Выше разрез прикрыт эоловыми отложениями, что затрудняет непосредственное наблюдение в обнажениях контакта описываемых отложений с вышележащими глинами нижнего эоцена.

Таким образом, для разрезов данного района характерно отсутствие пород датского яруса и палеоцена и, следовательно, непосредственное налегание нижнеэоценовых глин на известняки маастрихтского возраста.

Второму району соответствует территория юго-восточной части Заунгузских Кара-Кумов. Как и в первом районе, верхняя часть мелового разреза представлена отложениями маастрихтского яруса, которые литологически также делятся на две части: нижнюю — глинистую и верхнюю — известняково-песчанистую. В основании верхней части во всех скважинах (скважины № 55, 64, 59, 58, 60 и др.) прослеживается пачка известняков серых, светло-серых, участками белесоватых, плотных, органогенно-обломочных. В этих известняках в скважине № 55 (интервал 668,6—672,3 м) встречены многочисленные *Liostrea* cf. *lehmanni* Rom., а в керне скважин № 58 и 60 были также обнаружены *Liostrea lehmanni* Rom., *Ceratostreon spinosum* Math. var. *malikensis* Musaf. и *Neithea* cf. *simbirskensis* Orb. Мощность пачки — 16—22 м.

На каротажных диаграммах описываемые известняки отбиваются высокими значениями КС (50 ом) и расчлененной кривой ПС.

Выше залегают песчаники светло-серые и зеленовато-серые, мелкозернистые, слюдястые, кварцево-глауконитовые, слабо сцементированные, известковистые. В кровле песчаников отмечаются включения мелкой окатанной кварцевой гальки и гальки темных пород. Среди фаунистических остатков верхней части песчаников в скважине № 60 (интервал 603—607 м) был найден рудист *Cyropleura* cf. *laevis* Holz. var. *zeravschanensis* Pojarkova.

Находка рудистов указывает на возраст вмещающих отложений не моложе верхнего сенона. Таким образом, возраст описываемых песчаников принимается как маастрихтский.

На каротажных диаграммах песчаники фиксируются более низкими значениями КС (относительно ниже- и вышележащих известняков) и глубокой депрессией кривой ПС. На гамма-каротажных лентах они характеризуются более пониженными значениями естественной радиоактивности (6 гамм). Мощность песчаников сильно изменяется по

площади от 12 до 54 м. Детальный анализ каротажных диаграмм позволил нам установить, что подобное колебание мощности отложений связано, в основном, с размывом кровли описываемых песчаников (рис. 2). Так, если на своде Гагаринской структуры мощность песчаников не превышает 12—18 м (скважина № 64), то на более погруженных участках она возрастает до 54 м (скважина № 59) и более. При этом мощность горизонтов, залегающих ниже и выше песчаников, не претерпевает сколько-нибудь заметных изменений.

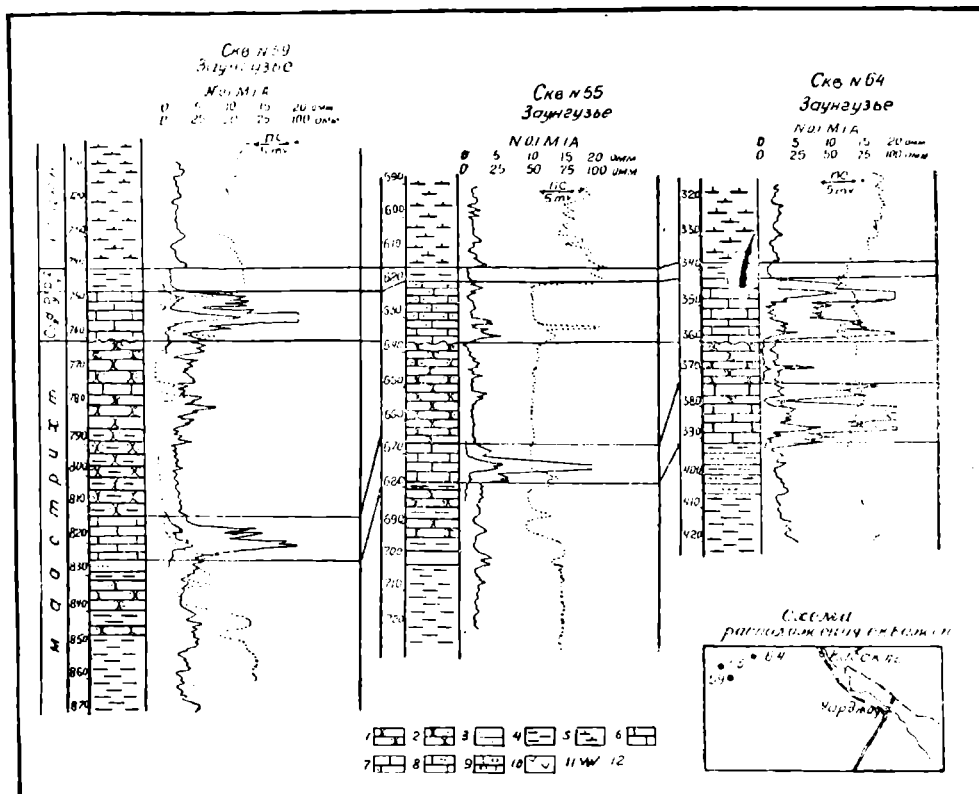


Рис. 2. Схема сопоставления пограничных слоев мела и палеогена Заунгузской площади (скважины № 59, 55, 64): 1—песчаники; 2—песчаники глинистые; 3—але. ролиты; 4—глины; 5—глины известковистые; 6—известняки; 7—известняки песчаные; 8—известняки глинистые; 9—известняки органогенно-обломочные; 10—гипсы; 11—кривые КС; 12—кривые ПС.

На размытой поверхности маастрихтских песчаников залегают пачка известняков и песчаников с прослоями мергелей и глин. На каротажных диаграммах она четко отбивается высокими значениями КС (50—60 ом) и отрицательной аномалией на кривой ПС. Пачка эта не охарактеризована фауной и нами она, на основании положения ее в разрезе, условно отнесена к дат?-нижнему палеоцену. Мощность пачки — 18—24 м.

Выше этой пачки залегают глины серые, темновато-серые, плотные, жирные на ощупь. В этих глинах в скважине № 55 (интервал 614,1—629,3 м) был встречен комплекс фораминифер, характерный для отложений верхнего палеоцена: *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Heterostomella gigantea* Subb., *Clavulina pseudonumilis* Morozova, *C. angularis* Orb., *Plectina convergens* Keller., *Virgulina* aff. *robusta* Plum-

тер., *Acarinina subsphaerica* (Subb.), *Stensioina whitei* Morozova, *Anomalina umbilicata* Mjatl., *Anomalina ekblomi* Brotzen. Описываемые глины характеризуются минимальными значениями КС (2 ом) и повышенной, по сравнению с нижележащими известняками, гамма-активностью. Нижняя их граница четко отбивается на электро- и гамма-каротажных диаграммах. Мощность глин — 4—7 м.

Выше залегают светло-серые известковистые глины, в которых найден комплекс фораминифер, характерный уже для нижнего эоцена.

Приведенный выше разрез показывает, что пограничные слои в пределах рассматриваемой территории представлены значительно полнее, чем в первом районе, и отличаются присутствием отложений датско-палеоценового возраста. Примерно такой же тип строения этих слоев отмечается в районе центральной части Кара-Кумов—Серный завод, Дарваза [3] и в Северной Туркмении.

Третий район включает обширную территорию к востоку и юго-востоку от Кабаклы. Здесь взаимоотношение пограничных слоев выглядит несколько иначе. Как и в предыдущих двух районах, на описываемой территории меловой разрез заканчивается фаунистически охарактеризованными отложениями маастрихтского яруса. Нижняя бо́льшая часть их представлена зеленовато-серыми глинами с редкими прослоями известняка-ракушняка. Выше глины постепенно переходят в глинистые алевролиты, на которые без видимых следов размыва ложится довольно мощная (50—150 м) толща известняково-гипсовых отложений, перекрытая в свою очередь нижнеэоценовыми глинами. Эта толща раньше относилась к бухарским слоям палеогена. Позже, в нижней части ее, представленной в ряде разрезов (Фараб, Репетек, Алат, Каракуль и др.) светло-серыми загипсованными, сильно известковистыми песчаниками. В. Д. Ильину и др. удалось обнаружить (скважина № 11 Алайской площади) *Ipsoceras* sp. На основании этой находки верхняя граница мела в названных разрезах была поднята до кровли песчаников. Однако во многих других разрезах (Карабекаул, Халач и др.) описываемые песчаники не прослеживаются. В этих разрезах, по аналогии с вышеуказанными, к верхнему мелу, очевидно, должна была бы быть отнесена какая-то нижняя часть известняково-гипсовой толщи. Но так как в этом интервале в настоящее время не были найдены какие-либо следы верхнемеловой фауны, то установить точно положение нижней границы бухарских слоев в таких разрезах не представляется возможным. Учитывая все это, мы по-прежнему проводим ее в этих разрезах по подошве известняково-гипсовой толщи, не отрицая при этом возможности отнесения нижней ее части к верхнему мелу.

В дальнейшем при изучении этого вопроса следует обратить внимание на следующее обстоятельство. Так как возраст бухарских слоев—нижнего стратиграфического комплекса палеогеновой системы—большинством исследователей принимается как танетский, то стратиграфический перерыв должен был бы охватить отложения дания и монса. Однако мы не видим следов этого перерыва, и, следовательно, какая-то часть разреза между фаунистически охарактеризованными отложениями маастрихтского яруса и бухарских слоев в данном районе должна быть отнесена к данию и монсу. Таким образом, точное положение границы между меловыми и палеогеновыми отложениями в рассматриваемом районе остается невыясненным.

Приведенный выше материал показывает, что в районе среднего течения Аму-Дарьи и юго-восточной части Заунгузских Кара-Кумов пограничные слои мела и палеогена находятся в довольно сложном

взаимоотношении. Причину следует искать в смене палеогеографических условий, происходивших на границе мела и палеогена. Судя по характеру осадков, к концу мелового периода наблюдается региональная регрессия морского бассейна. Она вызвана усилением восходящих движений, которые в различных местах происходили с различной степенью интенсивности. Как видно из приведенных разрезов, в юго-восточной части описываемой территории (3 район) в результате регрессии на месте нормально-морского бассейна образовалась обширная лагуна, в которой отлагались, в основном, гипсы, ангидриты и загипсованные известняки, относящиеся к датско?-палеоценовому комплексу.

На северо-западе (1 и 2 районы) восходящие движения носили более интенсивный характер и привели к освобождению территории от морского покрова. В результате происходит перерыв в осадконакоплении и размыв ранее отложившихся осадков. Длительность этого перерыва, следовательно и степень размыва отложений, не была везде одинаковой. Наибольшего значения они достигли в пределах территории первого района (Кабаклы, Гугуртли, Газли и др.), где мы наблюдаем полное отсутствие в разрезе датско?-палеоценовых отложений и непосредственное налегание нижнеэоценовых глин на размытую поверхность маастрихтского яруса.

На территории второго района перерыв был кратковременным и скоро после частичного размыва верхов маастрихтского яруса море вновь затопливает эту территорию и в нем начинают отлагаться датско?-палеоценовые осадки. Последние, судя по разрезу, представлены фациями прибрежно-морского типа (органогенно-обломочные известняки и глины). Этим они сильно отличаются от лагунно-морского разреза бухарских слоев юго-восточных районов (Фараб, Репетек, Наразым, Керки и др.) и ближе стоят к разрезам Центральных Кара-Кумов (Серный завод, Дарваза и др.) и Северо-Западной Туркмении.

Юго-Восточная Каракумская геологическая экспедиция
Управления геологии охраны недр
при Совете Министров Туркменской ССР

Поступило
14 мая 1963 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзберг Р. Е. — Меловые отложения Приамударьинского района Юго-Восточной Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, 1961.
2. Белякова Г. М. — Некоторые результаты изучения фауны пеллеципод из отложений верхнего мела низовьев реки Аму-Дарьи. Тр. ВНИГНИ, вып. XXIII, 1959.
3. Габриэлянц Г. А. — О границе датского и маастрихтского ярусов центральной части Кара-Кумов. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, 1961.
4. Долицкая И. В. — К стратиграфии верхнемеловых отложений северной части Туркменской ССР. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, 1961.
5. Ильин В. Д. — Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, 1961.
6. Геология СССР, т. XXII, 1958.

К. ТОМАШАЕВ
И. М. ХУДОШИН

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА

За последние годы для корреляции осадочных толщ наряду с палеонтологическими, литологическими, минералогическими исследованиями широко применяется метод сопоставления разрезов по отдельным малым элементам [1, 2, 3, 4].

Нами было проделано полуколичественное определение ряда элементов из ниже-среднеюрских отложений разрезов Кемпир-Тюбе и верхнеюрских — Танги-Дувала, Айры-Баба методом спектрального анализа. Анализы (около 350) выполнены в лаборатории Института геологии АН Туркменской ССР. Отбор проб проводился с привязкой к ранее фаунистическим охарактеризованным горизонтам. Частота отбора 8—10 м.

В образцах ниже-среднеюрских отложений разреза Кемпир-Тюбе установлено присутствие 23 элементов: Si, Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, W, Zr, Cu, Pb, Ag, Zn, Ba, Be, Na, K, Sr, Ba.

На прилагаемом графике 1 приведены данные балловой оценки почернения спектральных линий некоторых элементов.

Основными коррелятивами для выделения пачек являются Mg, Ca, Mn, Zr, Pb; менее резко, но довольно заметно изменяется содержание V и Ba.

При рассмотрении графика прежде всего замечается, что вблизи границ стратиграфических единиц лейаса и аалена — байоса, байоса и бата, бата и келловоя — наблюдается изменение в характере распределения элементов.

Более подробно рассматривая разрез снизу вверх, можно отметить следующее. Лейас хорошо расчленяется на три пачки. В первой резко колеблется содержание Mg, Ca, Mn, V, Zr, Pb и Ba, причем в основании отмечен максимум Pb. Во второй — наблюдается минимум V, Pb, Ba, Zr и третья пачка характеризуется постоянством вышеуказанных элементов. Бат может быть разделен на две пачки: нижнюю, которая очень резко отличается уменьшением Pb, Zr, Mn, и верхнюю с повышенным содержанием Ca, Pb, Zr, Mn.

Остановимся на анализе распределения вышеуказанных элементов по стратиграфическим единицам.

В отложениях лейаса Ca, Mg установлены от 0п до нескольких процентов. Содержание этих элементов в глинах, как правило, выше

1% и уменьшается до десятых долей процента в песчано-алевритовых разностях.

Марганец отмечен во всех образцах в тысячных и сотых долях процента. Причем максимум — 0,0п% падает на глинистые разности.

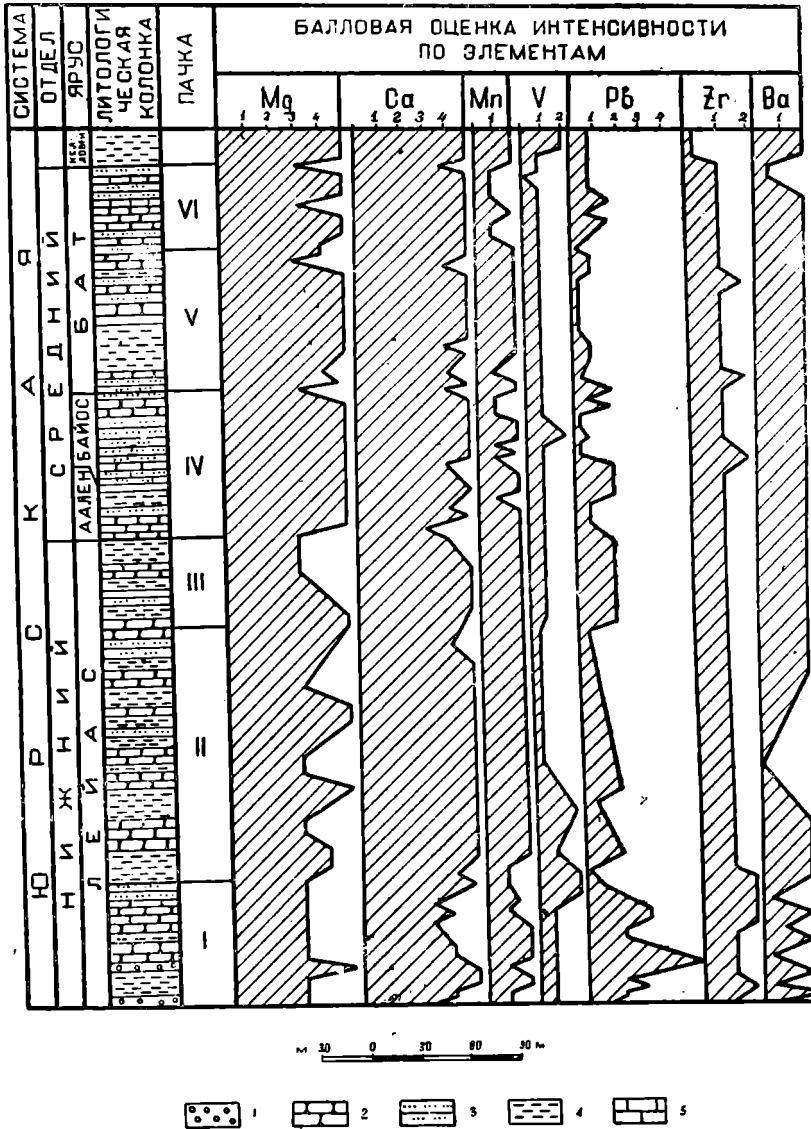


Рис. 1. Разрез ниже- и среднеюрских отложений хребта Кугитанг-Тау. 1—Грубообломочные породы (гравелит, конгломерат); 2—разнозернистые песчаники; 3—алевролиты; 4—глины; 5—известняки; I—VI—условно выделенные в ниже- и среднеюрских отложениях пачки, где преобладают те или иные элементы.

Ванадий распределен крайне неравномерно. В низах лейаса содержание его примерно постоянное, резко понижается в середине и повышается на контакте с ааленом.

Содержание циркония приблизительно одинаковое — 0,00п% в низах отдела, повышаясь вверх по разрезу до 0,0п%. Песчано-алевритовые разности содержат циркония, как правило, в сотых долях процента.

Свинец, как и ванадий, распределен очень неравномерно. Максимальные концентрации наблюдаются в низах лейаса, постепенно уменьшаясь вверх по разрезу.

Барий отмечен во всех образцах от тысячных до сотых долей процента. Для низов нижнеюрских отложений характерно резкое колебание его концентрации и постоянное содержание вверх по всему разрезу — 0,0n%.

В отложениях аалена-байоса присутствия Mg, V, Zr, Ba постоянные приблизительно по всему разрезу, Mg, как правило, выше 1% и лишь на контакте бата наблюдаются некоторые колебания.

Кальций отмечен во всех образцах, причем в самых низах концентрации его варьируют от 0,2% до нескольких процентов, в средней части 1% и на контакте с батом резко падает до 0,2%.

Марганца в отложениях байоса отмечено 0,00n—0,0n% в отличие от лейаса, где содержание его приблизительно постоянное. Алевроито-глинистые разности характеризуются повышенным содержанием марганца (0,0n%), в то время как песчаные содержат до тысячных долей процента.

Свинец отмечен во всех образцах, причем в низах байоса наблюдается некоторый максимум, далее вверх по разрезу (25-метровая толща) резко уменьшается и в приконтактовой части повышается до сотых долей процента.

В отложениях бата в распределении элементов происходит следующая закономерность: в нижней пачке отмечено уменьшение свинца до следов, ванадия и марганца — до тысячных долей процента, кальция и магния — выше 1 и бария — 0,0n%. В верхней пачке наблюдается обратная картина — уменьшение магния, особенно на контакте с келловем, и повышение указанных элементов.

Остальные элементы, выявленные спектральным анализом в ниже-среднеюрских отложениях

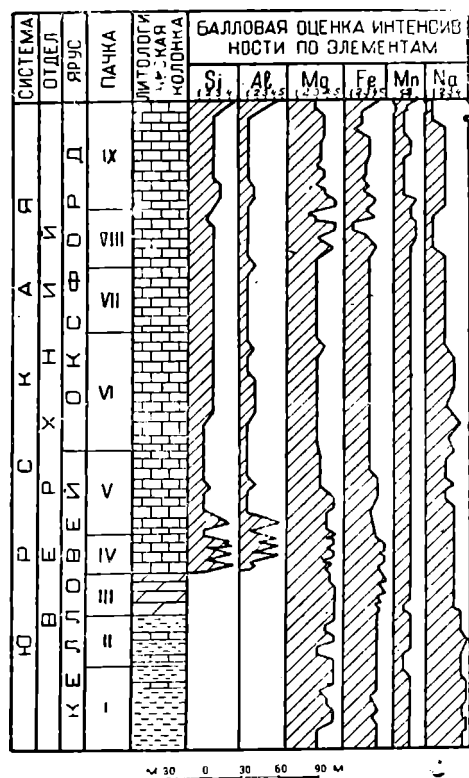


Рис. 2. Разрез верхнеюрских карбонатных пород хребта Кугитанг-Тау (вершина Айры-Баба).

а) Внутриярусные литологические горизонты в верхнеюрских карбонатных породах: I — известняковые глины; II — глинистые мергели; III — известковые мергели; IV — известняки глинистые; V — толстослоистые органогенные известняки; VI — мелкослоистые, листоватослоистые микрозернистые известняки; VII — волнистослоистые микрозернистые и мелкослоистые комковатые известняки; VIII — массивнослоистые комковатые известняки; IX — толстослоистые микрозернистые и комковатые известняки; б) условные обозначения смотри под рис. 1.

Кемпир-Тюбе, не могут быть использованы как коррелятивы.

Cr, W, Ag обнаружены в единичных пробах в виде следов; Si, Al, Fe — во всех образцах, как правило, выше 1%, Cu, Be — в тысячных долях процента.

Стронций отмечен в единичных образцах в сотых долях процента.

Низкое содержание стронция характерно для пресноводных отложений, так как он, в основном, откладывается в бассейнах с повышенной соленостью.

Литолого-петрографическое расчленение верхней юры Кугитанг-Тау дано К. Томашаевым [5].

На прилагаемом графике 2 приведены средние данные балловой оценки почернения спектральных линий некоторых элементов. Здесь в качестве коррелятивов нами приняты Si, Al, Mg, Fe, Mn, Na и частичное Sr.

При сопоставлении полученных по разрезам анализов установлена следующая закономерность в распределении элементов.

В терригенно-карбонатной толще келловей содержание марганца насчитывается в сотых долях процента, магния — от десятых до нескольких процентов, железа — около 1% с повышением в горизонте известковистых мергелей, натрия — около 1%, в горизонте известковистых мергелей — 0,5%. Границы между отдельными горизонтами, особенно известковистыми и глинистыми мергелями, хорошо устанавливаются по «пикам» Sr, Na, Fe, Mg.

В горизонте глинистых известняков разреза Айры-Баба наблюдается резкое колебание содержания Si, Al, Mg, Fe. В карбонатной толще содержание Si, Al во всех горизонтах более или менее постоянное — 0,00—0,0n%.

Концентрации Mg, Fe приблизительно постоянные в горизонтах толстослоистых органогенных, мелко- и листоватослоистых микрозернистых, волнистослоистых микрозернистых и комковатых известняков в других горизонтах — меняются в широких пределах (от десятых до нескольких процентов). На контакте горизонтов массивнослоистых комковатых, толстослоистых микрозернистых и комковатых известняков отмечен максимум магния, железа.

Марганец имеется во всех образцах в сотых долях процента, за исключением горизонта массивнослоистых комковатых известняков, где его содержание в некоторых образцах увеличивается до 0,5%.

Натрий, как правило, содержится в десятых долях процента, исключая горизонты толстослоистых органогенных, массивнослоистых комковатых и толстослоистых микрозернистых и комковатых известняков, где он колеблется от следов до 0,5%.

Стронций отмечен только в горизонте глинистых известняков (0,05 — 0,08%).

В карбонатной толще келловей-оксфорда разреза Айры-Баба границы некоторых вышеуказанных горизонтов, как видно из графика 2, хорошо устанавливаются по характеру изменения охарактеризованных элементов.

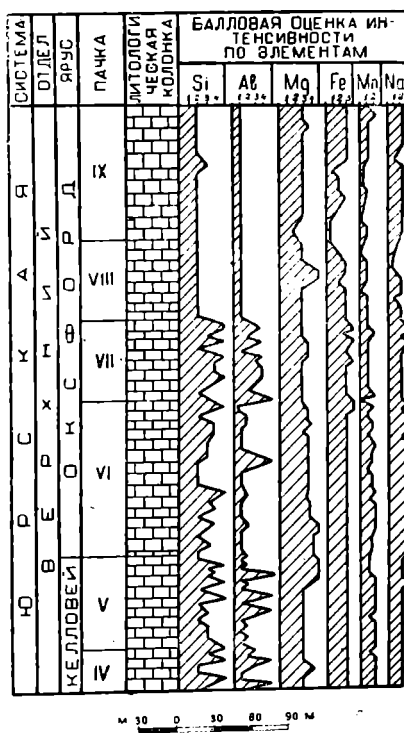


Рис. 3. Разрез верхнеюрских карбонатных пород хребта Кугитанг-Тау (ущелье Танги - Дувал). Условные обозначения те же, что и под рис. 1.

В карбонатной толще разреза Танги-Дувала в распределении элементов наблюдается иная картина (рис. 3).

Содержание Si, Al постоянное в горизонтах массивнослоистых микрозернистых и комковатых известняков, соответственно 0,0л и 0,00л%. В остальных горизонтах наблюдаются резкие колебания от тысячных долей до нескольких процентов.

Mg, Fe отмечены во всех образцах, причем максимум магния падает на горизонт мелко- и листоватослоистых микрозернистых известняков.

Содержание железа постоянное в горизонтах глинистых известняков, толстослоистых органогенных известняков, мелко- и листоватослоистых микрозернистых известняков — 0,0л%, в остальных наблюдаются колебания от тысячных до десятых долей процента.

Марганец распределен крайне неравномерно. В горизонтах глинистых и толстослоистых органогенных известняков содержание марганца максимальное, в горизонте мелко- и листоватослоистых микрозернистых наблюдается некоторое колебание от сотых до десятых долей процента, в остальных горизонтах отмечен минимум содержания марганца.

В ы в о д ы

1. Рассматриваемый вид исследований, проведенный как опыт, показывает, что метод корреляции разрезов по микроэлементам может быть с успехом применен для осадочных толщ.

2. Характер распределения микроэлементов на границе двух стратиграфических единиц резко изменяется, что может быть использовано для корреляции немых толщ.

3. Внутри некоторых стратиграфических единиц в лейасе, бате и др. можно выделить отдельные пачки, отличающиеся друг от друга содержанием микроэлементов.

Институт геологии
АН Туркменской ССР

Поступило
2 апреля 1963 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Виноградов А. П. — Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Юбилейная научная сессия, посвященная 200-летию МГУ, 3, 1955; геохимия 1, 6, 1956.

2. Залманзон Э. С. и Лизунов Н. В. — О сравнимости данных химического и спектрального анализа при литологических исследованиях. ДАН СССР, 86, 6, 1163, 1952.

3. Зулъфугарлы Д. И. — Распространение микроэлементов в каустобиолитах, организмах, осадочных породах и пластовых водах. Изд. Азербайджанского университета, Баку 1960.

4. Израелян А. Д. и Хацкевич Н. И. — Опыт расчленения разреза мезокайнозойских отложений методом полуколичественного анализа. АНХ, 2, 4, 1954.

5. Томашаев К. — Литология верхнеюрских карбонатных пород Кугитанга. Известия АН ТССР, № 1, 1963.

М. К. КАЛДАРОВ

ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ АЭРАЦИИ ПРЕСНЫХ И СОЛЁНЫХ ГРУНТОВЫХ ВОД ЗАУНГУЗСКИХ КАРА-КУМОВ

В Заунгузских Кара-Кумах грунтовые воды приурочены, главным образом, к песчаным отложениям континентального неогена. Они распространены почти повсеместно. Исключением являются области структурного поднятия в восточной и западной краевых частях территории, где грунтовые воды вовсе отсутствуют.

В настоящей статье излагаются результаты химического анализа водных вытяжек, содержания в породе гипса и механического анализа песков, отобранных (через 1 м) из трех скважин ручного бурения, которые пробурены Туркменским геологическим управлением на участках пресных (скважина № 196), соленых (скважина № 195) и горько-соленых (скважина № 193) вод в районе колодца Бал-Кую (в 93 км южнее г. Хивы), в центральной части Заунгузских Кара-Кумов.

Литологический состав пород, как видно из табл. 1, однородный и в основном представлен мелко-и тонкозернистыми песками желтого и серовато-желтого цвета с прослоями известковистого песчаника.

Общее содержание гипса* в песчаных отложениях данного района колеблется от 0,05 до 1,45% (рис. 1—3). Подобное содержание гипса в песчаной толще отмечено Л. В. Пустоваловым и А. Д. Султановым [6] в породах продуктивной толщи Азербайджана, а также Р. С. Зиангировым и Л. А. Романовской [2] в песках Низменных Кара-Кумов. Как видно на рис. 1—3, абсолютная величина содержания гипса в породах не велика, однако распределение его в зоне аэрации и в породах водоносного горизонта изменчиво, и эта изменчивость, очевидно, связана с колебанием прежних уровней подземных вод. В районе распространения пресных грунтовых вод (рис. 1) процентное содержание гипса по глубине изменяется неодинаково, так, например, в интервале 0,5—9,0 м максимальное содержание гипса наблюдается на глубине 5 м (0,5%) от дневной поверхности, в интервале 9,0—25,0 м происходит спад до 0,05—0,15%, в интервале 25—30 м содержание гипса вновь увеличивается до 1,4%, затем в интервале 30—31 м оно уменьшается до 0,05%.

* Определение содержания гипса произведено Л. Анисимовой в химической лаборатории Института геологии АН ТССР.

глубже, в водовмещающих породах, наблюдается общее возрастание содержания гипса. Эти данные свидетельствуют о том, что в зоне развития пресных вод отмечается три горизонта по вертикали с повышенным содержанием гипса.

Таблица 1

Литологическая характеристика разрезов скважин, расположенных в районе колодца Бал-Кую

Номера скважин	Глубина взятия образца, м	Литологический состав пород
196	0—8	Песок мелкозернистый, желтый
	8—14	Песок тонкозернистый, желтый
	14—15	Песчаник тонкозернистый, серый, известковистый
	15—25	Песок тонкозернистый, желтый
	25—29	Песок мелкозернистый, желтый
	29—30	Песок мелкозернистый, желтый; водоносный.
195	0—8	Песок мелкозернистый, серовато-желтый
	8—9	Песок мелкозернистый, желтый
	9—25,3	Песок мелкозернистый, желтый, водоносный
	25,3—40	
193	0—20	Песок мелкозернистый, серовато-желтый
	20—40	Песок мелкозернистый, серовато-желтый, водоносный

Верхний горизонт, вероятно, соответствует верхнему почвенному загипсованному горизонту, выделенному А. А. Алексиним [1] для Северной Туркмении. Средний горизонт обычно располагается вблизи зеркала грунтовых вод и соответствует нижнему загипсованному горизонту, отмеченному этим же автором. Нижний горизонт, по нашим данным, проходит ниже уровня подземных вод, в среде водонасыщенных пород континентальной толщи неогена.

Обратимся теперь к водной вытяжке песков рассматриваемого разреза. Кривая линия солевого состава пород на рис. 2 показывает, что величина плотного остатка обратно пропорциональна величине содержания гипса. Например, в пределах выше выделенных трех загипсованных горизонтов плотный остаток водной вытяжки составляет наиболее низкую величину (0,6—0,18 г/л), и наоборот, там, где содержание гипса низкое, наблюдается общее возрастание плотного остатка водной вытяжки (до 0,35 г/л).

Поведение ионного состава водной вытяжки на данном участке пресных вод также представляет определенный интерес. Здесь содержание ионов хлора и гидрокарбоната калия колеблется от 0,01 до 0,1 г/л и не подвергается значительному изменению по вертикали. В большинстве случаев ион-гидрокарбонат преобладает над ионом хлора. Иначе обстоит дело с сульфат-ионом. Кривые линии содержания гипса в породе и иона-сульфата в водных вытяжках показывают тесную их связь балансового порядка. Увеличение гипса в разрезе (рис. 1) вызывает уменьшение иона-сульфата в водной вытяжке и, наоборот, за счет увеличения иона-сульфата в солевом составе уменьшается содержание гипса в этом же интервале. Примером служит тот факт, что в верхнем загипсованном горизонте в трех анализах водной вытяжки ион-сульфат отсутствует вообще, во втором горизонте ион имеет самую низкую величину среди анионов, равную 0,02 г/л, в третьем — содержание его также уменьшается.

В районе распространения соленых грунтовых вод (рис. 2) также были зафиксированы в песчаной толще три горизонта с повышенным содержанием гипса, максимальная его величина достигает до 1,45%. На рис. 2 видно, что солевой состав пород в зоне аэрации и в водоносном горизонте не одинаковый, например, до второго загипсованного го-

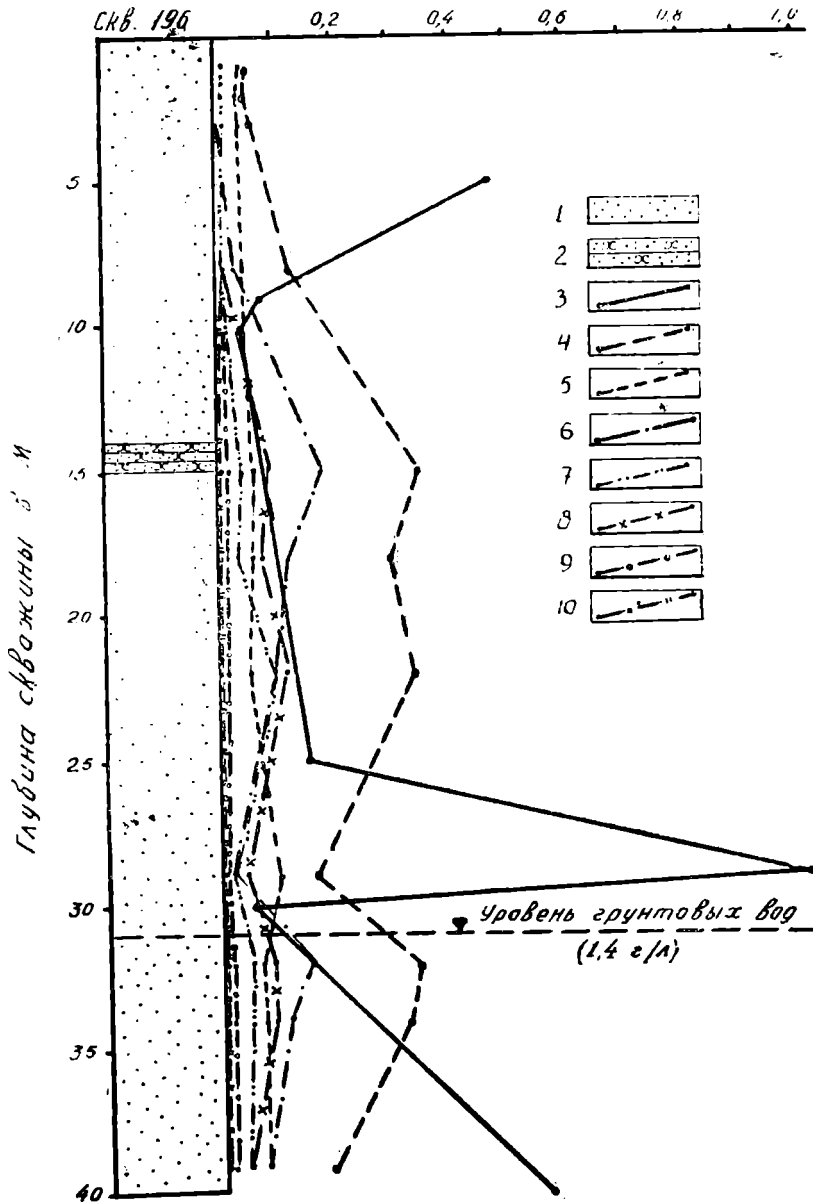


Рис. 1. График изменения содержания и плотного остатка водной вытяжки в скважине № 196 по глубине, 1 — Песок; 2 — песчаник; 3 — содержание гипса в процентах; 4 — плотный остаток водной вытяжки в г/л; 5 — ион HCO_3^- в г/л; 6 — ион SO_4^{--} в г/л; 7 — ион Cl^- в г/л; 8 — ион Na^+ в г/л; 9 — ион Ca^{++} в г/л; 10 — ион Mg^{++} в г/л.

ризонта (около 20 м) величина плотного остатка водной вытяжки невелика (0,1—0,23 г/л), начиная с капиллярной каймы вниз по водоносному горизонту она значительно увеличивается (0,47—0,58 г/л). Это

обстоятельство объясняется тем, что пески зоны аэрации, очевидно, относительно лучше промыты инфильтрующимися атмосферными водами, чем водосодержащие пески, к которым приурочены соленые воды. Анионный состав водной вытяжки до глубины 20 м почти не изменяется, а с 20 м и глубже ион-гидрокарбонат сильно отстает от остальных анионов. При увеличении содержания гипса в породах, как правило, уменьшается сумма плотного остатка водной вытяжки и наоборот.

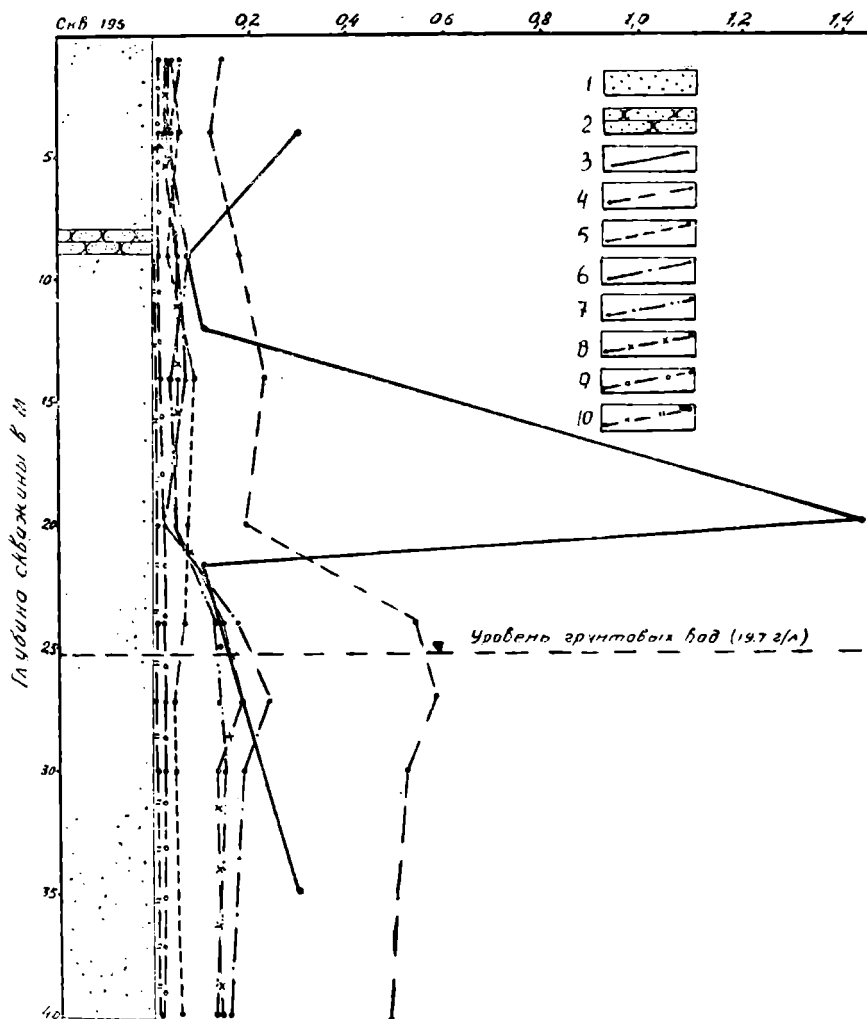


Рис. 2. График изменения содержания гипса и плотного остатка водной вытяжки в скважине № 195 по глубине. 1 — Песок; 2 — песчаник; 3 — содержание гипса в процентах; 4 — плотный остаток водной вытяжки в г/л; 5 — ион HCO_3' в г/л; 6 — ион SO_4'' в г/л; 7 — ион Cl' в г/л; 8 — ион $\text{Na}\cdot$ в г/л; 9 — ион Ca'' в г/л; 10 — ион Mg'' в г/л.

В районе развития горько-соленых вод зависимость содержания гипса от величины плотного остатка водной вытяжки, как показано на рис. 3, особенно заметная. Здесь из анионного состава, в большинстве случаев, преобладает ион-хлор. Ион-гидрокарбонат по разрезу почти не меняется и в анионном составе занимает самое низкое положение. Сульфаты как бы занимают среднее значение между ионами хлора и гидрокарбоната.

Из катионного состава водной вытяжки преобладает ион натрия на площади пресных, соленых и горько-соленых вод. Содержание ионов натрия доходит до 0,29 г/л, тогда как ионов кальция и магния не больше 0,04 г/л.

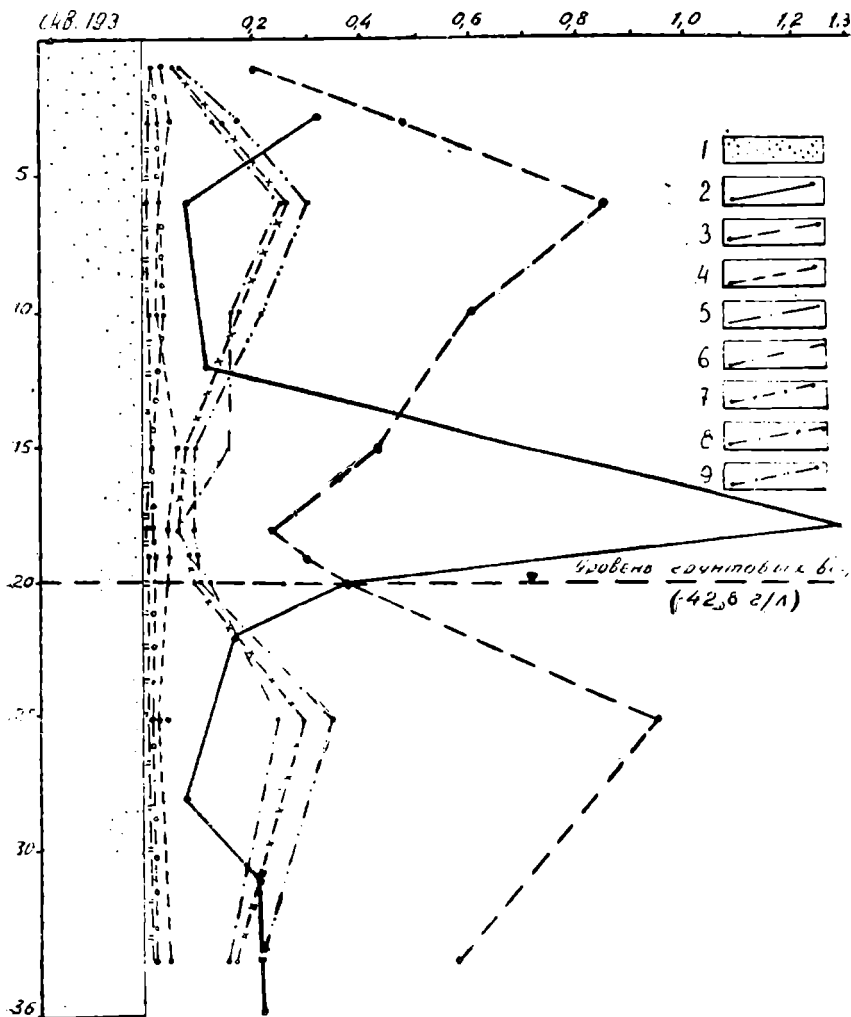


Рис. 3. График изменения содержания гипса и плотного остатка водной вытяжки в скважине № 193 по глубине. 1— Песок; 2 — содержание гипса в процентах; 3 — плотный остаток водной вытяжки в г/л; 4 — ион HCO_3 в г/л; 5 — ион SO_4 в г/л; 6 — ион Cl в г/л; 7 — ион Na в г/л; 8 — ион Ca в г/л; 9 — ион Mg в г/л.

Загипсованным горизонтам отвечает более крупный состав и фракционный состав песков. По всем разрезам вышеописанных трех скважин преобладающей является фракция 0,25—0,1 мм. На рис. 4 показан фракционный состав песков из скважины № 196 на участке пресных вод. Фракционное распределение по вертикали здесь такое: до глубины 7 м от поверхности преобладает фракция 0,25—0,1 мм, в интервале 7—25 м — фракция 0,1—0,05 мм (в том числе на глубине 9 м преобладает — 0,01 мм), глубже вновь доминирует фракция 0,25—0,1 мм. Следует отметить, что на глубине 29 м, где развит второй за-

гипсованный горизонт, в породах фракция 0,25—0,1 мм составляет максимальную величину, в разрезах которых максимальное содержание фракции 0,25—0,1 мм также приурочено к загипсованным горизонтам. Точно такая же картина повторяется и в разрезах скважин № 193

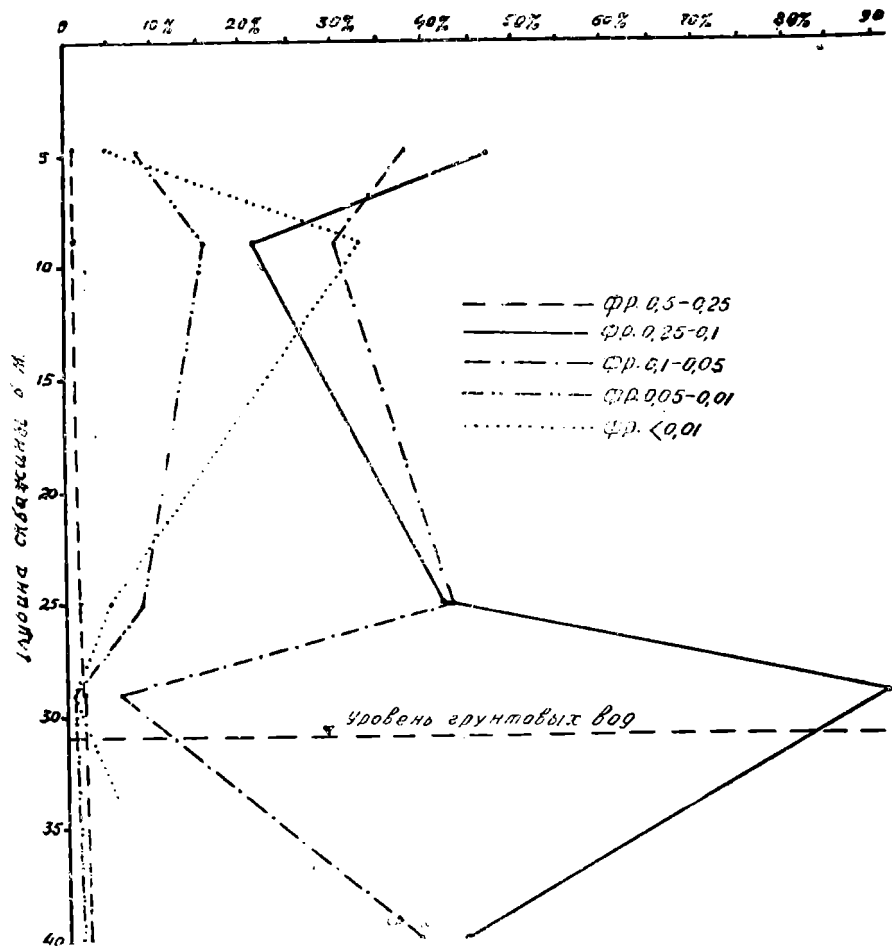


Рис. 4. График механического состава песков в скважине № 196.

и 195. Связь между процессом гипсонакопления, соленым и фракционным составом пород, находящихся в единой однородной геологической среде, очевидно, не случайная, а закономерная. Прежде чем приступить к расшифровке этого вопроса, остановимся на формировании гипса.

Известно, что образование гипса происходит различным путем в зависимости от фациальных условий того или иного осадка. Допустим, что континентальная песчаная толща Заунгузья содержит достаточное количество поглощенного кальция, тогда в результате взаимодействия его с водорастворимым сульфатом, например Na_2SO_4 , и вытеснения поглощенного кальция натрием получается соль гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), которая вследствие слабой растворимости будет выпадать из раствора, вероятно, уже непосредственно над зеркалом грунтовых вод (рис. 1—3), тогда как легкорастворимая соль CaCl_2 вместе с избытком NaCl и N_2SO_4 будет переноситься раствором по капиллярам вверх, пока

не достигнет границы между капиллярной и гигроскопической водой. В пределах этой же границы* легкорастворимые соли будут выпадать из раствора под влиянием испарения, насыщая породу [5].

Подъем новых порций раствора из грунтовой воды будет, очевидно, продолжаться, и так как гипс все же растворим, то постепенно и та часть его, которая выпала из раствора, будет вторично растворяться и подаваться вверх. Отсюда следует, что если огипсованный горизонт залегает близко к зеркалу, то содержание гипса в нем, очевидно, будет низкое (рис. 1) и наоборот.

С увеличением содержания гипса в породах, как указывалось, уменьшается их засоленность. Это обстоятельство объясняется тем, что когда капиллярная вода, двигаясь через огипсованный горизонт, непосредственно находится над уровнем грунтовых вод, она, вероятно, одновременно уносит с собою легкорастворимые соли из солевого состава пород. В результате чего в данном горизонте общее содержание солей намного уменьшается, а гипс не подвергается значительному изменению.

Б. Б. Полюнов [5] указывает, «что коагулирующее действие этих ионов (ионов кальция и сульфата—М. К.), способствуя увеличению размеров между частицами, будет одновременно способствовать как скорости просачивания воды через грунт, так и скорости капиллярного поднятия ее». Значит, увеличение содержания гипса в породах ускоряет передвижение воды как сверху вниз, так и снизу вверх. Тем самым более тонкие фракции в огипсованном горизонте, вероятно, уносятся капиллярной водой и поэтому процентное содержание фракции 0,25—0,1 мм обычно в нем высокое (рис. 4).

Обратимся к мнению А. А. Алексина, что «наиболее мощным фактором гипсонакопления является наличие соленых грунтовых вод и процесс внутригрунтового испарения их» [1]. На основании приведенных данных, по нашему мнению, основными факторами гипсонакопления служат: во-первых, наличие грунтовых вод с различной степенью минерализации, на поверхности которых происходит всем известный процесс испарения, благоприятствующий накоплению гипса и, во-вторых, обязательно надо учитывать ту среду, в которой накапливается гипс. Такой средой является песчаная толща, особенно ее солевой состав, принимающий участие в процессе гипсонакопления.

Формирование почвенного загипсованного горизонта связано с проникновением атмосферной влаги в почву и местным круговоротом солей. Более детально этот вопрос рассматривается Н. А. Кенесариным [4], А. А. Елексиным [1] и др.

Происхождение среднего и нижнего загипсованного горизонта в основном связано с процессом внутригрунтового испарения.

Наличие горизонта (нижнего) с повышенным содержанием гипса в водовмещающих породах, по-видимому, означает погребенный уровень грунтовых вод, находящийся в настоящее время около десяти метров ниже современного. Более отчетливо описываемый горизонт выделяется на участках пресных грунтовых вод (рис. 1), тогда как в пределах более минерализованных вод (рис. 3) он выражен слабо.

Палеогидрогеологическое значение этих огипсованных горизонтов сводится к следующему: в плиоценовую эпоху уровень подземных вод, очевидно, находился на глубине залегания нижнего огипсованного горизонта. Приблизительно в верхнеплиоценовое время на отдельных

* Для песков Заунгузья, по Силину-Бекчурину (1951 г.), высота поднятия 40—80 см.

участках территории трансгрессировали морские и речные воды, которые являлись главным фактором повышения уровня ранее существующих грунтовых вод до второго огипсованного горизонта. С момента регрессии этих крупных водоемов уровень грунтовых вод постепенно снижается, а в настоящее время современный их уровень находится на 2—5 м ниже второго горизонта. В общем наличие этих горизонтов тесно связано с многолетними колебаниями уровня грунтовых вод и является очень важным для освещения палеогеогеологических особенностей района.

Выводы

1. В Заунгузье в песках зоны аэрации пресных, соленых и горько-соленых грунтовых вод отчетливо выделяются три горизонта с повышенным содержанием гипса: верхний — до глубины 5 м от поверхности, средний — в зоне капиллярной каймы грунтовых вод, нижний — в водовмещающих породах.

2. Накопление гипса вблизи зеркала грунтовых вод можно объяснить процессом внутрigrунтового испарения. Испарение с водной поверхности происходит с различной интенсивностью в зависимости от геологических, гидрогеологических и других факторов.

3. Современный уровень грунтовых вод находится на 2—5 м ниже, чем прежний. В общем расходная часть водного баланса, по-видимому, преобладает над приходной его частью.

4. Плотный остаток водной вытяжки песков зоны аэрации пресных вод в 2,5—3,0 раза меньше, чем соленых.

Институт геологии
АН Туркменской ССР

Поступило
14 марта 1963 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексин А. А. — Гипсоносность пород в засушливых областях и их палеогеографическое значение на примере Северной Туркмении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 1, 1958.
2. Зиангиров Р. С., Романовская Л. А. — Загипсованность песков Каракумов и формы ее проявления. Материалы исследования в помощь проектированию и строительству Каракумского канала, вып. 1, 1958.
3. Калдаров М. К. — О подземных водах Центрального Заунгузья Тр. Института геологии АН ТССР, вып. III, Ашхабад, 1960.
4. Кенесарин Н. А. — Формирование режима грунтовых вод орошаемых районов на примере Голодной степи. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1959.
5. Полюнов Б. Б. — Избранные труды АН СССР, М., 1956.
6. Пустовалов Л. В., Султанов А. Д. — О распределении гипса по типам пород продуктивной толщи Азербайджанской ССР. ДАН СССР, т. II, № 4, 1946.

Г. Н. БУРКОВА

О НЕКОТОРЫХ ПЛИКАТУЛАХ ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУРКМЕНИИ

Среди многочисленных и своеобразных видов позднемеловых двустворчатых моллюсков Средней Азии встречаются представители рода *Plicatula*, остатки которых в названном регионе обычно приурочены к отложениям туронского яруса.

Пликатулы из отложений туронского яруса Средней Азии неоднократно отмечались и описывались рядом исследователей [1—7]. Из отложений других ярусов верхнего мела раковины рода *Plicatula* не отмечались.

Во время полевых работ в районах выходов верхнемеловых отложений Юго-Восточной и Восточной Туркмении были найдены пликатулы, представленные весьма своеобразными видами. Найденные пликатулы приурочены к сеноманским отложениям Гаурдака и Бадхыза и маастрихтским отложениям Приамударьинского района (Кошабулак, Султансанджар, Тюямуюн и Кабаклы). Кроме интереса в палеонтологическом отношении, эти виды ценны и для стратиграфии, так как существовали относительно недолго, вследствие чего раковины их приурочены к отложениям определенных ярусов, что важно при проведении геолого-съёмочных работ и корреляции верхнемеловых отложений различных районов. Описываемые ниже экземпляры найдены автором и сотрудниками сектора региональной геологии и стратиграфии Института геологии ГГК СССР во время полевых сезонов с 1958 по 1963 г. Все изображенные экземпляры хранятся в музее Института геологии в г. Ашхабаде под общим номером 32.

ОТРЯД *Anisomyaria*.

НАДСЕМЕЙСТВО *Spondylace*.

СЕМЕЙСТВО *Plicatulidae* Cox, 1952.

РОД *Plicatula* Lamark, 1801.

Plicatula hirzuta Coquand subsp. *plicata* Douville

Табл. I, фиг. 1—5.

1916. *Plicatula hirzuta* Coquand race *plicata* Douville. Le Cretacé et l'Eocène du Tibet Central. Paleontologia Indica, new series, vol. V, № 3, стр. 16, табл. VI, fig. 1—4.

Материал. В коллекции 32 двустворчатых раковины очень хорошей сохранности.

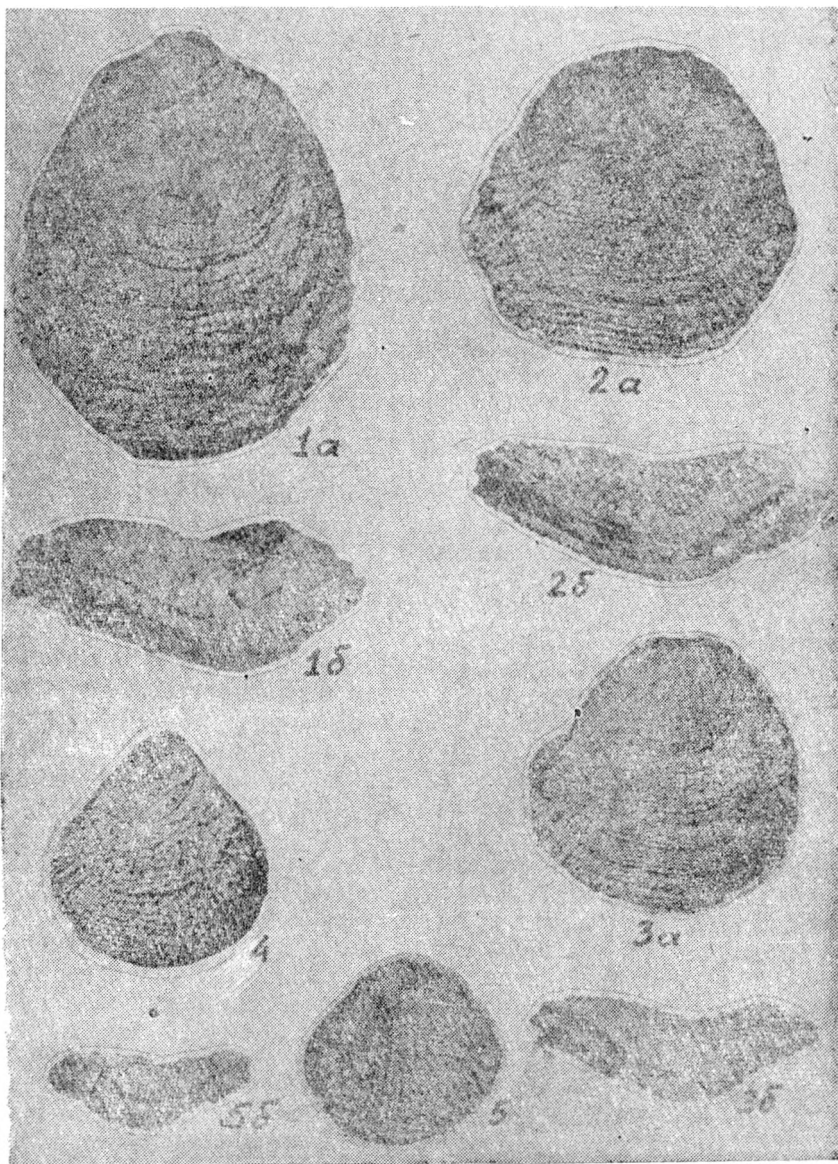


ТАБЛИЦА I

Фиг. 1—5. *Plicatula hirzuta* Coquand subsp. *plicata* Douvillé. 1a, 2a, 3a, 4, 5a — правые створки; 1b, 2b, 3b, 4b, 5b — вид раковины со стороны нижнего края.

Фиг. 1 — экз. № 678/32; фиг. 2 — экз. № 679/32; фиг. 3 — экз. № 680/32; фиг. 4 — экз. № 685/32; фиг. 5 — экз. № 681/32. Маастрихт. Приамударьинский район (Тюямюн). Коллекция Г. Н. Бурковой, 1963.

Номера образцов	Длина	Высота	Отношение длины к высоте
678/32	47,0 (1,00)	57,0	0,82
679/32	47,0 (1,00)	49,0	0,96
680/32	37,0 (1,00)	37,0	1,00
685/32	30,0 (1,00)	28,0	1,07

Описание. Раковины от средних до больших, от округлых до удлиненных в высоту форм, почти равносторонние, соотношение между длиной и высотой на экземплярах разной стадии роста непостоянное — от 0,82 до 1,13 (результаты измерений 20 экземпляров), преобладают экземпляры, у которых высота превышает длину. Края раковины округлые, плавно переходят друг в друга. Характерным для этого вида признаком является очертание нижнего края, имеющего дугообразный изгиб (подобно изгибу раковины *Liostrea jaxartensis Zaprudskaia* или *L. lehmanni* (Rom.), благодаря которому одна створка (нижняя) имеет на месте изгиба выпуклость, а другая (верхняя) — вогнутость. Вершина этого изгиба чаще всего приходится на срединную линию раковины, но иногда она смещена в ту или иную сторону. Этот изгиб сохраняется на всех имеющихся стадиях роста раковин, начиная от юной и до старческой.

Скульптура раковины на нижней и верхней створках одинаковая и представлена многочисленными, тонкими, очень сближенными радиальными ребрами, покрытыми множеством тонких, мелких, пологих шипов.

Радиальность ребер наиболее четко прослеживается на юных экземплярах, где можно четко отличить ребра основные и промежуточные. Основные ребра выражены более рельефно и покрыты более грубыми шипами. Между основными ребрами расположены более тонкие промежуточные ребрышки в количестве 1—3, которые покрыты мелкими, частыми шипами, по величине значительно меньшими, чем шипы основных ребер.

На взрослых экземплярах различить промежуточные и основные ребра, а также радиальность ребер невозможно, так как шипы, покрывающие основные и промежуточные ребра, различные по величине на юных экземплярах, на старых экземплярах совершенно не отличимы. Они так густо покрывают раковину, что теряется радиальность расположения ребер. Раковины покрыты частыми тонкими и утолщенными концентрическими линиями нарастания, что придает скульптуре раковины ступенчатый характер.

Замечания и сравнения. Впервые описываемый подвид приводится Дувийе из маастрихтских отложений Центрального Тибета. Дувийе описывает его как *Plicatula hirzuta* Coquand *gace plicata*, выделяя «местную расу» по характерному для нее изгибу нижнего края, что свойственно и нашим среднеазиатским экземплярам. Этот признак, отличающий «расу» Дувийе от вида, может быть характерным для подвида, тем более, если учитывать его географическое распространение. Наибольшее сходство описываемый подвид имеет с видом *Plicatula hirzuta* Coquand из сенонских отложений Ирана в изображении Дувийе [10, 1904, стр. 271, табл. XXXIX, фиг. 11—18]. Это сходство выражено в общем характере скульптуры и форме раковины. Существенным отличительным признаком является изгиб нижнего края раковин описываемого

подвида. Все предшествующие авторы, ранее описывавшие вид *Plicatula hirzuta* Coquand [Coquand 1880; Thomas и Peron, 1890; Drouvillé, 1904; Pervinquiére, 1912; Riedel, 1932; Darteville и Freneix, 1957], не отмечают изгиба нижнего края раковины этого вида. Этот признак является существенным для рода *Plicatula*, поэтому, несмотря на большое сходство остальных признаков подвида и вида, их нельзя объединять в один вид.

Другим, близким к нашему, является вид, изображенный Darteville и Freneix [9, 1957, стр. 92, табл. X, фиг. 16, 17, 18; табл. XI, фиг. 1] и описанный ими как *Plicatula* cf. *ventilabrum* Coquand из сенона Африки. У самого Кокана изображения выделенного вида не дается.

Имея сходство в общем характере скульптуры и формы особенно с экземпляром на табл. XI, фиг. 1, наш подвид отличается, во-первых, изгибом нижнего края и, во-вторых, некоторыми деталями скульптуры.

Ребра у африканского вида равны между собой по ширине; приблизительно одинаковы по размеру и шипы, покрывающие ребра, чего не наблюдается у нашего вида, где в зависимости от ширины ребер и величины шипов можно выделить ребра основные и промежуточные. Кроме того, у вида *Plicatula ventilabrum* Coquand выдерживается строгая радиальность ребер.

Некоторое сходство в общем облике и скульптуре раковин подвид имеет с *Plicatula locardi* Thomas et Peron [15, 1889—1890, стр. 212, табл. XXVI, фиг. 28—30] из маастрихта Туниса. Отличия *Plicatula locardi* от описанного подвида заключаются в отсутствии изгиба нижнего края, равной ширине ребер, меньшем количестве покрывающих их шипов и хорошо выраженной радиальности ребер у африканского вида.

Возраст. Маастрихт.

Местонахождение. Среднее течение Аму-Дарьи, Питнякская группа поднятий (Султансанджар, Тюямуюн, Кошабулак, Кабаклы).

Распространение. В СССР: маастрихт Средней Азии (Приамударьинский район и Кызыл-Кумы). Вне СССР: маастрихт Центрального Тибета.

Plicatula gaurdakensis, sp. n.

Табл. II, фиг. 1, 2, 3.

Голотип — табл. II, фиг. 1; экземпляр № 271/32; сеноман, слои с *Amphidonta columba* (Lamk.) (по схеме Н. Н. Бобковой [2]); юго-западные отроги Гиссарского хребта (Гаурдак).

Материал. В коллекции 9 двустворчатых раковин и одна правая створка удовлетворительной сохранности.

Размеры в мм:

Номера образцов	Длина		Высота		Выпуклость правой створки
	левая створка	правая створка	левая створка	правая створка	
271/32	37,6(1,00)	41,2 (1,00)	33,5(0,89)	40,5 (0,89)	15,5(0,37)
272/32	34,0(1,00)	37,5 (1,00)	33,6(0,98)	38,3 (1,03)	16,3(0,45)
273/32	—	45,0 (1,00)	—	32,0 (0,71)	16,0(0,35)

Описание. Раковины средних размеров, округлых очертаний, с вытянутым задним концом (имеются формы с сильно вытянутым и умеренно вытянутым задним концом), неравносторонние, разностворчатые,

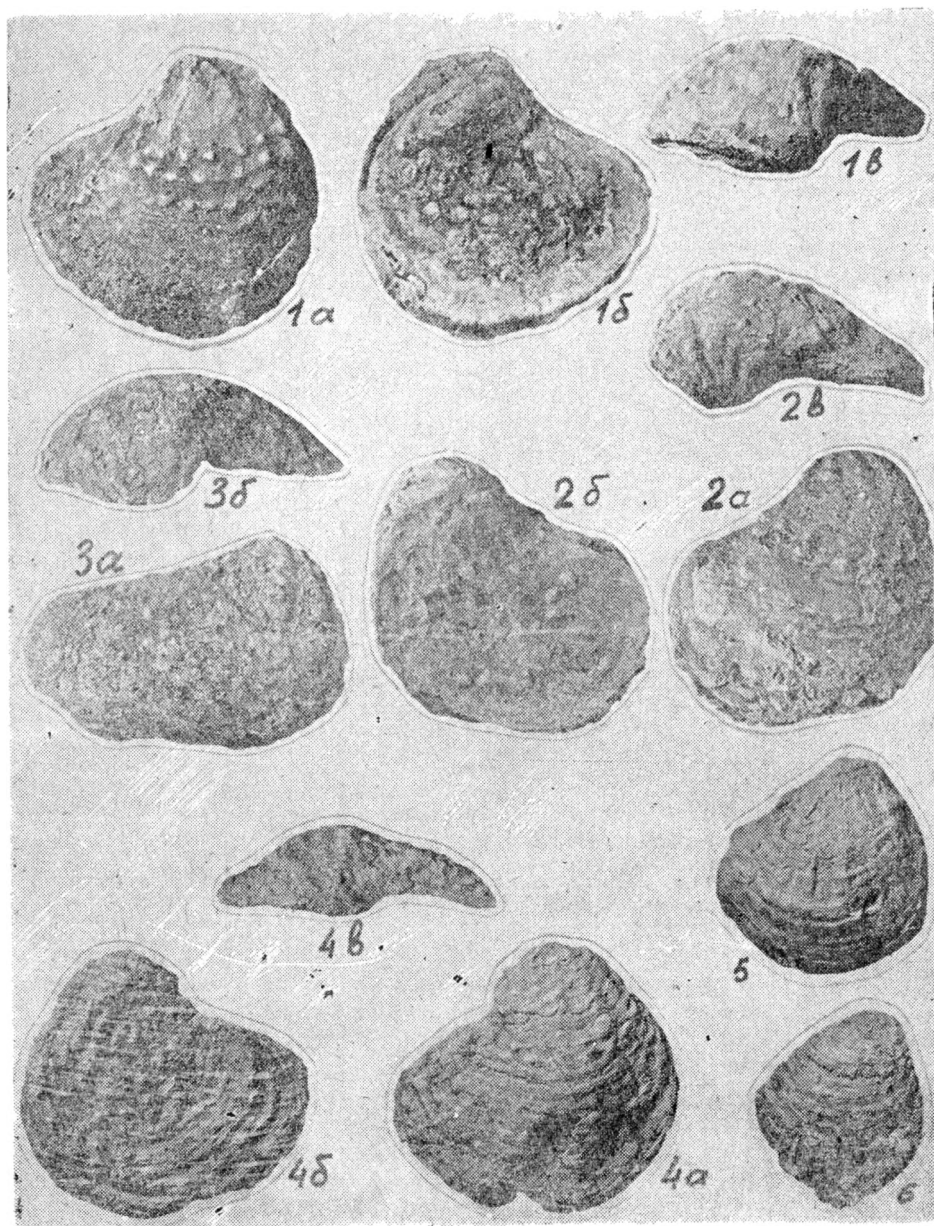


ТАБЛИЦА II

- Фиг. 1—3. *Plicatula gaurdakensis* sp. nov. 1a, 2a, 3a — правые створки; 1b, 2b — левые створки; 1в, 2в, 3в — вид правой створки со стороны замочного края. Голотип — фиг. 1 — экз. № 271/32.
 Фиг. 2. — экз. № 272/32; фиг. 3 — экз. № 273/32. Юго-западные отроги Гиссарского хребта (Гаурлак) Сенноман, слои с *Amphidonta columba* (Lamk.). Коллекция Г. Н. Бурковой, 1960.
- Фиг. 4—6. *Plicatula badkhyzensis*, sp. nov. 4a, 5, 6, — правые створки; 4б — левая створка; 4в — вид правой створки со стороны замочного края. Голотип — фиг. 4 — экз. № 682/32. Фиг. 5 — экз. № 683/32; фиг. 6 — экз. № 684/32. Сенноман. Бадхыз. Коллекция П. И. Калугина, 1958.

с сильно выпуклой правой и вогнутой левой створками. Передний край округлый, умеренно выпуклый на коротких экземплярах (табл. II, фиг. 1, 2) и более выпуклый на удлиненном экземпляре (табл. II, фиг. 3). Переход его в нижний край плавный. Нижний край такой же округлый, слабо выпуклый, плавно переходящий в оттянутый, неширокий задний край, который при переходе в замочный образует изгиб. Макушки терминальные, опистогирные. Весьма своеобразными признаками этого вида является сильная выпуклость правой створки, приуроченная к примакушечной части раковины, и скульптура обеих створок. Из-за плохой сохранности скульптуры на всех экземплярах не представляется возможным описать ее детально. Поверхность правой створки покрыта редкими (до 6—8) радиальными ребрами, которые расходятся от макушки к периферии створок. На расстоянии $\frac{1}{3}$ высоты от макушки появляются промежуточные ребра, которые располагаются между ребрами, начинающимися у макушки. Ребра покрыты округлыми, четкими, обособленными друг от друга бугорками. Эти бугорки видимо представляют собой остатки шипов, покрывавших ребра. На створке сохранились слабые следы концентрических линий нарастания, которые расположены на значительном расстоянии друг от друга. Межреберные промежутки в примакушечной части равны ширине ребер и расширяются в направлении к краям раковины. Скульптура левой створки лишь частично сохранилась на одном из экземпляров (табл. II, фиг. 1). Поверхность створки покрыта такими же, как и на правой створке, бугорками, видимо, также расположенными на радиальных ребрах. Сами радиальные ребра не сохранились, но по расположению оставшихся бугорков можно предполагать их присутствие. Замок вскрыть не представляется возможным.

Замечания и сравнения. В литературе описано мало пликатул, с которыми можно было бы сравнить наш вид. Наиболее близок к нашему *Plicatula inflata* Sowerby из альб-сеноманских отложений Англии в изображении Вудса [16, 1899—1903, т. 1, стр. 139, табл. XXVI; фиг. 1—8, 10, поп. фиг. 9, 6]. Это сходство выражается в выпуклой правой и плоской левой створках, в очертаниях раковины и общем характере скульптуры. Отличия имеются в деталях скульптуры: ребра на экземплярах, изображенных Вудсом, значительно уже, а межреберные промежутки значительно шире, чем на наших экземплярах. Кроме того, для вида *Plicatula inflata* Sow. характерен ступенчато-чешуйчатый характер скульптуры, который, видимо, обусловлен резко выраженными линиями нарастания. Для нашего вида это не характерно. Имеются отличия и в характере макушки. На наших экземплярах макушка высокая, широкая, а примакушечная часть выпуклая. У сравниваемого вида макушка суженная, заостренная и примакушечная часть, судя по изображению, не такая выпуклая, как на наших экземплярах.

Другим видом, с которым можно сравнить наш, является *Plicatula sessilis* Stoliczka из сеномана Индии [14, 1871, стр. 446, табл. XVII, фиг. 5—7, поп. табл. XXXIV, фиг. 21, 21а, 21в]. Сходство это выражается в общих очертаниях и скульптуре раковин. Правая створка индийских экземпляров покрыта, так же как и на наших, редкими радиальными ребрами, имеет почти аналогичные очертания створок, а также выпуклую правую и вогнутую левую створки. Но выпуклость правой створки индийских экземпляров приурочена не к примакушечной части створки, а ближе к нижнему краю. Кроме того, на наших экземплярах задний край при переходе в замочный образует вогнутость, что не характерно для сравниваемого вида. Отличия имеются и в деталях скульптуры. *Plicatula sessilis* Stol. имеет более тонкие и более многочисленные (10—11) ребра, на которых почти нет шипов или их остатков. Меж-

реберные промежутки широкие (в два раза шире, чем сами ребра), что также отличает наши экземпляры от сравниваемых. Описываемый ниже новый вид *Plicatula badkhyzensis* также имеет некоторое сходство с *Plicatula gaurdakensis*; сравнение будет приведено при описании *Plicatula badkhyzensis* sp. n.

Возраст. Сенومان, слои с *Amphidonta columba* (Lam.) (по схеме Н. Н. Бобковой, 1961).

Местонахождение. Юго-Западные отроги Гиссарского хребта, Гаурдак.

Plicatula badkhyzensis, sp. n.

Табл. II, фиг. 4, 5, 6.

Голотип. Табл. II, фиг. 4; сенومان; Бадхыз, ущелье Нардыванлы.

Материал. Две двустворчатых раковины и четыре правых створки хорошей сохранности.

Размеры в мм:

Номера образцов	Длина		Высота		Выпуклость
	правая створка	левая створка	правая створка	левая створка	правой створки
682/32	24,0 (1,00)	31,0 (1,00)	28,0 (0,82)	28,0 (0,90)	12,0 (0,33)
683/32	27,0 (1,00)	—	25,0 (0,92)	—	—

Описание. Раковины средних размеров, с оттянутым задним концом, неравносторонние, разностворчатые, с умеренно выпуклой правой и вогнутой левой створками. \

Передний край округлый, слегка выпуклый, плавно переходящий в такой же округлый нижний край. Нижний край плавно переходит в короткий, округлый, оттянутый задний край, который при переходе в замочный образует с последним вогнутость. Замочный край короткий, округлый.

Макушки терминальные, опистогирные. Максимальная выпуклость правой створки расположена в примакушечной части. Правая створка покрыта редкими (10—12) радиальными ребрами, направленными от макушки к нижнему краю. Ребра несут следы шипов, представленных округлыми бугорками и чешуйками. Межреберные промежутки широкие. На поверхности створки сохранились концентрические линии нарастания, которые вместе с сохранившимися элементами скульптуры придают створке чешуйчатый характер.

Скульптура левой створки также имеет чешуйчатый характер и представлена редкими радиальными ребрами, несущими следы шипов. Сохранились концентрические линии нарастания. Замок вскрыть не представляется возможным.

Замечания и сравнения. По форме и очертаниям створок, их выпуклости и общему характеру скульптуры описываемый новый вид имеет сходство с *Plicatula gurgitis* Pictet et Roux из альб-сеноманских отложений Англии [16, 1899—1903, т. 1, стр. 137, табл. XXV, фиг. 15—21, поп. фиг. 13—14].

Сравниваемые виды отличаются друг от друга, прежде всего, по характеру макушки. У среднеазиатского вида макушка широкая, расплывчатая, а у *Plicatula gurgitis* более суженная. Отличия имеются и в деталях скульптуры. У экземпляров, изображенных Вудсом, большее

количество радиальных ребер (15—25), ребра значительно уже, покрыты частыми шипами и более отчетливо выражены. Ребра на раковинах среднеазиатского вида выделяются нечетко, более сглаженные и покрыты более редкими шипами. Кроме того, поверхность створок *Plicatula badkhyzensis* покрыта многочисленными тонкими и более утолщенными линиями нарастания, которые, пересекаясь с радиальными ребрами, придают скульптуре раковины морщинистый характер. В общем, элементы скульптуры нашей раковины нечеткие, в то время как у сравниваемого вида они резко выражены.

Plicatula badkhyzensis имеет некоторое сходство с вышеописанным видом *Plicatula gaurdakensis*. Общими для этих видов признаками являются очертания раковины, выпуклая правая и вогнутая левая створки, общий характер скульптуры и макушек раковины. Основным отличительным признаком сравниваемых видов является очень сильная выпуклость правой створки *Plicatula gaurdakensis*. Имеются отличия и в скульптуре раковин. У вида *Plicatula badkhyzensis* менее четко выражены радиальные ребра, а общий характер — чешуйчатый. Виду *Plicatula gaurdakensis* это не свойственно.

Возраст. Сенман.

Местонахождение. Юго-Восточная Туркмения, Бадхыз, ущелье Нардыванлы.

Выводы

1. Описанные виды *Plicatula gaurdakensis* и *Plicatula badkhyzensis* из сенманских отложений Гаурдака и Бадхыза для отложений названного яруса отмечаются впервые.

2. Подвид *Plicatula hirsuta* Coguand subsp. *plicata* Douville, описанный из маастрихских отложений Центрального Тибета, впервые отмечается из аналогичных отложений на территории СССР (Восточная Туркмения).

3. Все описанные виды имеют узкое вертикальное распространение и являются определителями отдельных ярусов, что очень важно при стратиграфических работах.

Институт геологии
ГГК СССР

Поступило
9 марта 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. — Тр. Геолкома, нов. сер., вып. 152, 1916б.
2. Бобкова Н. Н. — Пробл. нефтегазоносности Средней Азии, нов. сер., т. 54, вып. 8, 1961.
3. Борнеман Б. А. — Меловые отложения юго-востока Средней Азии. УзФАН СССР, Ташкент, 1940.
4. Залрудская М. А. — Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 73, 1953.
5. Музафарова Р. Ю. — Тр. Института геологии АН УзССР, вып. VII, 1953.
6. Романовский Г. Д. — Материалы для геологии Туркестанского края, вып. II, 1884.
7. Симмаков С. Н. — Тр. ВНИГРИ, спец. сер., вып. 2, 1952.
8. Coguand H. — Bull. de l'Academie d'Hippone, № 15, 1886.
9. Dartevielle E., Freneix S., Sornay I. — Annales du Musée. Royal du Congo. Vol. 20, 1957, II Lamellibranches.
10. Douvillé H. — Misson scientifique en Perse par l de Morgan. Etudes géologiques. t. III. Paleontologie, pt. 2, Mollusques fossiles, 1904b.
11. Douvillé H. — Memoirs of the Geological survey of India. Paleontologia Indica New series, vol. V, № 3, 1916, Calcutta.
12. Pervinquieré L. — Etudes de paléontologie tunisienne. II Gastropodes et Lamellibranches des terrains crétacés. Mém. d. serv. d. l. carte géol. Tunisie, III, 1912.
13. Stoliczka F. — Paleont. India, ser. VI, vol. III, Pelecypoda, 1871.
14. Thomas P. H. et Peron A. — Description des invertébrés fossiles des terrains crétacés de la région sud des Haut-Plateaux de la Tunisie. Paris, 1879—1890.
15. Woods H. — A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England, vol. I. London, 1899—1903.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Я. Агаев
А. Р. Михайлов

ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ МОНОКРИСТАЛЛОВ AlSb

Антимонид алюминия — типичный представитель полупроводниковых соединений типа $A^{III}B^V$. Сочетание большой ширины запрещенной зоны с высокой температурой плавления делает этот материал перспективным для полупроводниковой техники. Несмотря на это AlSb сравнительно мало изучен, что касается теплопроводности, то имеются отдельные сообщения [1, 2, 3], относящиеся к узкому интервалу температур. Теплопроводность и другие кинетические эффекты AlSb , легированного серой, не изучены.

А. В. Иоффе, А. Ф. Иоффе [1], исследуя влияние примесей на теплопроводность полупроводников, показали, что примеси 7% Te и Se снижают теплопроводность AlSb с $60 \cdot 10^{-3}$ кал/град. см. сек. соответственно до $12 \cdot 10^{-3}$ и $25 \cdot 10^{-3}$ кал/град. см. сек. Такие примеси как Sn , As оказывают на теплопроводность гораздо меньшее влияние.

Н. Вейс [2] измерил теплопроводность AlSb в интервале температур 20—120°C. Он указывает, что теплопроводность AlSb падает с ростом температуры немного сильнее, чем $1/T$. Однако приводятся значения теплопроводности соединений $A^{III}B^V$, в том числе и для AlSb в зависимости от ширины запрещенной зоны только при комнатной температуре.

В работе [3] приводятся результаты измерения теплопроводности твердых растворов AlSb—GaSb и показано, что коэффициент теплопроводности уменьшается в зависимости от состава AlSb к GaSb .

Целью данной работы является исследование температурной зависимости теплопроводности монокристаллов AlSb и монокристаллов AlSb , легированных серой ($\sim 0,006—0,008$ вес. %), в интервале температур 120—620°K.

Измерения теплопроводности проводились абсолютным методом в стационарном тепловом поле. В основе применяемого нами метода лежит метод, разработанный Х. Амирхановым [4], с чувствительным полупроводниковым охранным кольцом с некоторыми усовершенствованиями [5]. Температурная зависимость теплопроводности в интервале 120—620°K измерялась на одной и той же установке. Следует отметить, что чувствительность термозлемента при низких температурах вследствие падения его проводимости несколько падает. Однако измерения проводились в вакууме порядка $2 \cdot 10^{-4}$ мм рт. ст. и погрешность измерения не превышала 5—6%.

Полученные нами данные при комнатной температуре примерно в два раза отличаются от результатов, приведенных в работе [2]. Поэтому с целью контроля были проведены дополнительные измерения теплопроводности в указанном выше интервале температуры в Институте полупроводников АН СССР в лаборатории физики термозлемента*.

Измерения проводились методами, принципиально отличными от нашего метода [5], на двух различных установках — низкотемпературной и высокотемпературной. Полученные результаты, в пределах погрешности измерения, хорошо согласуются с нашими. Следовательно, данные коэффициента теплопроводности, приведенные в работе [2], являются завышенными. В этой же работе приводятся данные коэффициента теплопроводности для InAs , GaAs , GaSb , которые намного отличаются от результатов, приведенных в работе [6].

* Авторы выражают глубокую благодарность доктору физико-математических наук Л. С. Сильбансу, сотрудникам А. В. Петрову и Х. М. Кулиеву за предоставленную возможность проведения контрольных измерений.

Антимонид алюминия очень чувствителен к влиянию воздуха и влаги. При пребывании на воздухе он покрывается черным порошкообразным слоем, а при длительном хранении на воздухе превращается в порошок. В связи с этим перед измерениями образцы шлифовались наждачным порошком М-7, а затем травились в смеси раствора азотной и соляной кислот (1:1), после чего тщательно промывались чистым спиртом. После травления образцы имели серый блестящий цвет и могли длительное время находиться на воздухе, не окисляясь. Таким образом, травление AlSb в составе $\text{HNO}_3\text{--HCl}$ и промывание чистым спиртом увеличивает его стойкость к коррозии. После измерения теплопроводности в вакууме $\sim 2 \cdot 10^{-4}$ мм рт. ст. до 700°K окисления образцов не обнаружено, цвет образцов имел первоначальный вид.

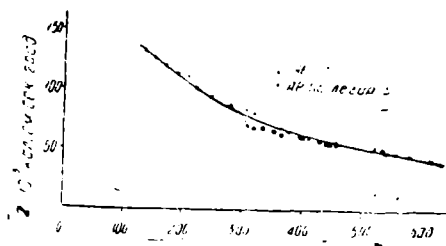


Рис. 1. Зависимость коэффициента теплопроводности монокристаллов AlSb и AlSb, легированного серой, от температуры.

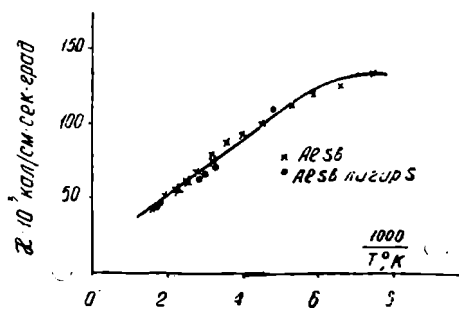


Рис. 2. Зависимость коэффициента теплопроводности монокристаллов AlSb и AlSb, легированного серой, от обратной температуры.

Измерения проведены на двух монокристаллах AlSb и на двух монокристаллах AlSb, легированных серой. Результаты для каждого состава взяты как средние из этих измерений. Образцы имели форму цилиндра диаметром 12—13 и высотой 9—10 мм. Методом термозонда определена проводимость образцов.

Обсуждение результатов

Температурная зависимость теплопроводности измерена на монокристалле p -AlSb с концентрацией $p \sim 2 \cdot 10^{18}$ см $^{-3}$ и AlSb, легированном серой ($\sim 0,006\text{--}0,008$ вес. %) p -типа с концентрацией $p \sim 3,8 \cdot 10^{16}$ см $^{-3}$. Концентрация носителей тока определена из измерений коэффициента Холла при комнатной температуре.

Как видно, легирование AlSb серой снижает концентрацию носителей тока. В работе [7] это объясняется дополнительной очисткой материала вследствие образования сульфидов некоторых примесей, уходящих в шлак, и имеющей место компенсацией.

В области чисто примесной проводимости при отсутствии дополнительного переноса тепла фотонами общая теплопроводность складывается из теплопроводностей кристаллической решетки χ_p и электронов $\chi_{эл}$.

$$\chi_{\text{общ.}} = \chi_p + \chi_{\text{эл.}} \quad (1)$$

Электронная составляющая теплопроводности выражается законом Видемана-Франца:

$$\chi_{\text{эл.}} = A \left(\frac{K}{e} \right)^2 \sigma T, \quad (2)$$

где K — постоянная Больцмана, e — заряд электрона, σ — электропроводность, T — абсолютная температура, A — коэффициент, зависящий от степени вырождения электронного газа и механизма рассеяния носителей тока, который обычно колеблется в пределах $2 \leq A \leq \frac{\pi^2}{3}$. Для невырожденного электронного газа $A = r + 2$, где r —

показатель степени в законе $I \sim e^r$. Из рис. 1, где приведены результаты измерения теплопроводности в интервале температур $120\text{--}620^\circ\text{K}$, видно, что теплопроводность AlSb и AlSb, легированного серой, с повышением температуры заметно падает, изменяясь от $133 \cdot 10^{-3}$ кал/град. см. сек. при 130°K до $43 \cdot 10^{-3}$ кал/град. см. сек. при 620°K .

Влияние же серы на теплопроводность заметно не сказывается.

По электрическим данным по формуле (2) в предположении $r=0$ была вычис-

электронная составляющая теплопроводности, которая оказалась довольно малой по сравнению с общей теплопроводностью и ею можно пренебречь.

Следовательно, в исследованном температурном интервале теплопроводность определяется, главным образом, теплопроводностью кристаллической решетки.

На рис. 2 показана зависимость теплопроводности от обратной температуры. Изменение теплопроводности с температурой в интервале 170—620°K подчиняется закону $\kappa \sim T^{-1}$. При температурах ниже 170°K эта зависимость немного слабее. Такая зависимость в указанном интервале температур, очевидно, обусловлена различными механизмами рассеяния. В интервале 170—620°K рассеяние происходит на акустических колебаниях решетки, а при температуре ниже 170°K, видимо, влияют другие механизмы рассеяния, в основном, рассеяние на ионах примеси, что подтверждается электрическими измерениями [8].

Выводы

1. Измерена теплопроводность монокристаллов AlSb и AlSb , легированного серой, в интервале температур 120—620°K.

2. Показано, что теплопроводность обусловлена теплопроводностью кристаллической решетки.

3. В интервале температур 170—620°K изменение теплопроводности подчиняется закону $\kappa \sim T^{-1}$; ниже 170°K зависимость более слабая.

В заключение авторы приносят глубокую благодарность М. С. Миргаловской и И. А. Стрельниковой за любезное представление образцов.

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
26 декабря 1963 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иоффе А. В., Иоффе А. Ф. — ДАН СССР, 98, 5, 757—759, 1954.
2. Бейс Н. — *Annalen der Physik*, 4, 7, 121—131, 1950.
3. Бурдия И. И., Степанов Г. И. — Тезисы докладов Всесоюзного совещания по полупроводниковым соединениям, Л., 1961.
4. Амирханов Х. И. — Изв. АН УзССР, 4, 39—59, 1949.
5. Агаев Я., Михайлов А. Р. — Изв. АН ТССР, № 3, 1964.
6. Абдуллаев Г. Б., Алиев Г. М., Башшалиев А. А., Керимов И. Г. — Тр. Института физики АН АзССР, т. XI, 46—51, 1963.
7. Миргаловская М. С., Стрельникова И. А. — ФТТ, 3, 2, 456—458, 1961.
8. Наследов Д. Н., Слободчиков С. В. — ЖТФ, 28, 4, 715—724, 1958.

М. Берклиев

ЗИМНЯЯ СУТОЧНАЯ АНОМАЛИЯ ИОНИЗАЦИИ F_2 СЛОЯ ИОНОСФЕРЫ

Известно, что в поведении ионизации слоя F_2 ионосферы наблюдаются различные аномальные явления. Еще самые первые исследования ионосферы показали, что полуденное значение критической частоты слоя F_2 на средних и высоких широтах зимой больше, чем летом [1, 2]; это явление было названо сезонной аномалией. Наблюдается также заметная суточная аномалия. В работе [3] показано, что для низкоширотных станций в зимнее и равноденственное время, особенно в годы максимума солнечной активности, максимальное значение электронной концентрации отмечается в предполуденное время, а не после полудня, как это должно быть по теории простого слоя. Если графически представить суточный ход медианных значений f_0F_2 для зимних месяцев для различных станций северного полушария (рис. 1), то можно заметить, что полуденный аномальный максимум на низкоширотных станциях приходится приблизительно на 09.00, а с увеличением широты он сдвигается в сторону полудня. На широте около 50°N суточный максимум f_0F_2 отмечается приблизительно в полдень, а выше этой широты он немного сдвигается в послеполуденные часы (табл. 1). Широтное поведение этого максимума лучше согласуется с географической и магнитной широтой, чем геомагнитной. Следует отметить, что для станций, находящихся в зоне аномально высокого значения f_0F_2 (в зоне 10—15° геомагнитной широты или 25—35° магнитного наклонения) основной суточный максимум ионизации приходится на послеполуденные

часы. Отмечается также заметный вечерний максимум, при этом для станции Ахмад-абад (геомагнитная широта $14,1^{\circ}\text{N}$, магнитное наклонение 33°N) величина этого максимума преобладает над величиной дневного. Как показано в работе [4], в этой зоне в годы максимума солнечной активности почти регулярно наблюдается вечерний максимум ионизации, который интерпретируется как результат ограничения процесса ионизации.

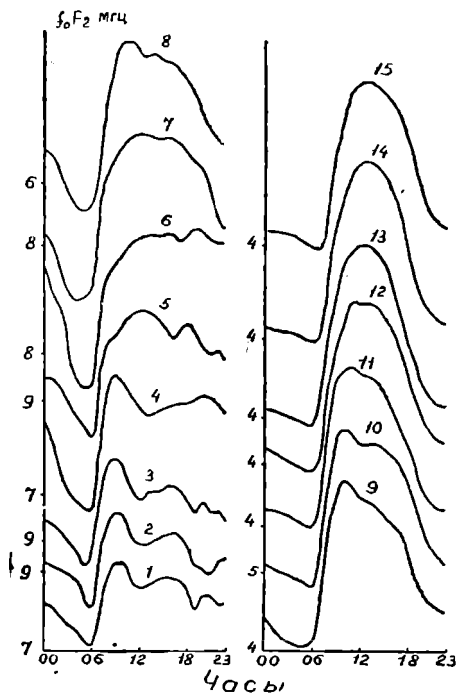


Рис. 1. Суточный ход медианного значения f_oF_2 для января 1958 г. Время поное. Цифры на кривых 1, 2, . . . , 15 соответствуют номерам станций на табл. 1.

солнечной точки. Он предполагает, что увлекаемая этим движением ионизированная компонента в западном направлении вызывает предполуденный аномальный максимум ионизации, наблюдаемый на приэкваториальных широтах. Иерг [8] также попытался объяснить некоторые аномалии в поведении электронной концентрации F_2 слоя, особенно в зимние месяцы, простыми термическими ветровыми системами. Однако в работе [9] показано, что нельзя считать ионизированную компоненту газа как пассивную примесь к неионизированному газу. Сильное индукционное торможение плазмы препятствует её увлечению движением нейтрального газа. Мартин [10] считает, что движение ионизации в этой области может возникнуть только при наличии сторонних электрических полей.

Для объяснения особенностей поведения F_2 слоя Мартин [11, 12] применил электродинамическую теорию прилива. Он предполагает, что F_2 слой ионосферы претерпевает некоторые изменения под действием вертикального дрейфа ионизации, вызываемого электродинамическими силами, и объясняет некоторые основные аномалии F_2 слоя соответствующим изменением фазы этого дрейфа. Он получил, что на высоких широтах фаза дрейфа в первую половину дня (09.00) в летние и зимние сезоны соответственно направлена вниз и вверх. Следовательно, дневной уровень ионизации летом будет уменьшаться, а зимой — увеличиваться, так как летом электроны, перенесенные под действием этого дрейфа на нижние уровни вследствие интенсивного процесса рекомбинации на этих уровнях, будут быстрее исчезать. Обратный процесс происходит зимой. Для низких широт полученная Марином фаза дрейфа в зимнее время в 09.00 направлена вниз. Однако результаты работ [13, 14] показывают, что для низкоширотных станции Калькутта и Дели вертикальная скорость дрейфа в это же время направлена вверх. Авторы этих работ предполагают, что этот дрейф приводит к предполуденному аномальному повышению ионизации.

Для выяснения механизма образования различных аномалий F_2 слоя, а в частности предполуденной аномалии, большой интерес представляет определение относительной роли различных процессов, которые могут участвовать в их образовании. Первые попытки объяснить аномальные явления в F_2 слое были связаны с его тепловым режимом [2, 5]. Предполагается [2], что вследствие сильного нагревания слоя в летнее время общая ионизация распределяется в большом высотном интервале и, следовательно, приводит к дневному понижению максимума электронной концентрации. На основе этой же гипотезы объясняется наблюдаемый факт, что скорость роста электронной концентрации утром зимой больше, чем летом. Так как из-за большого значения температуры в летнее утро плотность воздуха на уровне максимума образования ионов уменьшается, вследствие этого уменьшается и образование электронов. При этом авторы исходят из того, что отношение летней температуры к зимней должно быть 10:1. Однако, по ранним утверждениям Мартина и Пуллера [6], температура F_2 слоя в течение всего года находится относительно на постоянном уровне. Исследования последних лет также не подтверждают правильность вышеприведенного отношения температур [7].

Хулбурт [5] предполагает, что F_2 слой ионосферы одновременно с ионизацией сильно нагревается, когда солнце находится в зените. А это создает градиент давления, который в свою очередь вызывает движение атмосферы по всем направлениям от пол-

Время появления аномального максимума f_0F_2 по данным различных станций*

Номер и название станции	Географическая широта, N	Геоманнитная широта, N	Магнитуда наклонения, N	Время максимума, час
1. Тривандром	08°29'	1,1°S	0°	09 00 и 10,00
2. Кодайканал	10 14	0,7	3,5	09-00
3. Мадрас	13 55	3,3	10	09-00
4. Багуио	16 25	5,1	19	09-00
5. Бомбей	19 00	10,0	25	12-00
6. Ахмадабад	23 02	14,1	33	16,00 и 09,00
7. Дели	28 38	19,2	42	13-00
8. Ямагава	31 13	20,3	43	10,00 и 11,00
9. Кокубуи	35 45	25,4	49	10-00
10. Ашхабад	37 55	30,4	56	10-00
11. Будапешт	47 26	46,5	64	11-00
12. Слау	51 31	54,3	67	11,00 и 13 00
13. Москва	55 28	52,0	71	12,00 и 13 00
14. Свердловск	56 44	48,8	73	12,00 и 13,00
15. Томск	56 28	45,8	75	13-00

По нашему мнению, при рассмотрении вопроса об образовании предполуденной аномалии ионизации необходимо учитывать, кроме вертикального дрейфа, также влияние восточно-западной компоненты скорости горизонтального дрейфа [3]. Обширные экспериментальные данные по исследованию горизонтального дрейфа неоднородностей в F_2 -области дают возможность проследить достаточно ясную картину суточного изменения как восточно-западной, так и северо-южной компонент скорости дрейфа. Данные указывают, что в основном в области F_2 преобладает восточно-западная компонента скорости дрейфа [15, 16]. Рассмотрение суточного изменения этой компоненты скорости дрейфа показывает, что на низких широтах ночью дрейф направлен на восток, а днем на запад. Перемена направления восточного дрейфа к западному зимой 1956—1958 гг. происходит около 08.00, тогда как с запада на восток — 20.00 [17]. На средних и высоких широтах фаза восточно-западной компоненты имеет противоположное направление, чем на низких широтах [16]. Указанное суточное изменение направления В—З компоненты скорости дрейфа с широтой может оказать существенное влияние на образование предполуденной аномалии суточного хода ионизации в зимнее время на низких широтах. На этих широтах в утреннее время снос ионизации западным дрейфом будет аномально увеличивать уровень ионизации, тогда как на средних и высоких широтах наблюдаемый в это время восточный дрейф не окажет такого эффекта, что в определенной степени совпадает с широтным поведением предполуденной аномалии.

Выводы

В процессе образования предполуденной аномалии ионизации F_2 слоя существенную роль может играть как вертикальный, так и восточно-западный дрейф ионизации. Это предположение требует дальнейшей проверки на другом экспериментальном материале.

В заключение выражаю глубокую благодарность члену-корр. АН ТССР Н. М. Ерофееву за постоянное внимание к работе и ценные советы и указания.

Отдел геофизики и сейсмологии
АН ТССР

Поступило
18 января 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Kirby S. S., Bergner L. V., Stuart D. M. — Proc. IRE, 22, 481—521, 1934.
2. Appleton E. V., Naismith R. — Proc. Roy. Soc. London, A150, 685—708, 1935.
3. Берклиев М. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1963.
4. Chun-Ming, Huang. — J. Geoph. Res., 897, 1960.
5. Hulburt E. O. — The physical Review, 46, 822, 1934.
6. Martyn D. F., Puley O. O. — Proc. Roy. Soc. London, A154, 455, 1936.
7. Lawrence R. S., Posakony D. I., Garriot O. K., Hall S. C. — J. Geoph. Res., 68, 1889, 1963.
8. Yerg D. G. — J. Meteorology, 8, 244, 1951.

* Данные взяты из «Annales of the IGY» и «Материалов ионосферных исследований» МГК.

9. Докучаев В. П. — Известия ВУЗов. Радиофизика, т. 4, № 1, 1961.
 10. Martyn D. F. — Phil. Tr. Roy. Soc. London, A246, 306, 1953.
 11. Martyn D. F. — Proc. Roy. Soc. London, A189, 241, 1947.
 12. Martyn D. F. — Proc. Roy. Soc. London, A194, 445, 1948.
 13. Mitra A. P. — J. atm. terr. Phys., 1, 286, 1951.
 14. Rao C. S. R. — Indian J. Phys., 31, 516, 1957.
 15. Кушнеревский Ю. В., Миркотан С. Ф. — Геомагн. и аэрон., т. 1, № 4, 1961.
 16. Казимировский Э. С. — Геомагн. и аэрон., т. 3, № 5, 1963.
 17. Rao B. R., Rao E. V. — J. atm. terr. Phys., 14, 94, 1959.

Е. П. Сидоров
 Д. Д. Джигирис
 Б. Н. Виноградов

ВЛИЯНИЕ НЕКОТОРЫХ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СВОЙСТВА ГАЗОСИЛИКАТА

Свойства газосиликата, как известно, зависят от ряда технологических факторов: дисперсности компонентов вяжущего, качества перемешивания смеси и т. д. Одним из основных показателей свойств газосиликата являются объемный вес и прочность, которые также зависят от этих переменных, взаимно связанных друг с другом, характер связи которых в настоящее время исследован недостаточно полно.

Целью данной работы явилось изучение зависимости объемного веса и прочности

Таблица 1

Зависимость объемного веса и прочности газосиликата от температуры воды затворения и некоторых переменных факторов (размер образцов $10 \times 10 \times 10$ см, $15 \times 15 \times 15$ см)

Водовяжущее от- ношение	Температура воды, °С	Количество алю- миневой пудры, % от веса сухих компонентов	Вязкость разме- ра, см	Объемный вес (кг/м ³ при раз- мере образцов (см))		Предел прочности при сжатии (кг/см ²) при разме- ре образцов (см-)	
				10x10x10	15x15x15	10x10x10	15x15x15
0,58	20	0,07	6,8	855	952	49	56
	30	0,07	6,6	835	918	44	48
	40	0,07	6,4	770	901	45	49
	20	0,09	6,8	840	969	46	53
	30	0,07	6,6	750	843	37	35
	40	0,07	6,6	740	782	35	31
	20	0,11	6,7	800	901	40	41
	30	0,11	6,5	670	727	28	31
	40	0,11	6,6	685	704	27	23
0,56	20	0,07	6,0	940	1122	59	68
	30	0,07	5,8	840	968	49	56
	40	0,07	5,5	840	901	48	48
	20	0,09	5,8	865	1121	50	64
	30	0,09	5,6	785	884	44	39
	40	0,09	5,6	790	783	41	32
	20	0,11	5,7	860	986	45	56
	30	0,11	5,6	685	794	33	31
	40	0,11	5,4	700	748	30	27
0,54	20	0,07	4,9	1060	1207	68	80
	30	0,07	4,6	895	1003	54	80
	40	0,07	4,6	920	985	61	68
	20	0,09	5,0	930	1207	55	79
	30	0,09	4,7	800	935	47	52
	40	0,09	4,7	795	884	45	43
	20	0,11	4,8	910	1139	56	75
	30	0,11	4,8	750	836	37	39
	40	0,11	4,6	720	784	33	31

газосиликата от количества газообразователя (алюминовой пудры марки ПАК-3), водовяжущего отношения и температуры воды затворения.

В качестве сырья в работе использовали известь кипелку, молотую в вибромельнице с частью песка в соотношении И:П=1:1 (по весу) до тонкости, характеризующей удельной поверхностью 5200 см²/г (по прибору ПСХ-2). Активность извести — 68%, температура гашения — 56°, время гашения 39 мин. Песок кварцевый, молотый до удельной поверхности — 3100 см²/г. Химический состав извести: SiO₂—2,09; Al₂O₃—0,85; F₂O₃—1,45; CaO—80,10; MgO—0,08; SO₃—0,90; п. п. п. — 6,84. Химический состав песка: SiO₂—77,81; Al₂O₃—5,75; Fe₂O₃—1,34; CaO—6,04; MgO—1,13; п. п. п.—6,81.

Содержание активной CaO в смеси равнялось 22%. Раствор приготавливался в лабораторном смесителе вертикального типа. Запаривание производилось при 8 ати по режиму 6+6+естественный спуск. Водовяжущее отношение, температуру воды затворения и количество газообразователя брали в трех вариантах. Перед заливкой в форму растворенной смеси определяли ее консистенцию по «трубке вязкости». Образцы готовили двух размеров 10×10×10 и 15×15×15 см, так как предварительными исследованиями установлено, что показатели газосиликата зависят в определенной степени от размера образцов.

Таблица 2

Зависимость скорости вспучивания массы газосиликата от температуры воды затворения и некоторых переменных факторов (размер образцов 15×15×15 см)

Водовяжущее отношение	Температура воды, °С	Количество алюминиевой пудры, %	Время до вспучивания смеси, мин.	Время вспучивания смеси, мин.	Время подсыхания температуры до макс., °С	Температура макс., °С
0,58	20	0,07	7	21	53	44
	30	0,07	4	17	46	50
	40	0,07	3	15	40	54
	20	0,09	6	14	51	47
	30	0,09	3,5	10,5	40	55
	40	0,09	3	9	38	57
	20	0,11	6	12	48	50
	30	0,11	3,5	10	43	57
	40	0,11	3	8	39	60
0,56	20	0,07	8	27	67	46
	30	0,07	5	19	54	54
	40	0,07	3	16	48	58
	20	0,09	8	21	58	50
	30	0,09	4	17	46	55
	40	0,09	4	14	42	59
	20	0,11	7	18	53	50
	30	0,11	3,5	15	47	58
	40	0,11	3	14	41	62
0,54	20	0,07	9	32	74	48
	30	0,07	5	21	57	55
	40	0,07	3,5	18	52	58
	20	0,09	8	25	66	50
	30	0,09	4,5	20	52	56
	40	0,09	3	16	48	60
	20	0,11	7	22	60	52
	30	0,11	4	18	52	59
	40	0,11	3,5	15	47	62

Составы смесей и результаты испытаний образцов газосиликата даны в табл. 1, из которой видно, что при прочих равных условиях при повышении температуры воды затворения объемный вес газосиликата уменьшается следующим образом: при температуре от 20 до 30° уменьшается до 15%; при температуре от 30 до 40° — до 5%.

С увеличением размера образцов объемный вес газосиликата, при прочих равных условиях, увеличивается, то есть процесс структурообразования газосиликата является одним из ответственных компонентов технологии. В связи с этим была исследована зависимость кинетики вспучивания массы от ряда факторов (табл. 2).

Из табл. 2 видно:

а) с повышением температуры воды затворения время до вспучивания массы после ее заливки сокращается в 2—2,5 раза, значительно уменьшается и время вспучивания;

б) время до начала вспучивания массы уменьшается с увеличением водовязущего отношения и содержания газообразователя в смеси.

Выводы

В процессе приготовления газосиликата одним из факторов, активно влияющих на его свойства, является температура воды затворения. При определенных условиях можно получить существенное снижение объемного веса газосиликата не только за счет увеличения содержания в смеси газообразователя, но и за счет использования воды затворения с повышенной температурой, что ведет к экономии дефицитного газообразователя (алюминиевой пудры).

Д. Д. Джигирис
Е. П. Сидоров

ГАЗОСИЛИКАТ НА ОСНОВЕ ДИСПЕРГИРОВАННОЙ АЛЮМИНИЕВОЙ ПУДРЫ

В процессе приготовления газосиликата одним из факторов, активно влияющих на парообразователя в основном используется алюминиевая пудра марки ПАК-3.

Частицы алюминиевой пудры, получаемой с заводов, покрыты парафиновой оболочкой, что ухудшает свойства газобетонов, так как происходит усиленное агрегирование частиц алюминия, которое ведет к созданию неравномерных и разнородных пор в материале. В целях устранения этого недостатка алюминиевая пудра перед применением подвергается депарафинированию путем обжига, или же в смесь газосиликата вводятся добавки, снижающие поверхностные натяжения, возникающие на границе парафиновых оболочек (частиц алюминия) и раствора.

Газосиликаты, полученные с применением алюминиевой пудры как обожженной, так и сырой, характеризуются сравнительно неоднородной структурой пор и их неравномерным распределением в массе.

Ряд исследователей [1—4] показал, что более равномерное распределение пор, однородность и уменьшение их размеров значительно повышают физико-механические свойства газобетонов.

Авторами статьи разработан способ получения газосиликата повышенной прочности за счет особой подготовки алюминиевой пудры путем ее диспергирования.

В качестве сырья при изготовлении газосиликата применяли: известь-кипелку, молотую с частью песка до удельной поверхности 5 тыс. см²/г (по прибору ПСХ-2); песок кварцевый молотый $S_{уд}=3$ тыс. см²/г; алюминиевую пудру, прокаленную и сырую, а также молотую (диспергированную) с песком в весовом соотношении 1:10. Время помола 3 мин. Сырье помололо в вибромельнице. Растворная смесь для образцов газосиликата готовилась в лабораторной растворешалке вертикального типа.

Для сравнения, по аналогии, изготавливали образцы газосиликата, ячеистая структура которого образовывалась за счет немолотой алюминиевой пудры как сырой (необожженной), так и депарафинированной. Содержание активной СаО в смеси составляло 20%.

Составы смесей и результаты испытаний образцов газосиликата даны в табл. 1.

Результаты испытаний показали, что образцы газосиликата, изготовленные с применением алюминиевой пудры, молотой с песком, имеют прочность при сжатии на 15—20% выше (при равном объемном весе), чем газосиликат на немолотой алюминиевой пудре.

Как показали микроскопические исследования, повышение прочности газосиликата можно объяснить тем, что структура газосиликата имеет более равномерное распределение пор, большую их однородность и уменьшение размеров.

При помоле алюминиевой пудры с песком последний играет роль активизатора помола алюминиевой пудры, так как алюминий сам по себе довольно вязкий материал и без активизатора не способен дробиться на мелкие частицы. Помимо этого, чешуйки алюминиевой пудры налипают на тонкомолотые частицы песка и улучшают возможность качественного смешения газообразователя с раствором.

Алюминиевая пудра марок ПП-2 и ПП-3 имеет очень неоднородные и грубодисперсные частицы. После ее обработки описываемым способом алюминиевая пудра становится тонкодисперсной и однородной по размеру частиц, в результате чего в газосиликате образуется высококачественная ячеистая структура.

Таблица 1

Зависимость свойств газосиликата от вида алюминиевой пудры

Вид алюминиевой пудры	Количество газообразователя, %	Объемный вес, кг/м ³	Предел прочности при сжатии, кг/см ²
Прокаленная	0,6	810	75
	0,9	705	58
Сырая	0,6	95	85
	0,9	815	62
Диспергированная прокаленная	0,6	880	102
	0,9	740	81
Диспергированная сырая	0,6	900	99
	0,9	765	88

Степень диспергации алюминиевой пудры определялась микроскопическим методом.

Зависимость размера и однородности пор от вида используемой алюминиевой пудры изучали на структуре образцов газосиликата.

Таблица 2

Зависимость времени вспучивания смеси от вида алюминиевой пудры

Алюминиевая пудра	Время до начала вспучивания смеси после ее заливки в формы (мин.)	Время вспучивания смеси (мин.)
Непрокаленная	12	18
Прокаленная	10	22
Непрокаленная, молотая с песком	8	16
Прокаленная, молотая с песком	9	20

Исследования показали, что в случае использования алюминиевой пудры, молотой вместе с песком, поры получаются в 10 раз меньше по размеру и более однородные по величине и распределению в смеси, чем при использовании алюминиевой пудры.

Для подтверждения положительного влияния диспергирования на прочность газосиликата производили помол алюминиевой пудры с преобладанием частиц средним размером 1—3 м. Испытания не дали существенных расхождений с уже достигнутыми показателями.

Таким образом, за оптимальный размер частиц алюминиевой пудры можно принять 2—4 м. Помол алюминиевой пудры с песком может производиться в сухом состоянии и в мокром. Применение диспергированной пудры незначительно влияет на время реакции газообразования. Результаты исследований даны в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что время процесса вспучивания имеет незначительные отклонения. Это подтверждается в частности работой Н. А. Попова [4].

С целью изучения деформаций газосиликата, полученного с применением диспергированной алюминиевой пудры, были изготовлены образцы размером 30×30×30 см. Результаты исследований показали отсутствие каких-либо трещин, деформаций и т. д.

Применение диспергированной (молотой с песком) алюминиевой пудры дает возможность получать газосиликат более высокой прочности, чем прочность газосиликата, изготовленного на обычной алюминиевой пудре при прочих равных условиях. Устраняется такой трудоёмкий процесс, как депарафинирование алюминиевой пудры, или же отпадает надобность в использовании поверхностно активных добавок, влияющих иногда отрицательно на свойства газосиликата.

Институт сейсмостойкого строительства
АН Туркменской ССР

Поступило
29 марта 1963 г

ЛИТЕРАТУРА

1. Кржеминский С. А., Крыжановский Б. Б., Данилов С. Г. — Строительные материалы, № 10, 1959.
2. Ерофеева Е. А. — Экспериментальное исследование возможности регулирования свойств газбетона. МИСИ им. В. В. Куйбышева. Диссертация.
3. Заводский В. С. — Автоклавные газобетоны. Госстройиздат, 1957, стр. 61—62.
4. Попов Н. А. — Строительная промышленность, № 4—5, 1939.

Б. Ильясов

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ ЗЕМЛЯНЫХ КАНАЛОВ С БЕТОННЫМИ ОБЛИЦОВКАМИ НА МОДЕЛЯХ

Значительный объем строительства гидротехнических сооружений, предусмотренных народно-хозяйственным планом, приходится на районы с высокой сейсмической активностью (9 баллов и выше). Вопросы сейсмостойкости гидротехнических сооружений, в частности земляных каналов, приобретает в этих районах весьма важное значение.

Нами были проведены исследования на моделях динамической устойчивости земляных каналов с бетонными облицовками. Опыты проводились на сейсмической платформе программного управления с соблюдением основных требований динамического моделирования: соответствие динамической характеристики модели и реального сооружения и их геометрического подобия [1, 2, 3]; масштабный коэффициент моделирования принят $\lambda = 20$.

Основные размеры модели: высота $H=0,40$ м, длина $l=0,80$ м, ширина гребня дамб $b=0,125$ м, глубина канала $h=0,225$ м.

По условиям геометрического подобия материалом для модели взят мелкий каракумский песок с объемным весом $\gamma_{об} = 1,38—1,42$ г/см³.

Опыты проводились при различной крутизне откосов модели: внутренних — $m_1=1:1,75$; 2; 2,5; 3; 4; 5; внешних — $m_2=1:1,75$; 1,25; 2,75; 3,75; 4,75.

Подбор зернового состава бетона для облицовки модели канала произведен также с учетом масштабного коэффициента, о котором упоминалось выше.

Исследования поведения модели земляных каналов с бетонными облицовками, в случае устройства их в насыпи, полувыемке—полунасыпи: и в выемке проводились при трех режимах работы платформы, то есть при ускорениях порядка $W_m = 1000$ мм/сек², 2000 мм/сек² и 3000 мм/сек². Соответствующие значения ускорений платформы приняты из работы С. В. Медведева [4]. В данных опытах период колебания платформы был в пределах $T_m = 0,16—0,2$ сек., а амплитуды менялись от $A_m = 1$ до $A_m = 3$ мм. Продолжительность отдельного цикла опыта порядка 12—14 сек.

По конструкции бетонные облицовки рассмотрены двух видов: монолитная размерами $(0,4—1,05) \times 0,4 \times 0,006$ м и сборная — $0,1 \times 0,1 \times 0,006$ м. В обоих случаях использована марка бетона М 100—200.

При сборном варианте облицовки укладка плит на откосы и дно модели канала выполнялась по двум схемам: по шахматной и рядовой (рис. 1А и Б). В обеих схемах плиты укладывались с применением специального эластичного материала в швах (смесь солидола с сажей), имитирующего заполнитель в реальных условиях (битум), и без него.

При проведении опытов модели каналов помещались в металлический лоток (внутренние размеры $4,0 \times 0,8 \times 0,42$ м), жестко скрепленный на раме платформы.

Визуальное наблюдение за процессом деформации поперечного сечения модели осуществлялось сверху и со стороны стенки, выполненной из небьющегося стекла (рис. 1).

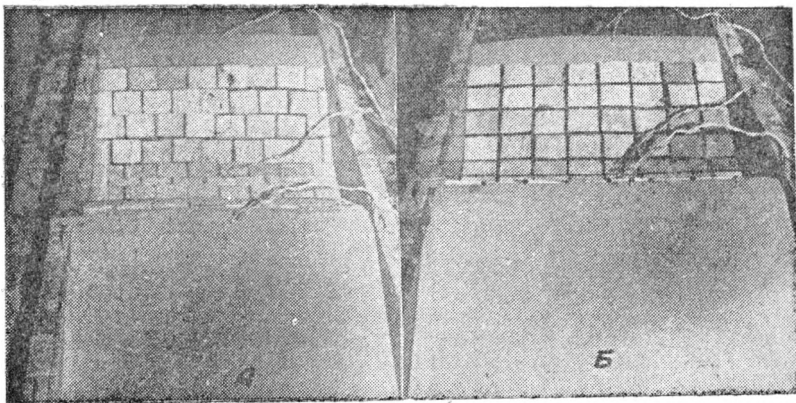


Рис. 1. Устройство бетонной облицовки сборной конструкции в модели канала в насыпи. А — укладка плит по шахматной схеме; Б — по рядовой схеме.

Для сравнения динамической устойчивости различных типов каналов (как при наличии, так и при отсутствии облицовки откосов) опыты проводились на рыхлой и плотной укладке песка в моделях.

Профили моделей каналов из рыхлоотсыпанного песка создавались по их очертанию, нанесенному на внутренней поверхности продольных стен лотка в исходном положении платформы.

Создание профилей моделей с плотной укладкой песка осуществлялось послыжно с помощью ограничительных щитов при больших ускорениях платформы.

Плотность укладки песка периодически определялась по объемному весу, который был в пределах $\lambda_{об} = 1,55 - 1,62$ г/см³. Такая плотность укладки песка в моделях объясняется тем, что в реальных условиях плотность грунта в дамбах ирригационных каналов, устроенных в песчаных и супесчаных грунтах, редко превышает 1,66 г/см³. Влажность грунта во всех опытах была порядка 3%.

Результаты опытов

Модели без облицовки. Как указывалось выше, испытание моделей проводилось при трех режимах работы платформы. При ускорениях платформы порядка 1000 мм/сек² в каналах в насыпи и в полувыемке—полунасыпи наблюдались незначительные сдвиги частиц грунта по откосам и осадки гребня дамб. Особенно заметно деформации проявляются в неуплотненных моделях при откосах $m_1 < 3,5$. В каналах же, устроенных в выемке, деформация заметно уменьшается и в уплотненном и в неуплотненном вариантах.

При ускорении платформы 2000 мм/сек² каналы, устроенные в насыпи и в полувыемке—полунасыпи, более заметно реагируют на динамическое воздействие. Здесь величина вертикальной осадки значительно возрастает за счет уплотнения грунта и частичного обрушения граней гребней. В неуплотненных вариантах в этих же моделях с откосами $m_1 < 2,5$ отмеченные деформации проявляются еще больше, дополнительно наблюдается разрыхление участков поверхностей гребней.

При ускорении платформы порядка 3000 мм/сек² во всех типах каналов, за исключением канала в выемке, интенсивность разрушения откосов и оседание гребней сильно возрастают, особенно при неуплотненных грунтах в модели: непрерывно продолжается осыпание и сползание частиц грунта с верхних участков гребней к подножьям откосов. К концу опыта в центральной части гребней происходит заметное разрыхление грунта с одновременным закруглением верха дамб. Кроме того, наблюдается перемещение частиц грунта с заметным выпучиванием поверхности откосов примерно на высоте $\frac{2}{3}$ высоты модели. Подобное явление было обнаружено и в каналах, полувыемке—полунасыпи, в зоне контакта выемки с дамбой, и в случае канала в выемке деформируется только участок бровки.

Модели с облицовкой. Опыты проводились на тех же режимах работы платформы. В рассматриваемых типах модели каналов применение бетонной облицовки

как консоль, и в момент резких соприкосновений ее о поверхность откоса в сечении а—а (рис. 3) возникает наибольший изгибающий момент (M); который и способствует образованию трещин в этой части монолитной облицовки. Одновременно с этим явлением в данном варианте опытов наблюдалось частичное погружение облицовки по плоскости откоса под уровень дна канала, которое было устранено с помощью шарнирного соединения наклонной облицовки к горизонтальной по линии их примыкания (рис. 3А).

Далее в ходе экспериментов был затронут вопрос о влиянии изменения глубины выемки канала в насыпи на степень устойчивости откосов дамбы канала при динамических воздействиях.

Опыты проводились при 3 значениях глубины выемки канала: при $h=0,225$ м, 0,25 и 0,275 м с одинаковыми откосами.

Установлено, что с увеличением глубины выемки канала в насыпи заметно уменьшается устойчивость дамб, а при наличии облицовки на откосах подобная закономерность почти не наблюдается.

Выводы

Опыты показали, что при больших ускорениях сборная бетонная облицовка откосов в каналах насыпи при шарнирном креплении плит между собой и заполненном швов эластичным материалом показала себя более устойчивой в динамическом отношении по сравнению с монолитной облицовкой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Цшохер В. О., Быховский В. А. — Антисейсмическое строительство. М., 1937.
2. Непетваридзе Ш. Г. — Вопросы сейсмостойкости высоких плотин. Рукопись, 1948.
3. Ильясов Б. — Известия АН СССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1962.
4. Медведев С. В. — Труды Института физики Земли, № 10, вып. 3, 1960.

Л. А. Соколовская

О ДВУХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ТИПАХ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПЛОЩАДИ ВОСТОЧНО-ЗАУНГУЗСКИХ КАРА-КУМОВ

В Восточном Заунгузье верхний мел обнажается лишь на крайнем востоке и северо-востоке в нижнем течении Аму-Дарьи в районе пос. Кабаклы и Питнякской группы поднятий.

Верхнемеловые отложения этих районов изучались рядом исследователей (Смолко, 1934 г., Крымголыц, 1942 г., Сотириади, 1949 г., Ильин, 1959, 1962 и 1963 гг.), работы которых имели, в основном, стратиграфическое направление.

К западу на левобережье Аму-Дарьи верхнемеловые отложения быстро погружаются на значительную глубину и до недавнего времени изучены не были.

В результате буровых работ 1959—1961 гг. на площади Восточного Заунгузья получен богатый керновый материал, детальное литолого-петрографическое изучение которого позволило выделить характерные литологические комплексы и проследить площадные изменения состава и мощности отдельных стратиграфических подразделений верхнего мела. Сеноманский ярус на всей площади представлен в основном однотипными глинисто-песчано-алевролитовыми породами, богатыми глауконитом. Алевролиты, песчаники и глины часто переслаиваются и нередко связаны взаимными переходами.

В районе пос. Кабаклы сеноман имеет аналогичный состав, отличаясь лишь большей песчаностью и большей мощностью отдельных пачек.

Накопление осадков в сеномане происходило в условиях неглубокого равномерно прогибающегося морского бассейна. Прогибание, по-видимому, вполне компенсировалось осадконакоплением; временами существовали подводные отмели и создавались условия для образования фосфоритов. Мощность сеномана в разрезе Гагаринского поднятия 265 м, в разрезе Кабаклинской структуры — 255 м.

Туронские отложения на западе, в разрезе Гагаринской структуры, представлены, в основном, глинисто-алевролитовыми породами, содержащими в верхней части прослой мелководернистых песчаников с обломками крупных раковин устриц. Песчаники переходят в песчаные и органогенные известняки, четко выраженные на каротажных диаграммах максимумами КС. Мощность туронского яруса 323 м.

В разрезе Кабаклинской структуры турон представлен алевроитово-глинистыми породами. Количество алевролитов в разрезе уменьшается. Как и в ранее описанном разрезе, в верхних горизонтах появляются прослои известковых песчаников. Мощность туронских отложений здесь около 225 м, Изменение

мощности указывает на более интенсивное прогибание бассейна на западе. На востоке в раннетуронское время существовала менее глубоководная, устойчивая область бассейна, несколько отставшая в скорости прогибания от западных районов.

Характерные отличия в строении рассматриваемых разрезов проявлялись в нижнесенонское время. Коньяк и сантон на западе представлены терригенными породами, в составе которых преобладают бескарбонатные алевроитовые и алевроитистые глины. Лишь в низах коньякского яруса и на границе нижнего и верхнего сантона в глинах появляются прослои алевролитов и песчаников с редкими стяжениями фосфоритов. Мощность этих ярусов колеблется в пределах 120—180 м.

На крайнем востоке района в коньяке и сантоне происходило формирование мощной терригенно-карбонатной толщи, представленной в низах частым переслаиванием песчаных известняков, алевролитов и алевроитовых глин с незначительным количеством песчаников, а в верхах — пачками алевроитовых глин и алевролитов. Мощность толщи около 300 м. Распределение мощностей показывает, что восточные районы с раннесенонского времени испытывали постоянное опускание; частые переслаивания в разрезе карбонатных и обломочных пород, постоянное присутствие стяжений фосфоритов свидетельствуют о неустойчивой береговой линии. Выравнивание рельефа морского дна на границе с кампаном, по-видимому, довольно равномерно охватило всю площадь Восточного Заунгузья. Вскрытая на структуре Кабаклы толща кампанских однородных известковых глин с редкими прослоями, обогащенными алевроитом,

Восточно-Заунгузские
Каракумы

Кабаклы

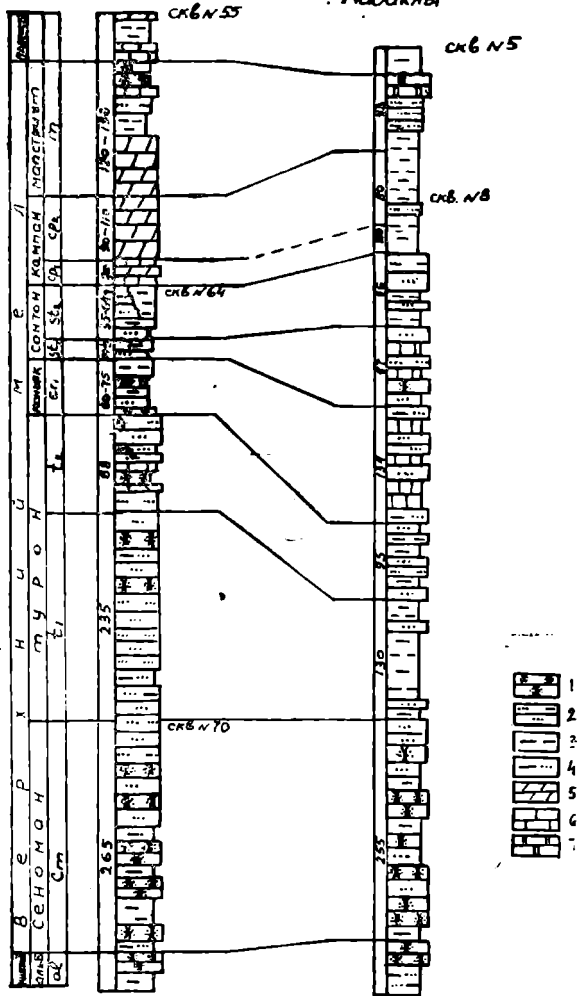


Рис. 1. Сопоставление сводных разрезов верхнемеловых отложений Восточно-Заунгузских Каракумов и Кабаклинского района: 1—песчаники; 2—алевролит; 3—глина; 4—глина алевроитовая; 5—мергель; 6—известняк; 7—доломит.

к западу сменяется светло-серыми мергелями, с пачкой пелитоморфных глинистых известняков в основании. Мощность кампанского яруса колеблется в пределах 100—114 м.

Маастрихтские отложения на всей изучаемой площади представлены регрессивной серией пород. Известняковые глины вверх по разрезу сменяются алевроитовыми глинами, алевролитами, органогенными и песчаными известняками, и, наконец, песчаниками с гнездами и прожилками голубовато-белого ангидрита, на которых с размывом залегают отложения верхнего палеоцена. Мощность маастрихта изменяется по площади в пределах 90—150 м. Состав и мощность верхнемеловых отложений свидетельствуют о том, что площадь Восточного Заунгузья в тектоническом отношении не была однородной.

Западная часть бассейна с нижнесеноманского времени характеризуется наибольшей глубиной, однако интенсивность опускания не была постоянной и в коньяке и сантоне значительно уступала амплитудам прогибания на востоке района.

Таким образом, вполне определенные признаки позволили выделить на западе рассматриваемой территории Гагаринский и на востоке Кабаклинский типы разрезов и провести границу между ними вдоль восточного борта Заунгузского прогиба. Гагаринский разрез, сохраняя двучленное строение, наиболее близок разрезам западных районов Туркмении.

Однако целый ряд литологических особенностей терригенного комплекса пород, охватывающего здесь сравнительно большой стратиграфический интервал (от сеномана до сантона включительно), сближает его также со среднеазиатскими разрезами. Отложения же кампана и маастрихта аналогичны верхней части верхнемелового разреза западного типа.

Кабаклинский разрез в большой мере напоминает разрез Бухаро-Хивинской провинции и является видоизмененным аналогом среднеазиатского типа. Значительное влияние на его формирование оказала близость разрушающихся палеозойских массивов Центрально-Кизылкумских поднятий.

В системе взаимоотношений двух типов разрезов (восточно-европейского и среднеазиатского), распространенных на территории Туркмении, Восточно-Заунгузские Кара-Кумы играют роль некоторого связующего звена, что обуславливает переходный характер рассматриваемых выше разрезов.

В связи с ограниченным количеством материала о характере сочленения описанных разрезов в настоящее время судить трудно. Вероятно это происходит путем постепенного замещения и выклинивания отдельных пластов и пачек.

В ы в о д ы

1. Изменения структурного плана территории на границе турана и коньяка привели к резким изменениям в распределении фаций и мощностей верхнемеловых отложений в Восточном-Заунгузье.

2. На площади Восточного Заунгузья установлено два литологических типа разрезов: Гагаринский и Кабаклинский, имеющие переходный характер между западным, восточно-европейским и восточным (среднеазиатским) типам разрезов верхнего мела.

Центральная комплексная тематическая экспедиция
Управления геологии и охраны недр
при Совете Министров Туркменской ССР

Поступило
12 июля 1963 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геология СССР, т. XXII. Госгеолтехиздат, М., 1957.
2. Ильин В. Д. — Верхнемеловые отложения Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Автореферат диссертации. ВНИГНИ, 1963.

М. М. Фартуков

К СТРАТИГРАФИИ СЕНОМАНСКОГО ЯРУСА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

В результате детальных исследований, проведенных на Туаркыре и Кара-Шоре [3], сеноман был расчленен на верхний и нижний подъярусы. Верхний сеноман параллелизуется с зоной *Acanthoceras rhotomagense* Западного Копет-Дага. Более дробного деления не было сделано вследствие недостаточности палеонтологического материала; авторы [3] указывают на существование признаков размыва как в основании и внутри яруса, так и в кровле его. Нашими наблюдениями установлено трансгрессивное залегание сеноманских отложений на альбских, зафиксирован размыв внутри сеномана и в его кровле в пределах Туаркыра, Кара-Шора и в прилегающих к ним районах закрытой территории на основании корреляции разрезов скважин (Красноводский п-ов, район оз. Сарыкамыш).

Используя методику, примененную для расчленения верхнемеловых отложений Кизыларватского структурного выступа [4], и ряд других признаков, изложенных ниже, можно сделать вывод об объеме сеноманских отложений описываемых районов. Для этого приведем краткое сравнительное описание сеномана Западного Копет-Дага и юго-западного погружения Туаркыра.

В Западном Копет-Даге сеноман представлен наиболее полно [1] и расчленен на четыре биостратиграфические зоны, границы которых во многих случаях совпа-

дают с границами литологических толщ (рис. 1*). В общем ярус начинается глинами, которые к кровле замещаются более грубыми породами—песчаниками и алевролитами.

В свою очередь каждая биолитостратиграфическая зона имеет ритмичное строение: начинается тонкодисперсными литологическими разностями и заканчивается более грубыми. Подобное же строение наблюдается и внутри зон. На Туаркыре, судя по оставшейся части сеноманского яруса, он также должен был бы иметь ритмичное строение, в случае его полного объема. Однако этого не видно, поскольку некоторые зоны в основании и внутри яруса размыты. С другой стороны, интересно распределение по разрезу различных по составу конкреций. В Западном Копет-Даге к нижним зонам подъяруса сеномана приурочены мергельные конкреции, расположенные отдельными горизонтами и имеющие определенное стратиграфическое положение в разрезе. В двух верхних зонах подъяруса распространены песчано-карбонатные конкреции. По площади они распределены неравномерно, закономерность их расположения пока не ясна. Но там, где они есть, наблюдается определенная закономерность распределения по размеру — величина их растет от нескольких сантиметров в подошве толщи до 0,6—0,8 м в кровле ее. Аналогичная картина наблюдается для нижнего сеномана Туаркыра. В верхнем сеномане Туаркыра песчано-карбонатных конкреций не отмечено. Это можно объяснить выпадением той части разреза, к которой они приурочены. Мергельные конкреции не встречены из-за отсутствия тех толщ, в которых они фиксируются в Западном Копет-Даге.

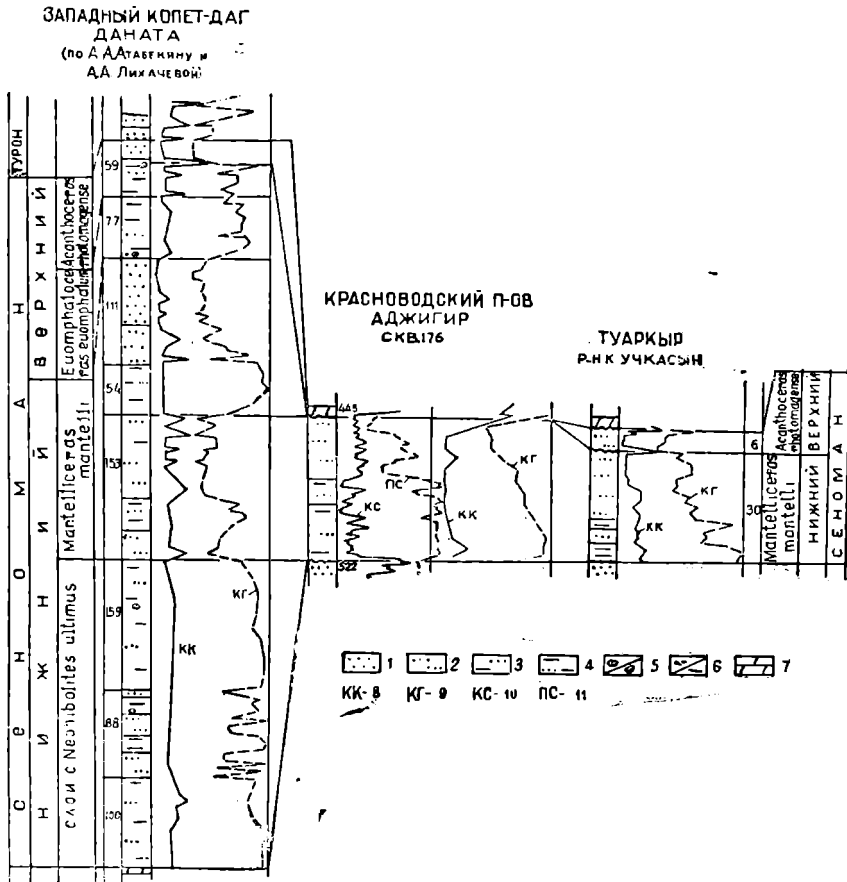


Рис. 1. Схема корреляции отложений сеномана Западного Копет-Дага, Красноводского полуострова и Туаркыра.

1—Песчаники; 2—алевролиты; 3—алевролиты глинистые; 4—глины алевритистые; 5—конкреции: песчано-карбонатные и мергельные; 6—фосфоритовые желваки и линия размыва; 7—мергели; 8—кривая карбонатности; 9—кривая глинистости; 10—то же кажущихся сопротивлений и 11—собственной поляризации.

Таким образом, на основании сравнения карбонатности, глинистости, кривых электрометрических исследований скважин, а также характера строения различных

* Разные масштабы для изображения разрезов приняты для наглядности рисунка.

частей сеноманского яруса и изменения размеров содержащихся в них песчано-карбонатных конкреций можно предполагать, что сеноман Туаркыра и прилегающих районов представлен нижней частью зоны *Mantelliceras mantelli*. В Западном Копет-Даге эта зона сложена двумя крупными ритмами, которые начинаются глинами и завершаются алевролитами и песчаниками. Анализ характера карбонатности, глинистости и электрометрических кривых показывает правильность вышеизложенного утверждения. Средние значения карбонатности в нижнем ритме зоны *Mantelliceras mantelli* выше, чем в верхнем; низкие значения карбонатности еще более уменьшаются к кровле верхнего ритма.

В скважинах недостаток образцов восполняется кривой кажущихся сопротивлений. Аналогичным образом ведут себя кривые глинистости и собственной поляризации.

Найденные В. И. Кузнецовым и М. В. Титовой [3] палеонтологические остатки *Schloenbachia varians* Sow., *Schl. coupei* Brongn., *Schl. subglobulata* Sharpe, *Proceramus crispus* Mant., *Mantelliceras* sp., *Neohibolites* sp. подтверждают нижнесеноманский возраст отложений и не противоречат отнесению их к зоне *Mantelliceras mantelli*.

Верхний сеноман на Туаркыре и в прилегающих районах, там, где он присутствует, представлен верхами зоны *Acanthoceras rhotomagense* и отделен от нижнего, как отмечалось, разрывом. В кровле его залегает крепкий известковый песчаник мощностью 30—70 см, образующий плиту. В ней содержатся крупные раковины устриц, позвонки рыб, мшанки, одиночные кораллы, зубы акул, окатанные и фосфоритизированные обломки раковин, песчаниковой гальки. В основании плиты иногда встречаются «ризолиты» — продукты заполнения нор ракообразных. В верхней части плиты встречены в массовом количестве раковины аммонитов *Acanthoceras rhotomagense* Defr. Учитывая стратиграфическое положение массовых находок названных аммонитов в Западном Копет-Даге [1], можно предположить, что в Туаркыре и прилегающих районах зона *Acanthoceras rhotomagense* представлена верхней частью.

Верхний сеноман в пределах Северо-Западной Туркмении распространен не повсеместно. Он присутствует в обнажениях хребта Аккыр, на Омчалинском п-ове, в восточном борту Туаркыра, в скважинах района оз. Сарыкамыш [5]. В других местах названных районов и на Большом Балхане сеноман представлен верхней зоной нижнего подъяруса. На Большом Балхане строение сеноманских отложений и характер распределения песчано-карбонатных конкреций очень сходны с Туаркырским. Здесь он также начинается глинами, которые через глинистые алевролиты переходят в алевролиты. В основании глин на Большом Балхане (район Огланлы), так же как и на Туаркыре, залегают желто-зеленые алевролиты, мощностью 20—30 см; мощность их на Туаркыре меняется от 20 см до 4 м. В этом прослое на Большом Балхане встречены мелкие, до 1,5 см, глинистые гальки. Ниже его в 7—8 м в конкрециях найдены *Callihoplites* sp., *Dimorhoplites* (?) sp. (определения С. З. Товбиной), характеризующие верхи альба. Сеноманские формы (*Schloenbachia* sp.) встречены нами лишь в 40—50 м выше желто-зеленого прослоя. Однако строение неосвоенной ископаемыми остатками части разреза и наличие указанного прослоя не противоречат отнесению ее к сеноману.

В районе оз. Сарыкамыш в скважине № 212 [5] интервал 435—500 м представлен также верхней зоной нижнего сеномана. Здесь на глубине 460 м найдена *Pteria pectinata* Sow. (определение И. И. Рибас), характеризующая верхнюю зону нижнего сеномана Русской платформы [2].

Таким образом, нижний сеноман в пределах западной и северо-западной части Туркмении представлен зоной *Mantelliceras mantelli*, а верхний параллелизуется с зоной *Acanthoceras rhotomagense*. Отсутствие зоны *Euomphaloceras euomphalum*, а также низов верхней зоны верхнего сеномана и верхней части зоны *Mantelliceras mantelli* обусловлено суммированием двух инверсионных моментов в сторону подъема северо-западной части Туркмении. Первый, видимо, произошел на границе между зонами верхнего сеномана, второй — внутри зоны *Acanthoceras rhotomagense*. Отголоски этих колебаний положительного знака зафиксировались в Западном Копет-Даге [1] в виде образования прослоев фосфоритовых желваков, в основании зоны *Acanthoceras rhotomagense* (разрезы Узун-Су, Канавчай, Кессы) и внутри этой зоны (разрезы Сангу-Даг и Барсли). В последнем пункте фосфоритовые желваки приурочены к горизонту с массовым распространением аммонитов *Acanthoceras rhotomagense* Defr. [1], который параллелизован нами с кровлей плиты в основании верхней сеномана Туаркыра и прилегающих районов. Отсутствие верхнего сеномана в Туаркыре и других районах является следствием предтуронского разрыва. В основании турона встречены, кроме галек и фосфоритовых желваков, обломки ядер нор ракообразных, распространенных на контакте туронских и сеноманских отложений Кара-Шора и восточного борта Туаркыра (род. Акколь).

Разрыв на границе альба и сеномана также обусловлен инверсией на границе между зонами нижнего сеномана. Сравнение разрезов Западного Копет-Дага и Туаркыра с прилегающими районами показывает, что низы нижнего ритма на Туаркыре

присутствуют. С другой стороны, в конгломерате, залегающем в основании сеномана Туаркыра, найдены [3] в большом количестве раковины *Aucellina gryphaeoides* Sow. Эта форма ассоциируется с верхнеальбскими аммонитами в Западном Копет-Даге. Ниже конгломерата встречен *Leptohoplites* sp., указывающий на верхи верхнего альба. То же характерно для Большого Балхана. Как видим, кровля альба лишь затронута разрывом. Следовательно, слон с *Neohibolites ultimus* Orb. были уничтожены в результате инверсии, происшедшей на границе между зонами нижнего сеномана.

Вывод

Сеноманский ярус в северо-западной части Туркмении представлен двумя подъярусами, каждый из которых представлен верхними зонами (в сравнении с сеноманским ярусом Западного Копет-Дага).

Центральная комплексная тематическая экспедиция
Управления геологии и охраны недр
при Совете Министров Туркменской ССР

Поступило
26 июля 1963 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атабекия А. А., Лихачева А. А. — Тр. ВСЕГЕИ, вып. 10, Гостоптехиздат, 1961.
2. Дервиз Г. А. — Тр. ВНИГРИ, вып. 145, Гостоптехиздат, 1959.
3. Кузнецов В. И., Титова М. В. — Тр. ВСЕГЕИ, вып. 2, Гостоптехиздат, 1961.
4. Левшин Б. А., Фартуков М. М. — НГГ, № 3, 1963.
5. Фартуков М. М., Левшин Б. А. — ННТ, сер. геол., № 9, 1962.

Н. С. Цепелев

ОБ ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТА НА ПРОТЯЖЕНИИ ЮРСКОГО ПЕРИОДА В ТУАРКЫРЕ

В ряде предыдущих работ, касающихся юрских отложений Туаркыра [2, 3, 5, 7, 8, 10, 11], приводятся сведения, позволяющие судить о климатических условиях, или прямо указывается климатическая обстановка отдельных веков или эпох юрского периода. В данной статье приводятся дополнительные сведения, полученные в результате изучения вещественного состава отложений. Они позволяют подтвердить и более детально осветить вопрос изменения климата.

В эпохи, предшествовавшие юрскому периоду, и в начале нижнеюрской эпохи на территории Туаркыра формировалась кора выветривания [5, 11]. В конце Эпохи лейаса и в течение ааленского века на всей площади антиклинали накапливались сапропели, послужившие основой углеобразования [5]; в глинистых и других породах наряду с переотложением происходили и новообразования каолинита [9]; осаждалось в небольших количествах, но довольно часто, железо [8]; полевые шпаты значительно разрушались [8]; поверхность была покрыта тепло- и влаголюбивой растительностью из семейств папоротниковых, в меньшей мере хвощовых, цикадовых, гинкговых и хвойных [3, 5]. Все это, вместе взятое, позволяет утверждать о существовании здесь на протяжении лейасовой эпохи и ааленского века гумидного климата.

В байосский век сапропели накапливались лишь в отдельные промежутки времени; каолинитообразование приурочено только ко времени образования сапропелей; в цементе песчаников каолинит спорадичен, кое-где в песках, занимающих по времени образования промежуточное положение между периодами образования сапропелей, в небольших количествах осаждался гипс; железо осаждалось в тех же количествах, что и в аалене, растительность имеет самое пышное развитие за весь юрский период, но в составе флоры резко увеличиваются гинкговые и хвойные [3, 5].

Эти факты позволяют утверждать, что особых изменений в климате в течение байосского века по сравнению с ааленским не произошло и, вместе с тем, они указывают на некоторые отклонения его в сторону засушливости.

В батский век сапропелеобразование приурочено к самому началу и концу его и распространено далеко не на всей площади; каолинитообразование имеет место только в конце века; железо осаждалось в тех же количествах, что и в байосский век; гипсообразование здесь более интенсивное, чем в предыдущий век, и чаще всего приурочено к началу или концу времени накопления песчаных пачек; довольно ак-

тивные эоловые процессы [5, 7]; видовой состав флоры скудный [3]; растительность минерализуется [10].

Перечисленные факты свидетельствуют о значительных изменениях климата в батский век, в сравнении с байосским, в сторону засушливости. Лишь в конце века на небольшой промежуток времени климат несколько восстанавливается, приближаясь по типу к ааленскому.

В течение верхнеюрской эпохи накапливались мелководно-морские отложения: карбонатно-терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные; в составе карбонатной части отложений осаждался доломит; количество доломита в осадках увеличивается от начала к концу эпохи и в начале оксфордского века образуется слой почти чистого доломита; кое-где осаждаются в небольших количествах целестин. В составе фауны представители стеногаллиных появляются периодически [11]; иногда встречаются среди них стенотермные формы [1]. Взаимоотношения количеств стеногаллиных видов морских животных, сохранившихся в осадках, со степенью доломитности отложений [11], указывают на периодическое и, вместе с тем, прогрессирующее осоложение верхнеюрского бассейна. Но ангидриты в составе отложений не найдены.

Эти факты свидетельствуют о том, что в течение верхнеюрской эпохи прогрессировал засушливый климат. Сформировался ли он окончательно как засушливый в конце эпохи — утверждать трудно: отсутствие (размыв) отложений, залегающих выше нижнеоксфордских, стирает и климатические факторы. Но кое-где в составе неоксфордских отложений, залегающих с разрывом на верхнеюрских и даже батских породах, уже присутствуют прослои ангидритов [4, 5], свидетельствующие о наступлении засушливого климата в данном районе.

Выводы

Изложенное выше позволяет последовательно проследить постепенную смену климатических условий от гумидных к аридным в течение юрского периода в Туаркыре. Климатическая обстановка отображает одну из важных сторон палеогеографии геологического прошлого.

Институт геологии
АН Туркменской ССР

Поступило
5 сентября 1963 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аманниязов К. — Зональное расчленение верхнеюрских отложений Туаркыра. Доклады АН СССР, 1960, т. 135, № 3.
2. Баранова З. Е., Буракова А. Т., Бекасова Н. Б. — Стратиграфия, литология и флора юрских отложений Туаркыра. Пробл. нефтегазоносности Средней Азии, вып. 13. Госуд. научно-техн. изд. нефт. и горнотопл. литер., 1963.
3. Буракова А. Т. — Мезозойская флора Туаркыра и ее стратиграфическое значение. Вестник Лен. ун-в., № 6, сер. геол. и географ., вып. 1, 1962.
4. Геология СССР, т. XXII, ч. 1, Госгеолтехиздат, 1957.
5. Машрыков К. — Юрские угленосные отложения Северо-Западной Туркмении и их положение в Крымо-Кавказо-Прикаспийской угленосной провинции. Изд. АН ТССР, 1958.
6. Страхов Н. М. — Основы теории литогенеза, т. I, II. Изд. АН СССР, 1962.
7. Цепелев Н. С. — Вещественный состав и условия образования батских отложений Туаркыра. Известия АН ТССР, № 1, 1958.
8. Цепелев Н. С. — Вещественный состав пестроцветной и нижней угленосной свит Туаркыра. Известия АН ТССР, № 5, 1960.
9. Цепелев Н. С., Трубин А. И. — К рентгеновским исследованиям минералогического состава и генезису глин пестроцветной и нижней угленосной свит Туаркыра. Известия АН АзССР, № 3, сер. геолог., 1963.
10. Цепелев Н. С. — О генезисе и фаціальном значении конкрециевидных тел песчаниковой свиты батских отложений Туаркыра. Известия АН ТССР, № 6, сер. ФТХиГН, 1963.
11. Цепелев Н. С. — Литология юрских отложений Туаркыра. Автореферат кандидатской диссертации, Ашхабад, 1963.

ХРОНИКА

Г. А. Габриэляни
М. И. Раевский

О РЕЗУЛЬТАТАХ РАБОТ УПРАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ ТУРКМЕННОЙ ССР ЗА 1963 г.

В 1963 г. продолжались работы по изучению геологического строения территории республики, выявлению перспектив нефтегазоносности, поискам и разведке подземных вод. Структурное и поисковое бурение и геофизические исследования проводились на наиболее интересных участках. Пройдено 84 442 м бурения, отработано 13 563 км сейсмопрофилей. Геологической съемкой среднего масштаба на востоке и в центре республики покрыта площадь в 22 411 км². В результате подготовлено и передано под глубокое разведочное бурение 22 антиклинальные структуры, из них 8 на западе — Банкалийская, Банка Лам, Банка Западный Лам, Банка Жданова, Банка Западно-Ждановская, Овал-Товалская, Южно-Чайноковская и Кугунекская, 5 — в центре — Акбашлинская, Восточно-Акбашлинская, Эгритақырская, Сансызская, Беурлешинская и 9 — на востоке — Кирпичлинская, Сакарская, Пограничная, Багаджинская, Учаджинская, Восточно-Учаджинская, Нагаралинская, Южно-Унгузская, Кагазлагская. Составлен ряд региональных карт мелкого масштаба: карта перспектив нефтегазоносности Туркмении (редактор Г. А. Габриэляни), тектоническая карта Центральной и Восточной Туркмении (редактор Г. И. Амурский), карта геохимической характеристики ряда стратиграфических подразделений территории республики (редактор О. В. Барташевич), гидрогеологическая и карта грунтовых вод Туркмении (редактор Н. Г. Шевченко).

Гидрогеологами республики продолжают средне- и мелкомасштабные гидрогеологические съемки с целью выявления закономерностей распределения пресных подземных вод и детальные исследования, в результате которых получены значительные запасы пресных вод в предгорьях Копет-Дага и районе Чарджуу. Для нужд народного хозяйства передано 18 разведочно-эксплуатационных скважин и пробурена 21 скважина для обеспечения технической водой объектов объединения «Туркменнефть». На Челекенском месторождении йодо-бромных вод закончены исследования по выработке методики водозабора и увеличены запасы. Выявлен перспективный Боядагский участок с прогнозными запасами, близкими к утвержденным промышленным запасам Челекена.

В юго-восточной части Западно-Туркменской низменности в своде погребенного поднятия Зриик, под толщей разреза плиоцена и постплиоцена вскрыты дат-маастрихтские отложения, из которых получены значительные притоки газа. На южном крыле и восточной приклинали вскрыт палеоген. В наиболее приподнятой части Западно-Аладагской антиклинали под акчагылом (500—600 м) вскрыты размытые отложения альба и частично апта, из которых отмечено сравнительно сильное проявление газа. На поднятии Сыртланли под отложениями красноцветной толщи впервые установлены понтические отложения нижнего плиоцена. В нижней части разреза красноцветной толщи отмечалось проявление газа.

Под Перевало-Айдинской складкой, расположенной на северном склоне Мало-Балханской антиклинали, бурением установлен пологий надвиг амплитудой 500—600 м, а в районе Мало-Балхана и Кюрен-Дага доказано, что Главный Копетдагский надвиг существовал еще в неокомское время. Поэтому складки Западного Копет-Дага, ориентированные в северо-восточном направлении, не прослеживаются в предкопетдагском краевом прогибе. В Туаркыр-Капланкырской зоне поднятия установлены отложения карбонатного оксфорда (36 м), континентального неокома, терригенного апта, сеномана, турон-коньяка и карбонатного кампана и маастрихта общей мощностью 920 м (Прикаспийская геологоразведочная экспедиция).

Центральной Каракумской нефтеразведочной экспедицией совместно с Туркменским филиалом ВНИИ произведен подсчет запасов газа по Зеагли-Дарвазинскому месторождению. Запасы газа утверждены ГКЗ по категории В+С₁=58,2 и по категории С₂=10,2 млрд. м³. Буровыми работами, проведенными в зоне сочленения Зеагли-Дарвазинского и Ахчакаинского поднятий, установлен также наиболее полный и относительно стабильный разрез маастрихтских отложений, мощность которых порядка 100 м. К югу и северу от этой зоны происходит уменьшение их мощностей вследствие размыва в верхней части. Опробованием апт-неокомских отложений на Модарской площади (скважина № 301) получены притоки пластовых вод с растворенными углеводородными газами, аналогичными по химическому составу газам Зеагли-Дарвазинского месторождения.

В Восточном Заунгузье геофизическими методами выявлены крупные тектонические элементы: Балкунский прогиб и Ургенчский выступ. В пределах Заунгузского прогиба оконтурена Мергенская антиклиналь и установлено наличие структурных осложнений на восточном борту. Проведены первые обнадеживающие опыты применения геофизики для изучения глубинной геологии Гаурдак-Кугитангского эпиплатформенного района. Из методических новшеств следует особо отметить применение способа плоского фронта (СПФ) для трассирования тектонических нарушений (Аму-Дарьинская геофизическая экспедиция). В Юго-Восточных Кара-Кумах с успехом применен метод регулированнонаправленного приема (РНП) для прослеживания подсолевых отложений (Восточно-геофизическая экспедиция).

В пределах южного склона Каракумской платформы сейсмическими исследованиями выявлена зона резкого погружения палеозойского фундамента, с которой связано значительное увеличение мощности осадочного чехла, а следовательно, и появление новых горизонтов, особенно в нижней части осадочной толщи. С этой зоной могут быть связаны крупные месторождения нефти и газа. Сейсмические исследования в пределах северной части Центрально-Каракумского свода показали сложное строение палеозойского фундамента. Кроме того, отмечено смещение сводов ряда антиклиналей по верхнемеловым отложениям относительно фундамента. Установлена амплитуда Ербентского разлома по поверхности фундамента 800—1200 м (Бахардокская геофизическая экспедиция).

На западе Туркмении успешно проводились методические исследования по прямому поиску нефти и газа, регулируемому направленному приему, глубинным сейсмическим зондированием КМПВ и по получению отраженных волн от глубоких (до 5—15 км) горизонтов (Западная геофизическая экспедиция).

В результате геохимических исследований рассеянного органического вещества, битумов и газов мезокайнозойских отложений платформенной части Туркмении выделены площади, представляющие наибольший интерес для детальных работ на нефть и газ. К возможно нефтематеринским комплексам относятся ниже-среднеюрские отложения для всей территории и альбские для юго-востока республики (Геохимическая партия ЦКТЭ).

При бурении скважины в долине р. Сумбар (Западный Копет-Дар) из альб-сеноманских отложений получены пленки нефти (А. В. Кудельский, О. В. Барташевич).

К северу от Репетек-Чешминской зоны дислокаций картировочным бурением установлено крупное Малайское поднятие с амплитудой по подошве палеогеновых отложений до 150 м. Благодаря неглубокому (до 400 м, абс. отм. — 200 м) залеганию верхнемеловых отложений и обширным размерам эта структура рекомендуется как первоочередной объект поискового бурения на нефть и газ (Н. И. Лупарев, А. В. Яхно).

В Гаурдак-Кугитангском районе уточнены границы между аптом и альбом. Рядом скважин вскрыты пласты калийных солей мощностью до 10 м. Уточнена структура Узункудукского регионального разлома и Кунлалаягский разлом с амплитудой до 1000 м и разлом вдоль западного склона хребта Кугитанг-Тау. В районе Гаурдака отмечены проявления йодо-бромных вод, позволяющие по-новому оценить перспективы Гаурдака в отношении гидроминерального сырья (Кугитангская экспедиция).

На крайнем юге республики установлено ступенчатое-блоковое строение Кушкинской группы поднятий, которая выделяется в самостоятельную зону эпигерцинской платформы. Впервые в Кушкинском районе вскрыты верхне- и среднеюрские отложения, возраст которых определен на основании палинологических исследований. По фаунистическим данным и сопоставлением разрезов Горного Балхыза расчленены меловые отложения. Установлен размыв между верхней юрой и мелом. В палеогеновых отложениях крайнего юга республики на основании литологических особенностей и изучения остатков фауны выделены горизонты: в нижнем эоцене — мургуновский, представленный кварцевыми песчаниками, в верхнем эоцене — бердыккычский, сложенный известняками и песчаниками, являющийся аналогом керестинского горизонта (А. Н. Давыдов).

К юго-востоку от г. Байрам-Али значительно уточнена стратиграфия неогеновых отложений. Здесь наряду с аналогами уже известных свит—казганчайской, карагаудан-

ской и гокчинской—выделяются верхнеплиоценовые саятские слои и репестекская толща, кроме того аналоги казганчайской свиты разделены на две подсвиты: подсвиту «а» и подсвиту «б» (А. А. Николаев, Ю. В. Тимофеев).

Изучение микрофауны и сопоставление разрезов скважин по профилю Ясхан—Дарваза позволили установить отсутствие отложений туронского яруса в районах Кызыл-Арвата, Казы, Модара, залива Кара-Богаз-Гол и юга Краснодарского полуострова (Верхнемеловой отряд литологостратиграфической партии ЦКТЭ).

В Западном Заунгузье под отложениями сармата установлено повсеместное залегание тортонского яруса, представленного песчано-глинисто-гипсовыми отложениями мощностью от 10 до 110 м (Д. А. Александров).

Понсково-ревизионными работами установлено на территории Туркмении шесть литолого-формационных комплексов, с присущими каждой формации соответствующими генетическими типами редких элементов. Понсковыми работами обнаружена древняя (неогеновая) россыпь в среднем течении Теджена с содержанием циркона. Составлена металлогеническая карта Кугитангского горно-рудного района. Изучено распределение редких и рассеянных элементов в соленосных комплексах Туркмении для построения прогнозной карты (Понсково-ревизионная партия ЦКТЭ).

При изучении межкристалльных рассолов четвертичных солей Карашорской, Сарыкамышской, Султансанджарской впадин, озера Куули и русла Узбоя установлено, что рассолы обычно содержат в заслуживающей внимание концентрации калий, рубидий, йод и другие элементы. Помимо этого выявлены основные закономерности распространения минеральных лечебных и минеральных промышленных вод на территории республики и составлена соответствующая карта (Гидрохимическая партия ЦКТЭ).

Впервые в районе передового хребта Торгой-Даг (Западный Копет-Даг) были обнаружены образования карагауданской свиты, залегающей на отложениях торымбуерской свиты палеогена и перекрытой прибрежно-морскими образованиями чокракского горизонта (А. Г. Езиашвили).

Составлен очерк «Природные условия и минерально-сырьевые ресурсы ТССР с геолого-экономическим районированием». Кроме того, разработана «Геолого-экономическая оценка минерально-сырьевых ресурсов ТССР на период генеральной перспективы до 1980 г.» (Прогнозная партия ЦКТЭ).

Управление геологии и охраны недр
при Совете Министров Туркменской ССР

Поступило
21 апреля 1964 г.

Б. Таимова
Г. Мурадова

СОВЕЩАНИЕ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ПРОБЛЕМЕ «НЕФТЕХИМИЯ И ХИМИЧЕСКАЯ ПЕРЕРАБОТКА УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ» СРЕДНЕАЗИАТСКОГО ЭКОНОМИЧЕСКОГО РАЙОНА

В период с 11 по 15 мая 1964 г. в г. Душанбе состоялось совещание научного Совета по проблеме «Нефтехимия и химическая переработка углеводородных газов» Среднеазиатского экономического района.

В работе совещания, кроме членов научного Совета, утвержденного Среднеазиатским совещанием по той же проблеме, состоявшемся в ноябре 1962 г. в г. Ашхабаде, приняли участие представители Средазбюро ЦК КПСС, Средазгосплана, Средазсовнархоза, ЦК КП Таджикистана, Госкомитета по координации научно-исследовательских работ СМ ТаджССР, научного Совета по нефтехимии отделения общей и технической химии АН СССР, Таджикского госуниверситета им. Ленина, Института использования топлива Госнефтехимкомитета Госплана СССР, ученый секретарь Совета С. И. Локтев. Кроме того, присутствовали 24 сотрудника от Института химии АН Таджикской ССР, а также из других предприятий республики.

Со вступительным словом выступил председатель Совета академик АН ТССР С. Р. Сергиенко. Он подчеркнул большое значение этого совещания для развития химической промышленности в Средней Азии. Основным вопросом, обсуждавшимся на совещании, были итоги научных исследований за 1963 г., изложенные в докладах: «Детализированное исследование гетероатомных соединений, содержащихся в нефтях юга Средней Азии» — И. У. Нуманов (Институт химии АН Таджикской ССР); «Получение и исследование бензолкарбоновых кислот из углеводородов нефти» — Г. Х. Ходжаев (Институт химии АН Узбекской ССР); «Разработка методов улучшения никелевых катализаторов, применяемых в процессах гидрообессеривания светлых нефтепродуктов» — А. С. Султанов (Институт использования топлива Госнефтехимкомитета); «Исследование процесса низкотемпературного окисления парафиновых углеводородов» — О. Е. Леванеский (Институт органической химии АН Киргизской

ССР); «Технологическая характеристика нефтей Котуртепинского месторождения» — С. Ф. Моисейков (Туркменский филиал ВНИИ); «Об основных научных итогах исследований Института химии АН Туркменской ССР, по проблеме нефтехимии за 1963 г.» — С. Р. Сергиенко; «Исследования состава конденсатов газовых месторождений» (Сергиенко С. Р., Атамередова К. Р., Гарбалинский В. А. Петрова А. А., Чирова Е. В. — Институт химии АН Туркменской ССР); «Состав и превращения высокомолекулярной части котуртепинской нефти» (С. Р. Сергиенко, Б. А. Танмова, В. А. Гарбалинский — Институт химии АН Туркменской ССР); «Структура высокомолекулярных углеводородов нефти» (С. Р. Сергиенко, Г. А. Мурадова, А. Г. Короткий — Институт химии АН Туркменской ССР).

Были заслушаны сообщение С. Р. Сергиенко о плане работы научного Совета на 1964—1965 гг., а также выступления представителей институтов академий наук и отраслевых институтов Средней Азии с сообщениями о планах научных исследований на 1964—1965 гг. и об основных направлениях исследовательских работ на 1966—1970 гг.

Исследования в разных институтах велись в соответствии с решением Ашхабадского совещания 1962 г. В 1963 г. значительно увеличился объем экспериментальных исследований и получен ряд интересных новых данных по характеристике состава, свойств, строения углеводородов и гетероорганических соединений нефтей промышленных месторождений и конденсатов газовых месторождений. Получены данные по использованию потенциальных возможностей их как химического сырья. Получили дальнейшее развитие методические работы по выделению и исследованию отдельных групп углеводородов и сераорганических соединений нефти.

На основании результатов экспериментальных исследований 1962—1963 гг. даны некоторые практические предложения по направлению переработки и использования нефтей отдельных месторождений и конденсатов газовых месторождений, а также по улучшению процессов обезвоживания и обессоливания сырых нефтей и каталитической десульфуризации нефтепродуктов.

К сожалению, в научных учреждениях Среднеазиатских республик почти совсем не ведутся исследования по химической технологии нефти и природного газа и не создаются опытные установки для опытно-промышленной проверки разработанных в лабораторных условиях процессов, на нефтеперерабатывающих заводах не организованы исследовательские лаборатории. Слабо ведется научно-техническая информация научно-исследовательских институтов, промышленных предприятий и Совнархоза по проводимым исследованиям. Все еще недостаточна научно-методическая связь с ведущими научными учреждениями страны.

Многочисленные критические выступления в прениях участников совещания позволили выявить эти недостатки и предложить пути их устранения.

Следует отметить исключительно деловой и принципиальный характер обсуждения на совещании всех вопросов координации научно-исследовательских работ по проблеме нефтехимии.

Решения, принятые научным Советом, отвечают прежде всего интересам общегосударственным, исключаям многообразие, параллелизм. Так, например, научный Совет постановил просить Президиум АН Узбекской ССР пересмотреть план исследовательских работ по проблеме «Нефтехимия и химическая переработка углеводородных газов» с целью концентрации основных сил и средств на основные направления, определенные в решении Среднеазиатского совещания в ноябре 1962 г.; устранить многообразие за счет исключения из планов тем по гетероорганическим соединениям, разрабатываемых в АН Таджикской ССР, и тем по нафтеновым кислотам разрабатываемых в Институте химии АН Туркменской ССР. Считать целесообразным разработку методик по разделению алифатических спиртов ввести в Институте химии АН Узбекской ССР в содружестве с Институтом органической химии АН Киргизской ССР.

Учитывая исключительную важность развития в Среднеазиатском экономическом районе химико-технологических и проектно-конструкторских работ по нефтехимии, Совет постановил просить соответствующие союзные организации создать на Красноволовском нефтеперерабатывающем заводе Центральную научно-исследовательскую лабораторию.

Ученый секретарь научного Совета по нефтехимии при отделении общей и технической химии АН СССР С. М. Локтев информировал совещание о планах работы научного Совета.

Участники совещания с удовольствием воспользовались предложением организаторов совещания осмотреть лаборатории Института химии АН Таджикской ССР, а также посетить живописные окрестности города и совершить поездку на строительную площадку Нуракской гидроэлектростанции. Участники совещания глубоко благодарны Президиуму АН Таджикской ССР, дирекции Института химии АН Таджикской ССР и особенно непосредственным организаторам И. У. Нуманову, З. А. Румянцевой, В. П. Чайко и другим сотрудникам Института химии АН Таджикской ССР за хорошую организацию и радушное гостеприимство.

МЕТЕОРНЫЙ БЮЛЛЕТЕНЬ

А. П. Саврухин

НАБЛЮДЕНИЯ МЕТЕОРНЫХ СЛЕДОВ В АВГУСТЕ 1962 г. В АШХАБАДЕ

По наблюдениям дрейфа метеорных следов в августе 1962 г. в Ашхабаде был вычислен профиль скоростей атмосферных ветров для области высот 82—103 км. С 9 по 11 августа наблюдалось восемь метеорных следов: для четырех следов были получены фотографии, четыре следа наблюдались визуально. Все метеорные следы были образованы метеорами потока Персеид. В табл. 1 указаны момент образования следа по Мировому времени, яркость метеора в звездных величинах, зенитное расстояние радианта метеорного потока, положение следа на небесной сфере в горизонтальной системе координат и продолжительность дрейфа в секундах.

Таблица 1

Но- мера следа	Дата, момент	m	z_R	z	A	τ
1	Август 9 21 28	-4.5	46°	74°	81°	372 сек
2	22 50	-1.0	35	69	124	450
3	23 13	0.0	31	79	72	45
4	23 30	0.0	30	66	197	20
5	23 45	0.5	28	55	2:1	100
6	10 21 57	0.0	42	63	64	40
7	23 50	0.0	28	76	192	280
8	11 20 23	0.0	55	35	253	25

Таблица 2

Высота	Скорость	Направление дрейфа	Высота	Скорость	Направление дрейфа
103 км	34 м/сек	к 3	92 км	51 м/сек	к ЮВ
102	33	3	91	43	ЮВ
101	32	3	90	38	ЮВ
100	31	ЮЗ	89	31	ЮВ
99	30	ЮЗ	88	22	ЮВ
98	30	ЮЗ	87	12	ЮВ
97	31	Ю	86	15	ЮЗ
96	35	Ю	85	19	В
95	42	Ю	84	23	В
94	46	Ю	83	27	В
93	50	ЮВ	82	31	ЮВ

Высоты следов определены по эмпирической зависимости «высота—яркость—угол наклона метеора в атмосфере». Для каждого метеорного следа было получено распределение скоростей дрейфа по высоте. Так как для большинства следов (6 из 8) распределения оказались подобными, было вычислено среднее распределение по всем следам. Оно представлено в табл. 2, где для каждого километра по высоте указаны скорости дрейфа (м/сек) и преобладающее направление дрейфа.

Для интервала высот 89—103 км средняя квадратичная ошибка скорости ± 13 м/сек, для высот 85—88 км ± 5 м/сек. В области высот 81—86 км скорость дрейфа уменьшалась с градиентом -4 м/сек. км, на высотах 87—92 км — возрастала с градиентом $+7$ м/сек.км, на высотах 93—97 км — снова уменьшалась с градиентом -4 м/сек.км, на высотах 98—103 км медленное увеличение скорости с градиентом $+1$ м/сек.км. Наименьшие скорости отмечены на высотах 85—88 км, наибольшие — на высотах 91—95 км. Распределение скоростей подобно полученному нами ранее для августа 1961 г., области минимальных скоростей дрейфа совпадают с точностью до одного километра [1].

Все скорости по абсолютной величине заключены в интервале 0—80 м/сек; дрейфов со скоростями, превышающими 80 м/сек, не наблюдалось. Повторяемость скоростей дрейфа характеризуется данными табл. 3.

Таблица 3

0—20 м/сек	21—40	41—60	61—80
40%	21%	16%	23%

Отмечается довольно большое число медленных скоростей дрейфа, для интервала скоростей 0—10 м/сек их 32%, для интервала 0—5 м/сек — 20%. Средняя скорость дрейфа составляет 33 м/сек, что также совпадает с результатами 1961 г. (34 м/сек).

Наиболее часто встречающееся направление дрейфа — к ЮВ. Из табл. 1 видно, что с ростом высоты азимут дрейфа увеличивается.

Отдел геофизики и сейсмологии
АН Туркменской ССР

Поступило
27 апреля 1964 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Саврухин А. П., Насырова Л. И — Известия АН ТССР, сер ФТХиГН, № 1, 121—124, 1964.

Мамаев С. — CdSnAs ₂ -2 In As системасындағы эргинлерің электрик гечиржилги	3
Сергиенко С. Р., Тайымова Б. А., Халлыева Д. П., Гарбалинский В. А., Гукасова Р. Г. — Готурдепе небитиниң ёкары молекулалы углеводородларының дүзүми ве хәсети	8
Сергиенко С. Р., Тайымова Б. А. — Готурдепе небитиниң углеводородларының ёкары молекулалы фракциясының каталитик крекинги	13
Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А., Абдуллаев Ф. З. — Готурдепе небитиниң ёкары молекулалы чөклү углеводородларының химик хәсети.	19
Сергиенко С. Р., Атамередова К. Р., Гарбалинский В. А., Гурбанова Г. К., Чирова Е. В., Петрова А. А. — Гарагум газ ожагының конденсатының углеводород дүзүминиң характеристикасы хақында	29
Ныязов А. Н., Якименко В. П. — Нафтен кислоталарының нафтен эфири	40
Балакаев Б. К. — Сув ховдапларындан ашаклыгына ақия деряларың өз кенарларыны ювушларының хасабыны чыкармагың усулы хақында	43
Балгульев Ч. К. — Гүндогоар Түркменистаның ёкаркы хек чөкүндицериниң кесимлериниң типлери	48
Езиашвили А. Е. — Меркези Көпетдагла ёкаркы юра чөкүндицериниң тәзе тапындысы	56
Раевский М. И., Ткачук М. А., Халлыев С. П. Гүндогоар Унгузың аңырындағы палеоген	63
Соколовская Л. А. — Унгузың аңырындағы Гүндогоар Гарагумуң ёкаркы хек чөкүндицериниң эмеле гелмегиниң ве палеогеографиясының эсасы айратынлыклары	69
Мередов Т. — Амыдеряның орта ақымында ве Унгузың аңырындағы Гарагумуң гүндорта-гүндогоар бөлегинде яйран хек ве гелеоген дөвүрлериниң аралыгында ерлешен гатлаклар хақында	76
Томашаев Г. ве Худонин И. М. — Көйтен себитлериндеки юра чөкүндицеринде кәбир элементлерин яйрайшы	82
Калдаров М. К. — Унгузың аңырындағы Гарагумда ерасты сүйжи ве шор сувларың азрация зонасының кәбир айратынлыклары	87
Буркова Г. Н. — Түркменистаның хек дөвүрүнн ахырында дегишли пликатулараның тәзе гөрүнүш	95
ГЫСГАЧА ХАБАРЛАР	103
Агаев Я., Михайлов А. Р. — AlSb монокристалларының йылдык гечиржилги (103). Беркелиев М. — Ионосфераның F ₂ гатының ғышкы ионизациялашмагының гүнделик аномалиясы (105). Сидоров Е. П., Жигирис Д. Д., Виноградов Б. Н. — Газ силикатының хилине кәбир технологик факторларың эдйән тәсири (108). Жигирис Д. Д., Сидоров Е. П. — Диспергирленен алюминий пудрасының эсасында ясалан газлы силикат (110). Ылясов Б. — Бетонланан ер каналының моделниң сеймик дурнуқлылығы (112). Соколовская Л. А. — Унгузың аңырындағы Гарагумуң гүндогоар бөлегинде яйран ёкаркы хек чөкүндицериниң литологик кесимниң ики типі хақында (115). Фартуков М. М. — Түркменистаның демиргазык-гүндобатар бөлегиндеки есноман мертебесиниң стратиграфиясы хақында (117). Цепелев Н. С. — Туваргырда юра дөвүрүнн довамында климатың үйгейши хақында (120).	
ХРОНИКА	122
Габриэлянц Г. А., Раевский М. И. — Түркменистан ССР-ниң Министрлер Советиниң гарамыгындағы Геология ве ерасты байлыклы горап кәлайыш управленнесниң 1963-нжи йылда эден ишлериниң нетижелери хақында (122). Тайымова Б., Мырадова Г. — Орта Азия ыкдысады районының ылмы Советиниң «Нефтехимия ве углеводород газларыны химик гайтадан ишлейиш» меселеси боюнча маслахаты (124).	
МЕТЕОР БЮЛЛЕТЕНИ	126
Саврухин А. П. — Ашгабатда 1962-нжи йылда метеор ызларына гечирилен гөзөгчиликлер (126).	

Ученый секретарь Т. В. Артыкова.

Техредактор Г. А. Артыкова.

Слано в набор 9/VI-1964 г. Подписано к печати 30/VII-1964 г., уч.-издат. л. 129, физ. л. 8,00. Формат 70x108¹/₁₆, зак. № 4587. Тираж 725. Цена 60 коп. И-01953.

**Продолжается подписка
на журнал**

**„ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
ТУРКМЕННОЙ ССР“
на 1964 год**

ПО СЕРИЯМ:

**физико-технических, химических
и геологических наук
биологических наук
общественных наук**

**Периодичность каждой серии
6 номеров в год**

Подписная плата

**серия физико-технических,
химических и геологиче-
ских наук**

**серии биологических
и общественных наук**

на год 3 р. 60 к.

3 р.

на 6 месяцев 1 р. 80 к.

1 р. 50 к.

**цена отдельного
номера 60 к.**

50 к.

**Подписка принимается
во всех отделениях
„СОЮЗПЕЧАТИ“**